

n-1483

2-1983

015

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 5

**О ВТОРИЧНЫХ  
ИЗМЕНЕНИЯХ  
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

*СБОРНИК СТАТЕЙ*

Л. В. Пустовалов. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Д. П. Сердюченко. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. Н. В. Ренгартен. Минералы титана в угленосных осадочных породах. А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. Ю. А. Ходек. Вторичные минералы нижнекембрийских отложений Алданского района Якутской АССР. М. Е. Бердичевская. О некоторых новообразованиях в низах мезозойского комплекса юго-западной части Вилюйской впадины. Л. В. Пустовалов.  
О вторичных полевых шпатах в осадочных породах.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
МОСКВА

А К А Д Е М И И  Н А У К С С С Р

---

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 5

**О ВТОРИЧНЫХ  
ИЗМЕНЕНИЯХ  
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1956

Ответственный редактор  
*член-корреспондент АН СССР Л. В. Пустовалов*

Л. В. ПУСТОВАЛОВ

**ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД  
И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

«...Привычка к мнению часто  
приводит к полному убеждению в  
его правильности...»

*Берцелиус***1. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Одной из основных задач литолого-петрографического изучения осадочных горных пород является выяснение условий их образования. Нередко считают, что эта задача является решенной, если в результате изучения осадочных пород удастся выяснить условия накопления изучаемых древних осадков.

Однако выяснение условий древнего осадкообразования, конечно, не исчерпывает всей истории образования осадочной горной породы: после накопления древнего осадка он превращается в горную породу, которая пребывает в земной коре длительное геологическое время, испытывая при этом ряд изменений, иногда достаточно глубоких (эпигенез, метаморфизм, переплавление). В результате совокупности этих явлений, которые можно объединить под общим названием «вторичных изменений», создаются те горные породы, которые мы находим в настоящее время в недрах Земли.

К сожалению, явления вторичного изменения осадочных горных пород, характеризующие большую часть времени их существования в земной коре, изучены крайне слабо. В сущности говоря, наука об осадочных породах, в современном ее виде, скорее может быть названа учением об о с а д к о о б р а з о в а н и и, чем учением об осадочном п о р о д о о б р а з о в а н и и.

Ставя перед собой главной целью выяснение условий древнего осадкообразования и подходя с этой точки зрения к осадочным породам, как к «документам геологического прошлого», что было вполне естественно на определенном этапе развития нашей науки, исследователи, как правило, избегали осадочных пород и толщ, явственно измененных последующими процессами. Они исключали из своего рассмотрения и из своих рассуждений вторичные новообразования, старались подобрать для изучения наиболее «свежие», неизмененные образцы. Это делалось для того, чтобы по возможности «снять» с изучаемых горных пород влияние вторичных процессов, совершившихся после образования древних осадков, и тем самым по возможности приблизиться к пониманию характера первичного осадка. Результаты вторичных процессов, происходивших в оса-



дочных толщах, обычно не только не привлекали к себе должного внимания, но даже считались досадной помехой в изучении условий образования древних осадков. Некоторые принятые сейчас приемы изучения осадочных образований (например, предложенный мною в свое время метод построения литогенетических колонок, дающих наглядное представление о ходе древнего процесса осадконакопления) требуют исключения при исследовании образцов, явно затронутых вторичными процессами.

В самое последнее время интерес со стороны литологов и петрографов-осадочников к вторичным изменениям осадочных пород и, в частности, к вопросам их метаморфизма сильно возрос. Это и понятно. Сейчас, на более высоком уровне развития нашей науки, попрежнему уделяя должное внимание выяснению условий древнего осадкообразования, мы должны коренным образом изменить наше отношение к вторичным изменениям осадочных горных пород. При этом мы должны помнить, что только путем внимательного и углубленного изучения вторичных новообразований, свойственных осадочным породам, а также путем изучения вторичных структур, текстур и форм залегания, конечно, с учетом общей геологической ситуации, мы можем понять историю той или иной осадочной горной породы на протяжении длительного времени ее пребывания в земной коре.

Следует отметить, что изучение вторичных изменений осадочных пород (эпигенеза, метаморфизма) было признано Всесоюзным совещанием по осадочным породам в ноябре 1952 г. одной из важнейших очередных задач науки об осадочных породах.

## 2. СТЕПЕНЬ ИЗУЧЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Наблюдения над вторичными минеральными новообразованиями, свойственными неметаморфизованным осадочным толщам, носят, к сожалению, спорадический и в значительной мере случайный характер. Систематических и планомерных исследований в этом направлении до сих пор не ставилось. Интересные, хотя и не полные обзоры имеющихся данных о вторичных минеральных выделениях, встречающихся среди осадочных пород, были даны в работах П. Босвелла (Boswell, 1933) и И. А. Преображенского (1940).

Несмотря на несистематичность зарегистрированных в литературе наблюдений над минеральными новообразованиями, встречающимися в осадочных породах, совокупность их представляет исключительно большой интерес, так как позволяет по-новому подойти к некоторым весьма важным вопросам не только минералогии осадочных толщ, но и вопросам минералообразования вообще.

Мы теперь знаем, что при термодинамических условиях, свойственных осадочной оболочке земного шара — стратисфере, и весьма далеких от термодинамических условий зоны магмы, в осадочных породах образуются такие минералы, которые мы привыкли считать исключительной принадлежностью высокотемпературных геологических процессов (магматических, гидротермальных, контактных и др.).

Находки таких минералов среди осадочных пород, делавшиеся ранее, привлекали к себе пристальное внимание выдающихся отечественных исследователей (А. П. Карпинского, А. Е. Ферсмана, В. И. Вернадского, П. А. Земятченского и др.). Новые находки значительно расширяют как районы распространения, так и списки «высокотемпературных» минеральных новообразований, встречающихся среди «холодных» осадочных пород.

Для иллюстрации сказанного в следующих разделах приводятся краткие сведения о нахождении в осадочных породах некоторых наиболее

интересных минеральных новообразований. Разумеется, что приводимый ниже обзор отнюдь не претендует на полноту.

Сообщаемые ниже данные относятся к осадочным породам, не несущим на себе явных следов метаморфизма.

### 3. ВТОРИЧНЫЕ САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Из самородных металлов привлекает к себе внимание нахождение среди осадочных пород новообразованных железа, меди и золота.

Самородное земное (теллурическое) железо, как известно, характерно для основных глубинных магматических пород. Но оно может образовываться и в осадочных толщах, богатых органическим веществом, в результате вторичных процессов восстановления железистых соединений.

Еще в 1908 г. А. Купфер описал самородное железо из болотной руды, залегающей под торфом, близ Кубинского озера около Вологды. Найденный кусок самородного железа весил 1,1 кг, имел включения магнетита и обладал зернисто-оолитовым строением, свойственным болотной руде, за счет восстановления которой он, очевидно, образовался. Вологодское самородное железо содержало: Fe — 99,08%,  $P_2O_5$  — 0,28%,  $SiO_2$  — 0,07% и органического вещества — 0,57% (последнее было определено по разности).

М. Сидоренко (1903) описал новообразования самородного железа величиной до 1 мм, как результат изменения пирротина, рассеянного в антраците Грушевки (Донецкий бассейн).

В довольно ощутимых количествах (примерно до 3%) самородное железо было обнаружено в кремнистых сланцах о. Борнео, в бассейне р. Сикаямы (Вернадский, 1927, стр. 244). Оно известно также в Тюрингии, в окрестностях Мюльхаузена, где зерна самородного железа встречаются в известняке и сопровождаются выделениями пирита. В Канаде, близ озера Гурон, Онтарио, самородное железо было обнаружено в виде тонкой корки на кварцитах. В США самородное железо описано из угольных пластов Миссури, в Камероне, округ Клинтон; оно известно также в глинистых сланцах близ Нью-Брунсуик, Нью-Джерси (Дж. Д. Дэна и др., 1951, стр. 136).

Можно думать, что дальнейшее более внимательное изучение угольных отложений и других осадочных пород, обогащенных органическим веществом, значительно расширит наши представления о распространении самородного железа среди осадочных толщ.

Самородная медь обычно связана с основными эффузивными горными породами. Но в качестве вторичного продукта процессов восстановления она образуется и в осадочных породах, обогащенных медью (купролитах), например — в пермских медистых песчаниках Приуралья, в медистых сланцах Мансфельда, в третичных медьсодержащих породах Средней Азии и др. (подробнее см. Л. В. Пустовалов, 1940, ч. 2, стр. 202—207).

Следует отметить, что, по В. И. Вернадскому (1927, стр. 303), одним из крупнейших скоплений самородной меди в земной коре являются плиоценовые песчаники и конгломераты, протягивающиеся вдоль Кордильер в пределах Боливии и Перу и известные на пространстве более 30 тыс. км<sup>2</sup>. Наибольшие скопления, давшие десятки тысяч тонн меди, располагаются около Корокоро, где в песчаниках и конгломератах мощностью 0,5—2 м, иногда до 12 м, самородная медь сконцентрирована в виде дендритов, зернышек, тончайшей пыли и пластин. Вместе с ней встречается самородное серебро. Выделения меди находятся здесь в тесной связи с гипсом, образуют псевдоморфозы по арагониту, костям животных и растительным остаткам, обнаруживая тем самым свое вторичное возникновение за счет

присутствовавших в породе медистых соединений. Некоторые исследователи связывали генезис здешней самородной меди с выходами диоритов. В. И. Вернадский (1927) указывает на связь меди с процессами, идущими в мелководных бассейнах, богатых органическим веществом.

Коренные месторождения самородного золота, как известно, приурочены к кварцевым жилам, связанным с кислыми магмами гранитного типа. Вместе с тем в осадочных породах встречаются новообразования самородного золота, связанные с его миграцией даже в современных россыпях. Этот процесс достаточно подробно освещен в литературе, например в работах К. Рейборна и Г. Мильнера (1934), Ю. А. Билибина (1938), Ф. В. Чухрова (1947) и др.

Из самородных неметаллов заслуживает упоминания самородная сера, промышленные месторождения которой представляют собою скопления вторичного новообразованного минерала в осадочных породах, возникшего в результате эпитгенетического взаимодействия сульфата кальция и органического вещества. Следует напомнить, что еще в конце прошлого столетия, под впечатлением возгонов серы и обильного выделения летучих сернистых соединений во время вулканических извержений, пластовые месторождения самородной серы, находимые среди осадочных пород, и, в частности, известное Сицилийское месторождение толковались как магматогенные.

#### 4. ВТОРИЧНЫЕ ОКИСЛЫ

Из многочисленных минеральных новообразований, встречающихся среди осадочных пород и относящихся к группе окислов, остановимся лишь на некоторых из них, так как широкое распространение в осадочных толщах таких минеральных выделений, как кварц, халцедон, окислы и гидраты окиси железа, марганца, алюминия и др., общеизвестно и не требует специального рассмотрения.

Гематит, хотя он и известен из самых разнообразных зон минералообразования, пользуется особенно широким распространением среди метаморфических пород, где он возникает в условиях высокого давления и повышенной температуры чаще всего за счет изменений железистых минералов осадочного происхождения. Именно среди глубоко метаморфизованных осадочных пород гематит образует наиболее крупные промышленные скопления (Кривой Рог, район Верхнего озера в США и др.).

Однако преобразование осадочных железистых минералов в безводный гематит начинается значительно раньше, чем вмещающие их осадочные породы достигают такой стадии изменения, когда они могут быть отнесены к разряду метаморфизованных.

В качестве одного из многочисленных примеров можно указать на обнаружение еще П. А. Земятченским (1889) мелких кристалликов железного блеска среди бурожелезняковых руд Подмосковного бассейна (окрестности г. Данкова и другие пункты). Н. Кудрявцев (1892, стр. 835) описал мелкие выделения гематита, как продукт изменения сферосидеритов, заключенных в неметаморфизованных келловейских отложениях Орловской и Курской областей. Подобных случаев нахождения новообразованного гематита в неметаморфизованных, но все же в какой-то мере измененных осадочных породах известно очень много.

Даже в соленосных толщах, водное происхождение которых совершенно бесспорно и которые, как известно, не выдерживают воздействия глубокого регионального метаморфизма, происходит образование безводного гематита. В частности, сургучно-красный цвет карналлита Соликамского месторождения, по Е. Э. Разумовской (1927), обусловлен наличием в нем явно новообразованных, нередко совершенно правильных микроско-

пических шестиугольных чешуек железного блеска. Образование последнего, повидимому, объясняется тем, что, вследствие разной упругости паров кристаллизационной воды карналлита и гидратов окиси железа, карналлит служит для последних обезвоживающей средой.

Весьма интересны появившиеся в последние годы данные о нахождении в осадочных породах СССР новообразованного магнетита, который считается характерным минералом глубинных зон земной коры.

Б. П. Кротов (1940) описал выделения магнетита в Халиловских железорудных месторождениях юрского возраста; магнетит, по мнению Б. П. Кротова, образовался здесь из растворов поверхностного происхождения при низкой температуре. Магнетит был встречен в виде бобов в составе бобово-оолитовых руд, в виде прожилков, пересекающих слоистые и бобово-оолитовые руды, и в виде сплошной корки на поверхности серпентинитов. В некоторых случаях магнетит образует псевдоморфозы по растительным остаткам с сохранением клеточного строения. На стенках трещин и каверн в грубослоистых рудах были найдены выделения правильных кристалликов магнетита, покрытые ромбодрамами и щетками сидерита, окисленного до гидрогетита.

В пределах осадочного, также юрского, железисто-силикатного Малкинского месторождения выделения низкотемпературного магнетита имеют массовое развитие. Они были изучены и описаны С. И. Талдыкиным (1947). Ранее, без всякого фактического обоснования, а лишь исходя из предвзятого представления о невозможности низкотемпературного образования магнетита, малкинский магнетит рассматривался как продукт механического переотложения (при разрушении серпентинитов, подстилающих рудную толщу).

Формы нахождения магнетита в рудах Малкинского месторождения довольно разнообразны; из них наиболее характерны: а) магнетитовые бобовины — конкреции размером до 1—1,5 см, б) прослойки, линзочки и гнезда магнетита в магнетито-хлоритовых рудах, в) магнетитовые жилки в мелкоконкреционных рудах и г) псевдоморфозы магнетита по растительным остаткам, достигающие величины до 7 см.

Присутствие вторичного магнетита характерно для юрских же минеральных руд Эльзас-Лотарингии, которые также не могут считаться метаморфическими.

Во всех отмеченных случаях магнетит является низкотемпературным продуктом изменения первичных силикатных или сидеритовых осадочных железных руд.

Весьма интересны новообразования магнетита в рудах горы Магнитной, недавно описанные Е. И. Каминской (1951). Вторичный или, как его называет автор, экзогенный магнетит встречен здесь в зоне так называемых сульфатно-сульфидных магнетитовых руд, располагающейся под верхней зоной окисных руд, но находящейся под воздействием циркулирующих грунтовых вод. Выделения вторичного магнетита имеют вид радиально-лучистых конкреций диаметром до 15—20 см. Пустоты и поры в сульфатно-сульфидных рудах также заполнены вторичным магнетитом игольчатого строения.

Шпиль, так же как магнетит, считается типичным высокотемпературным минералом. Наиболее часто она встречается среди контакто-метасоматических образований, реже в пегматитах, в магматических и глубинных сильно метаморфизованных породах. Образование ее при обычных для гипергенеза условиях температуры и давления считалось исключенным. Между тем Д. П. Сердюченко и В. А. Молева (1949) описали типичную красно-бурую хромовую шпиль из нонтронитового слоя с выделениями ярозита, представляющего собою древнюю кору выветривания змеевиков бассейна р. Малки на Северном Кавказе.

Новообразования шпинели приурочены к неправильным, ветвящимся, цилиндрическим полостям, которые, повидимому, представляют собою трубки от корней растений. Поверхность указанных полостей инкрустирована выделениями мелких, до 0,1—0,3 мм, изометрических кубо-октаэдрических кристалликов шпинели; последняя иногда имеет вид уплощенных зернышек скорлуповатого строения.

Новообразования в обычных, метаморфизованных осадочных породах различных модификаций двуокиси титана — р у т и л а , а н а т а з а



Фиг. 1. Характер скоплений рутила в слюдяной глине слоя № 4 Трошинского месторождения.  $\times 400$  (по М. Е. Яковлевой, 1953).

Черные призмочки и иглы — рутил; светлые призмочки — турмалин.

и б р у к и т а — давно известны и в отдельных случаях достаточно подробно описаны. Обзор имеющихся литературных данных о вторичных выделениях этих минералов среди осадочных пород можно найти в упоминавшихся работах П. Босвэлла (Boswell, 1933), И. А. Преображенского (1940) и частью в примечаниях В. П. Батурина к русскому изданию руководства по петрографии осадочных пород Г. Б. Мильнера (1934). Из самых последних находок в этой области следует отметить новообразованные брукит и анатаз в песчано-глинистых отложениях живецкого и франского ярусов девона на Южном Тимане, описанные Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворской (1949). Эти минералы образуют здесь прекрасные микроскопические кристаллики, вырастающие на относительно более крупных зернах лейкоксона. Н. В. Логвиненко (1944) обнаружил вторичные титановые минералы в каменноугольных отложениях северо-востока Донбасса. Ц. Н. Питковская (1953) установила в девонских песчаниках Западной Башкирии постоянное совместное присутствие вторичных титанистых минералов, каолинита и обуглившихся растительных остатков. М. Е. Яковлева (1953) отметила наличие новообразованного рутила в жирной на ощупь глине слоя № 4 Трошинского месторождения

на восточном склоне Среднего Урала (фиг. 1). Выделения рутила в трошинской глине имеют вид мелких, до 0,025 мм, коричневых призмочек, иногда образующих колеччатые двойники; они ассоциируют в породе с вторичными же кварцем и турмалином и местами образуют значительные скопления. Ю. А. Ходак (см. статью в настоящем сборнике) обнаружил в кембрийских доломитовых породах Южной Якутии вторичные анатаз и брукит, часто в виде превосходно образованных кристалликов, как бы вырастающих из зерен лейкоксена и, очевидно, являющихся продуктом преобразования последнего. Н. В. Ренгартен (см. статью в настоящем сборнике) нашла многочисленные и разнообразные новообразования анатаза и брукита в породах продуктивной свиты каменноугольного возраста Карагандинского бассейна. Титановые минералы находятся здесь или в тесной связи с обугленными растительными остатками, либо образуют обособленные скопления, которые чаще всего имеют характер микроскопических жеод. Н. В. Ренгартен полагает, что титан был первоначально сконцентрирован биохимическим путем, а затем, при разложении растительного материала, обособился от него и образовал самостоятельные выделения в виде вторичных кристалликов анатаза и брукита.

Нельзя не отметить весьма интересных находок новообразованных иголок рутила внутри раковин *Bathysiphon argenteus* (A. B. Dick, 1928).

Следует напомнить, что в минералогии принято считать, что рутил, широко распространенный в глубоко метаморфизованных породах — гнейсах и сланцах, а также в жилах альпийского типа, образуется главным образом при высоких температурах. Для анатаза и брукита также считается типичным их нахождение в жилах альпийского типа среди гнейсов и сланцев (Дж. Д. Дэна и др., 1951, стр. 92 и 125).

## 5. ВТОРИЧНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Большой интерес представляют многочисленные и разнообразные находки среди осадочных толщ, не подвергшихся еще заметному метаморфизму, новообразований различных силикатов.

Общезвестно, что некоторые силикаты возникают на поверхности Земли в ходе осадочного процесса. К таким силикатам относятся, например, широко распространенные в осадочных породах глауконит, лептохлориты, каолин и другие из группы минералов глин, гидрослюда, а также хромсодержащий волконскоит, медьсодержащая хризоколла, различные гидросиликаты никеля и многие другие.

Эти силикаты характеризуются рядом типичных признаков. Как правило, они отличаются повышенным содержанием воды, переменным химическим составом, аморфным или скрытокристаллическим строением и отсутствием хорошо ограненных кристаллов. Эти и другие особенности силикатов зоны выветривания и зоны осадкообразования достаточно резко отличают их от силикатов зоны магмы и метаморфизма.

Однако сейчас имеется достаточное количество данных, позволяющих утверждать, что уже в относительно ранние стадии нахождения осадочных пород в недрах Земли, задолго до того момента, когда они достигают состояния метаморфических пород, в них начинают развиваться процессы, приводящие к возникновению новообразованных силикатов, которые во всей полноте их развития мы наблюдаем в породах зоны метаморфизма и зоны магмы.

Так, например, в осадочных породах разного возраста в огромных масштабах происходит образование так называемых вторичных полевых шпатов; этот процесс получил название фельдшпатизации осадочных пород. Еще А. Е. Ферсман (1922, стр. 156) указывал, что

этот процесс является «общим процессом большого геохимического значения, идущим в древних породах России в колоссальном масштабе» (курсив мой. — Л. П.).

Имеющаяся литература, специально посвященная новообразованным полевым шпатам в неметаморфизованных осадочных породах, уже сейчас насчитывает несколько десятков названий. Отдельные же указания на наличие в осадочных породах новообразованных полевых шпатов исчисляются теперь многими сотнями. Обилие данных о нахождении вторичных полевых шпатов в осадочных толщах соответствует широкому их распространению в земной коре в целом.

Первые находки новообразованных полевых шпатов были сделаны у нас в СССР А. Ф. Лазаревским (1896) в Подмосковном бассейне, а в Западной Европе — Густавом Розе (Rose, 1865) в триасовых отложениях Савойских Альп. С тех пор сведения о нахождении вторичных полевых шпатов в осадочных породах непрерывно расширяются. Эти минералы сейчас описаны из неметаморфизованных осадочных толщ разных пунктов Европейской части СССР, Кавказа, ряда пунктов Сибири, различных районов Альп, Парижского бассейна, Испании, Италии, Англии, островов Корсики и Крита, Канады, США, Бенгалии и многих других мест земного шара.

Более полный обзор имеющихся литературных данных о вторичных полевых шпатах в осадочных толщах приводится в нашей специальной статье настоящего сборника. Здесь же мы ограничимся лишь кратким резюмирующим обобщением опубликованных материалов, относящихся к рассматриваемому вопросу.

В начале изучения новообразованных полевых шпатов из осадочных толщ, под влиянием неполноты материала, у отдельных исследователей возникало представление о том, что фельдшпатизация является специфической особенностью отложений того или иного возраста. Так, П. А. Земятченский (1916), а вслед за ним А. Е. Ферсман (1922) полагали, что фельдшпатизация свойственна лишь древним палеозойским осадочным толщам. Некоторые же западноевропейские исследователи (Л. Кайэ, П. Босвэлл и др.), исходя из имевшегося в их распоряжении материала, усматривали в фельдшпатизации характерную особенность мезозойских, преимущественно триасовых и юрских отложений.

Накопившийся сейчас фактический материал с полной очевидностью свидетельствует о том, что процессом фельдшпатизации в той или иной мере захвачены осадочные породы всех геологических систем, от третичной до архея включительно. При этом достаточно явственно улавливается тенденция к общему усилению фельдшпатизации по мере перехода от более молодых к более древним осадочным образованиям, что, однако, еще требует подтверждения точными и систематическими данными, которые сейчас, к сожалению, отсутствуют.

Новообразованные полевые шпаты обычно составляют незначительную часть осадочных пород. Но в отдельных случаях, как, например, в некоторых осадочных породах Подмосковного бассейна (Пустовалов, 1933) и Канады (Daly, 1917), новообразованные полевые шпаты составляют 30—40% всей массы породы, которая в этом случае с полным правом может быть названа полевошпатовой.

Что касается величины новообразованных кристалликов полевых шпатов, то улавливается некоторое общее увеличение их размера по мере перехода от более молодых осадочных образований к более древним. Так, для полевых шпатов из палеозойских известняков Русской платформы П. А. Земятченский (1916) указывал обычный размер кристалликов от сотых долей до 0,35 мм; примерно такую же величину кристалликов, а именно от 0,05 до 0,2 мм, отмечают американские авторы (Singe-

wald a. Milton, 1929) для новообразованных полевых шпатов из силурийских известняков штата Нью-Йорк. В то же время, по данным Вл. Чирвинского (1916), размер новообразованных полевошпатовых кристалликов из киевского мела колеблется от 0,003 до 0,03 мм, т. е. здесь кристаллики примерно в десять раз меньше, чем в породах палеозойского возраста. Кристаллики полевых шпатов из юрских отложений Кавказа, по наблюдениям В. П. Батурина (1928), имеют промежуточный размер, а именно от 0,05 до 0,15 мм.

Однако от этой намечающейся общей тенденции к увеличению размера новообразованных полевых шпатов по мере перехода к более древним осадочным образованиям наблюдаются нередко и значительные отклонения, связанные, очевидно, с местными причинами. Так, самый большой размер новообразованных полевых шпатов зарегистрирован для докембрийских пород из окрестностей г. Повенца (до 1 см), для докембрийских же известняков Бенгалии (также до 1 см) и в то же время — для эоценовых известняков из окрестностей Павиа в Италии (до 11 мм).

Относительно приуроченности вторичных полевых шпатов к определенному типу осадочных пород сравнительно еще не так давно существовало мнение, что фельдшпатизации подвергаются лишь карбонатные породы. Однако расширение и углубление наблюдений опровергло это предположение. Сейчас установлено присутствие новообразованных полевых шпатов не только в различных карбонатных породах от известняков до доломитовых пород включительно, но также в мергелях и во всей гамме средне- и мелкообломочных пород (пески, песчаники, алевролиты, глины).

Следует отметить, что наибольшее содержание новообразованных полевых шпатов у нас в СССР было установлено для некоторых глинистых образований Подмосковского бассейна и для прослоек, сильно обогащенных глинистым же материалом, проходящих среди докембрийских карбонатных пород окрестностей г. Повенца. Буквально во всех породах, в которых было обнаружено присутствие новообразованных полевых шпатов, исследователи неизменно отмечали одновременное присутствие в тех же породах глинистого вещества. Это заставляет предполагать, что образование полевых шпатов так или иначе связано с присутствием в породах глинистого материала. Недостаточная полнота описания условий нахождения новообразованных полевых шпатов в зарубежных осадочных породах, к сожалению, не дает возможности уловить такую же генетическую связь между вторичными полевыми шпатами и глинистым веществом для зарубежных осадочных толщ, как это можно сделать на основании наших отечественных материалов.

Обращает на себя внимание характерная ассоциация минералов, сопутствующих в осадочных породах вторичным полевым шпатам.

В качестве обычных и, можно сказать, постоянных или, во всяком случае, весьма частых спутников новообразованных полевых шпатов отмечаются различные разновидности свободного кремнезема: опал, халцедон и чаще всего кварц.

Для последнего, как правило, характерны свежесть, превосходная ограненность и частое наличие на обоих концах кристалликов пирамидоподобных граней ромбоэдров. Эти и другие признаки свидетельствуют об его вторичном образовании.

В качестве спутников полевых шпатов достаточно часто упоминаются также слюды. Более точное минералогическое определение их обычно отсутствует; в отдельных случаях упоминаются флогопит и серицит. Нередко слюды имеют форму правильных шестиугольных пластинок микроскопического размера; они либо бывают расположены вне кристалликов полевых шпатов, либо включены в них; последнее обстоятельство



указывает на возможность более раннего образования вторичных слюд, нежели полевых шпатов.

Также достаточно часто вторичным полевым шпатам сопутствует вторичный же турмалин в виде мелких, правильно ограненных призматических кристалликов. В литературе нет ни одного упоминания о нахождении турмалина, включенного в кристаллы новообразованного полевого шпата. Это может рассматриваться как указание на то, что вторичный турмалин является более поздней генерацией, чем новообразованные полевые шпаты.

Наконец, имеются отдельные указания на присутствие в осадочных породах, наряду с полевыми шпатами, новообразованных апатита, брукита, хлорита (лейхтенбергита), гематита, роговых обманок и, в частности, актинолита, диоксида и, наконец, асбеста.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что наиболее часто встречается в осадочных породах ассоциация новообразованных полевых шпатов с кварцем, слюдой и турмалином повторяет аналогичную минеральную ассоциацию, хорошо известную для магматических пород.

Относительно принадлежности новообразованных полевых шпатов к определенным минералогическим видам необходимо прежде всего отметить следующее: диагностика новообразованных полевых шпатов, встреченных среди осадочных пород, по необходимости основывается главным образом на определении, при том не всегда достаточно полном, их оптических констант. Эти определения иногда дополняются химическими анализами совокупности множества полевошпатовых кристалликов, т. е. их *смеси*, так как в силу ничтожной величины, производство химических анализов каждого отдельного кристаллика, как правило, невозможно. Новейшие приемы исследования — рентгеновский и электронномикроскопический анализы — к полевошпатовым новообразованиям из осадочных пород пока еще не применялись.

Естественно, что при этих условиях минералогическая диагностика новообразованных полевых шпатов не может считаться совершенной, и вполне понятны отдельные случаи, когда вторичные полевые шпаты, выделенные из отложений одного и того же возраста и одного и того же района, определяются разными исследователями по-разному; так, например, полевые шпаты из меловых отложений Парижского бассейна были определены Л. Кайэ (Cayeux, 1895) как ортоклаз, а позднее они были перепределены Ф. Гранджаном (Grandjean, 1909) как микроклин.

Точное определение новообразованных полевых шпатов еще более осложняется наличием у некоторых из них таких свойств, которые не наблюдаются у полевых шпатов, входящих в состав магматических и метаморфических пород. На специфические кристаллографические особенности некоторых вторичных полевых шпатов из осадочных пород обратил внимание еще П. А. Земячнский (1916), описавший тонкие игловидные призматические кристаллы, как бы расщепленные на одном или на обоих концах и представляющие собою карлсбадские двойники.

Для вторичных полевых шпатов из триасовых песчаников Ирландии Д. Л. Рейнольдс (Reynolds, 1929) обнаружила несоответствие между их оптическими и химическими свойствами. Между прочим, для них был определен удельный вес 2,54, т. е. самый низкий из удельных весов, наблюдавшихся для полевых шпатов.

Все эти данные свидетельствуют о ясно выраженных *типоморфных* особенностях, присущих новообразованным полевым шпатам из осадочных пород; к сожалению, эти особенности остаются до сих пор очень мало изученными.

Учитывая отмеченные обстоятельства, осложняющие точное определение новообразованных полевых шпатов, можно привести список их раз-

новидностей, описанных разными исследователями из различных осадочных толщ. Список этот таков:

ортоклаз,	анортоклаз,
микроклин,	плаггиоклаз № 20,
альбит,	анортит.

натровый ортоклаз,

Чаще всего в литературе встречаются указания на присутствие в осадочных породах новообразованного альбита, реже всего — анортита. Возможно, что редкое обнаружение анортита не отражает его истинного распространения среди осадочных пород, а объясняется тем, что новообразованные полевые шпаты обычно изучаются в нерастворимых остатках, полученных путем обработки породы соляной кислотой, в результате чего тонкокристаллический анортит, как известно, разрушается.

Приходится, к сожалению, констатировать, что точная минералогическая характеристика новообразованных полевых шпатов, заключенных в осадочных породах, а тем более — относительная роль среди них различных минеральных видов, остаются еще недостаточно изученными. Здесь предстоит большая кропотливая работа.

Что касается условий образования интересующих нас полевых шпатов, то с самого первого момента их обнаружения в осадочных породах ни у кого не возникало сомнения в их вторичном, по отношению к вмещающим породам, образовании. Превосходная кристаллографическая ограниченность, наличие острых углов и ребер в сочетании со свежестью самих минералов исключали возможность их обломочного происхождения и заставляли признать их минеральными новообразованиями, возникшими внутри осадочной породы. По этому вопросу не было и нет расхождений во взглядах различных исследователей.

Но в литературе зарегистрированы разные мнения о *причинах и условиях* образования вторичных полевых шпатов в осадочных породах.

Некоторые из первых исследователей новообразованных полевых шпатов, находясь под впечатлением широкого распространения полевых шпатов среди магматических пород, склонны были предполагать, что фельдшпатизация осадочных пород также связана с деятельностью магматических очагов, в частности с деятельностью гипотетических гидротермальных растворов. Это предположение, как основанное на голем умозаключении и никак не подтверждаемое фактами, а наоборот, противоречащее им, сейчас для фельдшпатизированных осадочных пород, не затронутых метаморфизмом и явным воздействием магматических факторов, может считаться оставленным.

Некоторые зарубежные исследователи, число которых, однако, невелико, высказывали предположение о возможности образования вторичных полевых шпатов на дне древних морей, когда осадок имел еще консистенцию ила. Из наших отечественных ученых возможность сингенетического образования полевых шпатов допускал лишь П. А. Борисов (1917). Однако такого рода предположения пока не подтверждаются наблюдениями над современными осадками, изучение которых сейчас продвинулось достаточно далеко<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Отто Меллис (1952) недавно описал замещение плаггиоклаза № 60—80 вторичным ортоклазом, которое он наблюдал в обломках габбро и анортозита, поднятых в 1948 г. экспедицией «Альбатрос» в северо-западной части Атлантического океана с глубины 5450 м. Однако эти наблюдения, подтвержденные оптическим и рентгеновским анализами, не позволяют однозначно решить вопрос о том, происходило ли указанное замещение плаггиоклаза ортоклазом на дне океана или же еще на суше до разрушения соответствующих коренных пород.

Согласно господствующему представлению, новообразованные полевые шпаты, находящиеся среди осадочных пород, возникли в последних в условиях довольно обычного температурного и динамического режима, без существенного участия каких-либо внешних факторов, в результате крайне медленных химических реакций и перегруппировок ионов, присутствовавших в породах с момента их образования. В частности, допускается возможность медленного взаимодействия глинистого алюмосиликатного вещества осадка со щелочами, адсорбированными из морской воды, в результате чего и возникает полевошпатовая молекула (в этой связи заслуживает внимания указание Ф. Гранджана о том, что вторичные полевые шпаты ни разу не были обнаружены среди пресноводных отложений).

Детали и существо процесса фельдшпатизации осадочных пород, требующего целые геологические эпохи для того, чтобы дать видимые под микроскопом результаты в виде мельчайших кристалликов полевых шпатов, остаются пока еще не разъясненными. Но все имеющиеся в настоящее время фактические данные согласно свидетельствуют о том, что такой процесс широко протекает в осадочных толщах. Помимо часто наблюдаемых правильных идиоморфных очертаний новообразованных кристалликов полевых шпатов, о вторичном их образовании в осадочных толщах говорят также следующие наблюдения:

регенерация обломков полевых шпатов, подвергшихся ранее выветриванию; нарастание полевошпатовой каемки в таких случаях могло иметь место только после того, как выветрелые полевошпатовые обломки отложились и вошли в состав породы;

заполнение, новообразованными полевыми шпатами порового пространства между обломочными зернами так, что соседние обломки кварца и зерна сингенетичного глауконита оказываются частично как бы охваченными полевошпатовым материалом;

часто наблюдаемое наличие внутри кристалликов новообразованных полевых шпатов углистого и глинистого вещества, совершенно аналогичного углестому и глинистому веществу вмещающей породы; при этом включенное вещество нередко располагается внутри кристалликов полевых шпатов зонально, параллельно их кристаллографическим очертаниям;

наблюдавшиеся случаи нахождения новообразованных полевых шпатов внутри раковин аммонитов, а также случаи заполнений полевыми шпатами каверн и пустоток внутри уже сформировавшихся осадочных пород;

описанное в литературе наличие скелетов радиолярий, заключенных внутри кристаллов новообразованных полевых шпатов;

отмеченная выше тенденция к увеличению размера и количества новообразованных кристаллов полевых шпатов по мере перехода от более молодых к более древним осадочным образованиям.

Учитывая, что все эти данные относятся к осадочным породам, не несущим на себе следов глубинного метаморфизма и воздействия магматических агентов, приходится признать, что изложенные наблюдения служат бесспорным доказательством возможности образования полевых шпатов в осадочных толщах при еще довольно обычных термодинамических условиях, без какого-либо существенного воздействия побочных агентов, главным образом за счет вещества и энергии самих осадочных пород.

## 6. ВТОРИЧНЫЕ ЦЕОЛИТЫ И БЛИЗКИЕ К НИМ МИНЕРАЛЫ

Цеоли́ты и близкие к ним минералы известны главным образом как минералы, связанные с гидротермальными процессами. По данным современных минералогических справочников, цеолиты встречаются, как правило, в гидротермально-измененных магматических породах, часто

в пузыристых эффузивах (мандельштейнах), особенно в базальтах при подводных извержениях, затем в пегматитах, где образуются в числе последних минералов либо в пустотах, либо метасоматическим путем, наконец, в ряде гидротермальных рудных месторождений и в некоторых современных горячих источниках.

Среди современных глубоководных океанических отложений давно был известен кали-кальциевый цеолит — филлипсит, образование которого обычно связывается с подводной вулканической деятельностью.

Первые находки анальцима<sup>1</sup> среди осадочных пород также связывались либо с вулканической деятельностью, либо с подводным разложением (гальмиролизом) продуктов вулканических извержений.

Так, Вл. Малышек (1936) обнаружил наличие анальцима в песках красноцвета в Нефтедаге, в Закаспии и в породах продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Образование этого минерала Вл. Малышек объяснял перерождением вулканического стекла; он установил, что анальцим образовался не во время образования осадка, а в более позднюю стадию, о чем свидетельствует, как выражается автор, «жеодный характер» друзовых скоплений анальцима.

П. П. Авдусиным (1938) было установлено присутствие вторичного анальцима в виде прекрасно образованных трапецоэдров и в виде цементирующей массы, скрепляющей обломочные зерна, в юрских породах Урало-Эмбенского района. Автор предположительно объяснял образование анальцима разложением обломков эффузивов.

Н. В. Ренгартен (1940) нашла новообразования анальцима в песчаниках казанского яруса Кировской области, где он встречается наряду с вторичными выделениями хлоритов. Анальцим находится здесь или в непосредственной близости от обломков эффузивов, или вне зависимости от них, что, по мнению Н. В. Ренгартен, свидетельствует о способности анальцима перемещаться в пределах песчаного слоя.

Позднее Н. В. Ренгартен описала цеолиты из группы морденита из верхнемеловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала (Ренгартен, 1945). Особенно характерно оказалось содержание цеолитов в породах датского яруса, где они составляют около 70% глинистой фракции песчаных пород, пользуются региональным распространением на большой территории и опять-таки ассоциируют с хлоритом. По традиции и для этого случая Н. В. Ренгартен предположительно допускала связь цеолитов с обломками эффузивов, которые, по ее мнению, могли сноситься с Урала.

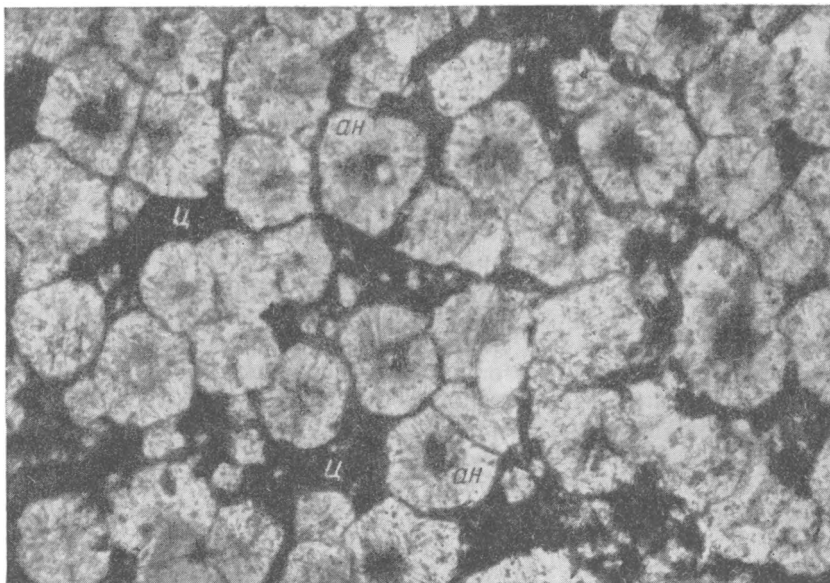
Еще позднее Н. В. Ренгартен (1950) обнаружила ломонтит и анальцим в нижнеюрских отложениях Северного Кавказа, где эти минералы встречаются в ассоциации с вторичными выделениями хлорита и талька. Северокавказские цеолиты и цеолитоподобные выделения выполняют пустотки и трещинки или образуют молочно-белые гнездышки, рельефно выделяющиеся на общем буро-красном фоне вмещающих их железисто-песчаных пород. Наблюдения над взаимным расположением минералов позволили установить следующую последовательность образования вторичных минералов: ломонтит—хлорит—анальцим—тальк. Проведенные исследования убедили автора в отсутствии в породах, содержащих указанные минералы, каких-либо признаков метаморфизма и термальных воздействий, а также в невозможности объяснить в данном случае образование этих минералов за счет изменения вулканогенного материала. Поэтому на этот раз Н. В. Ренгартен высказала предположение о син-

---

<sup>1</sup> По новейшим кристаллохимическим данным, анальцим относится не к цеолитам, как это принималось ранее, а к фельдшпатам (к группе лейцита); образуется он в условиях, весьма близких к условиям образования цеолитов.

генетичности ломонита и анальцима, предложив даже выделить особую геохимическую осадочную цеолитовую фацию.

Грузинские исследования (Дзоценидзе, 1943; Гвахария, 1951; Дзоценидзе и Схиртладзе, 1953) подробно описали анальцимсодержащие осадочные породы из угленосной свиты батского возраста окрестностей г. Кутаиси. Анальцим образует здесь либо цемент песчаников, иногда вместе с кальцием и хлоритово-глинистой массой, либо встречается в виде сферолитов, содержащих включения галлуазита (фиг. 2), полигональных зерен или бесформенной массы, как бы пропитанной углисто-глинистым



Фиг. 2. Сферолиты анальцима с редкими включениями галлуазита из окрестностей Кутаиси.  $\times 48$ , без анализатора (по Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе, 1953).

ан — анальцим; ц — углисто-глинистый цемент.

веществом. Суммарная мощность анальцимсодержащих прослоев достигает в окрестностях г. Кутаиси несколько десятков метров (до 38 м), причем в некоторых случаях анальцим составляет 80—90% всей массы породы. Образование анальцима авторы объясняют коагуляцией золь кремнезема и гидроокиси алюминия, адсорбцией ими ионов натрия и последующим преобразованием этой неустойчивой коллоидной системы в анальцим (в случае отсутствия или нехватки ионов натрия образовывался галлуазит).

Совсем недавно было опубликовано сообщение А. М. Болдыревой (1953) о наличии анальцима в верхнепермских отложениях Чкаловской и Актюбинской областей. Анальцимсодержащие породы были прослежены на огромном пространстве около 350 км от г. Актюбинска через г. Чкалов в сторону г. Бузулука. Анальцим обнаружен во всех изучавшихся породах, вне зависимости от их петрографического характера. Иногда он образует видимые на глаз прожилки и линзочки размером до  $1 \times 8$  мм. Чаще же под микроскопом можно видеть, что анальцим инкрустирует стенки жилок и пустот или присутствует внутри раковинок остракод. Нередко он имеет вид хорошо образованных кристалликов микроскопического размера. Автор отмечает, что изучавшиеся им породы не несут

никаких следов метаморфизма и что анальцит, по его мнению, образовался путем раскристаллизации коллоидного материала, первоначально содержавшего свободные кремнезем, глинозем и соли натрия.

Заслуживает внимания указание А. М. Болдыревой относительно того, что анальцит, присутствующий в осадочных породах, повидимому, нередко ошибочно принимается за флюорит или опал.

Наконец, следует отметить, что в последнее время в Отделе петрографии осадочных пород ИГН АН СССР А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов обнаружили вторичные выделения ломонтита в мезозойских отложениях Приверхоянья в Якутии.

Из зарубежной литературы известно присутствие анальцита, иногда сопровождаемого апофиллитом, в породах формации Зеленой реки (Грин-ривер) в США (Bradley, 1929). Цеолитсодержащие прослои, похожие на песчаники, достаточно хорошо выдержаны и прослеживаются на большой территории трех штатов: Юта, Вайоминг и Колорадо. Некоторые прослои почти целиком состоят из правильных кристалликов анальцита размером до 2 мм; здесь же присутствует в подчиненном количестве апофиллит. Оба эти минерала входят в состав некоторых прослоев битуминозных сланцев, составляя местами до 16% их общей массы. У. Брэдлеем было высказано предположение об образовании анальцита и апофиллита за счет разложения вулканического стекла. Однако У. Х. Твенхофел (1936) справедливо замечает, что это предположение плохо вяжется с отсутствием в формации Зеленой реки бентонита — обычного продукта разложения вулканического материала.

Таким образом, имеющиеся, хотя далеко и не полные, данные свидетельствуют об образовании в осадочных толщах разных районов и разного возраста ряда цеолитов, а именно:

филлипсита —  $(K_2, Ca) [Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4,5 H_2O$ ,

ломонтита —  $(Ca, Na_2) [AlSi_2O_6] \cdot 4 H_2O$ ,

морденита —  $(Ca, Na_2, K_2) [Al_2Si_4O_{22}] \cdot 6 H_2O$ ,

а также анальцита —  $Na [AlSi_2O_6] \cdot H_2O$ , относимого ныне к фельдшпатам (группе лейцита).

Весьма характерно, что новообразования всех этих минералов в осадочных породах неизменно сопровождаются вторичными выделениями слюдоподобных силикатов с непрерывными слоями тетраэдров  $SiO_4$  в своих кристаллических структурах — пирофиллитом, хлоритом, галлуазитом и тальком.

Вряд ли можно сомневаться в том, что процесс цеолитизации осадочных пород, сопровождаемый образованием слюдоподобных минералов, является столь же распространенным среди осадочных пород, как и процесс фельдшпатизации. Будущие исследования в этой области, несомненно, принесут много новых интересных данных, важных для правильного понимания процесса минералообразования.

## 7. ВТОРИЧНЫЙ ТУРМАЛИН

Т у р м а л и н, как известно, типичен для пегматитовых жил и гранитной магмы. Сейчас может считаться установленным, что он образуется, правда, в весьма небольших количествах, и в неметаморфизованных осадочных породах, без воздействия магматогенных факторов.

Предшествующая литература о вторичном турмалине в осадочных породах достаточно полно сведена в работе И. А. Преображенского (1940), что избавляет от необходимости приводить ее здесь. Необходимо лишь отметить, что вторичное образование турмалина в осадочных толщах доказывается не только правильными кристаллографическими очертаниями призмочек и иглочек турмалина, но также явлениями регенера-

дии окатанных обломочных зерен турмалина, наличием в новообразованном турмалине углистых и глинистых включений, захваченных при росте минерала из вмещающих его осадочных пород, и другими данными.

Несмотря на отсутствие систематических наблюдений, вторичные турмалины известны сейчас в разных пунктах земного шара и из осадочных толщ разного геологического возраста; это указывает на то, что процесс турмалинизации осадочных пород не является исключительным и особо редким геологическим процессом.

Так, новообразования турмалина обнаружены: в альгонкских (палеозойских?) известняках и доломитах Бенгала в Индии; в кремнистых

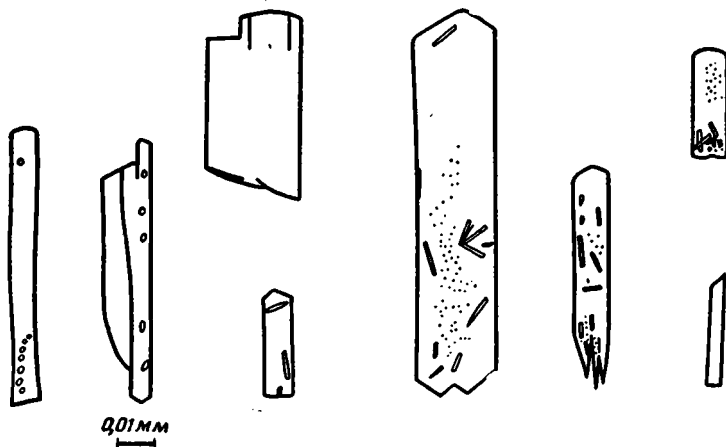


Рис. 3. Форма вторичного турмалина в слюдяной глине слоя № 4 Трошинского месторождения (по М. Е. Яковлевой, 1953).

граптолитовых сланцах Англии; в нижнедевонских песчаниках и доломитах Мичигана; в нижнедевонских же песчаниках штатов Виргиния, Западная Виргиния, Мэриленд, Пенсильвания и Нью-Йорк; в пестром песчанике Тюрингии; в меловых породах Приморских Альп; в олигоценовых песчаниках окрестностей Галле в западной Германии; в миоценовых песчаниках окрестностей Вены; в плиоценовых породах окрестностей г. Асти в северной Италии и в других местах, часть которых была уже указана при описании новообразованных полевых шпатов.

Из последних находок новообразованного турмалина среди осадочных пород СССР можно отметить следующие.

Ц. Н. Питковская (1940) обнаружила новообразованный турмалин в брекчии соляных поднятий в Ромнах и Исачках на Украине. Вторичный турмалин нарастает здесь на обломочные зерна того же минерала с одного конца, что, очевидно, связано с полярно-электрическими свойствами турмалина. Размер иголок турмалина достигает 0,03 мм. Иногда они содержат включения глинистого материала, захваченного при кристаллизации. Ц. Н. Питковская считает, что исходным материалом для образования турмалина послужила осадочная толща глинисто-известковых пород, входящих в состав брекчии. В связи с этим она ссылается на исследования В. М. Гольдшмита (1938), установившего, что обычное содержание бора в осадочных породах достаточно для образования в последующем заметных количеств турмалина.

Д. С. Белянкин, В. В. Лапин и В. П. Петров (1942) при исследовании минералогического состава огнеупорных глин 9 уральских месторождений обнаружили для 6 из них (Журья, Буксуль, Долгая гора, Пешка,

Денежкино и Уктус) присутствие вторичного турмалина в виде прекрасно образованных кристалликов.

В. П. Батуриин (1942) в одной из своих статей упоминает, что ему удалось обнаружить в образцах некоторых осадочных пород бесспорное обрастание концов обломочных зерен турмалина каемками вторичного турмалина же. Более подробных сведений о своих наблюдениях он, к сожалению, не приводит.

При изучении степени метаморфизации ископаемых углей Урала Е. А. Перепечиной (1943) было установлено присутствие новообразованного турмалина в породах Домбаровского месторождения углей нижнекаменноугольного возраста.

Выше уже упоминалось, что М. Е. Яковлева (1953) обнаружила присутствие новообразованных призматических кристалликов турмалина, сопровождаемых вторичными же иголочками рутила, в слюдистой, жирной на ощупь глине слоя № 4 Трошинского месторождения в окрестностях г. Невьянска (рис. 3).

Сотрудники Института нефти АН СССР Е. П. Ермолова (1952) и Е. А. Абрамова (1954), в связи с изучением осадочных пород как коллекторов нефти, констатировали наличие новообразованного турмалина в нефтеносных отложениях олигоцена и миоцена Грузии и девона Куйбышевского и Саратовского Поволжья.

Возможность образования турмалина в осадочных толщах без участия агентов магматизма и глубинного метаморфизма стала сейчас настолько очевидной, что сведения об этом проникли уже на страницы новейшей учебной и справочной литературы по минералогии (см., например, А. Г. Бетехтин, 1950, стр. 748). Между тем совсем еще недавно считалось достаточным обнаружить в осадочных породах новообразованный турмалин, чтобы «установить» то или иное воздействие на них магмы.

## 8. ВТОРИЧНЫЕ ГРАНАТЫ

Очень большой интерес вызывает к себе вопрос о нахождении в неметаморфизованных осадочных породах вторичных гранатов. Если возможность вторичного образования в осадочных породах полевых шпатов, цеолитов и анальцима всеми признается, а возможность вторичного образования в древних осадках турмалина никем принципиально не оспаривается, то вокруг вопроса о нахождении в осадочных породах новообразованных гранатов в последнее время развернулась оживленная дискуссия.

Для гранатов, как известно, особенно характерно образование их в контактных зонах под влиянием кислых интрузий, в результате чего возникают так называемые скарны. Это обстоятельство, доведенное до недопустимого упрощения, служит иногда основанием для отнесения к скарнам всякой горной породы, содержащей гранаты, что, разумеется, является совершенно неправильным.

Известно также образование гранатов из магмы, в пегматитовых жилах и среди глубоко метаморфизованных пород — кристаллических сланцев и гнейсов. В. И. Вернадский указывал на возможность образования некоторых гранатов, а именно андрадита, уваровита и, вероятно, грюссюляра, из водных растворов при относительно низких температурах и давлении (Вернадский и Курбатов, 1937, стр. 293).

Данные о нахождении новообразованных гранатов среди неметаморфических осадочных пород, содержащиеся в зарубежной литературе, немногочисленны и, главное, недостаточно убедительны. Их обзор можно найти в работах И. А. Преображенского (1940) и П. Босвелла (Boswell, 1933), а потому они здесь не излагаются.



В отечественной литературе, повидимому, первое упоминание о новообразованном гранате принадлежит И. Морозевичу (1901) и относится к осадочным породам района горы Магнитной.

В 1940 г. И. А. Преображенский описал вторичные выделения граната из «нормальных», т. е. сколько-нибудь заметно не метаморфизованных девонских песчаников Северного Тимана. В некоторых случаях новообразования граната имеют характер каемки регенерации, выросшей вокруг окатанных обломков граната же; ширина этих касок достигает 0,16—0,23 мм и местами с внешней стороны имеет прямолинейные кристаллографические грани. В других случаях вторичные выделения граната представляют собою микроскопические щетки (друзы), состоящие из параллельно сросшихся удлиненных кристалликов, каждый из которых венчается геометрически правильной головкой. Наибольшая длина таких кристалликов равна около 0,075 мм, а ширина — 0,007 мм; отдельные же сростки их достигают величины в несколько десятков долей миллиметра. Судя по очень детальному описанию граната из девона Северного Тимана, сделанному И. А. Преображенским, вторичный характер граната в данном случае не может вызвать никаких сомнений.

Несколько позднее Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворская (1949) описали низкотемпературные новообразования гранатов типа гроссуляра, встреченные ими в виде довольно многочисленных выделений в песчано-глинистых породах франского и живетского ярусов Южного Тимана, а также в породах среднего карбона и казанского яруса Западного Урала. Поскольку И. А. Преображенским ранее были сделаны находки вторичного граната в девоне Северного Тимана, то авторы пришли к естественному выводу о региональном распространении явления гранатизации, имеющем место в палеозойских породах, развитых на достаточно обширной территории. Южнотиманские и западноуральские вторичные гранаты имеют либо параллельно сросшиеся игольчато-столбчатые выделения, аналогичные тем, которые были описаны И. А. Преображенским, либо пластинчатые новообразования, то совершенно плоские, то искривленные и как бы повернутые друг к другу на небольшой угол.

В недавно опубликованной статье Д. П. Бобровника (1951) описаны своеобразные выделения гранатов из группы альмандина, обнаруженные в неметаморфизованных песчано-глинистых отложениях карбона (визей) Львовской мульды. По форме эти выделения имеют характер либо столбчатых, либо пластинчатых и таблитчатых сростков, аналогичных тем, которые были описаны Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворской из палеозойских отложений Южного Тимана и Западного Урала.

Кроме того, в каменноугольных отложениях Львовской мульды были обнаружены регенерационные формы роста гранатов; в этих случаях, как сообщает автор, ясно видны первоначальные обломки гранатов и выросшая на них регенерированная часть, представленная также гранатом. Эти интересные наблюдения, объективно и однозначно говорящие за вторичное нарастание регенерационных каемок граната на его обломочных зернах, Д. П. Бобровник подкрепляет соответствующими зарисовками. Тем не менее, в угоду отвлеченным теоретическим представлениям о невозможности образования гранатов при низкой температуре, автор, по сути дела, отрицает им же установленный факт регенерации обломочных зерен граната из визейских отложений Львовской мульды и прибегает к крайне сложному, явно надуманному и совершенно бездоказательному объяснению произведенных наблюдений.

Д. П. Бобровник считает, что регенерационные формы возникли на обломках гранатов не в визейских породах, где они были найдены, а где-то в зоне метаморфизма материнских пород. Чтобы объяснить превосходную сохранность весьма деликатных геометрически правильных форм грана-

товых зерен и полнейшее отсутствие малейших следов их окатывания, которые неизбежно должны были бы возникнуть при переносе, автор выдвигает следующее явно надуманное объяснение: регенерированные остроугольные выделения граната «переносились как узники», будучи как бы обернутыми «минералами чешуйчатого габитуса». Именно эти минералы чешуйчатого габитуса, плотно окружавшие каждое зерно регенерированного граната, бережно защищали последний на всем пути его переноса от механического воздействия транспортирующей среды. Когда же перенос был закончен и механическое воздействие транспортирующей среды прекратилось, то минералы чешуйчатого габитуса, ранее прочно облежавшие зерна граната, почему-то неожиданно отпали, а регенерированные зерна граната-«узника» оказались на месте своего геологического погребения свободными во всей своей свежести и неприкосновенности.

Идейные истоки этой довольно своеобразной гипотезы можно найти в статье В. С. Соболева, Н. С. Вартаковой и А. И. Шайнюк (1951, стр. 122—126), опубликованной в том же выпуске журнала, где напечатана статья Д. П. Бобровника. Указанные авторы исходят из той, ныне уже явно устаревшей, точки зрения, что «целый ряд минералов образуется *лишь* в условиях высоких температур, а также *лишь* при высоких давлениях» (курсив мой. — Л. П.). В частности, они считают, что гранат альмадинового типа и ставролит совершенно определенно приурочены к высоко- и среднетемпературным ступеням и что оба эти минерала «возникают в метаморфических породах *лишь* в условиях высокого давления» (курсив мой. — Л. П.). Такая ортодоксальность представлений об условиях образования минералов представляется тем более странной, что те же авторы признают, что такие «высокотемпературные» минералы, как калиевые полевые шпаты, кварц и некоторые другие, могут образовываться в осадочных толщах при довольно обычных условиях температуры и давления.

Тем не менее в расширении диапазона термодинамических условий образования ряда минералов они усматривают не только подрыв основ минералогии, но и противоречие с философскими представлениями о возможности познания природных процессов. Это расширение, по мнению авторов, «не только опровергает все достижения парагенетического анализа, но и сам метод». «Минерал, — пишут авторы, — перестает быть основным документом, свидетельствующим об условиях геохимических процессов» (повидимому, авторы представляют себе геохимические процессы лишь в условиях узких рамок строго определенных температур. — Л. П.). «Образование любого минерала, — продолжают авторы, — оказывается возможным в любых условиях, и это положение из чисто минералогического перерастает уже в философское и причем такое, которое отрицает возможность познания геохимических процессов».

Авторы при этом забывают о генетическом значении типоморфных свойств минералов, на тщательном изучении которых особенно настаивал А. Е. Ферсман и которые позволяют однозначно решать вопрос о термодинамических условиях, при которых образовался тот или иной минерал, будь то кварц, апатит, турмалин или какое-либо иное минеральное тело. Учет же типоморфных свойств минералов делает опасения авторов о «непознаваемости» геохимических процессов (в случае признания возможности образования минералов при разных термодинамических условиях, что стало сейчас неизбежным) совершенно неосновательным.

При этих условиях всякий минерал, изученный с надлежащей полнотой, соответствующей современному научному уровню, и с выявлением присущих минералу индивидуальных особенностей, а не определенный только для придания ему названия, как того требовала старая минера-

логия, — при этих условиях минерал, конечно, ни в какой мере не утрачивает своего значения показателя геохимических условий своего образования.

Опираясь на свои отвлеченные теоретические представления, авторы прежде всего поставили под сомнение факт вторичного образования граната, найденного в визейских отложениях Львовской мульды, предположив, что своеобразная форма гранатов обусловлена не их ростом, а наоборот, разъеданием. Для такой постановки вопроса не было никаких оснований, так как нарастание регенерационной каемки граната на обломочных зернах того же минерала, конечно, никак не могло произойти в результате растворения. Знатоки морфологии кристаллов Г. Г. Лемлейн и И. И. Шафрановский, к которым обратились авторы статьи со своими сомнениями, естественно, «категорически заявили, что здесь мы имеем несомненные формы роста, а не формы растворения».

Тогда, в поисках согласования предвзятой идеи об образовании гранатов лишь при высоких температурах и высоком давлении с фактом нахождения новообразованного граната в неметаморфизованных осадочных породах, авторы и создали надуманную и решительно ничем не подкрепленную гипотезу о гранатах-«узниках», которая изложена ими и некритически воспринята Д. П. Бобровником.

Нельзя не отметить, что, исходя из своих умозрительных построений и не имея на то никаких фактических данных, авторы поставили под сомнение правильность определения Д. П. Сердюченко найденного им вторичного граната, как гроссуляра, и выразили свое «глубокое убеждение», правда ничем не подкрепленное, в том, что регенерированный гранат описанный Д. П. Сердюченко, «окажется совсем не гроссуляром, а альмандином». Далее авторы выразили опять-таки ничем не обоснованную уверенность в том, что в метаморфических сланцах Урала «несомненно найдутся» регенерированные зерна граната, которые в девонское время поступали в состоянии «узников» в район Тимана. Свою статью авторы заканчивают указанием на то, что они «убеждены» в правильности намеченного ими пути. Было бы лучше, если бы авторы позаботились убедить своих читателей соответствующими фактическими данными, а не силой своего личного убеждения, отнюдь не обязательного для других.

В заключение рассмотрения вопроса о новообразованиях граната в осадочных породах следует отметить, что Ю. А. Ходак обнаружил среди доломитовых кембрийских пород Алданского района в Южной Якутии такие же формы нахождения граната, какие были описаны И. А. Преображенским и Д. П. Сердюченко для девона Тимана.

Новообразованный гранат в девонских отложениях Куйбышевского и Саратовского Поволжья в последнее время обнаружила Е. А. Абрамова (1954).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что все имеющиеся сейчас указания о вторичном гранате относятся только к древним палеозойским породам, что, повидимому, свидетельствует о том, что процесс образования гранатов протекает в осадочных толщах крайне медленными темпами.

## 9. ДРУГИЕ ВТОРИЧНЫЕ СИЛИКАТЫ

Остановимся коротко на новообразованиях других силикатов, известных среди неметаморфизованных осадочных пород.

Буттерфильд описал в 1936 г. низкотемпературные новообразования ц и р к о н а; мне с этой работой ознакомиться, к сожалению, не удалось. В. П. Батурин (1942), знакомый со статьей Буттерфильда, на основании данных последнего считает, что возможность вторичного образования цпркона в осадочных породах является бесспорно доказанной.

В песчаниках северо-восточной Шотландии были найдены обломочные зерна ставролита с наростами вторичного ставролита же (Maskie, 1923). Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворская (1949) обнаружили новообразования ставролита в зеленовато-серой глине франского яруса верхнего девона на Южном Тимане и в бурой глине казанского яруса Западного Урала. Здесь было встречено несколько зерен ставролита с явными признаками их вторичного роста и регенерации — в виде зубчатых, пластинчато-ступенчатых образований и в форме параллельных конических шипов или тонких цилиндрических натекообразных выделений с округлыми верхушками. Известно, что ставролит считается относительно высокотемпературным минералом, типичным для глубоко метаморфизованных пород (Бетехтин, 1950, стр. 706).

Лаппаран (Lapparent, 1924) описал из толщи девонских радиоляриевых сланцев Эльзаса и Лотарингии вторичные выделения минерала, оказавшегося по своему виду и оптическим свойствам тождественным с иллиманитом; автор осторожно называет его «псевдосиллиманитом». В этих же породах автор обнаружил радиолярии, замещенные вторичными хлоритом, альбитом и кварцем. Здесь же были найдены вторичные выделения эпидота. Лаппаран склонен связывать образование всех этих минералов с переработкой вулканического туфа.

Цоизит, клиноцоизит и эпидот известны главным образом как продукты гидротермальной деятельности. Между тем нахождение этих минералов в качестве новообразований в неметаморфизованных осадочных толщах, по видимому, не составляет большой редкости и обнаруживается при внимательном микроскопическом изучении осадочных пород. Так, Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворская (1949) нашли новообразованные цоизит и клиноцоизит в отложениях верхней перми Западного Урала и верхнего девона Южного Тимана. Эти минералы имеют здесь вид бесцветных и прозрачных зерен, на поверхности которых развиваются то пальцевидные выросты, то пластинчатые новообразования того же состава. В мощном разрезе песчано-глинистых отложений нижнего мела, юры, верхней и нижней перми Западного Верхоянья в Якутии вторичные выделения цоизита и эпидота были обнаружены почти по всему разрезу А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (см. их статью в настоящем сборнике). Цоизит в виде его разновидности — соссурита, как известно, нередко наблюдается как продукт изменения полевых шпатов.

Разнообразные минералы из группы хлоритов иногда ошибочно еще до сих пор считаются показателями имевших место гидротермальных процессов, хотя условия образования хлоритов, как известно, в действительности отличаются большим разнообразием (известны хлориты собственно магматические, гидротермальные, контактово-метасоматические, метаморфогенные, осадочные). После опубликования монографии Д. П. Сердюченко (1953) нет нужды подробно останавливаться на широком распространении хлоритов в породах осадочного происхождения. В последних хлориты присутствуют либо как сингенетичные образования, главным образом в виде плохо раскристаллизованных так называемых лептохлоритов, либо в качестве вторичных новообразований, нередко хорошо окристаллизованных. Нас в данном случае интересует лишь последняя группа выделений хлоритов.

Появление вторичных хлоритов в осадочных породах в промежуточную стадию их существования, когда они еще не могут быть отнесены к разряду метаморфических, общеизвестно. При этом осадочные породы приобретают характерный слабый зеленоватый оттенок, обычно ясно улавливаемый при рассмотрении обнажений на некотором расстоянии. Перечислить все известные случаи нахождения в осадочных толщах вторичных хлоритов не представляется никакой возможности ввиду их многочислен-

ности. Несомненно, что процесс хлоритизации осадочных толщ имеет значение регионального процесса и распространен шире, чем описанные выше, также региональные процессы фельдшпатизации, цеолитизации и анальцитизации осадочных пород. Только в качестве примеров можно указать, что новообразованные хлориты известны, например, в осадочных породах Донецкого бассейна (Логвиненко, 1944), угольных месторождений Урала (Перепечина, 1943), почти во всей толще мезозойских и верхнепалеозойских пород Западного Верхоянья (Коссовская и Шутов, статья в настоящем сборнике) и во многих других местах; некоторые из них упоминались выше, при описании новообразованных цеолитов и цеолитоподобных минералов, где хлориты являются спутниками последних. Как интересные случаи нахождения в осадочных породах заведомо вторичных хлоритов следует упомянуть о псевдоморфозах хлоритов по скелетам радиоларий, описанных для района Карпатских Татр (Sujkowski, 1932) и девонских отложений Эльзаса и Лотарингии (Lapparent, 1924).

Надо думать, что не меньшим распространением в осадочных породах пользуются новообразованные слюды. Очень частое нахождение в составе осадочных толщ, притом нередко в весьма ощутимых количествах, тонкочешуйчатой разности калиевой слюды мусковита — серицита, общеизвестно. Многие авторы рассматривают серицит как продукт разложения полевых шпатов и других сложных алюмосиликатов, не заботясь о доказательстве такого толкования. Между тем в целом ряде случаев серицит, входящий в состав осадочных пород, заведомо является типичным новообразованием, молекулы которого синтезируются в осадочных толщах, а не являются продуктами разложений других, более сложных алюмокремневых соединений. В этой связи следует напомнить указание В. И. Вернадского на то, что в осадочных породах «часть мусковита детритового происхождения, т. е. произошла путем разрушения первичных пород, заключавших мусковит, не разрушившийся при разрушении породы, но, несомненно, часть его и, может быть, очень большая образовалась на месте или доросла на месте из водных растворов» (Вернадский и Курбатов, 1937, стр. 323). Типичные новообразования мусковита в виде лучисто-сноповидных агрегатов, заполняющих центральную часть порового пространства между обломочными зернами, были встречены А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым при изучении нижнепермских отложений Западного Верхоянья.

Следует отметить, что по мере развития процессов изменения осадочных толщ образование в них хлоритов и слюд усиливается, что отчетливо можно проследить, переходя от неметаморфизованных ископаемых осадочных толщ к осадочным породам, несущим на себе слабые признаки метаморфизма, среди которых часто присутствуют хлоритизированные и слюдястые аргиллиты и, наконец, к осадочно-метаморфическим породам, среди которых мы нередко находим уже типичные крупнокристаллические хлоритовые и слюдястые сланцы.

Большого внимания заслуживают встречающиеся в осадочных породах новообразования сепиолита (морской пенки) и палыгорскита. По своему кристаллохимическому строению они родственны амфиболам: так же как последние, они (или во всяком случае — часть их) имеют двойные анионные цепочки. Отсюда понятно, почему, например, палыгорскиты, как это давно было подмечено В. И. Вернадским (Вернадский и Курбатов, 1937, стр. 150), попадая в более глубокие зоны, превращаются в конечном итоге в метасиликаты роговообманкового ряда. С этой точки зрения сепиолит и палыгорскиты в ряде случаев можно рассматривать как начальную стадию образования роговых обманок, которые, как известно, считаются характерными для метаморфических и магматических пород.

Новообразования палыгорскита пользуются среди осадочных толщ весьма широким распространением. Достаточно напомнить, что выделения палыгорскита известны среди осадочных пород Московской области, Горьковского края, Татарской АССР, в ряде районов Украины, на Северном Кавказе, в Крыму, в Западной Сибири, в Таджикистане и многих других местах. За рубежом он известен во Франции, в Испании, в Турции, в США и других странах. Учитывая сказанное выше, можно думать, что в этом широко распространенном процессе палыгорскитизации осадочных толщ *заложено начало последующего обогащения их амфиболами*. Некоторые прослой осадочных пород, особенно обогащенные палыгорскитом, подобные тем, какие мы находим, например, среди каширских отложений Подмосковья, в будущем, при углублении процессов метаморфизма, имеют все шансы перейти в состояние амфиболитов.

Интересные находки сепиолита или морской пенки были сделаны в Северной Америке. Здесь в штате Колорадо, среди сланцевых глин Зеленой реки (Green River), находится несколько хорошо выдержанных прослоев сепиолита, переслаивающихся с битуминозными сланцами; мощность пропластков сепиолита не превышает 1 см (Bradley, 1929). Сепиолит был обнаружен А. Г. Коссовской (1952) в глинах продуктивной толщи Прикуринской низменности в Азербайджане. Характерно, что как в Северной Америке, так и в Азербайджане сепиолит ассоциирует с новообразованиями анальцима, который, как уже упоминалось, согласно новейшим кристаллохимическим данным, должен рассматриваться как представитель фельдшпатидов.

Наконец, из новообразованных силикатов, встреченных среди осадочных пород, следует отметить т и т а н и т (сфен). Насколько мне известно, в опубликованной литературе имеется лишь одно указание на наличие этого минерала в неметаморфизованных осадочных толщах, принадлежащее Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворской (1949). Эти исследователи нашли вторичные образования титанита в виде наростов на обломочных зернах того же минерала в песчано-глинистых породах верхнего девона Южного Тимана и казанского яруса Западного Урала. Новые находки новообразованного титанита в виде характерных удлиненных кристаллов клиновидного облика («сфен», в переводе с греческого — «клин») были сделаны в последнее время А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым среди песчано-глинистых юрских отложений Западного Верхоянья. Несомненно, что с развитием и уточнением петрографических исследований осадочных толщ будут сделаны новые находки вторичных выделений этого титаносодержащего минерала, который считается характерной принадлежностью магматических, пегматитовых и метаморфогенных образований.

## 10. ВТОРИЧНЫЕ ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Для полноты освещения интересующего нас вопроса необходимо остановиться хотя бы в самых кратких чертах на нахождении в осадочных породах минеральных новообразований, относящихся к некоторым другим классам и группам минералов.

Широкое распространение среди осадочных отложений г а л о и д н ы х с о е д и н е н и й общеизвестно. Отличительной чертой этих соединений является их исключительно легкая подвижность, а потому и их резко повышенная способность к перемещению и перекристаллизации. Эта особенность галоидных соединений определяет их поведение и их историю в земной коре. С этим связано также то обстоятельство, что все галоидные соединения, находящиеся в ископаемых осадочных породах, по сути дела, присутствуют в них исключительно в качестве минеральных новообразований, хотя и возникших на месте или почти на месте

своего первоначального осаждения; действительно, все они обладают вторичной кристаллической структурой, обычно явно отличной от первоначальной структуры свежееосажденных галогенных осадков, что уже указывает на известную степень их «вторичности».

Характерно, что среди собственно метаморфических пород скоплений галоидных соединений совершенно не встречается. Это связано с их неустойчивостью в зоне метаморфизма, где они поэтому не могут сохраниться. Попадая в глубинные зоны земной коры, они либо выдавливаются отсюда под влиянием тяжести вышележащих горных пород, либо переходят в растворенное, возогнанное или ионно-диссоциированное газообразное состояние; галоидные соединения и составляющие их ионы частью вступают в химическое взаимодействие с окружающими минералами, частью же устремляются из зоны метаморфизма в верхние горизонты земной коры и в ряде случаев выходят на поверхность земли в виде минерализованных растворов, возгонов и газовых струй. Последние часто принимаются за минерализованные растворы, возгоны и газовые струи, связанные с магматической деятельностью. Естественно, что на своем пути они, и особенно такие относительно более труднорастворимые соединения, как фтористый кальций, могут образовать жильные месторождения; последние опять-таки легко могут быть приняты за результат магматической деятельности, хотя в действительности являются результатом неизбежного перемещения к поверхности планеты наиболее подвижных и наиболее легких составных частей древних осадочных толщ, опустившихся в глубинные части земной коры.

Из галоидных соединений, находимых среди осадочных пород, заслуживает специального упоминания флюорит, встречающийся среди осадочных образований чаще всего в виде землистой разности — ратовкита. Сейчас можно считать установленным, что фтористый кальций обладает в осадочных толщах весьма высокой подвижностью, в чем проявляется общее свойство природных галоидных соединений. Это приводит к тому, что даже в породах относительно молодого геологического возраста (от верхнего палеозоя и выше) он присутствует почти всегда в качестве минерального новообразования, уже успевшего в той или иной мере переместиться и принять формы вторичных выделений, хотя в то же время имеются бесспорные доказательства его изначального сингенетического образования в пределах тех осадочных толщ, в которых мы сейчас его находим. Следовательно, для указанных относительно молодых осадочных толщ миграция фтористого кальция, хотя и четко выраженная, все же невелика; она не выводит его за пределы, так сказать, «своей» серии осадочных пород. Именно такое положение вещей наблюдается, например, для хорошо изученных известных месторождений ратовкита Верхнего Поволжья и других районов Европейской части СССР (Пустовалов, 1937).

Надо думать, что по мере перехода от верхнепалеозойских осадочных толщ к более древним, до древнейших включительно, диапазон миграции фтористого кальция, который мог изначалью в них содержаться, должен все более увеличиваться. Поэтому по мере перехода от более молодых осадочных толщ к более древним современное пространственное размещение флюорита все больше должно отклоняться от первоначального; в то же время все резче должны проявляться признаки его вторичного залегания вплоть до концентрации его в трещинах более молодых, «чужих» вышележащих пород, с образованием скоплений жильного типа, вдали от первоначальных пунктов нахождения флюорита в древних осадочных толщах. Установление в таких случаях генетической связи между типичными жильными проявлениями флюорита и его первоначальными накоплениями в древних осадочных свитах неизбежно будет представлять очень

трудную задачу. Последняя осложняется тем, что мысль исследователей в силу традиции всегда направляется в таких случаях на отыскание связи жильных концентраций с предполагаемыми локальными магматическими очагами, а не с повсеместно распространенными древними осадочными толщами, которые в процессе метаморфизма неизбежно должны выделять из себя в более высокие горизонты земной коры наиболее подвижные и в то же время химически весьма активные компоненты.

Под впечатлением рельефно выраженных жильных скоплений флюорита, которые безоговорочно считались (а нередко считаются и сейчас) магматогенными только потому, что имеют форму жил, возникло убеждение, долго удерживавшееся в науке, в том, что фтор является элементом, свойственным только магматическим образованиям и совершенно чуждым осадочным породам. Поэтому обнаружение среди осадочных толщ фтористого кальция в виде ратовкита вызвало в свое время такое же недоверие и недоумение, какое вызывают к себе сейчас находки среди метаморфизованных осадочных пород новообразованных гранатов, турмалинов и других так называемых «магматогенных» минералов. Проверка факта нахождения среди осадочных пород скоплений фтористого кальция продолжалась около сорока лет (с момента открытия ратовкита Г. Фишерфон-Вальдгеймом в 1809 г. до работы проф. Рулье, статья которого, опубликованная в 1848 г., сделала факт нахождения ратовкита среди осадочных пород Подмосковья для всех несомненным). Сила традиции была, однако, столь велика, что и после этого накопление фтористого кальция в осадочных породах, которое уже нельзя было опровергнуть, долгое время рассматривали как отражение магматической деятельности. Сейчас мы знаем, что фтористый кальций в осадочных породах является нормальным осадочным образованием, возникающим в определенных условиях осадкообразования.

Этот поучительный пример нельзя не учитывать при обсуждении вопросов, связанных с нахождением в осадочных толщах так называемых «жильных» и «высокотемпературных» минералов.

## 11. ВТОРИЧНЫЕ КАРБОНАТЫ

Природные карбонаты щелочноземельных металлов, железа и марганца — кальцит, арагонит, доломит, сидерит, родохрозит, в значительно меньшей степени магнезит — пользуются среди осадочных пород широким распространением. Помимо сингенетичных выделений этих минералов, в осадочных толщах встречаются их многочисленные вторичные выделения, имеющие самую разнообразную форму: натеков, вкрапленников, жеодовидных и миндалевидных выделений, прожилков, жил и проч. Ни у кого не возникает сомнений в том, что все эти новообразования возникли при обычных условиях температуры и давления. Вместе с тем для всех этих минералов отмечаются также гидротермальный и другие способы образования. Поскольку в данном случае мы имеем дело с минералами, типичными для осадочных толщ, то для них допускаются весьма различные термодинамические условия их возникновения.

Нельзя не отметить, что достаточно высокая устойчивость карбонатов щелочноземельных металлов обеспечивает возможность их сохранения в условиях зоны метаморфизма, во всяком случае в ее верхней части. Этим объясняется нахождение среди метаморфизованных пород различных мраморов, известковых сланцев, кальцифиров и других карбонатных пород. Однако при достижении определенного температурного режима карбонаты, как известно, распадаются с освобождением свободной углекислоты; последняя должна поступать в окружающее пространство



и устремляться из недр Земли, где она выделилась из осадочных пород, подвергающихся глубокому метаморфизму, вверх, производя по пути соответствующее химическое действие. Часть ее, несомненно, может достигнуть поверхности Земли, где она будет проявляться либо в виде углекислых источников, либо в виде сухих газовых струй. Напомним, что при нормальном давлении выделение углекислоты из карбонатов происходит при следующих температурах: из сидерита — уже при  $470^{\circ}\text{C}$ , из родохрозита — при  $500^{\circ}\text{C}$ , из магнезита — при  $550^{\circ}\text{C}$ , из доломита — частью при  $740^{\circ}\text{C}$  и полностью при  $890^{\circ}\text{C}$ , из кальцита — при  $890^{\circ}\text{C}$ . При более высоком давлении, что характерно для зоны метаморфизма, указанные температуры диссоциации карбонатов, естественно, будут несколько иными.

Нельзя не отметить, что карбонат железа (сидерит), как показывают многочисленные наблюдения над осадочными образованиями, не несущими явных следов метаморфизма, вследствие своей пониженной устойчивости довольно быстро разлагается, переходя в гематит или магнетит и выделяя свободную углекислоту, которая не может не оказывать воздействия на окружающие породы. Об образовании вторичных окислов железа за счет сидерита юрского возраста в условиях Подмосковского бассейна уже упоминалось выше.

Поведение в осадочных породах карбоната марганца (родохрозита) изучено хуже, чем поведение сидерита. Но вряд ли могут быть сомнения в том, что среди карбонатов и он отличается относительно пониженной устойчивостью. Есть основания полагать, что в некоторых случаях родониты представляют собою продукт изменения изначального осадочного родохрозита.

## 12. ВТОРИЧНЫЕ СУЛЬФАТЫ

Из минералов, относящихся к сульфатам, мы кратко остановимся только на барите и целестине, оставляя в стороне такие типичные для осадочных пород минералы, как гипс, ангидрит, тенардит, мирабилит, каинит, кизерит, полигалит, ярозит и другие, многие из которых присутствуют в осадочных толщах не только как сингенетичные, но и как вторичные образования.

Барит и целестин пользуются в осадочных толщах достаточно широким распространением; более подробные сведения об этом можно найти в соответствующих руководствах (см., например, Л. В. Пустовалов, 1940, ч. 2, стр. 198—202 и 304—306). Сообщения о новых находках этих минералов непрерывно увеличиваются. Так, лишь в самое последнее время на страницах только одного журнала были опубликованы сведения о нахождении барита на обширной территории Татарии, Ульяновской и Горьковской областей среди отложений юрского возраста (Миропольский и Ковязин, 1951) и в нижнемеловых отложениях Южной Ферганы (Вахрушев, 1953).

Сейчас никто не сомневается в том, что серноокислые соли бария и стронция, находимые среди осадочных пород, в своей подавляющей массе не были принесены в осадочные толщи откуда-то извне, а изначально накопились в ходе осадочного процесса, одновременно с образованием вмещающих их древних осадков.

Тем не менее и для барита, и для целестина характерно их нахождение среди осадочных толщ в форме вторичных образований: наряду с конкреционной, обычно радиально-лучистой, сферолитоподобной формой нахождения этих минералов, барит и целестин очень часто присутствуют в осадочных породах в виде изолированных вкрапленников, нередко в виде достаточно крупных, превосходно образованных кристаллов, друз, щеток, гнезд, миндалин и жеод кристаллов, в виде монокристалли-

ческого пойкилитового цемента, заполняющего поровое пространство песчаников, и т. д.; здесь же нередко наблюдается и жильная форма нахождения интересующих нас минералов, возникающая в результате местной их миграции; в некоторых случаях, как, например, в нижнемеловых отложениях Южной Ферганы, жилы барита достигают мощности 5 см и более (Вахрушев, 1953).

Преимущественно вторичная форма нахождения барита и целестина в осадочных породах связана прежде всего с их высоким удельным весом и малым молекулярным объемом; эти свойства обуславливают их быструю перекристаллизацию, тогда как соседние минералы, составляющие основную массу вмещающих их осадочных пород, как обладающие значительно более низким удельным весом и большим молекулярным объемом, перекристаллизовываются медленнее и отстают от барита и целестина в развитии полнокристаллических структур (подробнее об этом процессе разновременной перекристаллизации составных частей одной и той же осадочной породы см. Л. В. Пустовалов, 1940, ч. 1, стр. 387).

Если в условиях существования осадочных пород и в условиях раннего, слабо проявляющегося метаморфизма барит и целестин способны испытывать местные перемещения, диапазон которых, вероятно, увеличивается по мере усиления факторов метаморфизма, то на больших глубинах, в зоне типично выраженного регионального метаморфизма, их поведение существенно меняется. Как справедливо отмечает А. Г. Бетехтин (1950, стр. 543), в условиях восстановительной среды больших глубин барит, как минерал, богатый кислородом, должен восстанавливаться, переходить в другие, значительно более растворимые соединения и, следовательно, исчезать. Но так ведут себя в условиях глубинного метаморфизма не только барит, но и другие сульфаты. Этим объясняется отсутствие их скоплений среди осадочных толщ, подвергшихся метаморфизму.

Растворы солей кальция, бария, стронция и других металлов, возникающие в зоне метаморфизма за счет разложения сульфатов, частью реагируют с ионами, входящими в состав окружающих минералов, частью же устремляются вверх; здесь, под влиянием иона серной кислоты, содержащегося в приповерхностных подземных водах, указанные металлы и, в первую очередь, барий, как обладающий наибольшим химическим сродством к иону серной кислоты, частично вновь образуют сернокислые соединения и в этом виде выпадают в качестве жильных образований по пути своего следования. В этом виде они, и прежде всего баритовые жилы, чаще всего трактуются как гидротермальные выделения, связанные с гипотетическими магматическими очагами.

### 13. ВТОРИЧНЫЕ СУЛЬФИДЫ

Нельзя, наконец, не отметить присутствия в осадочных породах сульфидов тяжелых металлов (железа, свинца, цинка, никеля, молибдена и др.), которые считаются характерными для гидротермальных жил.

В последние годы возникла оживленная дискуссия об условиях накопления этих минералов в осадочных толщах. Значительно раньше А. Е. Ферсман уделял этому вопросу большое внимание и неоднократно к нему возвращался (Ферсман, 1915, 1922, 1940 и др.). В недавнее время этот вопрос обострился в связи с опубликованием работы М. М. Константинова (1951). Этот автор подверг критике существующие традиционные представления о гидротермальном способе образования всех промышленных сульфидных месторождений свинца и цинка и указал для некоторых из них на возможность их осадочного происхождения. Естественно, что статья М. М. Константинова вызвала возражения со стороны лиц, стоя-

щих на традиционной точке зрения на гидротермальный способ образования промышленных сульфидных месторождений.

Судя по недавно опубликованным статьям М. М. Константинова (1954) и А. Г. Бетехтина (1954), дискуссия о способе образования сульфидных месторождений принесла существенную пользу и привела к значительному сближению мнений. Так, оба указанных автора совершенно согласно считают, что не подлежит никакому сомнению то, что осадочным путем могут возникать сульфиды железа, меди, цинка, свинца и других металлов и что отнюдь не исключена возможность открытия осадочных рудоносных горизонтов промышленного значения. Обоими авторами признается необходимость надлежащей ревизии существующих представлений о гидротермальном способе образования пластовых и пластообразных месторождений сульфидов цветных металлов, среди которых могут оказаться месторождения, первоначально образовавшиеся осадочным путем. Наконец, как М. М. Константинов, так и А. Г. Бетехтин согласно признают необходимость дальнейших исследований осадочного сульфидообразования на примере конкретных объектов. В этой связи нельзя не отметить, что в самое последнее время, в 1955 г., В. М. Попов доказал, что известное Джезказганское сульфидное месторождение меди, считавшееся типичным представителем гидротермальных месторождений, в действительности является осадочным.

Расхождения между представителями разных точек зрения остаются в толковании таких подчиненных, хотя и безусловно важных вопросов, как способ переноса тяжелых металлов в зоне осадкообразования, и некоторых других еще очень мало изученных сторон осадочного накопления сульфидов тяжелых металлов. Разрешение этих вопросов, конечно, следует ожидать от будущих исследований, необходимость которых признают обе стороны.

Для нас важно сейчас отметить, что сульфиды тяжелых металлов, как минералы, обладающие большим удельным весом и малым молекулярным объемом, подвергаются в осадочных породах очень быстрой перекристаллизации; вследствие этого формы их нахождения в осадочных породах носят всегда характер вторичных. Это свойство сульфидов отчетливо проявляется на примере наиболее распространенных в осадочных породах сульфидов железа, изначальное осадочное происхождение которых не вызывает никаких сомнений.

Действительно, пирит и марказит почти всегда встречаются среди осадочных пород либо в виде вторичных изолированных кристаллов-вкраплеников, резко выделяющихся на общем фоне породы своими размерами и правильными кристаллографическими очертаниями, либо в виде сростков кристаллов, нередко инкрустирующих свободные полости в породах (внутренности раковин, стенки трещин и проч.), либо в виде псевдоморфоз, чаще всего по растительным остаткам, либо в виде явнокристаллических и скрытокристаллических конкреций. Все эти выделения, как правило, возникают в результате местной концентрации и перекристаллизации соответствующего материала, находившегося первоначально в осадочных породах в более или менее тонко рассеянном состоянии. Естественно, что вторичные формы нахождения сульфидов еще больше усиливаются и приобретают еще более резко выраженный характер по мере того, как осадочные толщи подвергаются все более глубокому изменению, по мере того, как в них усиливаются процессы метаморфизации.

Отмеченная способность сульфидов к быстрому восприятию вторичных форм нахождения является важной и характерной их особенностью, вносящей дополнительные трудности в расшифровку их первоначального генезиса, особенно когда речь идет о сульфидах таких металлов, как свинец, цинк, молибден, кобальт, никель и другие.

#### 14. ОБЩИЙ ХАРАКТЕР НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Приведенный краткий и, разумеется, далеко не исчерпывающий обзор данных, имеющих уже сейчас в нашем распоряжении о минеральных новообразованиях, встречающихся среди осадочных толщ, несмотря на их неполноту, несистематичность, а порою даже случайность, все же позволяет сделать некоторые небезинтересные обобщающие выводы.

Прежде всего надо признать, что *в осадочных толщах, еще задолго до того момента, когда они переходят в состояние метаморфических пород, в условиях достаточно низких температур и давления, начинается образование минералов, которые достигают своего полного развития в высокотемпературных условиях метаморфизма и магматической деятельности, или же минералов, которые представляют собою как бы переходные стадии к минералам, типичным для высокотемпературных процессов.*

Действительно, мы уже видели, что в осадочных толщах широко распространены процессы образования различных цеолитов, анальцима, различных полевых шпатов, эпидота, цоизита, слюдоподобных минералов (хлорита, апофиллита и др.), а также настоящих слюд. Вместе с тем в осадочных толщах широко развит процесс образования палыгорскитов и сепиолита, кристаллохимическое строение которых, как уже указывалось, в ряде случаев обнаруживает черты сходства с кристаллохимическим строением высокотемпературных амфиболов. Нет ничего удивительного в том, что наряду с этими минеральными новообразованиями в осадочных толщах происходит синтез и таких минералов, как циркон, турмалин, гранаты, силлиманит, шпинель, магнетит, гематит, рутил, анатаз, брукит, сфен и др.

Все перечисленные новообразования, хотя и пользуются в осадочных толщах широким распространением, но обычно имеют микроскопические размеры и составляют небольшую часть пород. Это вполне соответствует начальному характеру тех процессов минералообразования, которые позднее, в стадию глубокого метаморфизма, проявляются во всей своей полноте и приводят к уже значительно более ощутимым результатам как в отношении величины новообразованных минералов, так и в отношении их количества.

Далее, изложенный выше фактический материал приводит к выводу, что *в осадочных толщах, также еще задолго до перехода их в состояние метаморфических пород, развиваются процессы избирательной и последовательной перекристаллизации, миграции, химического изменения, а также растворения и удаления из осадочных пород некоторых, наиболее подвижных их составных частей.*

Указанные только что процессы, разумеется, зависят от тех условий, в которых находятся осадочные породы в земной коре, но определяются они химическими и физико-химическими свойствами тех или иных составных частей изначальных осадочных пород, а именно: их способностью к перекристаллизации, их химическим составом, их растворимостью и прочими свойствами.

В результате этих процессов в осадочных породах развиваются в определенной последовательности вторичные формы нахождения их первоначальных составных частей с образованием изолированных вкрапленников, кристаллических сростков, жезд, миндалин и других вторичных форм, вплоть до появления прожилков и жил, принципиально сходных с жилами альпийского типа, характерной особенностью которых, как известно, является тесная зависимость их минерального состава от состава вмещаю-

щих пород (в самое последнее время для них предложено более удачное название «метаморфических жил»; см. А. Г. Бетехтин, 1954, стр. 86). Одновременно из осадочных пород в той или иной мере уходят наименее устойчивые и наиболее подвижные их составные части, которые включаются в состав подземных вод и газов.

Рассматриваемые процессы, конечно, усиливаются и углубляются по мере усиления метаморфизирующего действия среды, т. е. по мере увеличения глубины залегания пород, что обычно тесно связано с их геологическим возрастом и, следовательно, со временем их пребывания в литосфере, а также по мере увеличения давления и температуры окружающей среды. При этом в миграцию вовлекаются все более инертные компоненты осадочных пород, что не может не отражаться на составе подземных вод и газов; в то же время диапазон миграции отдельных компонентов осадочных толщ непрерывно возрастает. В конечном итоге, осадочные породы, последовательно отдавая окружающей среде свои наиболее подвижные изначальные компоненты, все больше и больше обогащаются наиболее устойчивыми и инертными составными частями.

Все отмеченные только что явления в их начальной стадии хорошо известны геологам по их повседневным наблюдениям над осадочными породами.

Действительно, мы практически совершенно не встречаем среди осадочных пород первичных форм накопления некоторых сингенетических образований, как, например, сернистого железа; вследствие повышенной кристаллизационной способности последнего мы неизменно находим сернистое железо в углях, глинах, известняках и в других осадочных породах почти исключительно в виде вторичных вкрапленников, сростков, конкреций, псевдоморфоз и других вторичных выделений пирита и марказита; лишь иногда мы встречаем пиритовые оолиты, которые, надо думать, представляют собою первичные формы нахождения этого минерала в осадочных породах.

Мы сплошь и рядом наблюдаем в осадочных породах результаты уже начавшейся избирательной миграции их составных частей в виде разного рода натеков, прожилков, жил и других вторичных выделений таких, например, минералов, как халцедон, кварц, кальцит, барит и многие другие.

На наших глазах из осадочных толщ вовсе уходят в виде газов наиболее легко подвижные составные части углей, нефтей, битумов. Мы непосредственно наблюдаем в ряде случаев потерю осадочными толщами серы в виде устремляющегося к поверхности Земли сероводорода, как это имеет место, например, в районе Куйбышевских месторождений самородной серы, где даже питьевые колодезные воды заражены сероводородом, поднимающимся из гипсоносных верхнепермских отложений.

В осадочных толщах, залегающих даже на небольших глубинах, мы уже встречаем множество пустот, остающихся после ухода из них таких легко подвижных соединений, как гипс, каменная соль и другие («отпечатки» кристаллов этих минералов).

В ходе дальнейшего изменения осадочных толщ под влиянием агентов метаморфизма все процессы такого рода стремятся дойти до своего полного завершения.

В связи с этим следует отметить, что те явления, которые известны сейчас под общим названием эпигенеза, с полным основанием могут рассматриваться, как явления раннего метаморфизма.

*Начальными же явлениями метаморфизма, со всеми присущими им характерными особенностями, в той или иной мере затронуты все осадочные толщи, входящие в состав земной коры.*

## 15. ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ ЭНЕРГЕТИКИ ЗОНЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ ОТ ЭНЕРГЕТИКИ СТРАТИСФЕРЫ И ЗОНЫ МЕТАМОРФИЗМА

Образование в обычных осадочных толщах минералов, которые мы привыкли видеть среди пород высокотемпературных зон, кажется непонятным и странным, если не учитывать того глубокого и принципиального различия, которое существует, с одной стороны, между зоной осадкообразования, в пределах которой образуются осадки и которая совпадает с *поверхностью* Земли, и, с другой стороны, — стратисферой, которая представляет собою совокупность уже сформировавшихся осадочных пород и является частью *земной коры*. Весьма существенная разница между зоной осадкообразования и стратисферой, к сожалению, еще далеко не всегда достаточно учитывается; оба эти понятия нередко совершенно неправильно объединяются под общим названием «коры выветривания» или «зоны гипергенеза», что приводит к целому ряду серьезных недоразумений.

Еще В. И. Вернадский, отмечая, что «мы постоянно наблюдаем образование полевых шпатов при метаморфизации осадочных пород», несколько далее подчеркивал необходимость четкого разграничения понятий «выветривание» и «метаморфизация», которые различаются между собою как по району своего действия, так и по причинам, вызывающим эти процессы (Вернадский и Курбатов, 1937, стр. 271 и 273). «Процессы выветривания, — пояснил В. И. Вернадский, — идут на поверхности или в самом поверхностном слое литосферы под влиянием кислорода, углекислоты, воды, воздуха, текучих вод, океана, жизнедеятельности организмов и т. п. Процессы же метаморфизации имеют районом своего действия более глубокие части литосферы, где влияние указанных только что агентов практически сходит на нет и где проявляются уже иные силы».

В своей «Петрографии осадочных пород» я пытался показать огромное вещественное и, главное, энергетическое различие, существующее между зоной осадкообразования и стратисферой. Я тогда обращал особое внимание на то, что «если в зоне осадкообразования сильнейшим образом проявляется солнечная энергия и продукт ее трансформации — биохимическая энергия, которая так или иначе воздействует на все породы, слагающие земную поверхность, то в стратисфере, куда не могут непосредственно проникать солнечные лучи, влияние солнечной энергии значительно ослабевает и на первое место выступает энергия, связанная с веществом самих осадочных пород (химическая энергия, кристаллизационная, поверхностная, радиоактивная и др.)» (Пустовалов, ч. 1, 1940, стр. 33).

В другом месте той же книги я отмечал, что минеральные осадки, образующиеся на поверхности Земли, являются носителями некоторых запасов энергии, которая заимствуется ими во время пребывания их в зоне осадкообразования, а затем, после перехода осадков в состояние осадочных пород, увлекается ими вместе с собой в стратисферу и расходуется здесь на различные эпигенетические процессы. Последние совершаются, таким образом, в известной мере за счет солнечной энергии, как бы аккумулятивной осадками во время их образования на поверхности Земли, а затем увлекаемой ими в недра Земли, где эта энергия освобождается и расходуется на эпигенетические преобразования тех же осадочных пород (Пустовалов, 1940, ч. 1, стр. 173).

Знаменательно, что именно в результате осадочного процесса возникают наиболее энергоемкие минеральные образования: торф, ископаемые угли, нефти, битумы, селитра, самородная сера и др. Подобных энергоемких минеральных образований мы не знаем ни среди магматических, ни среди метаморфических горных пород. Важнейшие составные части пороха (селитра, сера) добываются человеком из осадочных образований.

Все это указывает на то, что общей характерной чертой осадочного процесса является аккумуляция образующимися при этом осадочными горными породами солнечной энергии и увод ее с поверхности Земли в ее недра.

За отсутствием необходимых данных я не смог в свое время достаточно развить и обосновать то положение, что различные вторичные изменения осадочных пород в значительной мере протекают под влиянием солнечной энергии, аккумулированной самими осадочными породами во время их образования на поверхности Земли. В последующем это было сделано другими авторами; благодаря их работам вопрос о передаче

космической солнечной энергии в недра Земли через осадочные породы хотя далеко еще не получил окончательного разрешения, но все же значительно продвинулся вперед и получил новое освещение.

В. И. Лебедев (1946) обратил внимание на то обстоятельство, что, согласно рентгенометрическим исследованиям, во всех известных силикатах, в том числе и в алюмосиликатах, каждый ион кремния ( $\text{Si}^{4+}$ ) всегда находится в окружении четырех ионов кислорода ( $\text{O}^{2-}$ ), которые располагаются в углах по тетраэдру вокруг него, как это изображено на рис. 4б.

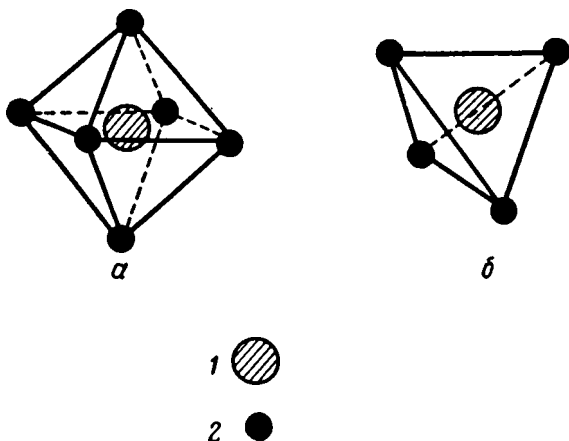


Рис. 4. Типы сочетания ионов алюминия и кислорода в алюмосиликатах (а и б).

1 — ион алюминия; 2 — ион кислорода.

В отличие от этого, алюминий может играть в строении алюмосиликатов двойную роль: в одних случаях он, так же как ион кремния, находится в тетраэдрическом окружении четырех ионов кислорода (рис. 4б); в других же случаях его окружают шесть ионов кислорода, которые располагаются вокруг алюминия в углах по октаэдру (октаэдрическое окружение, см. рис. 4а). Не вдаваясь здесь в обсуждение той разницы в химическом строении алюмосиликатов, которая обусловлена разным положением в них ионов алюминия, следует лишь отметить, что при октаэдрическом шестерном окружении расстояние между центрами ионов алюминия и кислорода примерно на 10,5% больше, чем то же расстояние при тетраэдрическом четверном окружении (в первом случае — около 1,90 Å, во втором — около 1,70 Å).

В алюмосиликатах, типичных для глубинных зон, — в полевых шпатах, цеолитах, нефелине и др., — алюминий находится в четверном тетраэдрическом окружении, т. е. расстояния между центрами ионов алюминия и кислорода (Al—O) здесь относительно сближены. В каолине же, который, как известно, является типичным минералом зоны осадкообразования, а также в некоторых других алюмосиликатах алюминий находится в шестерном октаэдрическом окружении, т. е. расстояния Al—O здесь, наоборот, относительно увеличены.

Из кристаллохимии известно, что всякое увеличение расстояния между ионами сопровождается поглощением энергии; наоборот, всякое сближение ионов сопровождается выделением свободной энергии. Следовательно, переход алюминия из четверного тетраэдрического окружения в шестерное октаэдрическое, как это имеет место под влиянием солнечной энергии

на поверхности Земли, в зоне осадкообразования, сопровождается поглощением, аккумуляцией энергии силикатным веществом. Напротив, переход в недрах Земли каолина в полевые шпаты приводит к более плотной упаковке ионов, к сближению ионов  $Al-O$ , что связано с переходом алюминия из шестерного окружения в четверное и к выделению свободной энергии.

Подсчитано, что при перестройке октаэдрического окружения алюминия, свойственного каолину, в тетраэдрическое, имеющее место в полевых шпатах, могут выделиться весьма значительные количества свободной энергии, обеспечивающие магматическую деятельность во всем разнообразии ее проявлений, обуславливающие геотермический градиент и т. д. (подробнее см. об этом в статьях В. И. Лебедева, 1946 и Н. В. Белова, 1952).

Из сказанного следует, что, во-первых, каолин, являющийся типичным минералом зоны осадкообразования, обладает большим запасом энергии, чем полевые шпаты, являющиеся типичными и наиболее распространенными минералами зоны глубинного метаморфизма и зоны магмы; во-вторых, — процесс образования полевых шпатов за счет каолина, широко распространенный в зоне метаморфизма, сопровождается выделением значительных порций свободной энергии.

Отсюда вытекает, что погружение в недра Земли глинистых осадков, содержащих каолин, вносит туда огромные порции аккумулятивной энергии. В дальнейшем, очевидно под влиянием увеличения давления, происходит кристаллохимическая перестройка поверхностных алюмосиликатов, происходит сближение ионов, их более плотная упаковка, вследствие чего солнечная энергия, аккумулятивная силикатами, возникшими на поверхности Земли, освобождается.

Это освобождение осадочными толщами аккумулятивной энергии протекает крайне медленно, на протяжении многих геологических эпох, усиливаясь, повидимому, по мере того, как осадочные толщи уходят дальше от поверхности Земли, в область все более высоких давлений, перекрываясь более молодыми отложениями. Но отдача осадочными породами аккумулятивной энергии по понятным причинам должна в какой-то мере начинаться сейчас же после того, как они уходят с поверхности Земли и входят в состав земной коры.

Таким образом, если зона осадкообразования (поверхность планеты, область выветривания) представляет собою с изложенной точки зрения область аккумуляции минеральным веществом солнечной энергии, то стратифера является областью отдачи этой энергии. В этом нельзя не видеть существенного различия между зоной осадкообразования и стратиферой, а также между осадками и осадочными породами: *первые поглощают, накапливают в себе солнечную энергию, вторые ее выделяют, освобождают.*

Изменение энергетического режима в осадочных образованиях на прямо противоположное должно по времени совпадать со стадией раннего диагенеза; именно с момента начала раннего диагенеза, сейчас же после того, как непосредственное влияние на осадок солнечной энергии и различных ее проявлений сильно снижается, а затем и вовсе прекращается, в осадке происходит энергетический сдвиг в обратную сторону: осадок как бы начинает «излучать», выделять ту энергию, которую он до этого накапливал; этот «спад» энергии все более усиливается по мере того, как осадочные породы все далее уходят от поверхности Земли.

Таким образом, в энергетическом отношении нет принципиальной разницы между зоной эпигенеза и зоной метаморфизма; сейчас же после своего образования и ухода с земной поверхности осадочные породы начинают освобождаться от аккумулятивной энергии; в зоне



метаморфизма этот процесс резко усиливается. Поэтому нет ничего удивительного в том, что *общее направление процессов минералообразования как в осадочной оболочке (в стратисфере), так и в зоне метаморфизма принципиально одинаково*. То, что медленными темпами и в количественно небольших масштабах начинается уже в «нормальных» осадочных толщах, в полной мере развивается в зоне метаморфизма. Отсюда становится не только понятным, но и неизбежным нахождение одинаковых или весьма близких минеральных новообразований как в осадочных толщах, так и в возникающих за счет них метаморфических породах, хотя количество этих новообразований там и здесь весьма различно.

Если приведенные только что рассуждения являются в своей основе правильными, то *осадочные породы нужно рассматривать как мощные проводники космической энергии в недра Земли*. Именно через осадочные породы, «заряжающиеся» энергией на поверхности Земли в стадию осадкообразования, а затем уходящие в недра Земли, земной шар в результате осадочного процесса непрерывно получает все новые и новые дополнительные порции энергии. Осадочные породы в этой связи выступают в роли своеобразного гигантского конденсатора, аккумулирующего и перерабатывающего солнечную энергию, а затем снабжающего ею земные недра.

Только что сказанное не позволяет, между прочим, говорить о «тепловой смерти» Земли и о том, что энергетика геологических процессов связана с расходом некоторого запаса тепловой энергии, еще сохранившейся в недрах планеты от начальных стадий ее образования. Известно к тому же, что новейшие астрономические выкладки и сейсмологические наблюдения достаточно определенно опровергают гипотезу существования огненно-жидкого ядра в центре нашей планеты.

В. И. Лебедев (1946), впервые обративший внимание на энергетику перехода алюминия, входящего в состав силикатов, из четверного в шестерное окружение и обратно, кратко указывал, что подмеченное им явление может иметь большое значение для геологии и петрографии. Он указывал, что мы вправе ожидать, что накопление солнечной энергии глинистыми осадками, а затем освобождение ее в недрах Земли может повести к частичному их переплавлению, к явлениям магматизации или гранитизации, т. е. к совокупности тех явлений, которые известны под названием палингенеза и анатексиса и которые предусматривают возможность расплавления горных пород на месте их залегания и превращения их в магу.

В одной из своих последующих статей В. И. Лебедев (1953) указал, что за счет энергии преобразования кристаллического вещества, возникающего в зоне осадкообразования под влиянием космической энергии, в земной коре совершаются некоторые тектонические явления, как, например, явления складчатости, наблюдаемой в толщах пород, претерпевающих глубинный метаморфизм, а также прилегающих к ним пород, разрывов вышележащих толщ и проч.

Проблема аккумуляции солнечной энергии силикатами, возникающими в зоне осадкообразования, нашла себе дальнейшее развитие и подтверждение в недавней работе акад. Н. В. Белова (1952). В результате произведенного им анализа имеющегося фактического материала, он пришел к выводу, что постановка этой проблемы имеет «достаточно прочное обоснование в кристаллохимических данных»; вместе с тем он подчеркнул острую потребность в точном изучении теплового баланса всех соответствующих кристаллохимических превращений. Необходимость такого изучения тем более очевидна, что мы находимся сейчас лишь в самом начале пути, ведущего к правильному пониманию значения и роли геохимических аккумуляторов солнечной энергии. Все же и имеющиеся дан-

ные позволили Н. В. Белову следующим образом сформулировать свой заключительный вывод:

«Итак, все сказанное в основных разделах этой работы сводится к утверждению, что отражение солнечной энергии Землей есть процесс, не ограничивающийся одной земной поверхностью, но заходящий также и на значительную глубину. Происходит нечто подобное отражению света от граней бриллианта. Значительная часть света отражается непосредственно от граней шлифованного камня, но не менее значительная часть света попадает внутрь алмаза и способна вырваться наружу лишь после некоторого странствования внутри камня с многочисленными полными внутренними отражениями. . . Аналогично этому и история земной коры определяется главным образом длительным процессом отражения от Земли солнечной энергии, процессом, который отдельные порции солнечной энергии растягивает на многие тысячи лет, спускаясь в глубины Земли, снова поднимаясь и создавая при этом всю „жизнь“ земной коры. . .» (Белов, 1952, стр. 80).

Следует еще раз отметить, что вопрос о геохимических аккумуляторах космической энергии, как вопрос совершенно новый, еще весьма далек от полноты разработки. Есть все основания думать, что помимо упоминавшегося каолина среди осадочных образований будут обнаружены и другие, может быть, весьма многочисленные геохимические аккумуляторы. Но уже сейчас нельзя сомневаться, с одной стороны, в исключительно важной роли, которую они играют в геологической истории нашей планеты, а с другой стороны, в том, что аккумуляция солнечной энергии и передача ее в недра Земли является общей характерной особенностью осадочного процесса. Эта аккумуляция и передача энергии осуществляются в ходе осадочного процесса разными путями: путем захоронения и увода в недра Земли скоплений растительных и животных остатков с последующим накоплением в земной коре за счет них огромных запасов высококалорийных углей, нефтей, битумов, горючих сланцев и других горючих ископаемых; путем превращения на поверхности Земли колоссальной массы монолитных горных пород в тонкодисперсные системы, обладающие огромной поверхностной энергией, и последующего включения их в состав земной коры, и т. д.

Эти способы передачи солнечной энергии через осадочный процесс в недра Земли уже давно отмечались в литературе (Пустановалов, ч. 1, 1940). Теперь стала выясняться роль кристаллического вещества как аккумулятора и передатчика солнечной энергии с поверхности Земли в ее недра. Несомненно, в будущем нас ждут в этом отношении другие новые открытия.

*Но уже и сейчас осадочная оболочка земного шара со всей очевидностью предстает перед нами как мощный геологический конденсатор космической энергии.*

Нельзя не отметить, что это положение обосновывается, хотя далеко еще недостаточно проработанными, но все же совершенно осязаемыми, реальными данными, которые мы можем далее подвергать конкретному изучению. В то же время общераспространенное представление о магме, как п е р в о н а ч а л ь н о м носителе внутренней энергии земного шара, основывается лишь на косвенных умозаключениях, не может быть подвергнуто конкретному изучению и не может быть обосновано непосредственными наблюдениями; в этой области мы всегда остаемся на почве лишь шатких предположений.

В связи с только что сказанным представляют существенный интерес положения, высказанные недавно П. Н. Панюковым (1953). Он отметил, что Земля ежегодно получает и так или иначе перерабатывает примерно  $3,3 \times 10^{31}$  эргов солнечной лучистой энергии. За счет этой энергии совер-

шается, в частности, грандиозная работа по выветриванию горных пород и по осадкообразованию. В результате этого создаются толщи осадочных горных пород. Геологическая работа, затраченная на их формирование, составляет потенциальную энергию этих толщ. По своему происхождению потенциальная энергия осадочных горных пород в основном является гелиогенной (солнечной). Но в осадочных породах реализована также энергия земного шара (сила притяжения).

Основными видами солнечной энергии, аккумулированной в осадочных породах, являются:

- а) поверхностная энергия (энергия частичных сил), накапливающаяся в результате механического раздробления горных пород и минералов;
- б) потенциальная энергия кристаллических решеток минералов осадочного происхождения;
- в) потенциальная химическая энергия осадочных толщ;
- г) фотосинтетическая энергия горючих ископаемых.

Внешняя экзогенная солнечная энергия, аккумулированная осадочными горными породами, опускаясь с ними в недра Земли, становится внутренней эндогенной энергией земного шара, становится причиной разного рода эндогенных процессов. За счет нее происходит метаморфизм и ультраметаморфизм горных пород. В начальные стадии метаморфизма расходуется главным образом энергия частичных сил и силы тяжести (веса вышележащих пород). В последующие стадии метаморфизма проявляется потенциальная химическая энергия осадочных пород и энергия тонких кристаллических построек. С выделением энергии последних связано проявление резкого экзотермического эффекта, который при известных геологических условиях способен вызвать явления гранитизации, палингенеза, магматизма и другие эндогенные явления. Возникающая при этом в недрах Земли магма, естественно, является вторичной по отношению к осадочным толщам (согласно распространенным сейчас представлениям, магматические породы считаются в отношении осадочных пород первичными).

Образование осадочных пород, как известно, протекает на поверхности Земли крайне неравномерно, обнаруживая особую интенсивность в областях геосинклиналей и замедленные темпы в областях платформ. Это приводит к неравномерному распределению в земной коре осадочных толщ, а следовательно, и запасов аккумулированной ими энергии. Можно думать, что это же обстоятельство является основной причиной неравномерного проявления в земной коре различных геологических процессов (тектонических, вулканических и др.).

Из изложенного с полной очевидностью вытекает то исключительное общегеологическое значение, которое приобретает в наши дни дальнейшее углубленное изучение энергетики осадочного процесса и его влияния на геологическую историю земного шара.

Сказанным вовсе не имеется в виду исключить из общей проблемы энергетики земного шара такие вопросы, как, например, радиоактивность горных пород, влияние силы тяжести, присущей самому земному шару, и другие относящиеся сюда немаловажные вопросы. Мы имели в виду затронуть лишь одну сторону сложной проблемы энергетики Земли, а именно ту ее сторону, которая непосредственно связана с образованием осадочных горных пород<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> После сдачи в печать настоящей работы была опубликована новая статья В. И. Лебедева (1954) о возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли. В ней содержится дополнительная аргументация и дальнейшее развитие идей, изложенных В. И. Лебедевым в его предыдущих статьях, освещенных выше в тексте настоящей работы. В то же время автор справедливо подчеркивает,

## 16. О ЯВЛЕНИЯХ МЕТАСОМАТОЗА, О ГЛУБИННЫХ И ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ

Рассмотрение вторичных изменений осадочных пород вплотную подводит нас к вопросу о характере, поведении и формировании подземных глубинных вод и газов в обширнейших районах развития осадочных толщ, подвергающихся вторичным изменениям (сначала метаморфизации, а затем — типичному метаморфизму).

Осадочный процесс увлекает с поверхности Земли в ее недра огромные количества воды («химической», кристаллизационной, коллоидной, капиллярной), адсорбированных, растворенных и химически связанных газов, а также легко растворимых, неустойчивых и легко и относительно подвижных компонентов. В силу этого *осадочные толщи представляют собою колоссальный источник глубинных минеральных растворов и газов.*

Мы уже видели, что даже в самую раннюю стадию изменения осадочных пород начинается уход из них некоторых наиболее подвижных составных частей. Этот процесс неизбежно должен усиливаться с глубиной, где в условиях высокого давления и повышенной температуры целый ряд компонентов осадочных пород теряет способность удерживаться в их составе и потому приобретает подвижность. По мере усиления вторичных изменений, из осадочных толщ высвобождаются все более инертные компоненты, а диапазон миграции веществ, ранее бывших в составе первоначальных осадочных пород, все более увеличивается.

Отсюда следует, что при вторичных изменениях осадочных пород различные их компоненты ведут себя различным образом, что связано с различной их подвижностью. Это дает возможность утверждать, что «принцип дифференциальной подвижности компонентов», выдвинутый Д. С. Коржинским (1953) применительно к метасоматическим процессам, связанным с магматической деятельностью, полностью приложим и к осадочным породам.

Поскольку при изменении осадочных толщ происходит непрерывный и строго последовательный вынос одних компонентов и в то же время возможен принос с циркулирующими в недрах Земли водами и газами других компонентов, то осадочные породы представляют собою, по терминологии Д. С. Коржинского (1953), «открытые» равновесные системы, на что недавно обратил внимание Н. В. Логвиненко (1952). Это делает не только возможным, но и необходимым применение к осадочным породам тех теоретических предположений об открытых равновесных системах, которые развивает Д. С. Коржинский применительно к метасоматическим процессам. Есть все основания полагать, что при таком подходе к осадочным породам выяснится, что никакой принципиальной разницы в общем характере явлений, совершающихся в начальные стадии изменения осадочных толщ, и явлений типичного метасоматизма в том виде, как их пони-

---

что его построения пока носят характер гипотезы, настоятельно требующей экспериментальной проверки.

Несколько позже вышла в свет статья акад. Д. С. Коржинского (1955), который подверг работы В. И. Лебедева и акад. Н. В. Белова критике и который считает, что указанные авторы допустили преувеличенную оценку роли солнечной энергии в общей энергетике земной коры. Тем не менее Д. С. Коржинский не мог не признать, что «В. И. Лебедев прав, когда обращает внимание на ряд общеизвестных экзогенных процессов, при которых происходит повышение потенциальной энергии поверхностных образований, в конечном счете за счет энергии солнечных лучей. . . Неправильна лишь оценка роли этой экзогенной химической энергии для эндогенных процессов. . .» (Коржинский, 1955, стр. 59).

Различная количественная оценка роли осадочных пород, как аккумуляторов солнечной энергии, при современном состоянии этого вопроса вполне естественна. Будущие исследования покажут, насколько прав в своей оценке этой роли сам Д. С. Коржинский.

мает Д. С. Коржинский, и которые принято связывать с деятельностью гипотетических термальных вод магматического происхождения, не имеется. В непрерывном историческом ряде последовательных изменений осадочных толщ, с постепенным и планомерным вовлечением в эти процессы все новых и новых компонентов в зависимости от степени их дифференциальной подвижности, значительная часть типичных метасоматических явлений, получивших в работах Д. С. Коржинского углубленное теоретическое освещение, займет тогда надлежащее место. Эти явления перестанут быть чем-то изолированным, посторонним и чуждым, вторгающимся в толщи осадочных горных пород по прихоти слепого случая, для объяснения которого мы каждый раз вынуждены ограничиваться лишь общими, мало о чем говорящими ссылками на предполагаемую и недоказуемую связь наблюдаемых явлений с гипотетическими магматическими очагами. Напротив, метасоматические явления войдут тогда естественным и необходимым звеном в общую историю развития осадочных горных пород, слагающих тот или иной участок земной коры, звеном, которому предшествовали другие, более ранние стадии изменения осадочных толщ.

Принципиальная однотипность процессов ранней метаморфизации, метаморфизма и метасоматоза наглядно видна и из определения метасоматоза, который дает Д. С. Коржинский (1953, стр. 332). Он пишет: «Любой метаморфизм горных пород в отдельных зонах сопровождается изменением их химического состава, то есть метасоматическими процессами. При этом надо оговориться, — продолжает Д. С. Коржинский, — что процессы метасоматизма с изменением содержания в породе только воды и углекислоты не относятся к метасоматическим, так как иначе термины „метаморфизм“ и „метасоматоз“ стали бы равнозначными» (курсив мой.—Л. П.).

Нетрудно видеть, что различие между процессами метаморфизации и метасоматоза проводится здесь не по характеру самих процессов, а по характеру участвующих в них компонентов, причем делается это только ради терминологического разграничения понятий «метаморфизм» и «метасоматоз». При этом из понятия о метасоматических процессах исключаются те явления, которые сопровождаются изменением содержания в породе воды и углекислоты, т. е. явления, характерные для начальных стадий метаморфизации осадочных толщ.

Здесь уместно напомнить, что, как теперь известно, на глубине первых сотен метров от земной поверхности, как правило, располагаются слабо минерализованные подземные воды, для которых характерно присутствие гидрокарбонатного иона  $\text{HCO}_3'$ . Глубже минерализация вод возрастает, и среди анионов начинает преобладать сульфатный ион  $\text{SO}_4''$ . Еще глубже воды, как известно, приобретают хлоридный облик и превращаются в рассолы с минерализацией до 250—300 г/л и более. Температура их на глубине 4—5 тыс. метров доходит до  $150^\circ\text{C}$ , т. е. они имеют здесь характер уже типичных термальных растворов. Это сходство глубинных вод с гидротермальными водами увеличивается еще более тем, что они обычно обогащены солями металлов: хлористым железом, цинком, свинцом, медью и др., а также барием, стронцием, литием, бором, фтором и другими компонентами, которые принято называть рудными, жильными и летучими, в том числе «минерализаторами» (Германов, 1953).

Естественно рассматривать явления метаморфизации осадочных толщ, протекающие в их верхних горизонтах при низких температурах с участием вод, богатых гидрокарбонатным ионом, и явления метасоматоза, протекающие с участием глубинных высокотемпературных вод соответственно иного состава, — явлениями одного порядка, но присущими разным стадиям изменения осадочных толщ. Самые ранние из этих стадий могут быть названы «метаморфизацией» или, сохраняя существующий

термин, «эпигенезом», промежуточные — «метаморфизмом» и последующие, характеризующиеся особо глубоким изменением первоначального состава и облика пород, — «метасоматизмом».

Принимая терминологию Д. С. Коржинского, следует признать, что метасоматическими изменениями в той или иной мере и в том или ином виде охвачены все осадочные толщи; но процессы метасоматоза на разных стадиях и на разных глубинах совершаются при разных температурных условиях, с разной интенсивностью, с участием разных химических компонентов, а потому, естественно, приводят и к разным результатам. Они зарождаются в верхних горизонтах осадочных толщ, где уже в зоне слабо минерализованных и холодных подземных вод мы находим множество различных псевдоморфоз и других явных признаков местной, обычно весьма ограниченной миграции вещества и, следовательно, первые проявления метасоматоза. Они достигают достаточно полного развития и типичного выражения в недрах Земли под влиянием горячих сильно минерализованных растворов, более или менее равномерно пропитывающих на больших глубинах все осадочные толщи, а не приуроченных только к ограниченным, локальным районам действия предполагаемых магматических очагов. Установленное ныне глубоким бурением региональное повсеместное распространение термальных глубинных вод определенно указывает на их генетическую связь с регионально же распространенными осадочными толщами, а не с локальными магматическими очагами, которых к тому же, по данным В. И. Вернадского (1933, стр. 154), насчитывается в современный геологический момент во всей земной коре лишь около 450.

В свете изложенного становится вполне понятным то обстоятельство, что в самое последнее время некоторые гидрогеологи выдвинули вопрос о необходимости критического пересмотра общераспространенных представлений о так называемых «ювенильных» гидротермальных водах (Германов, 1953; Овчинников, 1953).

Правомерность постановки такого вопроса подчеркивается мнением В. И. Вернадского (1933, 1936), которому, как известно, принадлежит капитальная сводка об истории природных вод. В. И. Вернадский, в частности, указывал, что: «В обычном изучении минеральных вод очень часто говорится об ювенильных и вадозных минеральных источниках. Я здесь нигде не употребляю этих терминов, ибо думаю, что они, кроме произвола и путаницы, ничего не вводят в наши знания. Точного критерия в различении вадозных и ювенильных источников нет» (Вернадский, 1936, стр. 456).

Действительно, еще до сих пор нередко считается достаточным установление самого факта выхода минерализованных растворов или газовых струй из недр Земли, чтобы без всяких других доказательств отнести их к разряду магматогенных. С точки зрения строгого научного подхода такое отнесение нельзя, конечно, назвать иначе, как бездоказательным и произвольным.

А. М. Овчинников (1953) в своей статье напоминает, что широко известные представления о «ювенильных» водах были сформулированы Э. Зюссом в 1902 г., т. е. более половины века тому назад. В понимании Зюсса «ювенильные» воды выделяются непосредственно из магмы и представляют собою «коренные струи» вод, впервые попадающих из недр на земную поверхность и включающихся здесь в общий круговорот природы. Построения Зюсса носили умозрительный характер и не были подкреплены детальным изучением районов термальных вод, а тем более изучением геологического строения глубоких земных недр (глубокого бурения, как известно, в то время не производилось).

Последующие детальные гидрогеологические исследования не обнаружили в составе современных гидротерм «ювенильных» вод в понимании

Зюсса. Вместе с тем широко развернувшееся в последнее время глубокое бурение позволило установить, что многие горячие минеральные источники вовсе не представляют собою изолированных «коренных струй», поднимающихся из недр Земли, а связаны с глубинными водонапорными системами, широко развитыми в пределах крупных геологических структур.

В свете современных данных о свойствах и составе повсеместно распространенных глубинных вод, возникающих в процессе метаморфизма, неубедительно звучит и ссылка сторонников «ювенильных» вод на присутствие в них некоторых газов и растворенных компонентов, будто бы свойственных только магматическим процессам. А. М. Овчинников правильно указывает, что сейчас нельзя выдвигать в пользу существования магматических вод такие аргументы, как высокая температура, газовый состав или повышенное содержание некоторых специфических компонентов (фтора, брома, мышьяка, лития, бора и др.), так как новейшие исследования показывают, что все эти признаки часто свойственны водам районов развития осадочных отложений с отсутствием магматических очагов.

А. И. Германов (1953) подверг серьезной критике существующие представления о магматическом происхождении гидротермальных вод, участвующих в процессах рудообразования. Он также, как А. М. Овчинников, указывает, что в подавляющем большинстве изученных случаев термальные минерализованные воды оказались водами немагматического генезиса. Рассмотрение новейшего фактического материала привело А. И. Германова к выводу, что гидротермальные явления широко протекают в земной коре без участия магматических вод, за счет движения артезианских и других видов подземных вод, которые генетически связаны с порфyrными породами, слагающими недра земной коры. Именно эти глубинные термальные воды, не связанные с магматическими очагами, осуществляют в региональных масштабах миграцию химических элементов и вызывают явления рудообразования, которые ранее связывались с магматической деятельностью. Все это делает необходимым критический пересмотр основ теории так называемого магматогенного рудообразования.

К сожалению, в недавно вышедшей сводной работе (Бетехтин и др., 1953) об основных проблемах в учении о магматогенных рудных месторождениях изложенные только что новые данные о происхождении глубинных гидротерм, вытекающие из анализа современных фактических данных, полностью игнорируются и не принимаются во внимание. Это вызывает тем большее удивление, что на страницах указанного сборника, именно в связи с рассмотрением природы гидротермальных растворов, имеется совершенно правильное указание на необходимость самокритичного отношения каждого автора к выдвигаемым гипотезам. Академик А. Г. Бетехтин в статье «Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования» пишет: «Только при этом условии, т. е. путем строгого критического подхода к своим теоретическим представлениям, отмечая в сторону все, что оказывается ошибочным, и выявляя новые, не замеченные ранее существенные моменты природных явлений, — только этим путем мы можем двигаться вперед, создавая более совершенные, подлинно научные гипотезы и теории, глубже отражающие действительность» (Бетехтин и др., 1953, стр. 126).

Однако авторы, сформулировавшие это совершенно правильное положение, тут же его забывают; они полностью проходят мимо новых данных, накопленных в последние годы в связи с широко развернувшимся глубоким бурением, оставляя эти данные без анализа и рассмотрения, точно их вообще не существует. Вместо этого, они принимают за бесспорную истину представления о магматическом происхождении всех гидротермальных вод, представления, имеющие более чем полстолетнюю давность

и возникшие на почве имевшихся тогда крайне скудных сведений о строении земных недр. На базе этих заранее принятых представлений, без критического рассмотрения их в свете нового обширного фактического материала, авторы ведут весь ход своих рассуждений о составе, свойствах, поведении и рудообразующей деятельности гидротермальных растворов. Не надо доказывать, что этот ход рассуждений должен будет подвергнуться весьма существенным изменениям, если припищаемое сейчас на веру исходное положение о магматическом происхождении всех термальных растворов окажется неправильным. Новейшие же данные, о которых говорилось выше, заставляют считать такую возможность не только не исключенной, но и весьма вероятной.

## 17. О МЕТАМОРФИЗАЦИИ, МЕТАМОРФИЗМЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМЕ (ПЕРЕПЛАВЛЕНИИ) ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Совокупность изложенных выше данных неизбежно приводит к выводу, что осадочные толщи, пребывая в земной коре и испытывая при этом ряд последовательных изменений, *приобретают некоторые черты сходства с магматическими породами*. По мере усиления вторичных изменений осадочных толщ эти черты сходства также усиливаются. Не исключена возможность, что при прослеживании всех последовательных стадий изменения осадочных толщ по мере их погружения в недра Земли резкая грань, отделяющая в нашем сознании осадочные породы от всех магматических пород, вообще исчезнет. В этом случае многие из последних, т. е. многие из магматических пород, займут самое крайнее место в непрерывной цепи последовательных вторичных изменений осадочных толщ и должны будут рассматриваться как результат расплавления оставшихся на месте конечных продуктов изменения осадочных пород после ухода из них ряда наиболее подвижных компонентов; при этом не исключена возможность, что само расплавление в ряде случаев может происходить под влиянием солнечной энергии, аккумулированной осадочными породами во время их образования на земной поверхности и освобождаемой ими в недрах Земли. Другими словами, мы подходим к *проблеме вторичности известной части магмы и магматических пород по отношению к осадочным породам*, а не наоборот, как это целиком принималось до сих пор.

В том положении, что осадочные толщи по мере своей метаморфизации приобретают постепенно усиливающиеся черты сходства с магматогенными образованиями, нет чего-либо нового. Еще в своей монографии о пегматитах А. Е. Ферсман (1931, стр. 434—435) провел параллель между различными фазами пегматитового процесса и различными зонами метаморфизма; при этом он установил большое сходство между ними в отношении комплексов минералов, присущих одновременно как тем, так и другим. Тогда же А. Е. Ферсман подчеркнул, что эта закономерность, требующая, конечно, дальнейшего изучения, имеет важное теоретическое и практическое значение.

В своей «Геохимии» А. Е. Ферсман (1934, стр. 211 и след.) вновь вернулся к вопросу о сходстве процессов метаморфизма с магматическими процессами. Он вновь указал, что «сходство в минерализации пегматитов и кристаллических сланцев очень велико», что «метаморфические зоны с углублением восстанавливают тот ряд химических соединений, который был ранее устойчив в той же последовательности», и что «здесь, несомненно, мы имеем дело с обратным процессом и обратными концентрами». Это обратное сходство обнаруживается и в изменении температурного режима того и другого процесса: если магматические явления развиваются



с понижением температуры, то метаморфизм развивается в условиях последовательного ее повышения.

Действительно, уже на самых ранних стадиях изменения осадочных толщ, как мы видели, в них начинают развиваться процессы, приводящие к образованию вторичных минералов, сходных по своему кристаллохимическому строению с амфиболами (некоторые палыгорскиты, сепиолит), а также цеолитов, слюд, полевых шпатов. Эти минеральные новообразования возникают в осадочных толщах в нормальных условиях платформенного режима (Подмосковный бассейн, Парижский бассейн и др.), т. е. в термодинамических условиях стратисферы, не отклоняющихся от нормы под влиянием тектонических или иных явлений.

В осадочных породах, которые также не могут быть еще названы метаморфическими, но которые располагаются в областях, тяготеющих к тектонически неустойчивым зонам, как, например, Западное Приуралье, Тиман, районы, прилегающие к Карпатам, т. е. находятся под некоторым воздействием тектонических сил, дополнительно к указанным вторичным минералам в осадочных толщах появляются новообразованные турмалин, гранаты, ставролит и др. Это указывает на еще больший сдвиг термодинамических условий в сторону обстановки, характерной для глубокого метаморфизма.

Среди осадочных образований, еще сохраняющих основные признаки своего осадочного происхождения, но в то же время уже несущих на себе явные следы метаморфизма, появляется комплекс вторичных минералов, еще более приближающийся к высокотемпературному. Так, например, по данным А. Г. Бетехтина (1946, стр. 268), в районе Усинского марганцевого месторождения, расположенного в горах Кузнецкого Алатау и приуроченного к древнепалеозойским отложениям, встречаются хлориты, марганцовистый серпентин, известково-марганцевый пироксен — бустамит, слюдоподобные минералы, барит, пирротин и др.

Наконец, среди явно метаморфизованных осадочных толщ получают широкое распространение минеральные новообразования, характерные для высокотемпературных процессов. В качестве примера можно сослаться на район марганцевого месторождения Саган-Заба на западном берегу оз. Байкал, приуроченного к докембрийским отложениям; здесь среди марганцевистых известняков наблюдаются прослой, обогащенные гранатами в ассоциации с амфиболами (тремолитом). Первоначально они были приняты за скарны, но потом было установлено, что они представляют собою прослой, обогащенные кремнеземом, проходящие среди известковых пород и впоследствии измененные метаморфизмом; они ассоциируют с прослоями биотит-амфиболовых, биотит-альбитовых и других сланцев (Бетехтин, 1946, стр. 274). В районе Кривого Рога и Курской магнитной аномалии метаморфизованные осадочные толщи, помимо новообразованных кварца, полевых шпатов, слюд, хлоритов, гематита и магнетита, содержат разнообразный комплекс роговых обманок, а также новообразованные циркон, турмалин, гранаты, рутил, апатит, титанит и другие минералы. Минералогическое и структурное сходство глубоко метаморфизованных осадочных пород Кривого Рога с магматическими выделениями местами уже настолько велико, что представляется вполне закономерным то обстоятельство, что некоторые авторы трактуют их как магматогенные образования; в отдельных участках криворожские породы вследствие своей глубокой метаморфизации стоят как бы на грани между осадочными и магматическими породами (ср. И. И. Танатар, 1938).

Если, таким образом, специалисты по осадочным породам устанавливают для осадочных толщ, находящихся на разных стадиях метаморфизации, усиление их сходства с глубинными и, в частности, с магматическими образованиями, то, с другой стороны, специалисты по магматиче-

ским породам, работающие совершенно независимо от первых, пришли к заключению о непосредственном генетическом родстве некоторых так называемых магматических пород с осадочными. Следовательно, петрографы по осадочным породам и петрографы по магматическим породам, хотя они и идут разными путями, основываются на разном фактическом материале и исходят, если можно так выразиться, из противоположных пунктов, тем не менее по ряду важных вопросов приходят к принципиально тождественным конечным выводам.

Идеи о возможности ультраметаморфизма, приводящего в некоторых случаях к расплавлению твердых горных пород, в том числе осадочных, и к превращению их в магму, равно как к превращению осадочных горных пород в породы, во всех отношениях тождественные магматическим, но без стадии их расплавления, отнюдь не новы. Такие термины, как анатексис и палингенез, введенные в науку еще в начале текущего столетия, служат отражением этих идей. В последнее время они особенно привлекли к себе внимание в связи с проблемой гранитизации. Вряд ли будет ошибочным утверждение, что большинство современных петрографов рассматривает граниты, ранее безоговорочно относившиеся к магматическим породам, как сильно измененные осадочные образования. Следует, в частности, отметить, что совершенно точно установленное многими исследователями более позднее образование в гранитах-рапакиви порфировых выделений полевых шпатов по сравнению с минералами основной массы рассматривается сейчас многими петрографами, как одно из несомненных доказательств их немагматического происхождения.

Мы не можем входить здесь в обсуждение сложной и во многом еще не ясной проблемы гранитизации и образования гранитов. По этому вопросу существует сейчас обширная и весьма интересная, хотя во многом еще противоречивая литература, список и обзор которой можно найти, например, в недавних работах Г. Д. Афанасьева (1953), В. А. Николаева (1953) и других авторов.

Знаменательно, что сейчас некоторые петрографы считают нужным начинать свои работы с декларации о том, относятся ли они к лагерю «магматистов», т. е. признают образование гранитов путем кристаллизации застывающей магмы, или же к лагерю «трансформистов», считающих, что граниты возникают вследствие глубокой трансформации осадочных пород без стадии их расплавления. Крайним выражением точки зрения «трансформистов» является полное отрицание некоторыми из них магмы и употребление этого слова только в кавычках (например, Д. Рейнольдс и др.). Вряд ли надо доказывать, что последняя точка зрения, как всякая крайность, является неверной: существование в недрах Земли подвижной жидкой магмы доказывается инъекционными формами залегания некоторых горных пород, наличием лавовых потоков и другими, совершенно бесспорными, материальными проявлениями магматической деятельности, доступными конкретному изучению.

Спор между магматистами и трансформистами еще не закончен. Но уже сейчас намечается, повидимому, правильное общее решение, заключающееся в признании, по крайней мере в отношении гранитов, что метаморфизм в его крайних проявлениях, т. е. ультраметаморфизм, рождает магму, но возникшая таким образом магма приобретает подвижность и способность воздействовать на другие породы, т. е. сама является причиной метаморфизма, хотя и другого порядка (Николаев, 1953).

Во всяком случае мы не можем не считаться с указанием Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1938), сделанным им в одной из его последних работ, относительно того, что имеется серьезная угроза со стороны метаморфических процессов самому существованию понятия «магма» в обычном его понимании, как первопричинного силикатного расплава. Добавим

от себя, что эта угроза, подмеченная Ф. Ю. Левинсон-Лессингом еще около 20 лет тому назад, за последние годы не только не ослабла, а, напротив, усилилась.

## 18. О СООТНОШЕНИИ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ СИЛ

Предшествующее изложение приводит к заключению о необходимости глубокого критического пересмотра таких важнейших и кардинальных вопросов геологии, как вопрос об основном источнике энергии верхней оболочки земного шара и ее энергетическом режиме, о зависимости минералообразования от термодинамических условий, о природе подземных газов и выходящих на поверхность Земли газовых струй, о причинах различного состава и различной минерализации подземных и глубинных вод, наконец, о магме и о гидротермальных процессах и их роли в рудообразовании.

Следует особо подчеркнуть, что *речь идет отнюдь не об отрицании магмы или глубинных термальных вод, в существовании которых не может быть никаких сомнений*; речь идет о правильном их понимании, об уяснении действительных причин возникновения их или их части, о действительной их роли и действительном их положении в общей системе геологических явлений.

Вместе с тем совокупность изложенных выше новых данных заставляет по-иному подойти к оценке геологического значения и осадочного процесса, который вырисовывается теперь, как один из важнейших факторов геологического развития земной коры, определяющий, повидимому, в весьма значительной мере ее энергетический режим, ее газовый и гидрогеологический режим, основные процессы минералообразования и концентрации в земной коре химических элементов, тектонические процессы, явления метаморфизма и магматизма с их разнообразными и многочисленными проявлениями и последствиями.

Все эти новые представления, вносящие весьма существенные изменения в укоренившиеся, но не всегда достаточно обоснованные взгляды на геологические явления, еще недостаточно аргументированы и разработаны. Они не могут получить всеобщего признания и выйти за пределы гипотетических построений до тех пор, пока не будут подкреплены достаточным количеством надежных фактических данных. Пока же мы неизбежно должны довольствоваться лишь постановкой вопроса, обоснованной в той мере, как это позволяет современный научный уровень, и внося необходимые коррективы и исправления в интересующую нас проблему по мере накопления нового фактического материала.

Но проблема тех вторичных, последующих изменений земной коры, которые являются следствием мощного всепланетарного осадочного процесса, явно назрела.

Мы уже видели, что к ней совершенно независимо и с разных концов подходят петрографы-осадочники, петрографы-магматисты, минералоги, кристаллохимики, гидрогеологи, специалисты по рудным месторождениям. Все они, как в одну цель, но с разных сторон и основываясь на разном материале, направляют свою критику в сторону прежних, явно пошатнувшихся, но еще господствующих геологических представлений, центром которых был **эндогенный** магматический процесс; и все они выдвигают новые представления, совокупность которых укладывается в новую систему геологических представлений, важное место в которых занимает **экзогенный** осадочный процесс, совершающийся на поверхности планеты, а потому энергетически теснейшим образом связанный с космосом, неотъемлемой частью которого является наша планета.

Эти новые представления только сейчас начинают укладываться в общую стройную систему. Но они с разных концов и разными путями настойчиво пробивают себе дорогу. В этом нельзя не видеть новейшего общего направления научной мысли в геологии, которое требует всемерной поддержки и развития.

### 19. О ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ИХ ЗНАЧЕНИИ ДЛЯ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНОГО ДЕЛА

Необходимость углубленного изучения вторичных изменений осадочных толщ, существа этих изменений, их причин и следствий, вытекает не только из интересов развития геологической науки. Она властно диктуется также жизнью, геологической практикой. Она вытекает из интересов поисково-разведочного дела.

Сейчас для всех стало ясно, что успешное проведение работ по прогнозированию месторождений полезных ископаемых, их поискам и разведке может быть осуществлено только на основе правильных представлений об условиях образования этих месторождений.

Вместе с тем мы уже видели, что вторичные изменения осадочных образований приводят к появлению в них признаков, которые сближают их с магматическими. Эта общность признаков возрастает по мере развития процессов метаморфизации; при этом обычно в той или иной мере изменяются структуры, текстуры и формы залегания первичных осадочных образований, в том числе и полезных ископаемых осадочного происхождения. Не зная существа вторичных изменений, протекающих в различных типах осадочных толщ, нельзя правильно восстановить истинное происхождение осадочного полезного ископаемого, подвергшегося более или менее глубоким вторичным изменениям. При общем «магматическом» умонастроении, господствующем до сих пор в геологии, такие измененные изначально осадочные месторождения, как правило, истолковываются сейчас как магматогенные. В соответствии с этим составляются планы разведочных работ, не всегда, однако, приводящие к наиболее эффективным и положительным результатам.

На трудности, возникающие при расшифровке генезиса метаморфизованных месторождений осадочных полезных ископаемых, и на вытекающие отсюда серьезные последствия для практики поисково-разведочного дела мне уже приходилось недавно указывать (Пустовалов, 1952, стр. 154—157).

Для того чтобы показать, насколько сильно влияют вторичные изменения на характер осадочных полезных ископаемых, можно в качестве примера привести совершенно конкретные данные о вторичных изменениях осадочных марганцевых руд, изученных и описанных А. Г. Бетехтиным (1946, стр. 35—36).

По данным этого автора, осадочные месторождения марганца, так же как и месторождения железа, в условиях регионального метаморфизма претерпевают серьезные изменения, отражающиеся не только на физических свойствах, минералогическом и химическом составе, но также на структурно-текстурных особенностях руд, а иногда даже на морфологии рудных залежей.

В процессе вторичных изменений первоначальное рыхлое состояние древних осадков исчезает, и руды становятся плотными. За счет ранее существовавших богатых водой минералов осадочного происхождения возникают кристаллически-зернистые безводные соединения (за счет гидратов марганца, главным образом браунит —  $Mn_2O_3$  и гаусманит —  $Mn_3O_4$ , за счет гидратов карбоната и силикатов железа — гематит и маг-

нетит, за счет опала — халцедон, кварц и т. д.). Процентное содержание металла в руде при этом, естественно, повышается.

Валентность марганца в его соединениях в процессе метаморфизма несколько понижается: вместо четырехвалентного марганца, присутствующего в пиролюзите, возникают соединения трехвалентного (браунит) и даже двухвалентного марганца (гаусманит, силикаты марганца). Образование браунита или гаусманита, так же как гематита или магнетита, зависят от кислородного режима, при котором происходит изменение рудного вещества.

При более или менее сильном проявлении регионального метаморфизма происходят серьезные изменения в химическом составе руд. Так, например, в метаморфизованных осадочных месторождениях марганца, генетически связанных с сургучно-красными яшмами, первичные марганцевые окислы и карбонаты иногда целиком переходят в различные силикаты марганца: в марганцевый пироксен — родонит, в известково-марганцевый пироксен — бустамит, в марганцевистые гранаты, в марганцевый аналог оливина — тефроит и т. д. В этих случаях иногда происходят настолько сильные изменения в минералогическом составе руд, что они фактически превращаются в непромышленные силикатные скопления.

При региональном метаморфизме опало-карбонатных руд марганца возникают силикатно-карбонатные руды. Опал, как самостоятельный минеральный вид, целиком или в значительной его части исчезает; составляющий его кремнезем соединяется с основаниями ( $MnO$ ,  $CaO$  и др.) и образует различные силикаты и гидросиликаты (родонит, бементит и др.). Карбонаты же марганца подвергаются перекристаллизации. Общую картину метаморфизма при этом дополняют многочисленные прожилки, обычно состоящие из тех же минералов, т. е. родохрозита и других карбонатов, силикатов и гидросиликатов.

Вода, освобождающаяся при перекристаллизации руд и рудоносных пород, в условиях повышенной температуры и повышенного давления нередко приобретает все свойства типичных *гидротерм* (повышенную способность растворения, переноса и отложения). А. Г. Бетехтин отмечает, что так как количество этой воды бывает довольно значительным, то в метаморфизованных месторождениях марганца всегда наблюдаются в той или иной мере ясно выраженные гидротермальные проявления, которые генетически ошибочно связывают с интрузивной деятельностью кислых магм.

С помощью указанных метаморфических вод, по данным А. Г. Бетехтина, нередко происходят явления *метасоматоза* или образование тонких местных прожилков барита, кварца, браунита, железного блеска, родохрозита и других минералов. Минералогический и химический состав этих прожилков находится в тесной зависимости от состава вмещающей породы (например, в метаморфизованных известняках — кальцитовые прожилки, в кремнистых породах — кварцевые прожилки, в яшмах — прожилки кварца с кристаллическим гематитом, в браунитовых рудах — прожилки того же браунита и т. д.). По своему происхождению эти прожилки тождественны образованиям так называемых жил альпийского типа, распространенных в метаморфических породах.

Среди этих прожилков в метаморфизованных осадочных породах марганца местами встречаются редкие выделения сульфидов железа (пирит, в других случаях — пирротин и др.). А. Г. Бетехтин указывает, что нет необходимости связывать их появление с привнесением вещества под влиянием гидротермальной деятельности каких-либо интрузивов. При процессах регионального метаморфизма горных пород и руд, — отмечает А. Г. Бетехтин, — явления гидротермального порядка, как уже указывалось, всегда имеют место, как сопровождающие.

Под влиянием тектонических воздействий во время метаморфизма происходит переотложение минерального вещества в виде жил и прожилков уже вне рудоносных отложений, вдоль трещин, проходящих среди «чужих» пород. При резком проявлении тектоники изменяется также форма осадочных марганцевых рудных тел.

Приведенные конкретные данные о вторичных изменениях осадочных марганцевых месторождений, установленные путем непосредственного их изучения, наглядно показывают, насколько важны для правильного понимания генезиса любых месторождений осадочных полезных ископаемых учет и верное истолкование проявлений их вторичных изменений.

Отсутствие достаточного внимания к результатам метаморфизации осадочных пород и осадочных полезных ископаемых неизбежно будет приводить, — а нередко и приводит, — к ошибочным выводам относительно их генезиса; а это не может не отразиться отрицательным образом на поисках и разведке месторождений полезных ископаемых.

Только что сказанное еще больше увеличивает значение работ по изучению вторичных изменений осадочных толщ и заключенных в них полезных ископаемых.

Представляется совершенно несомненным, что проблема вторичных изменений осадочных образований как с теоретической, так и с практической точки зрения заслуживает пристального к себе внимания и дальнейшей углубленной разработки.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- А б р а м о в а Е. А. Процессы аутигенного минералообразования в породах-коллекторах девонской системы Куйбышевского и Саратовского Поволжья. (Автореферат кандидатской диссертации). М., Изд. Инст. нефти Акад. наук СССР, 1954.
- А в д у с и н П. П. Петрографические коррелятивы меловых и юрских пород юго-западной части Урало-Эмбенского района. Нефт. хоз., 1938, № 2.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып. 148, петрогр. сер. (№ 44).
- Б а т у р и н В. П. Альбитизация некоторых осадочных пород района Военно-Грузинской дороги. Изв. Геол. ком., 1928, 47, № 1.
- Б а т у р и н В. П. Об устойчивости и синтезе минералов глубинных геосфер в стратифере. Доклады Акад. наук СССР, 1942, № 1.
- Б е л о в Н. В. Геохимические аккумуляторы. Тр. Инст. кристаллогр. Акад. наук СССР, 1952, вып. 7.
- Б е л я н к и Д. С., Л а п и н В. В. и П е т р о в В. П. Некоторые особенности минералогического состава уральских огнеупорных глин. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1942, № 5—6.
- Б е т е х т и н А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М., Изд. Акад. наук СССР, 1946.
- Б е т е х т и н А. Г. Минералогия. М., Госгеоиздат, 1950.
- Б е т е х т и н А. Г. К дискуссии по вопросу об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1954, № 2.
- Б е т е х т и н А. Г. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- Б и л и б и н Ю. А. Основы геологии россыпей. М.—Л., ГОНТИ, 1938.
- Б о б р о в н и к Д. П. О гранатах из каменноугольных отложений Львовской мульды. Зап. Мин. общ., 1951, 80, вып. 2.
- Б о л д ы р е в а А. М. Аутигенный анальдим верхнепермских отложений Чкаловской и Актюбинской областей. Зап. Мин. общ., 1953, 82, вып. 4.
- Б о р и с о в П. А. Кристаллы силикатов из доломитов окрестностей г. Повенца. Изв. Акад. наук, 1917, 11.
- В а х р у ш е в В. А. Баритовые конкреции из нижнемеловых отложений Южной Ферганы. Зап. Мин. общ., 1953, 82, № 2.
- В е р н а д с к и й В. И. История минералов земной коры, т. 1, вып. 2. Л., Научн. хим.-техн. издат., 1927.
- В е р н а д с к и й В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод. Ч. I, вып. 1. Л., Науч. хим.-техн. издат., 1933.
- В е р н а д с к и й В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод. Ч. I, вып. 3. Л., Научн. хим.-техн. издат., 1936.

- Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- Гвахария Г. В. Цеолиты Грузии. Тбилиси, Изд. Акад. наук Груз. ССР, 1951.
- Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 6.
- Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.—Л., ГОНТИ, 1938.
- Дзоценидзе Г. С. Анальцим осадочного происхождения из батских углистых сланцев окрестностей г. Кутаиси. Сообщ. Акад. наук Груз. ССР, 1943, 4, № 10.
- Дзоценидзе Г. С. и Схиртладзе Н. И. Анальцимовый горизонт в угленосной свите Кутаисско-гелатского района. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, вып. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии, т. I, полут. 1—2, М., Изд. Иностран. лит., 1951.
- Ермолова Е. П. Вторичные минералогические процессы в нефтеносных отложениях олигоцена и миоцена Грузии. (Автореферат кандидатской диссертации). М., Изд. Инст. нефти Акад. наук СССР, 1952.
- Земятченский П. А. Железные руды центральной части Европейской России. Тр. СПб. общ. естествоисп., 1889, 20.
- Земятченский П. А. Фельдшпатизация известняков. Изв. Акад. наук, 1916, № 3.
- Каминская Е. И. О магнетитовых конкрециях в рудах горы Магнитной. Зап. Мин. общ., 1951, 80, № 1.
- Карпинский А. П. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса. Изв. Акад. наук, 1915, 9.
- Ковстантинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. Разведка недр, 1951, № 5.
- Константинов М. М. Ближайшие задачи в изучении месторождений свинца и цинка осадочного генезиса. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1954, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике земной коры. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1955, № 1.
- Косовская А. Г. Фациально-минералогические типы глин продуктивной толщи Азербайджана; ст. 2. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1952, № 6.
- Кротов Б. П. О нахождении в Халиловских железорудных месторождениях магнетита, образовавшегося из растворов поверхностного происхождения при низкой температуре. Доклады Акад. наук СССР, 1940, 26, № 8.
- Кудрявцев Н. А. Геологический очерк Орловской и Курской губ. Матер. для геол. России, 15, СПб., 1892.
- Купфер А. Я. К вопросу об образовании теллурического железа из болотных руд. Зап. Горн. инст., 1908, 1, ч. 4.
- Лазаревский А. Ф. Горногеологический осмотр железорудного месторождения в имении Н. В. Логвинова в Ливенском у. Орловской губ. В кн.: Труды Бюро исследований почв горн. инж. С. Г. Войлова. 1888—1896 гг. СПб., 1896.
- Лебедев В. И. К проблеме каолинового ядра. Доклады Акад. наук СССР, 1946, 51, № 1.
- Лебедев В. И. Об одном вероятном источнике сил тектонических движений в земной коре. Доклады Акад. наук СССР, 1953, 90, № 2.
- Лебедев В. И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом земли. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1954, № 4.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Ст. 1. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., 1938, № 17.
- Логвиненко Н. В. К литологии и палеогеографии каменноугольных отложений северо-востока Донбасса. Доклады Акад. наук СССР, 1944, № 5.
- Логвиненко Н. В. Минералы и процессы минералообразования в осадочных породах. Мин. сб. Львовск. геол. общ. при Львовск. унив., 1952, № 6.
- Малышек Вл. Анальцим и вулканическое стекло в осадочных образованиях и значение этого фактора в вопросе стратиграфической параллелизации разрезов продуктивной толщи Аншеронского полуострова. Тр. Азерб. науч.-иссл. инст. им. Куйбышева, 1936, вып. 33.
- Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Пер. с англ. М., Изд. Горгеоинформиздат, 1934.
- Миропольский Л. М. и Ковязин Н. М. О барите среди юрских отложений в Татарии, прилегающей части Ульяновской области и у дд. Мотмос—Досчатое в Горьковской области. Зап. Мин. общ., 1951, 80, № 1.
- Морозевич И. А. Гора Магнитная и ее окрестности. Тр. Геол. ком., 1901, 18.
- Николаев В. А. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 1.

- О в ч и н н и к о в А. М. К вопросу о «ювенильных» водах. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, вып. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953, стр. 238—248.
- П а н ю к о в П. И. Об энергетике геологических процессов (тезисы доклада). Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1953, 28, № 4.
- П е р е п е ч и н а Е. А. К вопросу о связи между степенью метаморфизации углей и вмещающих пород в угольных месторождениях Урала. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1943, № 4—5.
- П и т к о в с к а я Ц. Н. Об аутигенном турмалине в брекчии соляных поднятий в Ромнах и Исачках. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1940, вып. 6.
- П и т к о в с к а я Ц. Н. О геохимических фациях живетского и франского времени на территории Западной Башкирии. В кн.: Геологический сборник, т. 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1953.
- П р е о б р а ж е н с к и й И. А. Об аутигенных минералах и минералообразовании. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 40, петрогр. сер. (№ 13).
- П у с т о в а л о в Л. В. Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковского бассейна. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 285.
- П у с т о в а л о в Л. В. Ратовскит Верхнего Поволжья. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1937.
- П у с т о в а л о в Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1—2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- П у с т о в а л о в Л. В. О путях подхода к изучению и о главнейших задачах исследования осадочных пород и полезных ископаемых. В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. Доклады. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
- Р а з у м о в с к а я Е. Э. Причины и характер красной окраски калиевых соединений Соликамского месторождения. Матер. по общ. и прикл. геологии, 1927, вып. 105.
- Р е й б о р н К. и М и л ь н е р Г. Поиски и разведка аллювиальных месторождений. Пер. с англ. М., ОНТИ, 1933.
- Р е н г а р т е н Н. В. Аутигенный анальцит в песчаниках казанского яруса Кировской области. Зап. Мин. общ., 1940, 19, № 1.
- Р е н г а р т е н Н. В. Цеолит из группы морденита в верхнемеловых и палеогеновых морских отложениях восточного склона Урала. Доклады Акад. наук СССР, 1945, № 8.
- Р е н г а р т е н Н. В. Ломонтит и анальцит из нижнеюрских отложений на С. Кавказе. Доклады Акад. наук СССР, 1950, № 3.
- С е р д ю ч е н к о Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып. 140, мин.-геохим. сер. (№ 14).
- С е р д ю ч е н к о Д. П. и Д о б р о т в о р с к а я Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 69, № 3.
- С е р д ю ч е н к о Д. П. и М о л е в а В. А. О двух шпинелях. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 67, № 6.
- С и д о р е н к о М. Магнитный колчедан из грушевого антрацита и продукты его метаморфоза — самородное железо и бурый железняк. Зап. Новоросс. общ. естествоисп., 1903, 25, ч. 1.
- С о б о л е в В. С., В а р т а н о в а Н. С. и Ш а й н ю к А. И. Проблема роста зерен граната и других метаморфических минералов в осадочных породах. Зап. Мин. общ., 1951, 80, вып. 2.
- Т а л д ы к и я С. И. О гипергенном магнетите на Малкинском железо-хромоникелевом месторождении. Сов. геол., 1947, сб. 25.
- Т а н а т а р И. И. Геохимическая характеристика Большого Кривого Рога в связи с вопросом генезиса его руд. Изв. Акад. наук СССР, отд. матем. и естеств. наук, 1938.
- Т в е н х о ф е л У. Х. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Ф е р с м а н А. Е. К минералогии каменноугольных отложений окрестностей г. Боровичей. Изв. Акад. наук 1915, 9.
- Ф е р с м а н А. Е. Геохимия России, вып. 1, Пг., Науч. хим.-техн. издат., 1922.
- Ф е р с м а н А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение, т. 1. Л., Изд. Акад. наук СССР, 1931.
- Ф е р с м а н А. Е. Геохимия, т. 2. Л., ОНТИ, 1934.
- Ф е р с м а н А. Е. К минералогии Ухтинских месторождений. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1940, вып. 3.
- Ч и р в и н с к и й В. Н. Фельдшпатизация киевского мела. Геол. вестн., 1916, 2, № 3.
- Ч у х р о в Ф. В. О миграции золота в зоне окисления. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1947, № 4.
- Я к о в л е в а М. Е. Петрографическое исследование глин Трошинского месторождения на восточном склоне Среднего Урала. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, вып. 1, М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- W o s w e l l P. G. H. On the Mineralogy of sedimentary Rocks. London, 1933.



- B r a d l e y** W. H. The Occurrence and Origin of Analcite and Meerscham Beds in the Green River Formation of Utah, Colorado and Wyoming. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 1929, 158-A.
- C a y e u x** L. Existence de nombreux cristaux de feldspath orthose dans la craie du bassin de Paris. Preuves de leur genèse in situ. C. R. Acad. Sci., Paris, 1895, 120.
- D a l y** R. A. Low-temperature formation of alkaline feldspars in limestones. Proc. Nat. Acad. Sci., 1917, 3.
- D i c k** A. B. On Needles of Rutile in the Test of Bathesiphon argenteus. Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1928, XII.
- G r a n d j e a n** F. Propriétés optiques en genese du feldspath néogène des sédiments du bassin de Paris. C. R. Acad. Sci. Paris, 1909, 148.
- F e a r n s i d e s** W. G. The Tourmaline Rocks of Cwm Dwythwc, near Llanberis (North Wales). Report Brit. Assoc. Sci. London, 1909.
- L a p p a r e n t** J. Roches à Radiolaires du Dévonien de la Vallée de la Bruche. Bull. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, 1924, 1.
- M a c k i e** W. The Principles that regulate the Distribution of Particles of Heavy Minerals in Sedimentary Rocks, as illustrated by the Sandstones of the North-East of Scotland. Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1923, 9.
- R e y n o l d s** D. L. Some New Occurrences of Authigenic Potash Felspar. Geol. Mag., 1929.
- R o s e** G. Über die Krystallform des Albits von dem Roc-tourné und von Bonhomme in Savoyen und des Albits in Allgemeinen. Pogg. Annal. Phys. Chem., 1865, 125.
- S i n g e w a l d** J. T. a. M i l t o n C. Authigenic Felspar in Limestone at Glens Falls, New York. Bull. Geol. Soc. Amer., 1929, 40.
- S u j k o w s k i** Z. Radiolarites des Karpathes Polonaises orientales et leur comparaison avec les radiolarites de la Tatra. Bull. Serv. Géol. Pologne, 1932, VII.
-

Д. П. СЕРДЮЧЕНКО

**МИНЕРАЛЫ БОРА И ТИТАНА  
В НЕКОТОРЫХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ***Введение***ОБ ИЗУЧЕНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД  
И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

## 1

Задача широкого изучения древних метаморфизованных осадочных толщ с целью рассмотрения их в системе периодических циклов осадочно-накопления на Земле, проверки и уточнения законов «осадочной дифференциации», выявления условий концентрации различных химических элементов и минералов и образования осадочных и осадочно-метаморфических месторождений полезных ископаемых — очень важна.

Необходимость специальных и широких исследований в этом направлении недавно была особо отмечена Л. В. Пустоваловым (1952). Важность этих работ заключается не только в их большом научном интересе, но с ними непосредственно связана и практическая необходимость — правильно (в соответствии с условиями образования) подойти к поискам и разведкам полезных ископаемых, заключенных в метаморфизованных толщах, к промышленной оценке этих ископаемых, к их обоснованному прогнозированию.

В областях развития древних кристаллических толщ перед геологами стоит задача выявления метаморфизованных осадочных формаций и отдельных наиболее характерных и важных в практическом отношении пород. При этом установление хотя бы главных минералогических и химических признаков, отражающих первоначальный осадочный характер породы, неизбежно связано с трудностями «снятия» влияния метаморфизма, привноса и выноса вещества, а пространственное прослеживание отдельных свит и горизонтов нуждается в распознавании различных фаций метаморфизма, в которых могут оказаться отдельные участки одной и той же исходной осадочной породы.

В связи с этой сложной и трудной задачей целеустремленного изучения и выявления параметаморфических пород своевременно напомнить и подчеркнуть: а) многообразие минеральных фаз, принимающих участие в формировании метаморфизованных осадочных толщ, и принадлежность во многих случаях этих фаз к минералам переменного состава с весьма большим разнообразием их химического облика; б) широкую полигенетич-

ность многих из этих минералов и способность их развиваться как в условиях регионального метаморфизма в основном из продуктов метаморфизуемой осадочной породы, так и в контактно метасоматических (и скарновых) зонах, часто в непосредственной близости к изверженным породам (гранитам, пегматитам и др.).

Такие широко распространенные в метаморфических толщах минералы, как слюды, амфиболы, пироксены, хлориты, гранаты, турмалины, скаполиты и некоторые другие, необычайно широко варьируют в своем составе; в построении их кристаллических решеток участвуют или несколько, или много химических элементов; эти минералы (в соответствии со средой и условиями минералообразования, в зависимости от наличия соответствующего «материала») являются, например, то железистыми, то магнезиальными (изоморфизм  $Mg-Fe^{2+}$ ), то глиноземистыми, то магнезиально-железистыми (изоморфизм  $R_3^{2+}-R_2^{3+}$ ); содержат то много, то мало щелочей; в кремнекислородных группах цепочечных и слоистых силикатов (амфиболов, слюд, хлоритов и др.) кремний изначально в большей или меньшей степени изоморфно замещается алюминием ( $Al_{IV}-Si$ ), и мы имеем, помимо средних (наиболее обычных и частых) химических типов, еще многокремниевые или малокремниевые разновидности этих минералов переменного состава.

Большое значение для установления первоначального вещественного состава, основного геохимического облика и специфических химических особенностей древних осадочных «метаморфизованных» пород, особенно в зонах гранитных и других интрузий и обильной инъекции изверженных масс в метаморфическую толщу, имеет установление «осадочной» или «изверженной» природы («автохтонности» или «аллохтонности») тех и других характерных химических элементов. Решение этого вопроса в каждом конкретном случае требует очень тщательного и осторожного подхода, детального и тонкого геологического и геохимического анализа фактических материалов, так как здесь возможны различные случаи:

а) прогрессивная перекристаллизация под влиянием магмы минералов осадочных и параметаморфических пород с характерным составом; при этом в изверженной породе (в зоне эндоконтакта) и в непосредственно примыкающей к ней осадочно-метаморфической породе (в зоне экзоконтакта) присходит укрупненная (в частности, собирательная) кристаллизация, вплоть до образования гигантокристаллических сростков характерных минералов, но с закономерным ослаблением (затуханием) кристаллизации в осадочно-метаморфической породе по мере удаления от активного контакта;

б) перенос химических компонентов магмой, которая, в результате плавления и ассимиляции осадочных или параметаморфических пород, обогатилась некоторыми химическими компонентами; последние таким образом включились в физико-химический процесс кристаллизации магмы, выделяясь в составе соответствующих характерных минералов в магматический, пегматитовый, пневматолитовый, гидротермальный этапы; в указанных условиях широкое распространение может иметь выделение в магматических породах плавленого материала и вынос, в перекристаллизованном виде или в иных химических ассоциациях, во вмещающие породы (особенно в зоны разломов и по трещинам) тех компонентов, которые в период инъекции получены магмой из этих же (осадочных) пород или находились в них вблизи магматических масс в сфере их воздействия;

в) вынос химических компонентов из магмы в окружающие параметаморфические породы, причем эти элементы могут иметь ювенильное происхождение или они ассимилированы магмой в зонах, относительно удаленных от рассматриваемого (изучаемого) района;

г) регрессивная перекристаллизация осадочно-метаморфических пород и характерных минералов под влиянием отдаленной магмы и ее гидротермальных растворов в условиях медленного охлаждения (своеобразного «отжига»).

При выявлении осадочного или магматического происхождения химических элементов и характерных минералов следует также иметь в виду процессы палингенеза и гранитизации осадочных пород; эти процессы, конечно, очень усложняют определение и расчленение осадочных и магматических компонентов, а с другой стороны, область распространения элементов первично-осадочного происхождения и их повышенных концентраций соответственно расширяется, с одновременным уменьшением роли «первично-магматических» (ювенильных) химических компонентов.

Очень часто при минерализации и перекристаллизации осадочных пород, близко или отдаленно соприкасающихся с изверженными телами, последние вызывают или активизируют миграцию и концентрацию (вдоль определенных, наиболее проницаемых зон или в отдельных участках) минералов и некоторых (иногда рассеянных) характерных элементов осадочного происхождения. В этих условиях происходят, в частности, гидротермальные перемещения и возгонка (перегонка), иногда на значительные расстояния, летучих и других минеральных продуктов, дающих, например, заполнение тектонических трещин магнетитом, жилообразные тела графита, струйчатые обогащения плавиковым шпатом (за счет рассеянного в осадочных породах флюорита) и др.

Роль магматической интрузии здесь подсобная, стимулирующая перемещение осадочного вещества, которое в одних случаях при этом концентрируется, а в других — рассеивается.

Среди минералов с возможным осадочно-метаморфическим происхождением, помимо уже широко признанных в этом отношении образований (например, хлоритов, амфиболов, слюд, пироксенов и др.), следует отметить еще такие минеральные фазы, как турмалины и скаполиты. До последнего времени само по себе наличие в том или ином районе скаполитовых и турмалиновых пород рассматривалось обычно в связи с геохимической характеристикой магматической деятельности, а специфические химические элементы этих пород часто полностью исключались из сферы литологической и геохимической характеристики древних осадочных толщ. Конечно, в ряде случаев это было справедливо, но нередко такая «расшифровка» совершалась геологами скорее по традиции, без установления надежного соответствия таких выводов конкретной геологической обстановке. В последних случаях делались серьезные ошибки, и первичный химический состав древних осадочных пород необоснованно искажался и обеднялся за счет исключения из их первичного геохимического комплекса типичных «солевых» элементов — щелочей, бора, хлора, фтора.

Во многих случаях наблюдается постепенность переходов от диагенетических к метаморфическим изменениям осадочных образований. Нами уже отмечалось (Сердюченко и Добротворская, 1949), что многие типичные минералы метаморфических пород — гранаты, ставролиты, титаниты, слюды и др. — в условиях метаморфизма (при повышенной температуре и давлении) имеют оптимальные условия для своего образования и развития. Однако, как показывают фактические данные, эти же минералы способны строить свои кристаллические решетки и в менее благоприятных условиях гипергенеза, давая обычно мелкие, зародышевые, скелетные формы. Такому необычному минералообразованию безусловно способствуют следующие факторы:

а) наличие и химическая активность соответствующих минералообразующих ионов;

б) индукционное, ориентирующее влияние готовых решеток соответствующих минеральных обломков, наличие которых может обусловить и явления собирательной кристаллизации;

в) каталитическое влияние сопутствующих минеральных веществ — фактор, еще очень мало изученный;

г) время, большая продолжительность процесса, что даже при незначительном химическом потенциале, даже при очень малой реакционной способности компонентов (в условиях обычной температуры и давления) может привести к заметному или значительному минералообразованию, к возникновению или росту таких минералов, которые обычны и широко развиты в метаморфических толщах.

Очень интересны и еще мало освещены в научной литературе вопросы геохимии и минералогии титана в осадочном цикле и в условиях последующей метаморфизации осадочных пород.

Явления сильной, глубокой метаморфизации древних железистых осадков, входящих в состав интенсивно инъецированных гранитами (и другими изверженными породами) толщ, нередко приводят к тому, что первично-осадочная природа накоплений железа с трудом распознается; этому мешает наложение сложных, местами многократных процессов мигматизации и палингенеза, гидротермальных воздействий и метасоматических перемещений, тектонических деформаций.

Почти через 30 лет мы вновь возвратились к минералого-петрографическому и генетическому (!) изучению глубоко метаморфизованных древних осадочных толщ: наши работы были в прошлом посвящены выявлению генезиса архейских графитовых месторождений Украины (Сердюченко, 1927, 1929, 1930, 1935).

## 2

Следует отметить, что история изучения кристаллических (чешуйчатых, главным образом) графитов из сланцев и гнейсов украинского докембрия является интересной и поучительной.

Существовавший и укоренившийся в течение нескольких десятков лет взгляд на украинские графиты (и на графиты Богемии и Моравии, графиты Мадагаскара и др.) как на месторождения магматогенные, связанные с пневматолитическим выносом различных углеродистых соединений из гранитной магмы, был оформлен, казалось, в довольно стройную систему определенной «генетической теории», в соответствии с которой давались объяснения и различным фактам. Так, например, «ювенильное» (магматогенное) происхождение графита в связи с интрузиями гранитов аргументировалось живообразными (секущими даже) формами его залегания, проникновением графита в боковые породы, наличием крупных чешуй графита в пегматитах, аплитах и в краевых частях гранитных массивов и в самих графитовых гнейсах, сланцах и кристаллических известняках у самого контакта их с изверженной породой, причем чешуи и кристаллические сростки графита с удалением от контакта закономерно измельчаются, вплоть до тонкочешуйчатого, пылевидного, плотного и даже землистого графита.

Даже поверхностная каолинизация графитоносных пород (кора выветривания, «каолиновая шляпа») рассматривалась, исходя из магматогенности графитов, как результат разложения пород под влиянием газобразных (пневматолитических) эманаций из магмы.

При изучении генезиса графитовых месторождений украинской кристаллической полосы все авторы (И. И. Танатар, Н. И. Безбородько, П. А. Двойченко, А. Е. Зеленко, М. Фремд, В. И. Лучицкий до 1930 г., Н. С. Лаврович, И. А. Шапиро, П. В. Кулибин, Н. Н. Карлов и др.) неизменно склонялись к мысли, что первоисточником графита послу-

жили какие-то газообразные соединения, выделившиеся из магмы и вторгшиеся во вмещающие ныне графит породы. Это поднятие из магматических глубин пневматолитических или гидротермальных углеродсодержащих продуктов, по авторам, следовало за внедрением в толщу кристаллических сланцев пегматитовых и аплитовых жил и таким образом являлось результатом поствулканической деятельности.

В противоположность господствовавшему и в то время единственному взгляду, нами в 1927 г. была впервые отмечена недоказанность магматической теории и полная возможность осадочного (органического) происхождения углерода, послужившего для образования графитовых скоплений.

В 1929 г. я уже категорически высказался за осадочное происхождение старокрымских графитов на Мариупольщине, а в 1930 г. посвятил специальную работу критике несостоятельных «магматических» теорий графитообразования в отношении Украины (и других графито-гнейсовых областей) и обоснованию осадочного (органического) происхождения графитовых месторождений на территории украинской кристаллической полосы.

Вслед за этим и В. И. Лучицкий (1930), отказавшись от своей прежней пневматолитически-магматогенной теории графитообразования на Украине, с точки зрения стратиграфии вмещающих и сопровождающих графиты кристаллических сланцев, пришел также к выводу об осадочном происхождении давшего им начало углерода. Им были выделены (на основании работ своих и многих других исследователей) от Хоцевато (на западе) до Мариуполя (на востоке) полосы древних глубоко метаморфизованных осадочных пород, относящихся к тетерево-бугской свите докембрия.

Полоса эта, разорванная в нескольких местах и смещенная тектоническими движениями, образует несколько областей развития несомненных древних осадков: а) окрестности Радомысля, б) окрестности Хоцеватой, в) Криворожье, г) Мариуполь-Бердянск район. В состав пород этой осадочно-метаморфической серии входят биотитовые, биотито-амфиболовые, пироксено-амфиболовые, пироксено-плаггиоклазовые, пироксено-графитовые, гранато-графитовые, биотито-графитовые, разные гранатовые, кордиерито-гранатовые, кордиеритовые и силлиманитовые, графитовые и силлиманито-графитовые гнейсы, кристаллические (мраморовидные) известняки и силикатные известняки (кальцифиры) и другие параметаморфические породы, чередующиеся и переслаивающиеся между собою и явно соответствующие слоям различных осадочных пород.

Метаморфизм осадочных пород сопровождался еще неравномерной инъекцией в образовавшиеся парагнейсы гранитной магмы, которая создала здесь сложный жильный комплекс пород, связанный с массивными выходами гранита.

Эндоморфные изменения в породах гранитной магмы характеризуются тем, что все они в большей или меньшей степени обогащены пироксеном и роговой обманкой, также гранатом, графитом и эпидотом.

В секущих гнейсах аплито-пегматитовых жилах обычно находилось пироксена, роговой обманки, граната, эпидота, пирита, биотита, графита. Иногда кристаллы роговой обманки, а также чешуи биотита окаймляют зальбанды жил, образуя контактные оторочки. В теле самих жил темные эндоконтактные минералы располагаются спорадически, отдельными пятнами и скоплениями, часто со срастанием темных минералов между собою, причем это — зерна то с идиоморфными очертаниями, то неправильно изорванные обрывки.

Особый специфический отпечаток придает кристаллически-сланцевым породам графит.

Микроскопические исследования графитоносных гнейсов с полной определенностью указывают, что графит этих гнейсов образовался одновременно с прочими минеральными компонентами породы, а не привнесен в нее позже. Включения графитовых чешуй и шестигранных пластинок в кварце, полевошпате, пироксене, роговой обманке, гранате, параллельное срастание и прорастание с биотитом — все это указывает на наличие в породе углерода ко времени образования гнейсов и до внедрения наиболее древних аплитов.

Крупные чешуи графита расположены главным образом у зальбандов секущих гранитовых жил, в центральной части жил их очень мало, они очень мелкие или вовсе отсутствуют.

Пластины графита то располагаются между минералами, или в их трещинах, то образуют типичные включения в зернах кварца, полевых шпатов, слюды.

На основании этих петрографических и геологических данных графит из аплитовых жил необходимо считать результатом вплавления и выкристаллизации захваченного ими при внедрении в гнейсы углеродсодержащего материала.

Становится вполне понятным расположение чешуй графита главным образом по периферии жил, т. е. вблизи графитового скопления. При этом вдоль трещин могла происходить и происходила под влиянием повышенной температуры возгонка графита, его перемещение и перекристаллизация с проникновением в пустоты и трещины боковых пород и т. д.

Признаки, указывающие на вторичность графита во вмещающей породе (расположение по трещинам минералов, отчасти по спайности слюд, развитие кристаллов перпендикулярно к стенкам трещин и зальбандам аплитовых жил и пр.), связаны здесь не с его первичным выносом из магмы, а с местным перемещением (полная или частичная перегонка) существовавшего уже на данном участке графита или углерода в породах осадочного происхождения.

Таким образом:

а) происхождение графита в осадочно-метаморфических (гнейсовых) породах украинского докембрия нельзя удовлетворительно объяснить выносом первичного углерода из магмы, в частности, в связи с внедрением в гнейсы аплитов и пегматитов, или в результате постмагматической (пневмато-гидротермальной) деятельности;

б) вполне удовлетворительно (в геолого-геохимическом и минералогическом отношении) объясняется происхождение этого графита из органического углерода в связи с общей метаморфизацией углеродсодержащих (органические остатки, углистые слои) горизонтов, пачек, свит древних осадочных пород; при этой вполне обоснованной точке зрения, принимаемой сейчас всеми геологами, связанные с залеганием графитовой руды особенности ее отношения к окружающим породам (крупные чешуи графита в изверженных породах, крупная кристаллизация графита в гнейсах вблизи гранитов и сильное снижение степени раскристаллизованности с удалением от них, жилообразные внедрения графита в боковые породы и др.) получают ясное, простое и убедительное объяснение.

Отметим, что правильные генетические представления об украинских графитах оказались весьма полезными при поисково-разведочных работах; генезис же графитов из осадочно-метаморфических толщ и их отношения к сопутствующим пачкам и к более поздним изверженным породам имеют много общих черт с поведением некоторых других химических элементов и соответствующих минералов (например: титана, бора, фтора, железа) в осадочно-метаморфических толщах, инъецированных гранитными и другими изверженными породами.

Шнейдерхен (Schneiderhöhn, 1953) отмечает, что основными генетическими признаками месторождений являются геологическая обстановка, форма рудных тел и их минералогический состав. Например, крупному сульфидному месторождению Мехерних-Маубах (Эйфель, Германия) приписывается обычно гидротермальное происхождение, хотя нет послетриасовых изверженных пород, а геологическая обстановка вполне допускает сингенетично-осадочное происхождение свинцового блеска в пластах песчаников, формировавшихся вблизи зоны разрушения галенитсодержащих жил варисского цикла (с дальнейшим переотложением и концентрацией сульфидов). Крупнейшие медистые песчаники Сев. Родезии долго считались гидротермальными месторождениями на основе связи с предполагавшейся более молодой гранитной интрузией и наличием жилок альпийского типа, принимавшихся за пегматиты.

Наилучшими генетическими критериями являются минеральный состав и парагенетические ассоциации. Они говорят о максимальной температуре рудообразования, но ничего не говорят о температуре, при которой происходило образование первичных руд. На основной (первичный) процесс рудообразования обычно накладываются позднейшие явления, начиная от диагенеза осадков и кончая метаморфизмом, нередко сильно или полностью маскирующие первичные признаки месторождения, так как даже слабые процессы, действующие миллионы лет, способны многократно перекристаллизовать подвижные рудные минералы (вызывая явления конвергенции). Если всего этого не учитывать, то наложение более позднего метаморфизма (и метасоматоза) можно ошибочно принять за признаки первичного генезиса.

Еще ранее Шнейдерхена аналогичные соображения и целую серию доказательств мы привели в пользу первично-осадочного образования некоторых архейских магнетитовых руд Южной Якутии, на которые потом наложились интенсивные процессы метаморфизма, метасоматоза и мигматизации, противопоставив эту точку зрения ошибочным, по нашему мнению, взглядам на эти месторождения, как на первично-магматогенные, образовавшиеся контакт-метасоматическим путем (Сердюченко, 1952, 1955<sub>2</sub>).

## Глава 1

### МИНЕРАЛЫ ТИТАНА В ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЮЖНОГО ТИМАНА

#### 3

В основе Тиманского кряжа лежат древние (протерозойские) метаморфические сланцы. С морфологией и тектоникой сланцевого массива тесно связана форма палеозойских складок, а вещественный состав несогласно лежащих на них палеозойских пород в основном обусловлен составом метаморфических и приуроченных к ним изверженных толщ, которые для девонских, каменноугольных и пермских осадков были питающей провинцией, материнскими породами.

По минеральному составу, структуре и степени метаморфизации кристаллические сланцы Тимана представлены следующими метаморфическими фациями.

1. Глинистые, глинисто-слюдястые и глинисто-углистые сланцы (слабо метаморфизованные) и аркозовые песчаники.
2. Метаморфизованные известняки и доломиты.
3. Филлиты сидерито-анкеритовые (с хлоритом, графитом, кальцитом и мусковитом), метаморфизованные песчаники и кварциты, иногда слюдясто-сидеритовые с турмалином, но без титановых минералов.



4. Филлиты хлоритовые, мусковитовые, графитовые, актинолитовые и др. с кварцевыми сланцами, кварцитами и гнейсовыми кварцитами (с обилием турмалина и титановых минералов, главным образом титанита и псевдоморфоз по нему).

5. Биотитовые и эпидотовые сланцы и роговики с турмалином и титановыми минералами.

6. Биотитовые и мусковито-биотитовые парагнейсы.

Титанитовые филлиты и переслаивающиеся с ними кварциты окрашены в различные — у кварцитов более светлые — оттенки серо-зеленых, синевато-зеленых, черно-зеленых и серебристо-серых тонов и обладают ясной слоистостью, выраженной в чередовании слоев филлита и кварцита. Мощность этих слоев то равномерна и колеблется в пределах от долей миллиметра до нескольких миллиметров, то достигает нескольких сантиметров, а местами явно превалируют то филлитовые, то кварцитовые слои, в которых второй компонент слоистой серии играет незначительную роль. Часто внешне однородный и плотный сланец обнаруживает свою слоистость только под микроскопом. Главный продольный излом сланцев то плоский, то скорлуповато-бугристый, то слабоволнистый или морщинисто-ребристый — при пересечении плоскостей наложения и сланцеватости филлитовых и кварцевых слоев, и т. д. Иногда на плоскостях сланцеватости выступают относительно мелкие (точечные) или более крупные узелки, соответствующие чаще всего крупноагрегатным выделениям кварца, хлорита, мусковита, частично, возможно, развивающимся по андалузиту, или порфиробластам титанита. Нередко на плоскостях сланцеватости обильно и относительно равномерно выступают бугорчатые зернышки и пятнышки кальцита. Сланцеватость или совпадает со слоистостью, или образует с нею некоторый угол, доходящий иногда до прямого. Филлитовые и кварцевые прослои с резкой или размытой границей имеют плоский или неровно-складчатый характер, обнаруживая то мелкую плейчатость, то значительную и даже сильную измятость с пологими или острыми седлами складок, разорванных, смещенных, растянутых или вклинивающихся одна в другую.

Падение сланцевых слоев от небольших углов (почти горизонтальных) колеблется до крутых, а в ряде случаев слои метаморфических сланцев поставлены на голову или даже опрокинуты (табл. Ia и Ib).

Под микроскопом видно, что филлиты состоят в основном из мельчайших чешуек и лепестков слюдястых минералов, среди которых можно выделить бесцветный серицит, светлозеленую слюду и хлорит. Эта слюдястая масса в тесном переплетении с очень мелкими индивидами кварца в виде более или менее изометрических зернышек или развальцованных пластинок образует основную микровойлочную ткань.

Часто эта слюдисто-кварцевая ткань пропитана графитовым веществом, которое или тонко диспергировано во всей основной массе, или образует неправильные пятна — сгустки, ветвящиеся струйки, размытые или четко очерченные полоски. Нередко расположение графитизированных пятен и полосок ясно показывает и подчеркивает микроскладчатость, измятость породы, разрывы и перемещения в ней отдельных слоев или их групп.

Кальцит в известковистых разностях сланцев или тонко распылен в породе, или образует в ней микроскопические пятнышки, струйки, полоски; иногда заполняет тонкие простые или ветвящиеся — сетчатые микротрещинки. Обычны точечные или агрегатно-зернистые выделения пирита, видимого и простым глазом. Иголочки актинолита, зернышки и призмочки эпидота, пластинки биотита для некоторых разновидностей сланцев входят или в состав основной микропilotической ткани или образуют мелкие скопления — сгустки.

Довольно часто среди кварцево-сланцевой основной массы встречаются свежие единичные зернышки и призмочки альбита и решетчатого микроклина. В основной лепидобластической ткани филлита в колеблющемся количестве расположены порфиробластические агрегаты или индивиды бледнозеленого пеннина, мусковита и кварца — порознь или в параллельном срастании хлорита с мусковитом, или в виде мозаичных сростков кварца с хлоритом или кварца с мусковитом, а также кварца, хлорита и мусковита.

Характерными для описываемого типа сланцев являются многочисленные идиобласты метаморфогенного титанита, обычно сильно лейкоксенизированного и несущего вокруг или в пределах своих контуров различные минеральные новообразования. Перпендикулярно к ориентирующему сланцеватости давлению у каждого почти порфиробласта образовались короткие или удлиненные клиновидные (расположенные попарно) две «зоны растяжения», выполненные удлиненными параллельными перекристаллизованными пластинками кварца и лепестками мусковита и хлорита, более крупными и чистыми (рафинированными), чем в основной ткани. Особенно ясно выражены эти зоны растяжения у порфиробластов титанита (табл. II, 1 и 2). Относительно крупные зерна остроугольного или призмовидно-вытянутого кварца, пластинки и агрегаты пеннина, его сростки с мусковитом и кварцем — обтекаются тонкочешуйчатой основной массой, создавая микролинзовидную (микроочковую) текстуру (табл. III, 1 и 2).

Постоянным и характерным компонентом филлитов является метаморфогенный (аутигенный) коричневатозеленый турмалин, столбики которого с базисными или тупоромбическими верхушками расположены вдоль, поперек или косо к сланцеватости.

Кварцитовые слои, имеющие обычно гранобластическую (палимпсестовую) структуру своей основной массы, состоят из перекристаллизованных и иногда развальцованных зерен кварца, швы и зазоры между которыми выполнены кварцевым цементом (регенерации) с зазубренными границами зерен или вторичным кварцем с прядями слюды и хлорита, изгибающихся вдоль контуров кварцевых зерен (эластичные прокладки). Зерна и призмочки альбита (плагноклаз № 3—6) и микроклина более обильные, чем в филлитах, иногда столь многочисленны, что составляют 10—20—30% породы. Количество слюды и полевых шпатов позволяет выделить слюдисто-кварцевые сланцы, кварциты, слюдисто-полевошпатовые кварциты и кварцитовые гнейсы. Эти породы содержат порфиробласты хлорита и титанита, также сростки хлорита и мусковита, но в значительно меньшем количестве, чем в филлитах. Турмалин здесь также встречается, но графитовые выделения не характерны. Явления перемещения кремнезема с образованием микрожилочек и микролинзочек вторичного кварца обычны.

В толще метаморфических сланцев явления полевошпатизации и образование жилочек альпийского типа активизируются действием на сланцы гидротермальных растворов — метаморфогенных или связанных отчасти и с влиянием контактирующих с ними на глубине очагов гранитной магмы.

Образуются при этом жилки альпийского типа в виде тонких (1—2 мм и микроскопических) согласных и секущих аплитовидных жилочек с нанезанными на них гнездышками-миндалинками. И жилки и гнездышки выполнены чистым средне- или крупнозернистым кварцем (главным образом), альбитом и микроклином, мусковитом и хлоритом. Фельдшпатизация пород (особенно сильная в метаморфизованных песчаниковых прослоях) приводит к новообразованиям остроугольных, табличатых (идиобластических или с изрезанными контурами) свежих зерен несдвойникового и полисинтетически сдвойникового альбита (№ 3—6) и решет-

чатого микроклина, которые возникли в основном за счет вещества (щелочей и других компонентов) и даже с использованием остатков кристаллических полевошпатовых решеток (в порядке регенерации) из самого метаморфизованного осадка.

4

Содержание титанита в протерозойских метаморфических сланцах явно связано с минерализацией титана, содержащегося в адсорбированном состоянии или в виде тонкодисперсных частиц своих окислов и гидро-

Т а б л и ц а 1

Химический состав протерозойских метаморфических пород Южного Тимана

Компоненты	1	2
	Кварциты	Сланцы
SiO <sub>2</sub>	81,07	60,96
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,32	20,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,15	1,69
FeO	2,10	4,78
MnO	0,05	0,06
MgO	0,56	1,12
CaO	1,60	0,60
BaO	He опр.	0,07
Na <sub>2</sub> O	1,02	1,82
K <sub>2</sub> O	1,68	2,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,14
S	0,08	0,18
C	0,20	0,92
+H <sub>2</sub> O	2,43*	3,30
-H <sub>2</sub> O	0,30	0,23
Сумма . . .	100,00	100,00

\* Включает CO<sub>2</sub>.

1. Слюдистые кварциты, местами с полевыми шпатами и агрегатами апатита. Среднее из 4 анализов.
2. Серпичито-хлорито-кварцевые сланцы (филлиты) с порфиробластами лейкоксенизированного титанита и столбиками турмалина. Среднее из 7 анализов.

ковых) рядом расположенных прослойках они встречаются редко или отсутствуют совершенно, или представлены редкими обломками или обрывками растертых и растянутых кристаллов и тонкой титанитовой (лейкоксеновой) пылью.

Указанное обстоятельство закономерно выдерживается для разных участков широко распространенной кристаллически-сланцевой толщи и прослежено в многочисленных (несколько тысяч) изученных нами микроскопических препаратах; именно поэтому мы видим здесь первично-генетическую связь титана с илесто-глинистым (мергелистым) древним осадком.

Слюдистые слои сланцев обычно значительно графитизированы за счет углестого (органогенного) материала материнского ила, а порфиробласты лейкоксенизированного сфена нередко непосредственно окаймляются обильными скоплениями графита; это указывает на геохимическую связь титана с углеродистым осадочным веществом, что неоднократно уже было отмечено в литературе. А. Е. Ферсман (1939) пишет, что многие бокситовые месторождения Советского Союза содержат от 3 до 5% TiO<sub>2</sub>.

окислов обычно (и притом нередко обильно) в глинистых и особенно в углесто-глинистых осадках.

Как отмечено выше, главным и первоначальным (для метаморфического цикла) минеральным носителем титана в протерозойских сланцах Южного Тимана является титанит, часто сохранивший свои типичные кристаллографические очертания, но обычно полностью уже лейкоксенизированный. Этот минерал образует порфиробласты в основной кристаллически-сланцевой ткани, причем обращает на себя внимание характерное обстоятельство: в подавляющем большинстве случаев идиобластические зерна лейкоксенизированного титанита находятся в пелитогенных (бывших глинистых) слюдистых прослойках, особенно обильно — в графитизированных (бывших углесто-глинистых) слоях, а в кварцитовых (бывших песчани-

Еще в 1860—1862 гг. Рилей (E. Riley) сообщал, что им обнаружено почти повсеместное распространение титана в глинах, а в 1899 г. Розенбуш (1934) подчеркивал, что количество рутила увеличивается именно в богатых углем сланцах.

П. И. Преображенский (1910) указывал, что графитовое и углистое вещество песчаников в верховьях рек Н. Памарака и Безымянки связано со скоплениями рутила.

В. И. Крыжановский (1931) установил, что в золе шунгитов содержится от 1,44 до 3,23%  $TiO_2$ .

У Д. П. Сердюченко (1935) приводятся цифры содержания титана в осадочно-метаморфических (органогенных) графитовых гнейсах Украины: в золе графитовой руды Старокрымского месторождения имеется 1,13%  $TiO_2$ , а в золе графитовой руды Кашары-Александровского месторождения — 3,13%  $TiO_2$ .

В. Н. Лодочников (1936) в серицито-хлоритовых микросланцах Ильчирского района Сибири описал скопления агрегатов рутила, всегда приуроченных к сгусткам углистого вещества.

И. Д. Седлецкий (1946) установил в глинистых фракциях осадочных пород и почв СССР высокое (более 1%) содержание титана, который изоморфно входит в решетки монтмориллонитов, не образуя в зоне гипергенеза самостоятельных минералов. Росс (Ross, 1946), наоборот, отмечает образование комочков лейкоксена, что характеризует относительно легкий гидролиз титана из состава глинистых минералов.

Н. М. Страхов (1950) для современных осадков Каспийского моря устанавливает, что титан связан здесь главным образом с пелитовой фацией глинистых образований.

Х. М. Абдуллаев, И. М. Исамухамедов и И. Х. Хамрабаев (1953) пришли к выводу, что в осадочно-метаморфическом комплексе верхнего силура западного Узбекистана (сланцы слюдястые и филлитовидные, андалузитовые, реже известковистые) первоначальные массы титана связаны с глинистыми осадочными породами; в указанных выше метаморфизованных породах содержание  $TiO_2$  колеблется от 0,46 до 1% (по 11 анализам). Н. В. Ренгартен (1955) установила широкое развитие лейкоксена, анатаза и брукита в связи с разложением и окислением углистого вещества в околоругольных песчаниковых породах Караганды, Экибастуса, Сев. Кавказа.

Постоянное присутствие титана во всех морских организмах установлено биогеохимическими исследованиями В. И. Вернадского (1937), А. П. Виноградова (1935) и др., а значительное содержание  $TiO_2$  в золах каменных углей, органогенных графитов и докембрийских тухолитов (Aminoff, 1943) широко известно.

Может возникнуть вопрос, имеем ли мы здесь первично-осадочную (в частности, биогеохимическую) связь титана с глинисто-углистым веществом, или углерод осадка был только осадителем титана из холодных или нагретых вадозовых вод или из пневмато-гидротермальных растворов, шедших со стороны (обычно отдаленных) гранитных интрузий. Однако последнее предположение должно быть отвергнуто, так как (помимо приведенных соображений) даже единственные жилообразные выделения (альпийского типа) оказываются на Южном Тимане более поздними, чем кристаллы титанита.

Заключенные в пелитоморфных прослоях порфиробласты обычно имеют вокруг себя парные «зоны растяжения», различно расположенные в зависимости от ориентировки самих кристаллов и от направления давления (стресса). Как и обычно, зоны растяжения перпендикулярны к направлению давления, но последующие подвижки и смятия породы привели в ряде случаев к деформации зон растяжения и к нарушению

их первоначального положения относительно порфириобластов сфена. Зоны растяжения выполнены или только вытянутыми лейстами кварца, или кварцем с различной примесью пластинок мусковита и хлорита, причем этот перекристаллизованный материал (особенно кварц) представлен более чистыми, прозрачными и крупными агрегатами, чем в основной массе породы.

В ряде случаев зоны растяжения как бы вытягиваются и, утоняясь, сливаются между собой, образуя более или менее ясно выраженную полосу, струйку, нить, вдоль которых расположены или как бы нанизаны на них порфириобласты титанита. Иногда порфириобласты титанита располагаются в тупике, у конца агрегатно-кварцевой жилообразной струи, или продольно в относительно широких жилочках, выполненных чистыми, укрупненными перекристаллизованными зернами кварца, мусковита, хлорита и альбита.

Если такие жилки можно рассматривать как образования альпийского типа, связанные с движением гидротерм вдоль ослабленных и легче проницаемых зон растяжения, то порфириобласты титанита явно старше этих жилок и никакой генетической связи с этими гидротермальными капиллярными путями не имеют. К этому следует добавить, что в ряде случаев указанные жилки пересекают моноклинические порфириобласты титанита, и по ним наблюдается смещение их разорванных частей относительно одна другой.

В соответствии со своей очень высокой «силой кристаллизации» (большой способностью к образованию кристаллографических граней) порфириобласты титанита в слюдисто-кварцевых метаморфических парасланцах представлены правильными кристаллами с очень простыми комбинациями форм, что вообще свойственно идиобластам кристаллических сланцев. Чаще всего встречаются (в шлифах) типичные моноклинные коротко- или длиннопризматические разрезы кристаллов с гранями (001), (100) и (111); более сложные комбинации форм, дающие полигональные, почти изометрические разрезы, встречаются очень редко.

В результате тектонического давления, сдвигов между слоями сланцев, их смятия и развальцевания — порфириобласты титанита нередко округлены, деформированы, обломаны и даже растерты (вдоль слюдисто-графитовых слойков, а главным образом в кварцитовых слойках породы). Заключенные в более податливой (пластичной, «текучей») тонкослюдистой массе жесткие блоки титанита нередко надломлены или совсем разорваны на две части, разобщенные между собой слюдистым «потоком».

Одна часть титанитовых кристаллов плотна и однородна (сплошь выполняет свою кристаллическую форму), а другая — имеет ситовидную (скелетную) структуру и подчас содержит многочисленные включения мелких зерен кварца, белой слюдки, хлорита, альбита, микроклина из основной массы.

В силу этого и линии ограничения кристаллов титанита часто извилисты, зазубрены, бухтообразны, что усложняется и усиливается еще различными процессами растворения, метасоматоза и образования псевдоморфоз.

1. Лейкоксенизация титанита представляет собою наиболее широко развитый процесс его изменения. Подавляющее большинство кристаллов сфена в той или иной степени замещено лейкоксеном. Это — или образование с периферии лейкоксеновой каймы с сохранением не до конца измененной центральной части зерна, или пятнистое замещение лейкоксеном участков по всему зерну, или односторонне ориентированное развитие лейкоксена по порфириобластам со стороны боковых граней или вдоль оси призматических зерен с сохранением иногда не до конца измененных наружных сфеновых каемок, или замещение всего зерна с сохранением

уцелевших островков или отдельных вытянуто-табличатых участков сфена, или происходит полная лейкоксенизация — образование псевдоморфозы лейкоксена по сфену.

Непрозрачные в проходящем свете, эти полностью лейкоксеновые образования в отраженном свете имеют характерный фарфоровый облик, землистые и матовые, белого или кремового цвета, причем структура этих псевдоморфоз обычно пористая, ноздреватая, и во многих случаях в этих порах находятся отдельные мельчайшие зернышки или агрегаты пирита.

При исследовании иммерсионных препаратов тяжелых фракций были встречены зерна лейкоксена, имеющие ясные трещинки спайности (реликт спайности материнского минерала) в одном (по удлинению зерна) или двух направлениях. В последнем случае трещинки пересекаются между собой под углом  $60^\circ$  и с призматической гранью кристалла — под углом  $40^\circ$ .

Помимо полностью лейкоксенизированных участков, превращенных в непрозрачное, фарфоровидное в отраженном свете вещество, порфириобласты титанита местами, в пределах своих контуров, замещены (пятнисто или брусковидно) слабо прозрачным тонкоагрегатным титановым минеральным веществом. В порошковых препаратах, при иммерсионном изучении тяжелых фракций метаморфических сланцев, нами многократно было измерено светопреломление этого минерального вещества: его  $N_m$  колеблется в пределах 1,635—1,670 и во всех случаях ниже 1,693, а  $N_g$  —  $N_r$  близко к 0,040—0,050, чему соответствует в общем замутненная (тусклая), слегка пятнистая интерференционная окраска: красновато-синяя, голубовато-малиновая (в тонких шлифах).

Ниже (стр. 71) показано, что химический состав полностью лейкоксенизированного титанита, перенесенного из метаморфической толщи в прибрежные пески верхнедевонского моря, отвечает составу  $TiO_2 \cdot SiO_2 \cdot aq$ . Это дает нам основание предполагать, что оптически деятельные участки сфена разложены не до конца, но их решетка уже не отвечает титаниту, а значительно деградирована: в процессе стадийного изменения здесь потеряна уже значительная часть извести или вся известь, плотность кристаллической постройки не только очень сильно снижена, но местами решетка совсем разрушена, — это и привело к резкому снижению свето- и двупреломления. Полный вынос  $CaO$ , разрушение решетки титанита и ее перестройка дали в наших условиях непрозрачный (фарфоровидный) лейкоксен и слабо раскристаллизованные продукты.

Лейкоксенизация титанита иногда сопровождается образованием нитевидных агрегатов рутила. Последний концентрируется или вокруг включений кварца в титаните, или располагается в виде примыкающих друг к другу параллельных нитей. Нередко вокруг лейкоксенизированного сфена в основной ткани сланца разбросаны пятнышки (иногда довольно многочисленные) угловато-решетчатых сагенитовых сростков, покрытых частично ватой лейкоксена, а также отдельные иглы и колеччатые двойники рутила. Возможно, что здесь лейкоксенизация следовала за рутилизацией, хотя далеко не во всех случаях ясна последовательность этих процессов и возможно образование рутила за счет обрывков лейкоксена.

2. Местами в некоторых зонах метаморфических сланцев Южного Тимана развита ильменитизация лейкоксенизированного титанита. Форма и степень ильменитизации титанита бывают весьма различны:

а) зерна сфена с краев замещаются ильменитом с образованием прерывистой каемки;

б) ильменит ориентированно, со стороны какой-либо одной грани, внедряется в сфен в виде клиновидных языков;

в) замещение идет вдоль призмы титанита с одного или с обоих концов;  
г) ильменитизация захватывает все вытянутое и клиновидно заостренное зерно сфена с сохранением только разобщенных остатков измененного титанита;

д) происходит полное замещение кристаллографически правильно оформленных и всех других зерен титанита с образованием полных псевдоморфоз (превращения) ильменита по титаниту;

е) ильменитизация призматических зерен или полигонально-изометрических разрезов титанита происходит частично и резко ограничивается трещинами спайности.

Ильменитизация сфенов приурочена к некоторым участкам и горизонтам сланцев и связана, по видимому, с местной повышенной минерализованностью псевдогидротермальных и гидротермальных растворов, обогащенных магнезией и закисным железом (со стороны «стенки») и действовавших в условиях снижения температуры (ретроградный метаморфизм) и повышения концентрации водородных ионов (рН истирания равно: для титанита 9, для железистого хлорита 7,5—8, для ильменита 6).

Этому соответствует и парагенетическая связь ильменита с магнезиально-сильножелезистым хлоритом.

Действующие растворы, обогащенные  $MgO$  и  $FeO$ , разложили и метасоматически изменили титанит с образованием ильменита ( $FeO + TiO_2$ ) и с освобождением при этом  $CaO$  и  $SiO_2$  и откладывали известь в виде карбоната и кремнезема в виде кварца или включали кремнезем в состав хлорита.

Развившийся по сфену ильменит в свою очередь подвергся лейкоксенизации, причем лейкоксен заместил пятнами или все зерно с сохранением реликтовых участков ильменита, или только с периферии в виде узкой каемки, или в виде язычков, идущих от одной призматической грани к другой поперек удлинения кристалла и т. д. (табл. IV, I—II).

3. Хлоритизация лейкоксенизированного титанита и хлорито-лейкоксеновые сростки являются довольно распространенными в южнотиманских метаморфических сланцах. Агрегаты хлорита и его индивидуализированные сравнительно крупные пластинки или расположены внутри зерен сфена или по их периферии, но в пределах контуров, или же более или менее сильно выходят за пределы кристаллов титанита, вращаясь в порфиробласты сфена и частично их замещая со стороны боковых или торцовых граней. Мы имеем здесь дело только в некоторых случаях с обыкновенными сростаниями, а чаще это — метасоматическое замещение титанита хлоритом. Об этом именно говорят изъеденные, исчербленные и не резко обозначенные контуры титанита в местах вырастания за их счет хлорита; это убедительно подтверждается также тем, что в ряде случаев значительная часть сфена в пределах его правильных кристаллографических границ тоже замещена хлоритом. Изредка можно наблюдать, как большая часть разорванного порфиробласта замещена индивидуализированной пластинкой хлорита с выделением здесь же кальцита за счет кальция, освободившегося при хлоритизации сфена. Вообще же образование кальцита сопутствует как ильменитизации, так и хлоритизации титанита.

Сам по себе процесс хлоритизации титанита, по видимому, является в основном результатом деятельности метаморфогенных гидротерм. Привнос и перемещение в породе  $FeO$  и  $MgO$ , а также  $Al_2O_3$  (за счет, например, серицита и других слюд) при термодинамических и физико-химических условиях, соответствующих снижению степени метаморфизма (ретроградный процесс!), вызвали здесь развитие хлорита при одновременном частичном разложении титанита или лейкоксена.

4. Ильменитизация сфена, идущая параллельно с его хлоритизацией, представляет собою не очень редкое явление и обнаружено нами в ряде пунктов.

Можно наблюдать, например, как порфиробластическое зерно сфена с одного конца (торцового) явно замещается ильменитом, а с противоположного — хлоритом; как со стороны призматической грани сфена монопластинка хлорита глубоко вьедается внутрь кристалла, причем в этом же направлении вслед хлориту развивается ильменит, замещающий частично сфен и со стороны торцовой грани; как зерно сфена, почти полностью ильменитизированное, имеет сохранившиеся краевые участки лейкоксенизированного титанита именно в тех местах, у которых непосредственно к сфену примыкают выросшие здесь в сторону основной массы породы пластинки хлорита и т. д. (табл. V, 1—9).

Все это указывает на близкие по времени и генетически связанные процессы ильменитизации и хлоритизации.

5. Кальцитизация порфиробластов лейкоксенизированного сфена представляет собою довольно распространенное явление. По своему характеру и сопутствующим минеральным образованиям кальцитизация имеет различный характер.

А. Кальцит частично или полностью замещает сфен после разложения его и выноса  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ , но без образования при этом в пределах контура порфиробласта или вблизи него каких-либо других вторичных по сфену минералов. Внутри псевдоморфозы кальцита по сфену местами сохраняются неправильно очерченные внутренние или краевые участки лейкоксенизированного минерала. В подобных случаях кальцит сохраняет в основном форму титанита, местами же выходит, как бы расплываясь, за его контуры.

С другой стороны, нередко можно наблюдать, что кальцитизация в той или иной степени захватывает часть призматического зерна титанита, не распространяясь за пределы, ограниченные плоскостью спайности. Имеются также случаи, когда внутри псевдоморфозы кальцита, помимо неправильных остаточных зерен лейкоксенизированного сфена, находятся еще и правильные его брусочки, ограниченные параллельными плоскостями спайности.

Иногда неправильные или округлые агрегаты или монокристаллы кальцита одной своей частью погружены в основную слюдистую ткань сланца, а другую вьедаются в порфиробласт сфена, замещая его со стороны боковой или торцовой грани.

Наконец, следует упомянуть о полных псевдоморфозах кальцита по сфену; когда не сохраняется никаких остатков последнего и нет каких-либо других новообразований, кроме кальцита. Однако наличие здесь псевдоморфозы по сфену устанавливается морфологически и особенно убедительно подтверждается заполненными перекристаллизованным кварцем зонами растяжения со стороны торцовых граней.

Б. Кальцит участвует в замещении кристаллов титанита, как один из продуктов его разложения, наряду с другими вторичными по сфену образованиями. Так, при лейкоксенизации сфена иногда одновременно происходит и его частичная (локальная) кальцитизация (табл. VI, 1—4). Хлоритизация сфена также нередко сопровождается новообразованием по сфену кальцита; ильменитизация титанита в связи с освобождающимися при этом  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  местами сопровождается не только кальцитом, но и выделениями кварца. В результате получаются сложные псевдоморфозы по сфену ильменита, кальцита и кварца (табл. VII, 1—6).

Полно кальцита, возникшего за счет разложения самого сфена, последний может иногда замещаться кальцитом (и пиритом), привнесен-



ными из других (близких или относительно удаленных) участков сланцевой породы.

6. В ряде шлифов лейкоксено-титанитовых слюдистых сланцев нами обнаружены миндалевидные полости, выполненные сетчатым агрегатом ильменита, кальцита и буровато-красного титанового минерала. Внутри сетки, образованной этими минералами, расположены многочисленные включения зерен кварца и редких пластинок серицита-мусковита. Соотношения кальцита и титановых минералов показывают, что ильменит подвергся частичному замещению буро-красным титановым минералом, а позже выделился здесь кальцит. Минералогическая природа буро-красного (иногда желто-красного, янтарного) минерала неясна: местами его высокое свето- и двупреломление приближают его к рутилу, а в других участочках двупреломление подобных зернышек очень низко (тип анатаза) или минерал ведет себя совсем как изотропный. Очевидно, однако, что это — титановый минерал, возникающий за счет титанита и ильменита. Помимо миаролитовых полостей, в тех же образцах сланцев имеются сложные псевдоморфозы по сфену ильменита, замещающего ильменит с краев красно-бурого титанового минерала, кальцита и кварца. Характерно, что развитие буро-красного титанового минерала имеет строго локальный характер и приурочено или к миндалевидным пустотам, или к ориентированным зонам, вдоль которых только и происходит эта своеобразная сложная псевдоморфизация с образованием красно-бурого титанового минерала (табл. VIII, 1—6). Все точки с этими псевдоморфозами явно расположены вдоль струйчатых тонких жилообразных зон с перекристаллизованным укрупненным и осветленным материалом основной ткани.

В стороне от этих зон находятся совершенно обычные лейкоксенизированные порфиробласты сфена.

Таким образом, сложная псевдоморфизация порфиробластов сфена со стадией его ильменитизации и последующим образованием красно-бурого титанового минерала (типа анатаза) и кальцита должна рассматриваться генетически совместно с выполнениями этой же минеральной ассоциацией миаролитовых пустот — миндалинок. Надо полагать, что в обоих случаях действующим началом были особые условия, например циркуляция метаморфогенных или магматогенных гидротермальных углекислых растворов. Последние не только двигались по капиллярам и микротрещинкам, производя указанные сложные псевдоморфозы на месте исходных титанитовых зерен, но выщелачивали из окружающей массы и перемещали титановые и карбонатные соединения. А за счет этих выщелоченных из «боковых стенок» минералов в замкнутых полостях и трещинках (подобно жилам альпийского типа) формировались ильменито-анатазо-кальцитовые выделения.

Повидимому, подобный же микрожильный характер (альпийского типа) имеют некоторые карбонатно-кварцевые и кварцево-пиритовые выделения в сланцах, а также кварцево-хлоритовые прожилочки.

7. Частичные или полные псевдоморфозы пирита по титаниту встречаются (хотя и не часто) в сланцах из разных участков. Пиритизация этого рода связана с метаморфогенно-гидротермальной деятельностью и сопровождается кальцитизацией и силицификацией.

Уже было отмечено, что внутри губчатого лейкоксена по сфену встречаются агрегаты и отдельные зернышки пирита. Вместе с кальцитом пирит также образует псевдоморфозы по сфену или замещает титанит совместно с кварцем. В некоторых (довольно редких) случаях пирит самостоятельно и притом полностью замещает титанит, сохраняя и выполненные кварцем зоны растяжения, возникшие у торцовых граней материнского кристалла титанита (табл. VIII, 7—9).

8. Замещение титанита кремнеземом представляет собою довольно распространенный процесс в метаморфических сланцах Южного Тимана. Агрегатный (крупномозаичный) кварц, как один из остаточных продуктов разложения титанитовой молекулы, часто выполняет формы титанита совместно с другими продуктами разложения и превращения того же исходного минерала, т. е. с кальцитом, ильменитом. Выше уже отмечены псевдоморфозы кварца с пиритом по сфену — в результате гидротермальной инфильтрации и стимулирующего влияния гидротермальных струй, что в некоторых случаях создает и полное замещение титанитовых форм агрегатным кварцем.

Имеет место и другой характер и способ замещения титанита кварцем. В табл. IX, 1—6, показано, как крупные монокристаллы кварца иногда относительно идиобластического (1—2) облика врастают в порфиروبластические зерна сфена и явно их замещают. При этом кристаллы кварца, развиваясь со стороны основной массы породы, вьдаются в призмобразные зерна сфена вдоль удлинения, или поперек (разрезая монокристаллы на две части), или косо, одинаково ориентированными параллельными шипами врезаюсь глубоко внутрь сфена и т. д. В некоторых случаях монокристаллические крупные зерна кварца, заполняющие собою всю внутреннюю часть титанита, не выходят за геометрические контуры кристалла-хозяина.

Вполне возможно, что параллельно с разложением самого сфена, за счет освобожденного при этом  $\text{SiO}_2$  (или  $\text{SiO}_2$ , привнесенного растворами) происходило здесь наращивание мелких зернышек кварца, т. е. шел своеобразный процесс монокристаллического залечивания полостей разложения. Нельзя рассматривать подобные ассоциации сфена и кварца как механические сростки или включения кварца в титаните в процессе поспешной кристаллизации последнего, так как эти внедрившиеся в сфен кристаллы кварца совершенно чистые и свежие (гидатогенные), а по своей размерности они резко превосходят кварцевые зернышки основной ткани сланца.

В категорию же механических включений входят обычные по размерам мелкие зерна кварца, создающие ситовидный, скелетный характер многих порфиробластов сфена.

Замечательно, что граниты, внедрившиеся в протерозойские парасланцы Южного Тимана, обнаруживают ясные признаки загрязнения расплавленным материалом боковых пород. В своих наиболее чистых фациях эти граниты имеют лейкократовый характер, цветные минералы и акцессории в них совсем или почти совсем отсутствуют. Однако на своих отдельных участках граниты неравномерно (пятнами, полосами, струями) значительно или сильно обогащены биотитом (и мусковитом), и в тесной связи со слюдами появляются очень неравномерно распределенные разнообразные акцессории, в частности титанит. Последний здесь хорошо окристаллизован, совершенно свеж и, очевидно, генетически и геохимически связан с вплавлением гранитной магмой титанитового (лейкоксенового) метаморфического сланца. В связи с этим интересно отметить, что в западном Узбекистане, после ассимиляции магмой титансодержащих сланцев верхнего силура, валовое содержание титана в контаминированной магме повышается во много раз; при этом главная масса титана выпадает в виде сфена, биотита, рутила и амфибола при кристаллизации первых порций магмы. Поэтому «максимальное содержание титана и титансодержащих минералов наблюдается в породах ранних фаз интрузии — диоритах и гранодиоритах. . .» (Абдуллаев, Исамухамедов и Хамрабаев, 1953, стр. 259).

Свежие, крепкие, взятые во многих случаях с глубины в несколько сотен метров от поверхности, метаморфические сланцы не могли испытать

лейкоксенизацию титанита под влиянием агентов выветривания. Причиной лейкоксенизации были, очевидно, гидротермы метаморфогенного происхождения или связанные с глубинным (в общем неравномерным, проникшим до разных гипсометрических уровней) внедрением в метаморфическую толщу плагиоклазо-микроклиновых гранитов. Надо полагать, что лейкоксенизация титанита и ильменита произошла здесь в условиях регроградного (регрессивного) метаморфизма, когда активизированные внутрипоровые («автохтонные») и инфильтрационные («аллохтонные») гидротермальные растворы постепенно переходили от более высоких к более низ-

Таблица 2

Химический состав кварцево-сланцистого (хлорито-серицитового) сланца с порфиробластами лейкоксенизированного титанита (обр. С—67/1941), Южный Тиман

Компоненты	Вес. %	Молек. число (× 1000)
SiO <sub>2</sub>	62,00	1033
TiO <sub>2</sub>	1,25	16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,29	189
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	8
FeO	5,50	76
MnO	0,08	1
MgO	0,61	15
CaO	0,67	12
BaO	0,10	1
Na <sub>2</sub> O	1,41	23
K <sub>2</sub> O	2,89	26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	1
S	0,10	3
C (углерод)	0,81	67
+H <sub>2</sub> O	3,56	198
-H <sub>2</sub> O	Нет	—
Сумма . . .	99,88	—

Аналитик Л. П. Сысоева

Коэффициенты породы по Ниггли:

sl	al	fm	c	alk	k	m	tl	c/fm
288,6	52,8	30,0	3,6	13,9	0,53	0,14	4,5	0,12
+ <sup>qz</sup> <sub>146</sub>	<sup>h</sup> <sub>55,3</sub>							

железистого хлорита содержат игольчатые выделения рутила (что соответствует разложению титанистого биотита), изредка обнаруживают вокруг точечных ядер плеохроичные ореолы, часто тонко прослаиваются с пластинками мусковита, — позволяет считать, что часть хлорита в метаморфических сланцах образовалась за счет разложения биотита в тех же условиях диафореза<sup>1</sup>.

Широко развитая в южнотиманских метаморфических сланцах серицитизация пород — замещение серицитом мусковита и полевых шпатов, разведение и замещение им кварца и т. д., псевдоморфозы хлорита по скелетным кристаллам граната — также, очевидно, являются результатом регроградного метаморфизма.

В табл. 2 мы приводим химический анализ темнозеленого тонколистчатого метаморфического сланца с глубины около 505 м. Под микроско-

<sup>1</sup> О процессах регроградного метаморфизма подробнее см.: Н. А. Елисеев (1938), М. И. Рохлин (1936), Вл. Соболев (1938), Д. С. Коржинский (1939), А. Н. Чураков (1939) и др.

поскольку температурам, а пропитанные ими метаморфические породы одновременно с этим перекристаллизовывались с преобразованием минералов более высокотемпературных (550—450°) в минералы более низкотемпературные (400—100°). Изложенные соображения находятся в полном согласии и со следующим обстоятельством. Слюдисто-хлорито-кварцевые метаморфические сланцы, кроме титанита, имеют порфиробласты крупнопластинчатого хлорита. Многочисленные определения в иммерсионных жидкостях показали, что у этого хлорита  $Ng \geq Nm = 1,647 \pm 3$ ;  $Ng - Np = 0,004$ , что обуславливает аномальную индигово-синюю интерференционную окраску. На федоровском столике измерено  $2V = 22^\circ (-)$ . Плеохроизм очень сильный; от зеленого по Ng до светложелтого или бесцветного по Nr.

То обстоятельство, что некоторые пластинки этого

пом отчетливо видно чередование хлорито-серицито-кварцевых графитизированных микрослоек сланца, содержащего порфиробласты лейкоксенизированного и кальцитизированного титанита, и таких же (но количественно весьма подчиненных) микрослоек хлорито-серицитового кварцита с небольшим количеством новообразований альбита и микроклина. В качестве второстепенных минералов в породе имеются относительно крупные пластинки хлорита и мусковита (0,1—0,08 мм), кальцит, аутигенные столбики турмалина, ильменит. Размер кварцевых зерен в основной массе породы колеблется в пределах 0,005—0,02 мм. Структура основной массы лепидобластовая, а породы в целом — порфиробластовая.

Нанесение состава породы на трехугольную диаграмму ( $c/fm=0,11—0,25$ ) показывают, что она (и ряд других проанализированных сланцев с Южного Тимана), как и следовало ожидать, принадлежит к песчано-глинистым осадкам.

5

Нам не удалось выделить лейкоксенизированный титанит непосредственно из свежих метаморфических сланцев — с целью его химического изучения. Однако скопления именно этого лейкоксена по титаниту имеются во многих песчано-глинистых породах живетского и франского ярусов девона; эти породы с резким несогласием налегают на метаморфизованные осадки протерозоя, которые являются для них материнскими породами (питающей провинцией).

В живетских и франских песчаниках, в результате естественного обогащения, образовались местные очень крупные концентрации лейкоксена, часто совершенно чистого, плотного, однородного (без включений) и даже сохранившего свой призматический облик.

Так, в сильно глинистом кварцевом песчанике из песчано-глинистого горизонта франского яруса тяжелая фракция (уд. вес выше 2,9) составляет по весу 44%, а по своему минеральному составу это главным образом лейкоксен с примесью карбонатов и хлорита.

В табл. 3 приводится анализ почти совершенно очищенного от примесей лейкоксена (под микроскопом в отраженном свете — светлокремowego, почти белого, фарфоровидного).

Очевидно, вещество самого лейкоксена состоит из  $TiO_2$  и  $SiO_2$  в отношении 1 : 1, т. е. мы имеем  $TiO_2 \cdot SiO_2$  (aq).

Некоторый небольшой молекулярный избыток  $TiO_2$  в приведенном анализе связан с присутствием единичных зародышевых кристалликов брукита, образующихся в девонском осадке за счет зерен лейкоксена.

Большой интерес представляет образование в метаморфических сланцах Тимана лейкоксена — особого, не известного до сих пор состава. Лейкоксен этого типа произошел за счет разложения титанита, из которого при этом была вынесена вся известь.

Как известно, лейкоксен является собирательным термином, и непро-

Таблица 3

Химический состав лейкоксена с Южного Тимана

Окислы	Вес. %	Молек. число.
$SiO_2$	39,87	664
$TiO_2$	55,26	691
$Al_2O_3$	0,47	—
$Fe_2O_3$	0,50	—
$FeO$	0,01	—
$MnO$	0,06	—
$MgO$	0,07	—
$CaO$	0,73	—
Пот. при прок.	1,35	—
— $H_2O$	0,31	—
Сумма . . .	98,63	—

Аналитик Г. М. Балабанов

зрачные (фарфоровидные или землистые в отраженном свете) зерна и агрегаты, возникшие за счет поверхностного выветривания или гидротермального разложения титансодержащих минералов (ильменита, титанита, титаномагнетита и др.), по своему химическому составу относятся то к титаниту (гидротитаниту, титаноморфиту), то к гидроокислам титана (гидрорутилу или гидроанатазу, по химическому составу и рентгенометрическим данным). Коэн (Cohen) в 1875 г. рассматривал лейкоксен как окись титана, Розенбуш (Rosenbusch) в 1877 г. — как анатаз, а Фуке (Fouqué) в 1877 г. и Мишель-Леви (Michel-Lévy) в 1878 г. — как разновидность сфена.

Лазо (Lasaulx) в 1879 г. назвал титаноморфитом желтовато-белые зоны зернистого или волокнистого материала, окаймляющие кристаллы рутила (Lampersdorf в Силезии) и на основании химического анализа Беттендорфа пришел к выводу, что это вещество представляет собою чистый кальциево-титановый силикат. Этот титаноморфит он идентифицировал с белым землистым лейкоксеном, часто сопровождающим ильменит.

Крук и Джонс (Crook and Jones, 1904—1907) пришли к выводу, что лейкоксен, который образуется при превращении гейкилита, обычно состоит из аморфной двуокиси титана, а Мак Картни (McCartney, 1931) считал лейкоксен аморфным кальциево-титановым силикатом.

Койл (Coil, 1933) выделил из пермских песчаников Оклахомы лейкоксен и на основании оптических и химических исследований сделал заключение о том, что это аморфная гидроокись титана ( $\text{TiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ).

Тилер и Марсен (Tyler and Marsden, 1938) получили порошковые рентгенограммы для десяти лейкоксенов из различных сланцев, песчаников, кварцитов, гнейсов и конгломератов; исследование это показало, что девять образцов имеют решетку рутила и один — решетку анатаза.

Анализы ряда лейкоксенов с Украины показали их состав из  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (при полном отсутствии  $\text{FeO}$ ), причем содержание их изменяется обратно пропорционально:  $\text{TiO}_2$  от 68,7% до 94,8%, а  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  соответственно от 26,2% до 2,4%; рентгеновская структура близка к типу рутила. Лейкоксены обычно оптически изотропны, но иногда они обнаруживают двупреломление в пределах 0,036—0,040. Исходными минералами этих лейкоксенов были, по видимому, ильмениты (Дядченко и Хатунцева, 1954).

Исследованный нами лейкоксен по химическому составу представляет промежуточное образование между типом титанита и типом рутила, имея простое стехиометрическое отношение слагающих его окислов. Можно думать, что мы здесь имеем одну из стадий последовательного разложения титанита, а также, что могут быть члены этого ряда с некоторым остаточным содержанием  $\text{CaO}$ , или с частичной потерей и  $\text{SiO}_2$ , когда в «лейкоксене» описанного нами типа (при  $m\text{TiO}_2 \cdot n\text{SiO}_2$ )  $m > n$ .

Рассмотренная химическая природа лейкоксена связана в основном с метаморфическими условиями, но, попав в зону девонского осадконакопления, минерал этот в новой физико-химической обстановке, в условиях диагенеза осадка, подвергся дальнейшим превращениям. В прибрежной зоне девонского моря, в песчаных осадках повысился (сравнительно с метаморфической породой) окислительный потенциал (Eh) и, по видимому, несколько повысилась концентрация водородных ионов (произошло снижение pH). Это стимулировало разложение  $(\text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2)$ —соединения на простые составляющие компоненты: кремнезем переходил в раствор, а двуокись титана формировалась в решетку брукита или анатаза, мельчайшие и мелкие прекрасные кристаллики которых нарастали на губчатых зернах и обломках лейкоксена, имеющих в этих случаях обычно очень неровную, бугристую поверхность (Сердюченко и Добротворская, 1949).

Аутигенные кристаллы брукита в проходящем свете совершенно прозрачны, обнаруживают алмазный блеск, бесцветны, а иногда светлокорицевые или розоватые.

Встречаются три разновидности ромбических форм брукита: пирамидальная, призматическая (и пирамидально-призматическая) и табличатая.

Табличатые кристаллы по (100) имеют спайность по призме (110), трещинки которой иногда под прямым углом пересекаются едва заметной спайностью по (001). Брукит в виде трех табличатых кристаллов, срощившихся между собою и с лейкоксеном (материнским), изображен в табл. X, 1 и 2.

Клиновидные (пирамидальные, призматически-пирамидальные) кристаллы брукита изображены в табл. X, 7, 8, 9, 13, 15.

Грани а (100), 1, m (110) и близкие им (вицинального типа) срезаются гранями пирамиды (e) и призм или диэдров (типа t и других), причем почти всегда присутствует пинакоид (001). Вдоль призмы (110) наблюдаются сильная вертикальная штриховка, а также трещинки спайности. Очень часто встречаются простые двойники, с плоскостью срастания (010) — (табл. X, 7 и 10).

Призматические удлинённые кристаллы имеют спайность по (110), вертикальную штриховку и слабо развитые доломитические верхушки (табл. X, 8, 11, 16).

Все кристаллы (как правило, с резко очерченными углами и гранями) вырастают из зерен и комков губчатого непрозрачного или полупрозрачного лейкоксена. Несомненно, что кристаллы брукита образовались на месте в условиях диагенеза в уже сформировавшемся осадке, при превращении его в осадочную породу, — иначе они были бы отломаны от лейкоксена при переносе. Кристаллы брукита, оторванные от материнского лейкоксена при лабораторной обработке, в местах соприкосновения с ним имеют зернисто-шершавую поверхность (табл. X, 11).

Двупреломление и светопреломление минерала очень высокие. Интерференционная фигура на плоскостях (100) с выходом острой положительной бисектрисы четкая с  $2E=40-45^\circ$ ; очень сильная дисперсия оптических осей и индикатрисы. При скрещенных николях кристаллы, как правило, не гаснут полностью, причем интерференционная окраска их изменяется от пурпурной, малиновой до голубой, синеватой (при толщине таблиц 0,02—0,025 мм). В связи с оптическими аномалиями (Икорникова, 1946), в продольных по (100) разрезах удлинённо-клиновидных кристаллов при скрещенных николях наблюдается секториальная симметрично-диагональная интерференционная окраска кристаллов (псевдодвойники).

Аутигенные кристаллы анатаза, как и кристаллы брукита, вырастают на зернах лейкоксена. В большинстве случаев это — таблички по (001) изотропные в этом сечении, совершенно прозрачные, свежие и бесцветные. Трещинки спайности по призме располагаются под прямым углом. Некоторые кристаллы имеют частично шершавую (разъеденную?) поверхность, другие — зональный облик от чередования гладких прозрачных и шершавых зон (табл. X, 3—5). Довольно часто наблюдаются кристаллы (табл. X, 6), состоящие из базисных табличек в параллельном срастании.

На аутигенные анатаз и брукит «из девонских песчаниково-кварцевых конгломератов Тимана» указывает и И. А. Преображенский (1941).

Значительный интерес представляет также то обстоятельство, что в ряде случаев на таких же брусках и неправильных комках лейкоксена, но совершенно отдельно от новообразований брукита или анатаза, произошло образование своеобразных уплощенных гладких конических выростов чистого водяно-прозрачного кварца. Новообразования этого кварца выросли из лейкоксена то в виде отдельных зубцов со слабо округленными верхушками или небольших их групп, то (чаще) сформировали при этом целые ряды («пипочки»), в которых отдельные конические инди-

виды кварца или располагаются строго в один ряд, или кулисообразно заходят друг за друга.

Очевидно, в условиях донного ила, местами со значительным накоплением органического вещества, создававшего при своем медленном частичном окислении восстановительную и кислую среду, происходило дальнейшее разложение «титанитового остатка», т. е. уже лишнего  $\text{CaO}$  «титанита». В этих условиях (вероятно, при pH, близкой к 5,5—6) происходило новообразование кварца (из  $\text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ —соединения, когда  $\text{TiO}_2$  удерживался в растворе или уносился).

При несколько более щелочной среде (pH около 6,5—7,5) в илах девонского моря (при разложении лейкоксена) формировались прекрасные кристаллики брукита и анатаза (за счет  $\text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ —соединения, когда  $\text{SiO}_2$  сохранял еще значительную подвижность и удерживался в растворе).

Б. Б. Полюнов (1934) отмечал, что титан, принадлежащий к одной группе с кремнием, отличается от последнего более металлическим характером, что «особенно наглядно в щелочной реакции, которую обнаруживает природная окись титана — рутил ( $\text{TiO}_2$ ), в противоположность кислой реакции кварца».

## 6

Мы рассмотрели историю титана и некоторых титановых минералов: а) в древнем осадочном цикле протерозоя, б) в последующих условиях прогрессивной и регрессивной метаморфизации этих пород и в) в новом осадочном цикле, после разрушения, переноса и отложения части осадочно-метаморфической толщи в прибрежной зоне девонского моря.

Первоначальное накопление титана произошло здесь в древних глинистых, известково-глинистых и углисто-глинистых осадках и генетически, очевидно, было связано с сорбцией титана из молекулярных и коллоидальных растворов глинистыми (тонкодисперсными) частицами, а также с концентрацией в организмах и в органической массе илистого осадка.

Когда протерозойские осадки были смяты (местами очень сильно) в складки и регионально метаморфизованы, в зависимости от исходного материала осадочных пачек и свит, от степени и характера их метаморфизма, образовались различные по минеральному составу и структуре метаморфические сланцы, в том числе слюдясто-хлорито-кварцевые, местами сильно известковистые и графитизированные, с обильным содержанием порфиробластов титанита и неравномерным распределением идиобластов биотита, граната и мусковита. Под влиянием псевдогидротерм и воздействия последующей гранитной интрузии, подстилающей сланцы, а в ряде мест проникающей в них и на относительно высокие гипсометрические уровни, произошла значительная ретроградная перекристаллизация метаморфических сланцев: титанит порфиробластов был почти полностью и повсеместно лейкоксенизирован, биотит и гранат были замещены хлоритом, мусковит — мелкоагрегатной серицитовой слюдкой.

При лейкоксенизации титанита из него была вынесена частично или полностью известь, так что состав этого лейкоксена в основном отвечает соединению  $\text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2$ .

Местами этот освобожденный из решетки титанита кальций выделился в виде кальцита в пределах контуров материнского кристалла титанита или частично за пределами порфиробласта. В ряде случаев (очевидно, при большей местной интенсивности гидротермального воздействия) происходило полное разложение титанита с выделением кальцита (за счет  $\text{CaO}$ ), кварца (за счет  $\text{SiO}_2$ ) и рутила — анатаза (за счет  $\text{TiO}_2$ ). Вполне

возможно, что иногда это разложение происходило последовательно: в первую стадию образовался лейкоксен (и кальцит, остающийся на месте или уходящий с растворами), а потом, при повторном гидротермальном импульсе, лейкоксен разлагался на желто-красный бесформенно-сгустковый анатазоподобный минерал и кварц.

Кроме этого распада материнского минерала с образованием сложных полиминеральных псевдоморфоз, некоторые пачки титанитовых метаморфических сланцев на отдельных своих участках обнаруживают метасоматическое замещение лейкоксенизированного титанита ильменитом, хлоритом, ильменитом и хлоритом одновременно, в связи, очевидно, с активностью магниезиально-железистых растворов и местными перемещениями глинозема (может быть собирательная перекристаллизация хлорита).

Отметим, что все минералы, замещающие титанит (кальцит, ильменит, лейкоксен, кварц, анатаз-рутил, хлорит и др.) имеют рН (истирания) меньше, чем у титанита ( $pH=9$ ). Можно поэтому заключить, что гидротермальные растворы, вызвавшие (в условиях ретроградного метаморфизма) разложение и замещение титанита, были подкисленными, например, углекислыми.

Перемещенные в песчано-глинистые осадки девонского моря лейкоксены метаморфических сланцев подверглись диагенетическому разложению, но при этом за счет  $TiO_2 \cdot SiO_2$  = соединения в одних случаях образовались водяно-прозрачные зубчатые выросты кварца (окись титана выносилась), а в других — прекрасные прозрачные кристаллики брукита и анатаза, а не оранжево-красные бесформенно-агрегатные метаколлоидальные с сильно изменчивой оптической активностью выделения, как при гидротермальном разложении титанита в метаморфических сланцах.

## Глава 2

### БОРНЫЕ СИЛИКАТЫ В НЕКОТОРЫХ ДРЕВНИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ

#### 7

Минеральным носителем бора в хлорито-слюдисто-кварцевых метаморфических сланцах Южного Тимана является турмалин, образующий в породе микроскопические призмочки (столбики). Размеры этих столбиков колеблются в довольно узких пределах, например:  $0,07 \times 0,02$ ;  $0,15 \times 0,02$ ;  $0,1 \times 0,02$  мм, а отношение ширины кристалликов к их длине обычно находится в пределах 1:6—1:12, чаще всего 1:8 (табл. XI).

Ориентировка столбиков турмалина — безразличная к сланцеватости метаморфических пород: параллельная, поперечная или косая (под разными углами).

Наблюдалась преимущественная приуроченность турмалина к слюдисто-сланцевым, в меньшей степени к слюдисто-кварцитовым (тонко переслаивающимся между собою) слойкам; нам удалось подметить многочисленные случаи, когда разно ориентированные столбики турмалина (в относительно повышенном количестве) расположены в графитизированных слюдистых микрослоях — бывших углисто-глинистых осадках, богатых органическими остатками тонко отмученных илах. Описанные в геологической литературе длиннопризматические, почти игольчатые кристаллики и розетковидные сростки турмалина, аутигенно образовавшегося в глинах и песках, вполне согласуются с нашим мнением о первич-



ной концентрации бора в древних осадках с последующим метаморфогенным образованием турмалина в слюдисто-графитовых и в кварцитовых (с примесью хлорито-серицитового материала) микрослоях южнотиманских протерозойских сланцев.

Как известно, аутигенные короткопризматические или игольчатые кристаллики турмалина довольно широко распространены в глинистых, песчаных и карбонатных (не метаморфизованных) осадочных породах [см. Alty (1933), Stow (1932), Boswell (1933), Déverin (1934), Pettijon (1949) и др.].

Упоминания об аутигенном турмалине в каменноугольных осадках Донбасса имеются также в работах Н. В. Логвиненко (1944, 1952).

Рао (Rao, 1952) описал аутигенный турмалин, нарастающий на обломочных зернах турмалина в осадочных породах верхней Гондваны (вблизи Мадраса), причем эти новообразования турмалина приурочены только к Satyavedu-горизонту и могут иметь корреляционное значение.

Бертуа (Berthois, 1939) в современных осадках Средиземного моря, вблизи испанских берегов, обнаружил мельчайшие, очень хорошо ограниченные призмочки турмалина, который (вопреки мнению самого автора) безусловно является аутигенным.

Для докембрийских пород южной Финской Лапландии Сахама (Sahama, 1945) отмечает, что «. . . В кварцитах и окварцованных сланцах при достаточной концентрации бора в породе во всех случаях появляется турмалин в виде небольших, но изящных кристалликов, расположенных в массе чешуек серицита между отдельными зернами кварца. . . » Среди изученных этим автором осадочных пород наибольшим содержанием бора (до 0,1%  $B_2O_3$ ) отличаются богатые глиноземом (около 24%  $Al_2O_3$ ) глинистые сланцы, отчасти филлиты, содержащие графит, сульфиды и окислы железа.

М. Е. Яковлева (1953) описала с восточного склона Урала элювиальные глины, образовавшиеся в результате выветривания нижнепалеозойских серицитовых и кварцево-серицитовых сланцев. В этих глинах имеются идиоморфные призмочки «явно аутигенного» турмалина размером до  $0,1 \times 0,02$  мм, со светопреломлением  $N_g = 1,638$  (1,646);  $N_p = 1,615$  (1,621);  $N_g - N_p = 0,023$  (0,025); впрочем, генетическая природа этих турмалинов, по нашему мнению, требует еще дополнительных исследований.

Региональное распространение турмалина в кристаллических парасланцах острова Ман, где его зеленые планкоподобные идиоморфные кристаллики ассоциируют с хлоритом, мусковитом, кордиеритом, ставролитом, алмандином, биотитом и др. и нередко представляют собою господствующий или один из главных породообразующих минералов (вплоть до почти мономинеральных турмалиновых пород), без достаточных оснований объясняется процессами «борного метасоматоза», связанного с присутствием в этом районе гранитов (Foxdale granite) (Gillot, 1955). Эту точку зрения еще раньше высказал Гуттон (Hutton, 1939), который региональное равномерное распространение турмалина на участках, удаленных более чем на 120 км от известных выходов гранитов, генетически связывал с деятельностью бороносных магматических растворов.

Однако Ламплю (Lamplugh, 1903) справедливо отрицал какую-либо зависимость между Фоксдальскими гранитами и турмалинами на том основании, что последние настолько далеки от гранитов, что не могут быть генетически с ними связаны.

В свете приведенных нами соображений и фактов, мы должны рассматривать турмалиновые сланцы с острова Ман как метаморфизованные древние борсодержащие осадки. Турмалиновые же жилы в гранитах и вблизи гранитов являются результатом перекристаллизации и местного пере-

мещения борсодержащих минералов под влиянием поздней гранитной интрузии.

Н. А. Елисеев (1938) для рудного Алтая описывает, в частности, при-контактовые (локальные) явления диафтореза и связывает их «с поздне-магматической или постмагматической деятельностью эруптивов, принимавших участие в формировании кристаллических сланцев». Эта деятельность, по автору, проявилась и в «новообразованных игольчатых кристалликов турмалина», которые, располагаясь внутри милонитов и ультрамилонитов катакластических гнейсов, не несут на себе никаких следов дробления и нередко располагаются вкось или поперек к сланцеватости пород.

В связи с этим мы должны отметить, что случаи согласной, косой или поперечной ориентировки столбиков турмалина широко распространены и в сильно смятых и гофрированных метаморфических сланцах Южного Тимана, изучавшихся нами в 1940—1942 гг., Малого Хингана (Афанасьев, 1939) и в других мастах; подобную же (согласную или несогласную со сланцеватостью) ориентировку иногда имеют и призмовидные кристаллы ставролита и вытянутые пластинки биотита. . . Однако эти обстоятельства сами по себе не могут служить бесспорным доказательством привноса, например, борных эманаций со стороны магмы, а являются только указанием на относительно длительный период кристаллизации иголок и столбиков турмалина: некоторые его кристаллики образовались в период сдвливания (стресса) и были ориентированы по сланцеватости, перпендикулярно к давлению, другие — росли в условиях затухающего (слабого) или совсем прекратившегося тектонического воздействия и выросли косо или перпендикулярно к сланцеватости. Однако источником бора и других компонентов могут быть (и во многих случаях действительно были) сами осадочно-метаморфические породы, тектоническое сдвливание которых, местное измельчение и послойное перетирание, подогрев и активирование внутрипоровых растворов и т. д. стимулировали здесь концентрацию вещества и метаморфогенное минералообразование.

Напомним, что Эскола (Escola, 1932) миграцию и перетолжение при метаморфизме вещества, заимствованного из окружающих масс, называет метаморфической дифференциацией.

Интересно отметить, что призмочки турмалина разбросаны по всей толще протерозойских сланцев Тимана; они имеются даже в совсем слабо метаморфизованных зонах, где перекристаллизацией едва затронуты углисто-глинистые и песчаные (кварцевые) слои.

В зонах более высокой метаморфизации преимущественного развития турмалиновых столбиков вблизи гидротермальных кварцево-альбито-микроклино-мусковитовых микрожилок наблюдать также не удалось.

Большой интерес представляет тесная генетическая связь турмалина с биотитом в некоторых биотитовых сланцах, в ороговикованных биотитовых кварцитах (вокруг гранитных интрузий) и парагнейсах. Призмы зеленовато-бурого турмалина здесь нередко или включены в пластинки биотита полностью или только частично, вырастая из них в сторону основной массы сланца, или своеобразным «роем» окружают чешуи биотита. Очевидно, что перекристаллизация и замещения этого рода связаны с воздействием гранитных инъекций и пневмато-гидротермальных выделений на борсодержащие минералы осадочного происхождения. Характер соотношений биотита и турмалина близок здесь к процессам замещения турмалином биотита в пегматитах (в результате связывания с бором железа, магния, щелочей, ОН-групп и др., необходимых для формирования биотита).

В. И. Вернадский и С. М. Курбатов (1936) отмечают, что образование турмалина в метаморфических породах (турмалиновых сланцах) является

результатом регионального метаморфизма с образованием турмалина из слюды.

О. О. Баклунд (1929) для гранато-кордиеритового парагнейса с Таймыра указывает, что нередко около биотита встречаются короткие толстые призмы бурого турмалина. Последний часто располагается явно преимущественно среди биотитовых струй.

Почти все турмалины (подавляющее их большинство) из южнотиманских сланцев являются микроскопически полихромными. Окраска распределена в кристаллах неодинаково и в общем неравномерно. Можно отметить следующие случаи:

а) кристаллы турмалина относительно ровно окрашены в буро-зеленый цвет;

б) кристаллы турмалина на общем светлом буровато-зеленом фоне имеют пятна более густой бурой окраски;

в) кристаллы турмалина (изредка) имеют внутреннюю зеленую зону, вытянутую вдоль призмы, а вся остальная часть (периферическая и верхний ромбоэдрический конец) окрашена в желто-бурый цвет;

г) очень часто (обычно) ромбоэдрическая верхушка с прилегающей частью призмы окрашены в буро-желтый цвет, а нижняя часть призмы — в зеленый;

д) изредка средняя треть призмы окрашена в зеленый цвет, а ромбоэдрическая головка с прилегающей частью призмы и нижняя треть призмы с базисным или неправильным окончанием имеют желто-бурю окраску;

е) иногда столбик турмалина четкими границами разделен на три части: верхушка с острым ромбоэдром окрашена в коричневый цвет, середина — в зеленый, нижняя часть — в светложелтый;

ж) в редких случаях можно наблюдать иную трехцветную окраску: верхушка — зеленовато-бурая, средняя часть — голубая, нижняя — сиренево-фиолетовая;

з) некоторые (очень редкие) утолщенные черно-бурые, с вицинальной призматической штриховкой, призмы турмалина по своей более темной окраске и облику отличаются от обычных правильных зеленовато-коричневых столбиков этого минерала.

Как известно, эта неравномерность в окраске связана с неодинаковым химическим составом отдельных частей одного и того же индивидуума<sup>1</sup>.

Кристаллографически гемиморфные призматические кристаллы турмалина имеют сильно развитую тригональную призму, увенчанную сверху острым ромбоэдром, а снизу тупым ромбоэдром с пинакоидом или одним только пинакоидом. Нередко встречаются поперечные к удлинению по призме трещины. В результате вторичных изменений, по турмалину развиваются новообразования редких слюдястых пластинок. Столбики турмалина только в очень редких (единичных) случаях образуют параллельные по призме сростки трех-четырёх индивидов, одинаково ориентированных, и еще реже — коленчатые двойниковые сростки (типа рутила) по ромбоэдру (10 $\bar{1}$ 1) под углом 60—62°.

Исследования обычных буровато-зеленых турмалинов в иммерсионных препаратах показали:  $N_m = 1,664$ ;  $N_p = 1,630$ ;  $N_m - N_p = 0,034$ .

Величина двупреломления, определенная кальцитовым компенсатором типа Берека, колеблется в пределах 0,030—0,037.

Все столбики турмалина развиты по  $N_p$  и прямо угасают. Оптические свойства указывают на железистый тип и на принадлежность минерала к шерлам.

<sup>1</sup> Ср. работы о полихромных турмалинах К. К. Матвеева (1946) и М. М. Сливко (1952); Т. Н. Агафонова (1947) показала явную зависимость цвета от состава турмалина.

Большой интерес представляет широкое развитие турмалино-полевошпатовых кварцитов и богатых турмалином амфиболо-пироксено-скаполитовых и турмалино-плагиоклазо-эпидитовых пород в архейских осадочно-метаморфических толщах южной Якутии.

Турмалин как существенная составная часть полевошпато-турмалиновых кварцитов известен на Алдане в бассейнах рек Леглиера и Амедици. Турмалино-кварцевые породы своими мощными выходами занимают в районе ручья Медвежьего так называемую «Турмалиновую горку». Они весьма богаты зелено-черным призматическим турмалином, форма и размеры которого колеблются от микроскопических призмочек и тонких коротких игол до кристаллов толщиной в несколько миллиметров и длину в 0,5—1—2 см, а местами это довольно крупные кристаллы (около 1 см в поперечнике) в виде хорошо образованных тригональных призм с низкими (тупыми) ромбоэдрическими верхушками и характерной продольной штриховкой призматических, слегка закругленных граней (табл. XII, 1).

В шлифах и в иммерсионных препаратах нами определено, что у этого турмалина  $Nm=1,662 \pm 2$ ;  $Np=1,636 \pm 2$ ;  $Nm-Np=0,026$ ; минерал одноосный и оптически отрицательный; обнаруживает сильный плеохроизм — от почти черной, темнозеленой окраски по  $Nm$  до светлой зеленовато-желтой по  $Np$ .

Турмалиновые кварциты, часто тонко- или грубослоистые, с полевым шпатом, местами с кордиеритом и силлиманитом, залегают здесь в ядре синклинальной (мульдообразной) складки, осложненной местными разрывами и сложенной силлиманитовыми кварцитами, мелкозернистыми параамфиболитами (местами с тонкой магнетитовой вкрашенностью), различными диопсидо-скаполито-амфиболовыми метаморфическими породами, магнетитсодержащими пачками, мраморами и кальцифирами, биотито-графитовыми и другими парагнейсами. Породы эти согласно в общем пластуются и перепластовываются между собой и по своему составу и условиям залегания явно относятся к осадочно-метаморфическим образованиям. Минеральный состав турмалиновой породы, ее текстура с равномерным в общем распределением турмалина по всей поверхности выходов, но часто с кучными и струйчатыми его выделениями в агрегатно-кварцевой массе (с извилисто-зубчатыми границами кварцевых зерен), непосредственная связь турмалиновых кварцитов с силлиманитовыми кварцитами — позволяют определенно и положительно решать вопрос о происхождении этого турмалина за счет метаморфизации богатых бором древних (лагунных или прибрежно-морских) глинисто-песчаных осадков.

Большой диапазон в размерности кристаллов турмалина и имеющие здесь место жиллообразно-струйчатые и гнездовидные выделения крупнозернистого турмалина и кварца говорят о частичной перекристаллизации породы и, в частности, о процессах местного перемещения и собирательной кристаллизации турмалина под влиянием гидротермальных растворов со стороны более поздних, широко распространенных интрузий древних аляскитовых гранитов, которые рвут осадочно-метаморфические архейские породы, обильно пронизывают их своими жиллообразными отщеплениями, частично вплавляют и ассимилируют их.

Роль пневмато-гидротермальных растворов (генетически связанных с лейкократовыми гранитами) в перемещении и концентрации борсодержащих минералов дополнительно подтверждается и иллюстрируется наличием кварцево-турмалиновых ветвящихся жил (10—50 см мощностью), явно секущих диопсидовые породы этой же осадочно-метаморфической толщи в районе между ручьем Гематитовым и речкой Тин (наблюдения

М. И. Каденской и Е. П. Леоновой в 1953 г.). Кварцево-турмалиновые жилы, генетически связанные с гранитами, известны и в областях западного Узбекистана, где значительным содержанием бора характеризуются верхнесилурийские сланцы (Абдуллаев, Исамухамедов и Хамрабаев, 1953). Химические анализы показывают, что углистые слюдисто-кварцевые сланцы (с андалузитом, силлиманитом, ставролитом) содержат от 0,05 до 0,40%  $B_2O_3$ , хотя не обнаруживают турмалина даже микроскопически или только явно в виде стресс-минерала. Некоторые доломитизированные слабомарганцовистые известняки этой же области содержат 0,3—0,6%  $B_2O_3$ . Авторы обоснованно считают, что после ассимиляции магмой слюдястых сланцев, от которых уцелели только ксенолиты в средних частях интрузива и узкая полоса по окраинам массива, в магму перешел, наравне с другими элементами, и бор. Бор этот, по упомянутым авторам, частично отложился в гранитах и аплитах в виде рассеянных зерен турмалина, а главным образом обогатил собою постагматические растворы и отложился в кварцево-турмалиновых жилах и в зонах турмалинизации (с альбито-кварцево-мусковитовыми оторочками).

Широкое развитие кварцево-гурмалиновых жил и масс (свыше 1,5 м в диаметре) известно и в типичном осадочно-метаморфическом докембрийском комплексе Ван Горн, в Тексасе. Тонкие иглы турмалина-шерла образуют скопления в кварце, к которому местами примешан и розовый полевой шпат (микроклин). Важно при этом отметить, что турмалин такого же типа (или менее железистый) входит в состав и некоторых параамфиболитов и кварцитов этого же района, где имеются и секущие пегматитовые жилы, отщепившиеся, повидимому, от глубинного гранитного тела (King and Flawn, 1953).

Турмалиновые кварциты известны также (Митич, 1946) по западным притокам р. Алдана, в бассейне р. Амедичи. По среднему течению этой реки, в пределах иенгрской серии, мощность кварцитов достигает 1000 м и среди них установлен турмалино-кварцитовый (маркирующий) горизонт мощностью 25—30 м. Горизонт этот прерывисто прослеживается на протяжении около 70 км и характеризуется обильным содержанием турмалина. Последний образует в кварцитах тонкие мелкокристаллические прокладки-полоски и прослойки, достигающие 2—3 см толщины. По описанию Г. Б. Митича, пропластки турмалина и кварцита обычно чередуются между собою довольно отчетливо, а там, где это чередование становится неясным, кварциты обогащены весьма мелкокристаллическим турмалином и становятся от этого темносерыми.

В бассейне Амедичи кристаллы турмалина (из кварцитов) короткостолбчатые, правильные; по длинной оси имеют обычно не более 0,6 мм. Плеохроизм их резкий: Nm — густозеленый, Np — бледножелтый, почти бесцветный; Nm—Np=0,022; минерал развит по Np, одноосный, оптически отрицательный.

Спектральные исследования этого турмалина, выполненные С. А. Боровиком, показали постоянство его состава: очень сильные линии кремния, алюминия, магния и бора, также линия галлия выше средней интенсивности.

Автор считает минерал дравитом, образовавшимся гидрохимическим путем из существенно магниезальных осадочных боратов, причем формирование дравита шло «метасоматически» с привлечением кремния и алюминия из вмещающих полевошпатовых кварцитов (Митич, 1946).

Оптические свойства и отсутствие на спектрограммах турмалина из бассейна Амедичи линий железа показывают, что исследованный нами турмалин из турмалиновых кварцитов в бассейне Леглиера (руч. Медвежий) представлен более железистой разновидностью, занимающей промежуточное положение между дравитом и шерлом.

В бассейне Леглиера турмалиновые образования встречены нами в непосредственной связи с амфиболитами и диопсидо-амфиболовыми метаморфическими породами.

В районе ручья Медвежьего (обр. 116 и 118, 1950 г.) в непосредственной близости от магнетито-диопсидо-слюдяных пород крупные (до нескольких сантиметров в длину) и мелкие темнозеленые кристаллы турмалина заключены в зеленой диопсидовой среднезернистой породе с жилковатыми (струйчатыми) выделениями мелкочешуйчатого флогопита. В микроскопических препаратах видно, что турмалиносодержащая порода представлена в основном бледнозеленым неплеохроичным диопсидом ( $CNg = 40^\circ$ ), который почти повсеместно с краев и внутри зерен частично (пятнисто) замещен зелено-синей роговой обманкой ряда паргасит—гастинсит. Здесь же — крупные кристаллы турмалина с сильным плеохроизмом от темного сине-зеленого, почти черного по Nm, до светлолилового по Np. Он имеет резкую границу с пироксеновой массой, но сам местами представляет брекчиевидный агрегат неправильно-угловатых участков с одинаковой оптической ориентировкой, погруженный в разъедающую его (и пироксен) светложелтую тонковолокнисто-чешуйчатую массу (серпентино-хлоритового типа с низким двупреломлением, нередко с аномальными индигово-синими цветами интерференции).

Здесь же имеются выходы (обр. 118) почти мономинеральной рогово-обманковой породы (амфиболита) с разно ориентированными призматическими светлозелеными кристаллами амфибола длиной от 3 до 15 мм. Простым глазом в этой породе можно наблюдать плоские пятна и прерывистые темнозеленые турмалиновые полосы.

Под микроскопом видно, что сине-зеленая обыкновенная роговая обманка сильно плеохроирует: Ng — зелено-голубой, Nm — зеленый, Np — зеленовато-желтый;  $CNg = 26-32^\circ$ ; оптически двуосна и отрицательна.

Среди относительно крупных зерен амфибола неравномерно разбросаны неправильно-пятнистые вкрапления магнетита.

Турмалин (Nm — темный сине-зеленый, Np — светлый коричнево-желтый) представлен то сплошным мономинеральным агрегатом округло-угловатых неправильных зерен, то вдоль границы с амфиболитом образует округлые и овальные зерна внутри амфиболовых кристаллов и в промежутках между ними. С другой стороны, в зоне этого же шва (между турмалиновой и амфиболовой породами) довольно много кристаллов амфибола заключено внутри турмалинового агрегата. Соотношения минералов говорят здесь о совместной кристаллизации диопсида, турмалина и амфибола из древних магнезиально-кальциевых карбонатных (и мергелистых) пород и магнезиально-борных (лагунного происхождения) осадков в условиях регионального метаморфизма. Подмесь турмалина к амфиболу и, наоборот, амфибола к турмалину вдоль соприкосновения двух мономинеральных слоев (амфиболового и турмалинового) может быть унаследованной от первичного перемешивания осадочного материала или возникла в условиях диагенеза под влиянием диффузии и инфильтрации в зоне соприкосновения различных по составу осадков.

В этой же зоне (обр. 19, 26, 1950 г.) имеются амфиболо-пироксено-скаполитовые породы с турмалином, а также турмалино-плаггиоклазовые участки, проникнутые кварцево-полевошпатовыми мелко- или крупнозернистыми жилками. В непосредственном соседстве с этими инъекционными жилками видны тонкозернистые и крупнокристаллические выделения светлозеленого скаполита, мелкие, значительные и очень крупные (до 10 см высотой) кристаллики и кристаллы черно-зеленого турмалина, выделения пирита

(нередко среди скаполита), а также зернистые скопления и крупные монокристаллы магнетита (до 1,5 см в поперечнике).

Под микроскопом видно, что турмалин сильно плеохроирует (от черно-зеленого по Nm до светлокоричневато-желтого по Np), образует неправильные по форме и различные по размерам зерна, включенные в более крупные монокристаллы скаполита или тесно взаимно прорастающие с его крупнозернистыми агрегатами. Разобщенные между собою турмалиновые участки имеют нередко одинаковую оптическую ориентировку, т. е. в ряде случаев мы имеем своеобразные и сложные (пегматоидные) прорастания и сростки монокристаллов турмалина со скаполитом.

Подобные же (с пегматоидным своеобразным рисунком) прорастания имеют место между турмалином и полисинтетически сдвойникованным микроклино-микропертитом, явно заместившим здесь скаполит.

Эти диопсидо-амфиболовые и скаполито-турмалиновые метаморфические парапоры рассекаются жилками пегматито-аплитов. Зерна кварца, ортоклаза и микроклина местами частично замещают скаполит, разрывают и захватывают зернышки диопсида, скаполита и турмалина. Последний местами образует и неправильно-вытянутые агрегатные включения среди мозаично-кварцевых жилок.

Между тонкозернистыми диопсидо-роговообманковыми породами с идиоморфными зернами и неправильно-рассеянными вкраплениями магнетита (обр. 148<sup>1</sup>, 1951 г.) и непосредственно к ним примыкающим средне-чешуйчатым флогопитовым слюдитом проходят тонкие (по несколько сантиметров толщиной) прослой почти мономинеральной турмалиновой породы (обр. 148, 1951 г.). Она состоит из сильно плеохроичного (от темного зеленовато-синего по Nm до светлоглубоватого, почти бесцветного по Np; одноосного, оптически отрицательного) турмалина, трещиноватого, в округлых или угловато-неправильных зернах от 5—2 до 0,3—0,05 мм в поперечнике.

Флогопитовые едва кремовые пластинки ( $-2V=0^\circ$ ) разбросаны среди турмалина у его контакта со слюдитом; главным образом они вытянуты вдоль явных или капиллярных (потенциальных, микроскопических) трещинок в турмалиновом агрегате; нередко они образуют радиально-лучистые секториальные выделения в порах турмалиновой породы. Неправильные одиночные зернышки турмалина местами включены в пластинках флогопита, а иногда можно видеть в тонкоспайных разрезах слюды своеобразные «просечки», состоящие из прямолинейно вытянутых поперек спайности мелких (0,01—0,006 мм) неправильных зернышек турмалина.

По речке Тин имеются (обр. 185, 1951 г.) такие же почти мономинеральные турмалиновые прослойки среди диопсидо-амфиболо-скаполито-магнетитовых пород, или турмалин входит в состав этих последних в качестве сингенетического (метаморфоженного) минерала.

Таким образом, турмалин в тесной ассоциации и прорастании с амфиболо-пироксеновыми минералами и со скаполитом, в сопровождении магнетита и более позднего флогопита обнаружен нами на протяжении многих километров в составе полосы метаморфизованных архейских осадков из верхних горизонтов иенгрской кристаллически-сланцевой серии. Сам турмалин имеет здесь характер минерала, сингенетического другим породообразующим минералам (пироксенам, амфиболам, скаполиту и др.); он образовался, очевидно, за счет глубокой метаморфизации борсодержащих древних осадков.

Исключительный интерес представляют обнаруженные в 1953 г. в этой же зоне (ручей Медвежий — ручей Гематитовый) мощные пачки турмалиноносных пород, прослеженные пока на протяжении около 5 км

и подчиненные одному и тому же горизонту осадочно-метаморфической серии.

Турмалиносодержащие пачки мощностью в несколько десятков метров состоят в основном из амфиболо-пироксенового материала, и среди них расположены то тонкие (в несколько сантиметров), то более мощные (до 30—50 см) пластобразные, раздувающиеся и выклинивающиеся слои и прослойки сильно обогащенных турмалином пород. Последние многократно перемежаются с магнезиально-кальциевыми силикатными породами и на 30—95% состоят из мелких кристаллических зернышек и кристалликов черного, сильно блестящего турмалина. Размеры его неделимых колеблются от 0,1—0,3 до 0,5—0,7 мм, а в отдельных участках и прослойках достигают даже 5—6 мм в длину.

Турмалино-диопсидовая порода (обр. С-3231, 1953 г.) состоит под микроскопом из равномерно распределенных обоих минералов. И диопсид, и турмалин образуют более или менее крупные (от 0,04—0,07 до 0,5—1,0 мм в поперечнике) зерна и агрегатные скопления, пятна, микрополоски, причем минералы явно одновременны, а нередко в крупных кристаллах бесцветного в шлифе диопсида содержатся мелкие включения турмалина, плеохроирующего от темного синевато-зеленого по Nш до светлого розовато-коричневого по Np (табл. XIII, 1 и 2).

В зальбандах этой турмалино-диопсидовой осадочно-метаморфической породы находится такая же диопсидовая порода, но подвергшаяся (явно более поздней) флогопитизации. Флогопит в виде мелких и крупных пластинок и агрегатных сростков, с плеохроизмом от светлого красновато-коричневого (Ng) до бледножелтого (Np) пронизывает струйками и ветвящимися полосками диопсидовую массу, замещает диопсид; остаточные участки его нередко заключены в флогопите. Внутри последнего имеются прозрачные и чистые таблицы апатита, а также мелкие минеральные ядрышки, окруженные плеохроичными ореолами.

Бликий характер имеет и диопсидо-турмалиновая порода (С-3279, 1953 г.), в которой турмалин образует тесные сростания и взаимные прорастания с диопсидом, вытянутые тонкими полосками среди диопсидовой агрегатной массы, включающей разложенные (мусковитизированные, эпидотизированные и альбитизированные) зерна и кристаллические сростки полевых шпатов (табл. XII, 2).

Некоторые диопсидо-турмалиновые породы (обр. С-3286, 1953 г.) имеют тонкополосчатое строение с чередованием почти мономинеральных диопсидовых и диопсидо-турмалиновых слоев. Диопсид сильно, местами почти полностью амфиболизирован, и развившаяся за его счет голубовато-зеленая роговая обманка обычно содержит в себе остаточные участки бесцветного пироксена.

Микроскопическое исследование диопсидо-турмалиновой породы (обр. С-610а, С-3282, 1953 г.) показывает, что здесь произошло постериорное замещение пироксена зеленой роговой обманкой, обычно неполное, с реликтами диопсида. Амфиболизация развивалась в первую очередь вдоль швов минералов и поэтому местами видны роговообманковые каемки вокруг зерен турмалина, включенного в диопсид. Интересно, что замещение диопсида амфиболом местами связано с выделением в промежутках между первичными осадочно-метаморфическими силикатами мелких зерен и относительно крупных сростков пирротина или пирита (табл. XIV, 1 и 2).

Изучение турмалиновой породы (обр. С-2273, 1953 г.) показывает, что первоначально эта метаморфическая пачка состояла из обыкновенной среднезернистой роговой обманки (CNg=20°, Ng — синевато-зеленый, Nш — коричневатозеленый, Np — светлокоричневый) с грубопараллельным полосчатым расположением турмалина (Nш — темнозеленый, Np —



светлоричный), т. е. в почти мономинеральном параамфиболите находились прослойки турмалинового амфиболита. Несмотря на ясную полосчатость, границы между этими породами нерезкие, и сначала в роговой обманке появляются относительно мелкие и редкие включения турмалина, потом количество его быстро возрастает, и турмалин становится господствующим, а местами почти самостоятельно образует тонкие полоски и удлиненные гнездышки.

Совершенно также очевидно, что под влиянием поздних гранитных инъекций этот турмалиновый параамфиболит подвергся последующей флогопитизации. Крупные пластинки флогопита ( $N_g$  — оранжево-розовый,  $N_p$  — почти бесцветный), заместившие роговые обманки, при своей кристаллизации захватили группы турмалиновых кристаллов, единичные зернышки апатита, обусловив пойкилитовую структуру, появление своеобразных турмалиновых «псевдопросечек» и т. д. (табл. XV, 1).

Дальнейшим этапом изменений этой осадочно-метаморфической породы была ее эпидотизация с сопутствующим образованием удлиненных узкопластинчатых, иногда лучистых и слегка зазубренных агрегатов бесцветной слюды (типа мусковита), а также пластинчато-лучистых агрегатов бесцветного хлорита ( $N_g - N_p = 0,008$ ; нормальные серые цвета интерференции).

Эпидотизация (эпидот, цоизит и клиноцоизит) выражена местами очень сильно. Крупные зерна эпидота и его агрегаты имеются не только в амфиболите, но они развиты и во флогопитовом и в турмалиновом участках породы. Вновь образованный эпидот интенсивно замещает флогопит, выедает округлые и языковидные участки из слюдяных пластинок, проникает вдоль и поперек спайности. С эпидотом связано появление пирита (и пирротина?) с вкрапленностью халькопирита, но за ними следует магнетит, замещающий частично не только флогопит, но и зерна сернистого железа, а также проникающий между зернами турмалина и включающий в себя целые группы его кристалликов.

Таким образом, турмалино-роговообманковая осадочно-метаморфическая порода подверглась различным и глубоким по своему характеру процессам метасоматических изменений, но турмалин, как минерал химически стойкий, сохранился в основном без изменений, или только в незначительной степени был резорбирован.

Весьма интересна турмалино-флогопитовая порода (обр. 3325, 1953 г.) с высокой (50—60% по объему) концентрацией турмалина, с его равномерным в общем распределением, но с явно вторичным и более поздним происхождением флогопита. Последний — то в виде крупных или мелких пластинок, то в виде скрученно-извилистых или мелкопестковых агрегатов, которые местами явно секут турмалин, вызывают его измельчение и появление мелкозернистых турмалино-флогопитовых пятен (табл. XV, 2).

В контакте с описанной находится плотная, светлая, серо-зеленая диопсидовая порода, переходящая постепенно в плагиоклазо-диопсидовый гнейс. Замечательно, что и в этой соседней породе сильно выражено развитие такого же светлоричного флогопита (бесцветного по  $N_p$ ), как и в турмалиновой зоне. Здесь, однако, ясно видно, что первоначальный бесцветный в шлифе диопсид ( $CN_g = 36 - 38^\circ$ ) частично замещен синевато-зеленой роговой обманкой ( $CN_g = 18^\circ$ ) с ясным плеохроизмом до бледножелтого (по  $N_p$ ), причем нередко эта амфиболитизация связана с появлением здесь пирита и пирротина. Далее следует образование флогопита, который развивается интенсивно за счет пироксена, амфибола и даже плагиоклаза. Последний еще раньше подвергся то в слабой, начальной степени, то очень значительно скаполитизации (по трещинкам спайности и вдоль двойниковых швов), а после флогопитизации здесь образовались грязно-

серые агрегаты эпидото-цоизитовых минералов, сопровождаемые развитием бесцветных (часто радиально-лучистых) мусковитовых слюдок и местами замещающие не только плагиоклазы (андезин, № 40), но и флогопит.

Интересно, что согласно со сланцеватостью в плагиоклазо-диопсидовом парагнейсе расположены вытянуто-пунктирные агрегаты апатита, тоже, очевидно, осадочно-метаморфического происхождения.

Таким образом, если «снять» различные наложенные явления перекристаллизации и метасоматических замещений, то получим с полной ясностью первоначальный осадочно-метаморфический облик пород: плагиоклазо-диопсидовый апатитсодержащий парасланец, согласно переслаивающийся с турмалино-диопсидовым парасланцем.

Турмалиновая порода (обр. С-3251, 1953 г.) состоит почти на 85 % (по объему) из турмалина, среди которого расположены крупные и угловатые участки, заполненные мусковито-эпидотовым материалом.

Мусковитовые агрегаты — прозрачные (и бесцветные) с яркими цветами интерференции, часто образуют лучистые сростки. Среди них находятся грязносерые и полупрозрачные выделения сосюрита, а местами ясно различимы низко и аномально двупреломляющие скопления цоизита. Трудно определимые остатки полевого шпата среди этих новообразований, а также ясная картина замещения таким же мусковито-сосюритовым агрегатом плагиоклаза (андезина, № 40) на других участках (обр. С-3325) дает полное основание считать, что в данном случае мы имеем дело с первоначальным плагиоклазо-турмалиновым (бескварцевым) парасланцем, в котором турмалин сохранился без изменений, а плагиоклаз был замещен.

В непосредственном соседстве с плагиоклазо-турмалиновой находится амфиболо-пироксеновая мелкозернистая порода, состоящая из голубовато-зеленого слабо плеохроирующего маложелезистого амфибола (типа паргасита) и разбросанных среди него остаточных зерен первоначального бесцветного диопсида.

Под микроскопом видно (обр. С-3234, 1953 г.), что первоначальная плагиоклазо-диопсидо-турмалиновая осадочно-метаморфическая порода (парагнейс), содержащая довольно многочисленные зерна осадочно-метаморфического апатита (с тонкой железистой пылью), подверглась частичной амфиболитизации, а главным образом флогопитизации (за счет диопсида), а также несколько более поздней сосюритизации и мелкочешуйчатой мусковитизации (за счет тонкоосдвойникового, кислого плагиоклаза). Крупные, нередко перекрещивающиеся пластинки флогопита почти полностью были замещены хлоритом (в виде гомоосевых крупнопластинчатых псевдоморфоз, развитых по Np).

Среди описанных минералов, явно сингенетичные плагиоклазу и пироксену, имеются единичные зерна и полосчатые, почти мономинеральные скопления турмалина.

В местах вторичных минералообразований (хлорит, эпидот, кварц и альбит, мусковит, актинолит) зерна апатита и турмалина слегка округлены, обрастают неполными каемками эпидота и частично резорбированы (табл. XVI, 1 и 2).

Близкая к только что описанной порода, представленная обр. С-3235, 1953 г., состоит из многочисленных (равновеликих в общем) удлинённых (в разрезах обычно слегка округлых) зерен турмалина, образующего главную массу породы. Кристаллики турмалина плотно примыкают друг к другу, но местами среди них находятся зерна эпидота, который выполняет также и микропоры (гнездышки), а многие удлинённые или изометрические полости заняты в основном тонкозернистым агрегатом кварца, альбита и калиевого полевого шпата с неравномерной, но местами значительной примесью цоизита и клиноцоизита, а также пирита.

Замечательно, что эта полевошпатовая с кварцем аплитовидная масса имеет явно более поздний инфильтрационный характер; под микроскопом и невооруженным глазом видно, что она разъедает и частично замещает кристаллы турмалина.

Исследование этого турмалина в иммерсионных препаратах показало характерный оскольчатый излом, а также сильный плеохроизм:

Nm — темнозеленый до черного и непрозрачного;

Np — светлый и коричневато-желтый, почти бесцветный в тонких осколках.

Определено также светопреломление и двупреломление турмалина:

$$Nm = 1,669 \pm 1;$$

$$Np = 1,641 \pm 1;$$

$$Nm - Np = 0,028.$$

По своим оптическим свойствам этот турмалин относится к шерлу.

В районе ручья Гематитового турмалин из аналогичных пород отделяется местами от диопсидовой пачки тонкой прокладкой флогопита. В мелкозернистой (до 1 мм в длину и до 0,6 мм в ширину) сильно блестящей агрегатной массе черного турмалина в виде примесей имеются только гораздо более крупные кристаллики черно-зеленой роговой обманки и пластинки коричневого флогопита.

В иммерсионных препаратах для турмалина определено:

Nm — темный, синевато-зеленый, до непрозрачного;

Np — светлокоричневый, почти до бесцветного;

$$Nm = 1,676 \pm 2;$$

$$Np = 1,644 \pm 2;$$

$$Nm - Np = 0,032.$$

Минерал, таким образом, относится к сильно железистым шерлам.

Для турмалинов из турмалино-кварцитовых и турмалино-пироксено-роговообманковых осадочно-метаморфических пород иенгрской свиты архея имеем оптические характеристики, приведенные в табл. 4, и химический состав, показанный в табл. 5.

Таблица 4

Оптическая характеристика турмалинов из архейских пород Южной Якутии

Оптические свойства	Амедичи	Ручей Медвежий		Ручей Гематитовый
		1	2	
Nm	—	1,662	1,669	1,676
Np	—	1,636	1,641	1,644
Nm—Np	0,022	0,026	0,028	0,032

Сопоставление приведенных анализов показывает, что первично-метаморфогенный турмалин (анализ 2) отличается от всех остальных, подвергшихся перекристаллизации под влиянием гранитной интрузии и заключенных в гидротермальных кварцевых или пегматитовых жилах и гнездах, почти полным отсутствием щелочей и высоким содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (при соответственно сниженном количестве Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

## Химический состав турмалинов из архейских пород Южной Якутии

Компо- ненты	1		2		3		4	
	Вес. %	Молек. числа	Вес. %	Молек. числа	Вес. %	Молек. числа	Вес. %	Молек. числа
SiO <sub>2</sub>	34,32	572	34,20	570	36,20	603	35,47	596
TiO <sub>2</sub>	1,00	12	0,76	9	0,40	5	0,43	5
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,88	142	9,54	137	8,61	124	10,18	146
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,47	318	26,32	—	32,26	316	31,98	314
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	—	—	—	0,011	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,75	23	10,32	64	7,94	50	8,67	54
TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	—	—	—	—	—	—	—
FeO	4,76	66	3,48	48	1,72	24	3,15	44
NiO	Нет	—	—	—	0,01	—	—	—
MnO	Следы	—	0,03	—	0,03	—	0,17	2
MgO	6,90	171	9,11	226	7,08	176	4,38	108
BaO	Нет	—	—	—	—	—	—	—
CaO	2,50	45	4,58	82	1,76	31	0,25	4
Li <sub>2</sub> O	Следы	—	—	—	Нет	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	1,11	18	0,08	1	2,68	43	2,34	36
K <sub>2</sub> O	0,14	2	0,12	1	0,36	4	0,17	2
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,50	26	0,04	2	Нет	—	0,11	5
+H <sub>2</sub> O	2,54	141	1,20	67	0,60	33	3,22	178
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,06	—	—	—	—	—
S	—	—	0,10	3	—	—	—	—
-H <sub>2</sub> O	0,06	—	0,08	—	0,08	—	0,10	—
Сумма . .	99,93	—	100,02	—	99,74	—	100,62	—
F <sub>2</sub> =O	0,21	—	—	—	—	—	0,04	—

1. Турмалин среднеристаллический из кварцево-турмалиновой породы; ручей Медвежий, Турмалиновая гора, обр. С-90, 1951 г. Аналитик В. А. Молева, 1952 г.

2. Турмалин из почти мономинеральной мелкозернистой турмалиновой породы с небольшим содержанием диоксида. Ручей Медвежий, обр. С-264, 1954 г. Аналитик Ф. Л. Старосельская, 1955 г.

3. Турмалин юпнокристаллический из турмалинового пегматита в басс. р. Улунгу, обр. 3253 из колл. Ю. К. Дзевановского. Аналитик Т. А. Маломахова, 1954 г.

4. Турмалин из кварцевых зон в пегматитовых жилах Слюдянки, по П. В. Калинин. Аналитик М. М. Стукалова, 1933 г.

## 11

По ручьям Медвежьему и Гематитовому развиты также турмалино-кварцевые парагнейсы, содержащие значительное или большое количество калиевых и известково-натровых полевых шпатов. Цветные минералы представлены в этих породах то турмалином, то роговой обманкой, то диопсидом, то типичным биотитом, сопровождаемым иногда графитом.

Биотитовый кварцево-полевошпатовый парагнейс (обр. С-610, 1953 г.) содержит ясно очерченные прослойки агрегатного турмалина, причем в этих прослойках имеются тонкие прерывистые удлиненные и неправильные по форме участки того же кварцево-полевошпатового материала, что и во вмещающей биотитовой зоне. Подобный же характер имеет биотито-турмалиновый парагнейс (обр. С-3233, 1953 г.) со значительным содержанием пирита. Здесь, как и в других областях развития парагнейсов (например, на Украине), биотитовые пластинки параллельно или со стороны своих торцовых окончаний сростаются с пиритом, нередко также со светлокориичным (ясно плеохроичным) титанитом. Изредка встречаются зерна магнетита, обрастающие тонкой каемкой эпидота (табл. XVII, 1 и 2).

Распределение биотита то равномерное, количественно подчиненное кварцево-полевошпатовым компонентам, то наблюдаются участки с очень

повышенной его концентрацией, и такие полоски преимущественно биотитового состава по своей микротекстуре очень похожи на турмалиновые слои в гнейсах.

Биотитовый парагнейс непосредственно переходит в турмалиновый парагнейс, подвергшийся сильной мусковитизации и эпидотизации (за счет калиевых полевых шпатов и плагиоклазов), и эта мусковито-эпидотокварцевая масса разъедает частично и осадочно-метаморфические (первичные) зерна турмалина, а яркокрасный сильно плеохроичный (титанистый) биотит в зоне шва сильно хлоритизируется.

В тесной связи с биотитом и турмалином находятся мелкие зерна апатита (с железистой пылью), иногда включенные в турмалин; местами наблюдаются сростки биотита и турмалина. Последний обрастается не только более поздним эпидотом, но и генетически связанным с ним актинолитом.

Отметим, что полевые шпаты представлены в этих породах ортоклазом и ортоклаз-пертитом, местами (обр. С-610) также решетчатым микроклином; крупную, а порою господствующую роль играют плагиоклазы (олигоклазы, № 24—30).

Большой интерес представляет диопсидо-роговообманково-турмалиновая порода (обр. С-610, 1953), образец которой взят в непосредственной близости с биотито-турмалиновым гнейсом. Здесь в тесном срастании находятся все эти три минерала; нередко турмалин включен в диопсиде и зеленой роговой обманке, которая содержит внутри своих крупных зерен и округлые зерна диопсида. Как и гнейс, эта порода также относительно богата пиритом и в ней же линейно расположены довольно крупные (до 0,1—0,5 мм) зерна апатита с железистой пылью.

Вблизи реки Сивагли, в непосредственном контакте с кальцифирами согласно залегают мелкозернистые кварцитовые гнейсы (обр. С-45, 1952 г. и др.), имеющие мощность в несколько метров. Слагающие эти интересные породы минеральные зерна имеют размеры обычно в пределах 0,1—0,4 мм, редко достигая 0,6—0,7 мм у плагиоклазов и удлинённых зерен роговой обманки и биотита.

Кварцитовые гнейсы почти наполовину состоят из полевых шпатов (сильно разрушенных, проникнутых глинисто-слюдистыми вторичными продуктами), среди которых господствует сдвойникованный микроклин и гораздо меньшее развитие имеет полисинтетически сдвойникованный альбит (плагиоклаз № 8). Зерна кварца с типичным мозаичным характером агрегатов и с шиповидно-зубчатой (и округло-заливчатой) границей между зернами составляют по объему около 50% всей породы. Значительное развитие имеют темноцветные минералы, расположенные линейно и придающие породе сланцеватый характер. Среди цветных минералов имеются: коричнево-красный (плеохроирующий до светложелтого) биотит, сильно плеохроичная зеленая роговая обманка, почти бесцветные мелкоагрегатные, иногда цепочковидные сростки диопсида и довольно многочисленные зерна темного буро-зеленого (плеохроирующего до светлого желто-зеленого) турмалина, представленного здесь то неправильными угловато-округлыми, то остроугольными зернами, дитригональными разрезами, вытянутыми зигзагообразными сростками. Преимущественное расположение каждого из цветных минералов в отдельных зонах или полосах породы создает биотитовые, диопсидо-роговообманковые и турмалиновые разновидности этих полевошпатовых кварцитов.

\* \* \*

Таким образом, в архейских породах Южной Якутии широкое развитие имеют осадочно-метаморфические турмалиновые породы. Они представлены здесь турмалиновыми кварцитами, турмалиновыми кварцево-полевошпатовыми парагнейсами (или кварцитовыми гнейсами), турмалино-

диопсидовыми и турмалино-роговообманковыми породами (т. е. турмалиновыми парадиопсидитами и турмалиновыми параамфиболитами), турмалино-диопсидо-плаггиоклазовыми (олигоклазо-андезиновыми) сланцами.

Все эти турмалиновые породы представляют собою члены древнего осадочно-метаморфического комплекса, находятся в непосредственном (нерезком) контакте и переслаивании с бедными турмалином или его совсем лишенными пачками биотитовых гнейсов и кварцитов, амфиболитов, диопсидовых и магнетитовых амфиболитов, кальцифиров и т. д.

Турмалиносодержащие породы во многих случаях (но не всегда) подверглись более поздним контакт-метасоматическим воздействиям, главным образом со стороны розовых аляскитовых гранитов, и почти все сопровождавшие вначале турмалин минералы — плаггиоклазы, диопсид и роговая обманка — подверглись многообразным и повторным радикальным преобразованиям: флогопитизации, эпидотизации, мусковитизации и пр., значительно, сильно или полностью изменившим первоначальный минеральный состав и структурный облик пород.

Однако во всех случаях «снятие» этих, отчетливо прослеженных нами, вторичных, наложенных процессов, а также геологические условия залегания этих пород приводят к однозначному выводу о сингенетичности турмалина другим осадочно-метаморфическим минералам — диопсиду, плаггиоклазу, роговой обманке и др. — и об образовании его за счет древних борсодержащих глинисто-песчанистых или мергелистых (хемогенных) осадков.

Турмалиносодержащие породы согласно и многократно переслаиваются с биотито-плаггиоклазовыми парагнейсами и в большинстве случаев содержат согласные с их слоистостью-сланцеватостью пегматоидные кварцево-полевошпатовые жилообразные выделения с крупнозернистыми, перекристаллизованными за счет материала боковых пород, кристаллами и агрегатами роговой обманки и турмалина. Нередко в этих именно зонах наблюдаются микроскопические и видимые невооруженным глазом своеобразные (субграфического типа) сростки турмалина с кварцем.

Местами в диопсидо-геденбергитовых породах, контактирующих с турмалино-пироксено-плаггиоклазовыми парасланцами, повидимому под влиянием процессов мигматизации, шло местное перемещение борсодержащего материала и явное метасоматическое (иногда неполное) замещение отдельных зерен пироксена турмалином или зеленовато-синим серендибитом.

Кварц-полевошпатовые, иногда с биотитом, гранитные жилки местами рассекают турмалиновые пачки так же, как и другие сопровождающие их породы.

В бассейне нижнего течения р. Улунгу гранито-пегматитовые жилы, секущие амфиболиты и другие породы иенгрской серии, местами сильно обогащены призматическими кристаллами шерла. По нашему мнению, образование турмалиновых пегматитов связано здесь с эндоконтактным обогащением пегматитовых жил при прорыве ими древних турмалиноносных сланцев.

В Карсакапайском районе Центрального Казахстана, по описанию Вл. Соболева (1938), широко развита толща докембрийских сланцев, среди которых по минеральному составу и структуре можно выделить: порфиroidы, светлые серицитовые сланцы, зеленокаменные породы, кварциты, железистые кварциты, доломиты и графитовые сланцы.

Богатые калиевым полевым шпатом и альбитом порфиroidы непосредственно контактируют с серицитовыми сланцами, которые вблизи них значительно альбитизированы, а потом становятся обычными — богатыми кварцем, нередко с хлоритом, микрозернистыми и плейчатными и приближаются к филлитам.

Среди зеленокаменных пород (актинолитово-альбито-эпидотовых, хлорито-эпидото-альбитовых, кварцево-эпидотовых с альбитом и др.), происшедших большей частью за счет древних основных изверженных пород, имеются и хлоритовые сланцы — обычно мелкозернистые, состоящие из хлорита и мельчайшего агрегата кварца и альбита, хлорита и магнетита, хлорита и пирита.

Помимо кварцитов «безусловно вторичного происхождения, встречаются также породы, вторичный генезис которых нельзя считать доказанным. . .». «Под микроскопом характерна неравномернозернистая зубчатая структура. Кроме кварца, присутствуют серицит (изогнутые чешуйки которого огибают зерна кварца) и мелкие призмочки зеленоватосинего турмалина» (Соболев, 1938, стр. 167—168).

Значительный интерес представляют также крупнозернистые мусковитовые сланцы соседнего Кургасынского участка, где эти породы распространены в виде прослоев среди мусковито-альбитовых и биотито-альбитовых гнейсов, но сланцы эти встречаются и в зоне диафоритов. Среди последних был встречен оригинальный сланец, состоящий из мусковита и желто-зеленого турмалина — турмалино-мусковитовый сланец.

Мусковитовые сланцы нередко переслаиваются с крупнозернистыми мусковито-альбитовыми и альбито-мусковито-хлоритовыми гнейсами, часто со значительным содержанием кварца. В породах этих встречается гранат, клиноцоизит и крупные кристаллы турмалина, обычно темного желто-зеленого цвета, полихромные, причем отмечено замещение турмалина хлоритом и кальцитом. Интересно, что в этих и соседних биотито-альбитовых и альбито-амфиболовых порфириовидных гнейсах альбит представлен «в одинаковых по величине (для каждой данной породы) округлых или полигональных зернах», которые как бы обтекаются слюдами, амфиболами, эпидотом, т. е. получается очковая структура. Для этих пород весьма характерна обратная зональность плагиоклаза: главная часть зерна сложена чистым альбитом, а на краю почти всегда имеется узкая каемочка более основного плагиоклаза, достигающего № 18. Совершенно аналогичные породы имеют значительное распространение в Шотландии, также с обратной зональностью округлых плагиоклазов, причем Харкер (1934) считает эти гнейсы происшедшими за счет пород, не подвергшихся фельдшпатизации (привносу натрия), а первоначально богатых альбитом.

Вл. Соболев, не придя к окончательному решению, считал, что если эта точка зрения правильна, то гнейсы с округлыми альбитами могут иметь характер стратиграфического (маркирующего) горизонта, а обратная зональность плагиоклазов (и амфиболов) является результатом прогрессивного метаморфизма. Происхождение крупнозернистых мусковитовых гнейсов и сланцев с турмалином, по автору, «безусловно связано с огромным привносом», который сопровождался снижением температуры и явлениями регрессивного метаморфизма.

По нашему мнению, однако, здесь имеется очень много данных, явно говорящих в пользу первично-осадочного накопления бора, вошедшего при метаморфизации осадков в состав турмалина: а) приуроченность турмалиновых скоплений к определенным пачкам и прослоям, состоящим в основном из сильно глиноземистого материала (серицитовые и мусковитовые сланцы); б) принадлежность турмалиновых сланцев к толщам параметаморфических пород (серицитовые сланцы, графитовые сланцы, доломиты, некоторые кварциты).

Трудно также представить такой «огромный привнос» бора, который обусловил образование пород, на 40—50% состоящих из турмалина; не менее трудно объяснить, почему этот «магматогенный» бор был при-

внесен именно в глинисто-углеродистые осадочно-метаморфические породы.

Может быть, подобно хемогенному накоплению бора, здесь в древних осадках имело место и хемогенное отложение натрия (засоленные глинистые и мергелистые осадки), давшее в определенных условиях метаморфизма осадочно-метаморфические альбитовые («очковые») гнейсы.

Большой интерес представляет также недавнее исследование Ю. Ир. Половинкиной (1952) разнообразных по минеральному составу зеленых сланцев Карсакпая, которые залегают в чередовании с метаморфизованными основными (подводными) эффузивами (спилитами), но под микроскопом «не обнаруживают несомненных реликтов структур зелено-каменных эффузивов или их туфов» (Половинкина, 1952, стр. 30).

Среди зеленых сланцев имеются: хлорито-эпидото-актинолитово-альбитовые, эпидото-альбито-амфиболовые, альбито-эпидото-хлоритовые, альбито-хлоритовые, но особый интерес представляет альбито-хлорито-амфиболовый сланец с турмалином и магнетито-турмалино-биотито-амфиболо-эпидото-альбитовый сланец.

Первая (светлая зеленовато-серая порода) под микроскопом состоит из параллельно ориентированных чешуй зеленого хлорита и иголок и призмочек синевато-зеленого амфибола и глаукофан-актинолита; в подчиненном количестве присутствуют: альбит, кварц, рудный минерал, эпидот, пропластки зернистых масс лейкоксена (приуроченные к местам сжатия пластов и плейчатости), апатит, чешуйки яркокоричневого биотита и (что является характерной особенностью) редкие крупные призмы турмалина.

Турмалин резко плеохроирует: Nm — густой зеленовато-бурый, Np — бледный сиренево-розовый; Nm—Np очень высоко и равно 0,042, что указывает на принадлежность минерала к сильно железисто-железным ( $FeO + Fe_2O_3$ ) шерлам.

«По стратиграфическому положению и по составу к этой породе очень близок другой турмалиновый сланец — плотный, серый, яснослоистый. Под микроскопом он содержит редкие порфиробласты магнетита и обильные порфиробласты турмалина в виде призм (длиною 1—1,5 мм), ориентированных преимущественно по слоистости породы и реже по диагонали к ней» (Половинкина, 1952, стр. 76).

Химические анализы этого турмалинсодержащего сланца (анализ 1) и хлорито-кварцево-альбитового сланца (анализ 2) приведены в табл. 6.

По своему химическому составу эти сланцы очень существенно отличаются от переслаивающихся с ними магматических (спилитовых) пород. «Принадлежит ли турмалин к продуктам раскристаллизации исходного материала сланца, или он является результатом пневмато-гидротермального воздействия на последний, решить трудно, так как для суждения об этом отсутствуют необходимые наблюдения» (Половинкина, 1952, стр. 76). Содержание турмалина в анализированном сланце (табл. 6, анализ 1) составляет 12—13% по объему породы.

Мы полагаем, в связи с приведенными выше данными о серицито-турмалиновых и мусковито-турмалиновых сланцах, что описанные Ю. Ир. Половинкиной турмалинсодержащие породы также могут представлять собою метаморфизованные борсодержащие древние осадки. Помещенный на фиг. 52 в III томе «Структуры горных пород» Ю. Ир. Половинкиной, Н. Ф. Анисеевой и А. Е. Комаровой (1948, стр. 158) «серицито-турмалиновый сланец, Центр. Казахстан», очевидно, был взят из района Карсакпая. Описан он следующим образом: «Порода состоит из турмалина, серицита и небольшого количества кварца. Нематобластовую структуру ее обуславливают длинные призмы турмалина, попеременные разрезы которых имеют вид треугольников. Призмы турмалина своим



Химический состав некоторых зеленых сланцев Карсакая  
(по данным Ю. Ир. Половинкиной)

Компоненты	1		2	
	Вес. %	Молек. числа	Вес. %	Молек. числа
SiO <sub>2</sub>	59,70	995	71,65	1194
TiO <sub>2</sub>	2,35	30	0,69	9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,20	120	12,35	122
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	18	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,02	38	1,02	6
FeO	3,85	54	2,68	38
MnO	0,14	2	0,06	8
MgO	3,38	84	3,65	91
CaO	4,78	85	0,62	11
Na <sub>2</sub> O	4,50	73	4,58	74
K <sub>2</sub> O	0,38	4	0,15	1
Пот. при прок.	1,94	(108)	2,38	(132)
—H <sub>2</sub> O	0,29	—	0,14	—
Сумма . . .	100,79	—	99,97	—

Аналитик Б. М. Френкель

расположением в определенных плоскостях (не в определенном направлении) обуславливают плоскопараллельную текстуру породы».

Содержание турмалина составляет не менее 50% по объему породы.

## 13

В кристаллических сланцах приамурской части Малого Хингана описанных Г. Д. Афанасьевым (1939), турмалин, как породообразующий минерал, имеется в древней (архейской) серии, а также широко развит в более молодой (протерозойской) графитоносной толще. Все эти породы по условиям своего залегания (перемежаемость пластов небольшой мощности и разного минерального состава в ясно выраженных синклинальных структурах) и по своему минерально-химическому составу явно представляют собою в разной степени метаморфизованные древние осадки, подвергшиеся многократному вторжению крупных и мелких интрузий (главным образом гранитных), сильно деформированные тектоническими процессами с образованием крупной и мелкой (вторых порядков) складчатости и многочисленных разрывов и смещений.

В архейской сланцевой серии развиты: а) двуслюдистые микроклиновые парагнейсы; б) слюдяные амфиболиты с кварцем, цоизитом и лабрадором; в) амфиболо-эпидото-пироксеновые гнейсы; г) гранато-биотитовые с турмалином кристаллические сланцы; д) кварцевые сланцы и мраморы; е) актинолитово-эпидотовые и альбито-актинолитовые сланцы; ж) гранато-роговообманковые и гранато-кварцевые кристаллические сланцы.

Турмалиносодержащие сланцы состоят из кварца, альбита, биотита, граната, турмалина, апатита, мусковита (существенные компоненты), рудных минералов, ортита, хлорита, кордиерита (компоненты подчиненного значения, но иногда достигающие, по данным автора, большого количественного содержания).

«Турмалин ксенобластичен, желтого цвета, обладает сильной адсорбцией; он развит в виде единичных, но крупных зерен и образует иногда порфиробласты». «. . . Учитывая неоднородность минерального состава по вертикальному разрезу этой группы сланцев, перемежаемость их с мраморами и кварцитами, а также комплекс минералов, в них развитый, можно

указанную группу сланцев отнести к парасланцам. Эта группа сланцев, несомненно, подверглась воздействию высоких температур, которое сказалось в появлении таких минералов, как турмалин, гранат, кордиерит» (Афанасьев, 1939, стр. 61).

В толще кристаллических сланцев, промежуточной между архейскими и графитоносными, развиты «метадиориты» и биотито-турмалиновые, ставролитовые и фибролитовые кристаллические сланцы. «В диоритовых кристаллических сланцах («метадиоритах») минеральный состав характеризуется существенным развитием плагиоклаза (с колеблющимся содержанием анортитовой частицы от 15 до 40%), торцового кварца, располагающегося в промежутках между идиобластическими зернами плагиоклаза и биотита. В отдельных горизонтах наблюдается большое развитие пучков волосовидных изогнутых призм силлиманита (фибролита). Значительно реже встречаются титанит и турмалин. Местами обнаружены кордиерит, гранат и андалузит. В биотите и кордиерите встречаются включения мелких зернышек турмалина и циркона, с образованием около включений плеохроичных двориков» (Афанасьев, 1939, стр. 69).

Биотито-турмалиновые, фибролитовые и ставролитовые кристаллические сланцы встречены были Г. Д. Афанасьевым «в различных участках свиты одного простиранья».

Темные и сланцеватые в куске биотито-турмалиновые сланцы под микроскопом «обладают гранобластической структурой с отчетливо выраженной ориентировкой вытянутых крупных зерен турмалина. Ограничения зерен зубчатые, изрезанные, что относится главным образом к кварцу. Минералогически зерна состоят из кварца и турмалина. Турмалин обладает сильной адсорбцией. Цвет зеленовато-желтый до темнобурого. В некоторых шлифах наблюдается интересная картина, когда плоскость среза проходит перпендикулярно сланцеватости, в силу чего шлиф оказывается усаженным рядами зерен с характерной для поперечных разрезов призм турмалина формой сферического треугольника. Окраска турмалина ровная, пятнистость отсутствует. Он оптически одноосен, отрицателен. Весьма характерно, что турмалиновые сланцы встречены исключительно в участках обильного развития турмалиновых пегматитов, и некоторые шлифы дают картину контакта сланца с мусковитизированным пегматитом. По окраске турмалин сланцев резко (в подлиннике — «редко». — Д. С.) отличен от турмалина пегматитов. Количество турмалина в некоторых породах превышает 50% от общего состава. Такое обогащение турмалином сланцев, будучи локальным, вполне определенно связывается с контакт-метаморфическим воздействием обильных и мощных жил турмалиновых пегматитов» (Афанасьев, 1939, стр. 71).

Ставролитовые сланцы образуют пласты среди кварцитовых сланцев и кристаллических сланцев, богатых турмалином и биотитом. Минеральный состав ставролитовых сланцев характеризуется мусковито-биотито-кварцево-турмалиновой основной массой (иногда с магнетитом и дистеном), в которую погружены крупные (до 1 см) идиоморфные кристаллы ставролита (в виде черных одиночных призм, крестообразных и косых двойников). Развитие ставролита, как и желто-бурого порфиробластического биотита (минерал этот в основной ткани — мелколистоватый и краснобурый), направлено несколько под углом к сланцеватости, но общее расположение зерен ориентировано согласно сланцеватости породы.

Турмалин в основной массе образует мелкие тригональные вытянутые призмочки темнозеленого цвета (с почти полной адсорбцией по Nm). По своей окраске он отличен от турмалина (зеленовато-желтого) из описанных выше биотито-турмалиновых сланцев, что заставило Г. Д. Афанасьева «высказать предположение о различиях генезиса этих двух разновидностей».

Эта группа сланцев прорывается мощными (до 3—4 м мощностью) кварцевыми жилами, в которых образовались прожилки и гнезда андалузита, корунда с серебристой слюдой, эпидота и турмалина.

«Все это вместе взятое заставляет подчеркнуть особую обогащенность глиноземом (надо думать — первичную) этой группы сланцев, что привело к образованию таких минералов, как ставролит, андалузит, дистен, фибролит (силлиманит)» (Афанасьев, 1939, стр. 72).

Таким образом, в результате своих полевых и лабораторных исследований весьма интересных сильно метаморфизованных кристаллических парасланцев в районе Малого Хингана, Г. Д. Афанасьев пришел к совершенно справедливому выводу: а) о принадлежности этих мощных толщ к осадочно-метаморфическим образованиям, б) о широком развитии среди них древних глинистых пород, изначально весьма богатых глиноземом, в) об образовании (под воздействием мощных гранитных интрузий) за счет этих осадочно-глинистых толщ таких минеральных комплексов, как ставролит-андалузит-силлиманит-дистен, г) о генетической связи минерального состава метаморфических пород с минеральным (и химическим) составом рвущих их пегматитовых и кварцевых жил.

Однако происхождение турмалина в описанных парасланцах и, в частности, в сильно глиноземистых осадочно-метаморфических породах автор не поставил в связь с первичной химической природой древних осадков; высокие концентрации турмалина в биотито-ставролито-силлиманитовых парасланцах он считал результатом привноса бора (и других компонентов?) со стороны более молодых, богатых турмалином секущих пегматитов.

Напротив, на основании изложенных в предыдущих разделах этой главы соображений и фактических данных, мы думаем, что вместе с другими породобразующими минералами кристаллических парасланцев турмалин, не несущий никаких признаков эпигенетичности по отношению к другим беспорным осадочно-метаморфическим минералам сланцев, является также осадочно-метаморфическим минералом, и происхождение входящего в его состав бора — осадочно-хемогенное, связанное с первичным химическим составом древних, потом метаморфизованных толщ. Очень высокая подчас концентрация и широкое распространение турмалина в определенных по своему химико-минералогическому типу парасланцах говорят о богатых боров древних магнезиально-глинистых осадках. Прорванные пегматитами и кварцевыми жилами, богатые турмалином и высокоглиноземными минералами сланцы обогатили эти магматогенные породы турмалином, андалузитом, корундом и др. Таким образом, бор (турмалин) поглощен был пегматитами эндоконтантно из кристаллических парасланцев, а не был привнесен в них со стороны гранитных пород.

Отчетливо, с нашей точки зрения, первично-осадочная связь бора и турмалина с глинисто-углеродистыми древними осадками прослеживается и на более молодых (протерозойских) и слабо метаморфизованных парасланцах графитоносной свиты, детально описанной Г. Д. Афанасьевым из той же приамурской части Малого Хингана.

Графитоносная толща, имеющая здесь мощность до 2800 м, делится на три свиты (снизу вверх): 1) кристаллические, главным образом кварцитовые сланцы с пластами и линзовидными участками сильно графитистых пород; 2) крупнозернистые графитсодержащие мраморы с прослоями кварцитов и пластовыми кварцевыми и пегматитовыми инъекциями; 3) графитовые и другие кристаллические сланцы с пластами и линзами, весьма сильно обогащенными графитом. Исходными осадками для этих графитоносных пород Г. Д. Афанасьев соответственно считает: кремнисто-органогенные, карбонатные и смешанные (органогенно-глинисто-карбонатные).

В верхней графитоносной свите имеются: 1) амфиболо-кварцито-графитовые сланцы с силлиманитом и турмалином; 2) кварцито-графитовые сланцы с полевым шпатом и бесцветным турмалином; 3) слюдястые и биотитовые сланцы с силлиманитом, турмалином и графитом.

В первой группе сланцев амфибол представлен тремолитом (грамматитом), который иногда тесно сростается и взаимно прорастает с чешуями графита; встречаются турмалин и силлиманит; в некоторых случаях бор-содержащий минерал представлен, повидимому, дюмортьеритом. Интересно, что местами (по р. Белой) в кварцито-графитовых сланцах развиты довольно крупные зерна красно-бурого ортита, волокнистые агрегаты силлиманита и зернышки граната, а в рядом залегающих кварцито-тремолито-графитовых сланцах имеются вытянутые в виде цепочек овальные зернышки титанита.

В породах второй группы, кроме господствующих кварца, полевого шпата и графита, имеется бледноокрашенный, слабо плеохроичный турмалин; он образует вытянутые идиоморфные таблицы зеленовато-желтого цвета, довольно сильно трещиноват. Вместе с турмалином присутствует буро-красный ортит, который в других породах этого комплекса представлен зелено-желтыми и бледноокрашенными разностями.

В породах третьей группы биотитовые парагнейсы часто перемежаются с графитовыми сланцами; в их состав входят также: андезин с вторичным цоизитом и мусковитом, гранат, кварц, обильно пронизанный иглами силлиманита, а также турмалин и ортит.

Г. Д. Афанасьев (1939, стр. 80—81) отмечает, что породы промежуточной и графитоносной толщи прорываются и инъецируются гнейсо-гранитами гранодиоритового состава, биотитовыми гранитами и «обильными жилами пегматитовых гранитов с магнезиальным турмалином. . .»

Утверждая (правильно!), что исходным материалом для формирования графитоносной толщи были осадочные породы карбонатного, кремнистого и глинисто-мергелистого состава, в разной степени обогащенные органическим веществом (местами даже сильно битуминозные, типа сапропелево-глинистых образований) и что в результате глубокой метаморфизации таких преимущественно глинистых (мергелистых) древних осадков произошли здесь ставролитовые, турмалиновые, силлиманитовые, андалузито-слюдястые сланцы и что в различных комбинациях с биотитом, мусковитом, кварцем, полевым шпатом и др. они «образуют резко обособленную группу глиноземистых пород», автор образование в этих породах самого турмалина связывал с пневмато-гидатогенным привнесом из магмы бора, хотя бор мог концентрироваться в древних глинисто-органических осадках, и нет данных, показывающих какие-либо структурно-текстурные особенности в развитии турмалина по отношению к другим минералам этой характерной группы глиноземистых пород.

Значительный интерес представляет также специальное геолого-петрографическое описание графитоносных месторождений Малого Хингана, выполненное Н. А. Большаковым и В. П. Масловым (1939). Для всей графитоносной толщи (явно осадочно-метаморфического происхождения) характерно постоянное присутствие турмалина: последний имеется в слюдяно-хлорито-кварцевых, в филлитоподобных хлорито-серпичитовых сланцах (с глинисто-хлоритовыми участочками), в биотито-ставролитовых, слюдяно-кварцевых и графито-кварцевых сланцах, в глинисто-серпичитовых сланцах. Окраска турмалиновых столбиков часто зональная в желто-зеленых тонах, иногда бесцветная; во многих случаях строение кристалликов турмалина ситовидное от мельчайших включений кварца.

В связи с вопросом о происхождении турмалина в метаморфических сланцах, значительный интерес представляют турмалиновые граниты,

описанные в этом же районе А. П. Лебедевым (1939). Они тесно связаны с турмалиновыми же аплитами и пегматитами и представляют собою «узкую, линейно-вытянутую интрузию на южном Хингане и ряд небольших, вероятно штокообразных внедрений — на северном Хингане. В петрографическом отношении вся эта формация является достаточно редкой и своеобразной. . .». Рассмотрев несколько других местонахождений турмалиновых гранитов (по литературным данным), автор пришел к выводу, что мусковито-турмалиновые граниты в большинстве случаев представляют собою в петрографическом смысле самостоятельные образования, связанные с кислой или ультракислой магмой, богато насыщенные летучими составными частями, способствовавшими образованию пегматитов и кварцево-турмалиновых жил.

Не останавливаясь сейчас на рассмотрении вопроса о «ювенильно-турмалиновых» гранитах, мы должны отметить, в частности, что условия нахождения некоторых турмалиновых гранитов и характер размещения в них турмалина в ряде случаев имеют своеобразный, явно аномальный характер, приближающий в этом отношении турмалин ко многим другим темноцветным минералам, вошедшим в состав гранитов вследствие загрязненности их материалом прорванных ими боковых пород. Залегание турмалиновых гранитов в виде полосовидно вытянутых лейкократовых участков среди биотитовых и биотито-роговообманковых гранитов (северо-западная Родезия, Саксония), неправильное и неравномерное распределение турмалина в гранитах (от 0 до 5% в Саксонии, также в Георгии, Сев. Америка), содержание турмалина в биотито-мусковитовых гранитах (Новый Хемпшир) только в контактной зоне их со сланцами, наличие кварцево-турмалиновых жил при отсутствии в регионе турмалиновых гранитов, но при существовании там лейкократовых гранитов и обильных (рассеянных или сконцентрированных в определенных древних осадочно-метаморфических породах) выделений турмалина (южная Якутия, западный Узбекистан), — все это заставляет думать, что в ряде случаев турмалин гранитов является эндоконтактным, контаминационным минералом. В частности, по нашему мнению, такова именно и генетическая природа турмалиноносности малохинганских гранитов, внедрившихся в насыщенные бором (турмалином) древние осадочно-метаморфические породы, первоначально мергелисто-глинистые, местами с большой примесью органического материала.

По описанию А. Кнопфа (Knopf, 1942), вблизи Хелена (Helena), Монтана (у Колорадского ущелья), в мраморизованных известняках и доломитах девона, в нескольких метрах от их контакта с кварцевыми монцонитами, имеются выходы магнетитовых железных руд (перекристаллизованных, с совершенной октаэдрической отдельностью), с которыми связаны большие массы радиально-лучистого, слабо магнитного шелковисто-блестящего магнезио-людвигита (уд. в. 3,70). Примыкающий к этим участкам гранитоид в своих краевых зонах необычайно сильно обогащен турмалином, которым изобилуют и находящиеся здесь рудные месторождения.

В связи с изложенными выше соображениями, мы полагаем, что бор сначала был приурочен к девонским карбонатным, местами ожелезненным толщам, откуда эндоконтактно вошел в состав вторгшихся гранитоидов, но уже в виде турмалина, соответственно окружающей геохимической обстановке.

Турмалинсодержащие осадочно-метаморфические породы широко развиты также в мощной кристаллически-сланцевой (железоносной) толще Кривого Рога, залегающей с большим переуровнем на биотитовом и роговообманковом гнейсах, на граните и на зеленосланцевых породах.

Криворожская свита, как известно<sup>1</sup>, в своем основании состоит из аркозовых пород: аркозовых песчаников с кварцевым и кварцево-серицитовым цементом, местами переходящих в конгломераты или содержащих пачки белых или серых сливных кварцитов, прослойки мелкозернистого песчаника и даже глинистого сланца. На аркозовую толщу налегают филлиты, представляющие собой серые тонкослоистые серицитовые глинистые сланцы. Непосредственно на филлитах, образуя с ними резкий контакт, лежат тальковые и актинолитовые сланцы. На этих породах в восточном крыле криворожского синклинала залегает довольно однородная толща перемежающихся слоев хлоритового (магнезиально-хлоритового, железисто-хлоритового или тюрингитового, тюрингито-сидеритового) сланца с безрудным роговиком в нижних слоях и с железистым роговиком в верхних. В западном крыле синклинала в этом горизонте развиты главным образом амфиболовые породы, причем внизу эта толща представлена хлорито-турмалиновым сланцем, содержащим глинистое вещество и по внешнему виду напоминающему филлит.

Хлорито-турмалиновые, хлорито-гранатые, хлорито-гранато-куммингтонитовые, куммингтонитовые сланцы перемежаются с безрудным и магнетитовым роговиком.

Выше лежат железистые роговики и джеспилиты, в которых заключена почти вся масса железорудных залежей и которые покрываются верхней толщей глинистых (аспидных или углистых) сланцев.

Нет никакого сомнения, что вся эта мощная толща представляет собою в разной степени метаморфизованную древнюю осадочную серию. Эти осадочные породы криворожской свиты рассекаются вкрест простирания маломощными (от 0,5 до 10 м) жилами диабазы.

К сожалению, к настоящему времени мы не имеем специального минералого-петрографического исследования криворожских турмалиносодержащих пород и самих турмалинов, но для наших целей и генетических выводов очень важна общая петрографическая характеристика этих пород. Главными составными частями филлитов обычно являются кварц и серицит, а в подчиненном количестве имеются в них углистое вещество, турмалин, хлорит, рудные минералы, рутил, ильменит; встречаются слои филлитов, содержащие гранат.

Количество углистого вещества местами значительно повышается, вплоть до превращения породы в типичный углистый сланец (р. Желтая). «Точно так же и турмалин иногда заметно повышается в количестве; например, по левому берегу р. Ингульда у д. Скелеватки филлит очень обогащен турмалином, и в некоторых слоях породе можно назвать турмалиновым филлитом. . .». «Турмалин образует длинные столбчатые кристаллы характерной окраски и плеохроизма; иногда он показывает зональное строение, и тогда ядро его окрашено в синий цвет, а периферия — в коричневый. Кристаллы турмалина располагаются обычно в плоскости сланцеватости, но часты случаи их иного расположения, иногда поперечного. . .» (Свитальский и др., 1932, стр. 159—160).

В некоторых тальково-кварцевых сланцах, содержащих углистое вещество, беспорядочно рассеянное по всей породе или образующее скопления вытянутой формы, присутствуют отдельные редкие зерна (кристаллики) турмалина, плеохроирующего от буровато-зеленого по Nm до бледносиневатого по Np.

К относительно редким породам, подчиненным этому же тальковому горизонту, относятся дистено-ставролитомусковитовые сланцы, содержащие кварц и, в качестве второстепенных минералов, турмалин и био-

<sup>1</sup> См. Н. И. Свитальский и др., (1932). В дальнейшем своем изложении мы следуем фактическим данным этой монографии.

тит. Турмалин этот сильно плеохроирует (от желто-зеленого по Nm до бесцветного по Np) и образует в породе не только более или менее правильные типичные столбики, но и своеобразные «турмалиновые пятна. Эти пятна, не имеющие резкого разграничения с окружающей породой, обладают таким же плеохроизмом, как и зерна правильной огранки» (Свитальский и др., 1932, стр. 169).

В хлоритовых сланцах турмалин в небольшом количестве встречается довольно часто. «Но в некоторых местах хлоритовые сланцы содержат значительное количество турмалина, например в карьере Ингулецкого F рудника и в некоторых прослоях на левом берегу Ингульда выше Кривого Рога. Минерал этот имеет густой грязнозеленый цвет, сильный плеохроизм и образует многочисленные мелкие столбчатые кристаллы, ориентированные по сланцеватости» (Свитальский и др., 1932, стр. 179). В частности, известны кварцево-хлорито-турмалиновые сланцы, а также богатые турмалином кварцево-хлоритоидно-хлоритовые прослойки.

В качестве примера приводим описание микроскопического облика «турмалино-магнетито-хлоритового сланца» из Кривого Рога, приведенное в III томе «Структур горных пород» (Половинкина, Аникеева и Комарова, 1948, стр. 191): «Крупные ксенобласты магнетита обуславливают порфиробластовую структуру породы. Основная ткань состоит из чешуйчатой массы хлорита и подчиненного количества призм турмалина, чем и определяется ее нематолепидобластовая структура. Характерные формы дает турмалин: те индивиды его, которые располагаются по сланцеватости породы, имеют форму длинных призм; индивиды же, расположенные вкрест или по диагонали к сланцеватости, сильно укорочены. Около порфиробластов в основной ткани видны дворники (зоны) растяжения, выполненные более светлым хлоритом».

Среди амфиболовых пород турмалин был известен (Свитальский и др., 1932) только «в магнетито-куммингтонитовом сланце, образующем редкие прослойки в толще железистых роговиков, обнажающихся на левом берегу р. Ингульда в скалах немного ниже Орлиного Гнезда. В породе он приурочен к куммингтонитовым прослоям и образует вытянутые призматические кристаллы, ориентированные по слоистости и плеохроирующие с окраской: Nm — синий, Np — бледнорозовый».

На основании приведенных материалов мы должны сделать вывод о том, что турмалины в породах Криворожской свиты приурочены преимущественно к глинистым, глинисто-углистым осадочным породам, часто ассоциируют с такими типичными осадочно-метаморфическими минералами, как ставролит и дистен, связаны с хлоритовыми и куммингтонитовыми образованиями, сингенетичны другим типичным осадочно-метаморфическим породообразующим минералам.

Как следует из сделанных нами описаний других районов, все эти условия нахождения и минеральные парагенезисы турмалина в породах Кривого Рога с несомненностью указывают на концентрацию бора в древних железозоносных осадках и на осадочно-метаморфическую природу самого турмалина. Последний по своему количеству и по составу (естественно!) проявляет значительные колебания, что соответствует различным физико-химическим условиям и различной концентрации бора и других элементов в разных осадках, где бор то был рассеян (сорбция, эндокриптное поглощение), то, наоборот, принимал участие в формировании магнезиально-железисто-борных, глиноземно-борных и других образований или обогащенных бором засоленных глин и карбонатных илов.

К о р н е р у п и н о в ы е осадочно-метаморфические породы еще недостаточно изучены, но в древних комплексах они имеют, повидимому, значитель-

ное распространение. Этот магнезиально-железистый алюмо-боросиликат с содержанием  $B_2O_3$  от 2,5 до 3,6% известен в ассоциации с кордиеритом (Мадагаскар), ассоциирует с кварцем и биотитом и содержит включения турмалина и другого борного минерала — грандидьерита (Наталь, Южная Африка), парагенетически связан с корундом, кианитом, силлиманитом и турмалином в «гранулитах» Саксонии, а в геологически наиболее подробно изученном месторождении из окрестностей озера св. Марии (Lac S-te Marie), Квебек, Канада, корнерупинсодержащие породы приурочены к парагнейсам и кристаллическим известнякам Гренвильской серии и представлены биотитовыми и турмалиновыми парагнейсами, в которых имеются гнездовидные выделения призматических кристаллов зеленого корнерупина, окруженные биотитовыми оторочками. Здесь же имеются тонкие андалузито-корнерупиновые прослойки, а также пачки кварцево-альмандиновых парагнейсов с желтым корнерупином, который является существенной или главной составной частью породы, содержащей примесь турмалина, дюмортьерита и игольчатые агрегаты силлиманита.

Минерал этот, впервые найденный в Гренландии, не является, повидимому, столь редким, как это считалось вначале. Орторомбические его кристаллы, с развитыми в ряде случаев гранями (100), (010) и (110) и принадлежащие к дипирамидальному классу, дают  $a : b : c = 0,8597 : 1 : 0,4198$ ; размеры элементарной ячейки (Å):

$$\begin{aligned} a_0 &= 13,65 - 13,69; \\ b_0 &= 15,91 - 15,95; \\ c_0 &= 6,68; \end{aligned}$$

Твердость корнерупинов колеблется между 6—7; уд. вес = 3,37—3,39; имеется несовершенная призматическая спайность (по 110); плавкость — 6.

Вместе с увеличением в составе минералов FeO, изоморфно замещающего MgO, возрастают показатели светопреломления: от  $N_g = 1,677$ ,  $N_p = 1,665$ ;  $N_g - N_p = 0,012$ ,  $2V = 18 - 20^\circ$  (—) до  $N_g = 1,699$ ,  $N_p = 1,682$ ,  $N_g - N_p = 0,017$ ,  $2V = 48^\circ$  (—).

Угол оптических осей опускается иногда до  $3^\circ$ . Ясный плеохроизм:  $N_g$  — бледнозеленый, желто-зеленый;  $N_m$  — бесцветный, бледножелтый, бледнорозовый;  $N_p$  — бесцветный до бледнозеленого.

В табл. 7 приведен химический состав корнерупинов по литературным данным.

Природа воды в минерале и его структурная формула не вполне ясны; возможно, что одна молекула  $H_2O$  — конституционная.

Корнерупин обнаружен также в Индии — в прослойках биотитовых сланцев в толще докембрийских биотитовых парагнейсов; он образует неправильно-призматические серые агрегаты; в шлифе бесцветен,  $N_g = N_m = 1,6905$ ;  $N_p = 1,6755$ ;  $2V = -17^\circ$ ; иногда прорастает шпинелью и бесцветным корундом, местами обрастает сапфирином. В корнерупинсодержащем биотитовом сланце иногда присутствует силлиманит, с возрастанием роли которого корнерупин обычно исчезает (Murthy, 1954).

Аксинитовые осадочно-метаморфические образования встречаются в природе, очевидно, значительно чаще, чем корнерупиновые. Так, например, в зоне давно (с XVIII века) известных Забайкальских и Приаргунских месторождений свинца, цинка и железа рудные образования приурочены (по С. С. Смирнову) к пятнам доломито-известняково-сланцевого палеозоя, причем в распределении месторождений нельзя подметить



## Химический состав корнерупинов

Компоненты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	31,09	30,24	30,18
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,59	3,50	3,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,17	40,86	41,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	0,42	0,90
FeO	2,55	8,52	9,10
MgO	22,51	14,87	12,48
CaO	0,51	0,06	0,18
Na <sub>2</sub> O	1,36	0,08	0,13
K <sub>2</sub> O	0,08	Нет	Нет
+H <sub>2</sub> O	} 0,10	0,97	1,06
-H <sub>2</sub> O		—	—
Сумма . . .	99,96	99,52	99,25

1. Мадагаскар (Lacroix, 1922).
2. Канада; зеленая разновидность (Girault, 1952). Присутствует также немного TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и др.
3. Канада; желтая разновидность (Girault, 1952).

связи со структурными особенностями или с зонами генеральных разломов. В Приаргунском же районе рудные участки приурочены «к двум параллельным зонам, простирающимся в северо-восточном направлении», которое совпадает с северо-восточным простираем складок (и пород). Месторождения приурочены здесь к контактными зонам доломитовой и сланцевой (филлитовой) свит, причем каждая свита в своей приконтактной части содержит согласные пропластки соседней породы. Замечательно, что в пачках филлитов (слюдисто-хлорито-углистых, с кальцитом, местами с диопсидом, эпидотовыми минералами и гранатами) встречается значительное, хотя и не вполне устойчивое содержание голубовато-серого, розовато-серого аксинита, образующего то разбросанные в породе отдельные клиновидные кристаллики, то мелкие слепые жилочки и гнездышки, то тонкие почти мономинеральные аксинитовые согласные прослойки в толще известково-хлорито-углистого (графитового) сланца. Естественно, что в зонах тектонических подвижек и смятий, под влиянием псевдогидротерм и последующих интрузий, вдоль швов разнородных (карбонатных и сланцевых) пород и по трещинам произошло перемещение и перекристаллизация борных минералов, которые в ряде случаев имеют поэтому характер вторичных инфильтрационных и метасоматических образований.

Следует особо подчеркнуть, что в зоне известковистых и кальциево-силикатных (по преимуществу) осадочно-метаморфических пород, при недостатке глинозема и магнезии, минерализация бора происходила в виде аксинита, и бор парагенетически связан здесь с углисто-графитовым материалом, как это часто имеет место и в турмалино-графитовых магнезиально-глинистых породах осадочно-метаморфического происхождения.

Связь с рудами (которые в Забайкалье тоже испытали метасоматические перемещения, концентрацию в ослабленных и трещиноватых зонах и перекристаллизацию) нельзя рассматривать как аргумент в пользу первично-магматического происхождения бора, — наоборот, по нашему мнению, в свете осадочно-метаморфического происхождения бора и железа следует рассмотреть генетические представления и о связанных с бором свинцово-цинковых рудах.

Значительный интерес представляет уточнение первоисточника бора и генезиса развитых в Приполярном Урале аксинитов, приуроченных к свите нижнепалеозойских пород, представленных кварцево-сланцевыми сланцами и роговиками (Беляков, 1940), а также аксинитов из Тельбесского месторождения Горной Шории (Кляровский, 1953), из месторождений Дальнего Востока (Соловьев, 1944) и др.

### Глава 3

## БОРАТЫ ИЗ НЕКОТОРЫХ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

17

Людвигитовые осадочно-метаморфические породы развиты местами в архейских толщах Южной Якутии, где пластообразные прерывистые тела и линзы, а также мелкие прослойки богатых людвигитом или почти мономинеральных людвигитовых пород входят в состав архейского осадочно-метаморфического комплекса. Они обычно приурочены к залежкам кристаллических доломитов и согласно чередуются с прослоями и пачками кальцифиров, диопсидовых, диопсидо-роговообманковых, диопсидо-магнетитовых и флогопито-магнетитовых пород, серпентино-магнетитовых пачек, а местами и с турмалиновыми прослоями (турмалинитами) осадочно-метаморфического происхождения.

Для людвигита  $(Mg, Fe^{2+})_2Fe^{3+}[BO_3]O_2$  характерна ассоциация с магнетитом, клиногумитом и хондродитом, иногда с первичным табличатым ашаритом и с флюоборитом. Под влиянием менявшихся физико-химических условий в зоне метаморфизма или в связи с гидротермальным воздействием со стороны аляскитовых гранитов, людвигит во многих случаях сильно или полностью разложился с образованием тонкой смеси магнетита и чешуйчато-игльчатого ашарита; нередко эти два минерала находятся в субграфическом прорастании (структура гистерогенного распада). В ряде случаев идиоморфные призмы людвигита включены в зернах магнетита первой генерации, а наряду с развитием вторичных (по людвигиту) мелкочешуйчатого ашарита и тонкозернистого магнетита появляются в этой же зоне серпентин (по минералам группы гумита), бесцветный хлорит с аномальными цветами интерференции, чешуйки брусита, единичные призмочки и волокна сильно плеохроичного в розово-фиолетовых тонах минерала типа дюмортьерита.

На первой стадии гистерогенного разложения людвигита, местами за его счет, помимо магнетита, образуется голубовато-серый, слабо плеохроичный алюмоферроашарит (Сердюченко, 1956<sub>2</sub>), частично замещаемый потом белым, обычным ашаритом. Мелкие и крупные призмы людвигита включены также в кальцифирах, вблизи их контакта с мономинеральными людвигитовыми и людвигито-магнетито-силикатными породами. Внутри карбонатных пород изредка встречаются единичные призмочки варвикита (магнезиально-железистого титан-бората), с плеохроизмом в красно-коричневых тонах.

Людвигит из архей Южной Якутии в шлифах нормальной толщины совершенно не прозрачен, но в тончайших сколах просвечивает, и тогда видно, что он прямо угасает и развит по Ng, ясно плеохроирует от темно-зеленых (Np) до темнобурых (Ng) тонов. Минерал обнаруживает слабую магнитность, напоминая этим магнетит. Цвет людвигита буровато-черный, блеск шелковистый; хорошо выражено волоконистое строение его длиннопризматических кристаллов, которые в поперечных разрезах дают ромбы с углом призмы около 60°. При выветривании они покрываются тонким охристым налетом. Поперечные трещины отдельности пересекают удли-

ненные призмы людвигита почти под прямым углом (см. табл. XVIII, 1 и 2).

В аншлифах людвигит обнаруживает ясную анизотропию и двойное лучеотражение. Плеохроизм отражения (в воздухе) отчетливый: серо-голубой по Nr (перпендикулярно удлинению) и светлосерый по Ng; в поляризованном свете наблюдается (при вращении столика микроскопа) двукратное чередование темносерых и вишнево-бурых окрасок. Отражательная способность значительно ниже, чем у магнетита; в отраженном свете, таким образом, людвигит имеет черты сходства с ильвайтом<sup>1</sup>.

Важно отметить, что в Южной Якутии намечается ясное взаимное замещение по простиранию турмалиновых и людвигитовых метаморфических пород, т. е. фациальные переходы в древнем осадочном цикле от богатых бором глинисто-мергелистых пород к бороносным карбонатно-железистым отложениям.

18

В Суанском районе Кореи широко развиты осадочно-метаморфические породы протерозойского возраста, несогласно налегающие на парагнейсы, инъекционные гнейсы и мигматиты архея. Протерозойская толща, достигающая суммарной мощности до 3000 м, состоит из согласно залегающих и переслаивающихся между собою пачек и свит, представленных различными кварцитами, мраморизованными и слюдяными известняками, слюдяными сланцами, массивными доломитами, тонкополосчатыми известняками, синевато-серыми или черными сланцами (с органикой), кремнистыми сланцами и филлитами.

После мезозойского орогенеза все эти породы были прорваны суанским гранодиоритом, вызвавшим разнообразные контакт-метаморфические изменения во вмещающих породах. Особый для нас интерес представляют данные о составе доломитовых мраморов в районе рудника Котудо (Kotudo), где эти древние осадочно-метаморфические породы (в восьми проанализированных образцах, взятых в участках вне развития котойто-доломитовых пород<sup>2</sup>) содержат  $B_2O_3$ —1,00; 0,56; 1,40; 1,33; 1,33 0,63; 6,44 и 2,94%. Ватанабе (T. Watanabe, 1943), следуя традициям, считает этот бор пневматолитически привнесенным из суанского гранитного массива, но никаких убедительных доказательств своей точки зрения не приводит. Между тем гораздо проще и естественнее рассматривать широкое распространение бора в некоторых участках и горизонтах этих доломитовых толщ, как явление первично-осадочное, связанное с накоплением бора в древних химических (главным образом карбонатных) осадках. В условиях же последующего регионального метаморфизма и инъекционного воздействия изверженных (гранодиоритовых) пород на борсодержащие доломиты произошли явления перекристаллизации (в частности — собирательной) и пневмато-гидротермальные перемещения борных соединений, минерализация их в некоторых трещинных зонах, в частности вдоль или вблизи интрузивных тел. Как это известно и доказано для многих других минералов (например: графита, гранатов, флюорита, амфиболов, турмалинов и др.) осадочно-метаморфических толщ, здесь также имел место не привнос из магмы, а, наоборот, поглощение и перенос ею минерального вещества из вмещающих пород с укрупнением кристаллов вблизи внедрившихся изверженных тел, а местами и в них самих (в зоне ассимиляции).

<sup>1</sup> Некоторыми геологами южнокорейский людвигит первоначально и был принят за ильвайт, но с самого начала против этого говорило отсутствие в почти мономинеральных «ильвайтовых» породах CaO и SiO<sub>2</sub>.

<sup>2</sup> Состав котойта: 63,46% MgO и 36,54% B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, т. е. Mg<sub>3</sub>B<sub>2</sub>O<sub>6</sub>.

В непосредственных контактах с гранодиоритами, в зоне месторождений цветных металлов и золота Котудо (Kotudo), имеются четко ограниченные участки котоито-доломитовых мраморов, расположенных среди обычных (борсодержащих, см. выше, но безжелезистых) мраморизованных доломитов. Доломитовые мраморы и котоито-доломитовые участки и зоны местами замещаются явно более поздними, чем бороносные породы, массами диопсидового скарна и рудными сульфидами, главным образом медными, также цинковыми и свинцовыми. Главное направление диопсидовых скарнов обычно грубо параллельно слоистости метаморфических пород, и согласно с этой первоначальной слоистостью между доломитовым мрамором и диопсидовым скарном расположены богатые людвицитом или почти чисто людвицитовые гнездообразные скопления и прослойки. Людвицит в котоитовых мраморах встречается редко. Вместе с возрастанием роли людвицита появляется в мраморах магнетит, который обычно не встречается вместе с котоитом. По данным Шаннона (Shannon, 1921), людвицит из района рудника Хол Гол (Hol Gol) в Корее совершенно черный с шелковистым блеском и состоит из агрегатов призматических волокон; твердость его 5,2—5,5; черта — зеленоватая до буровато-черной (значительно темнее, чем у людвицита из Айдахо). Особенностью корейского людвицита оказалась его магнитность<sup>1</sup>.

Ватанабе (И. с.) рассматривает людвицит, флюоборит и ашарит из этой зоны как вторичные образования за счет котоита, который с привнесом железа превращался в людвицит. Однако первый из трех боратов в архее Южной Якутии — явно первичный и метаморфический, и замещается ашаритом и магнетитом, а второй обнаружен среди мраморизованных известняков Питкаранты (Escola, 1952) и также представляет, очевидно, метаморфогенную минерализацию первично-осадочного бора (и фтора). Надо полагать, что в Корее людвицит мог образоваться за счет относительно богатой железом осадочной бороносной породы, а в тех случаях, где железа не было, в чистых карбонатных толщах формировался котоит.

В этом же районе Кореи за счет разновозрастных с карбонатными толщами глинистых бороносных осадочных пород в результате регионально-и контакт-метаморфических процессов сформировались биотито-турмалиновые сланцы и роговики.

Большой интерес представляют также магнетито-боратовые руды из архейских толщ Центральной Швеции. Подчинены они комплексу метаморфизованных кремнистых и глинистых пород (лептитов и геллефлинты) и переслаивающихся с ними известняков. Кварцсодержащие руды (магнетитовые и гематитовые) рассматриваются сейчас шведскими геологами как древние химические осадки, причем источником железа и кремния была, по их мнению, главным образом поствулканическая деятельность. Сходные по своему внешнему виду «скарновые» и известняковые магнетитовые руды в главной своей части образовались как древние осадки или как поверхностные замещения в карбонатных породах. Скарновые минералы сформировались здесь, в зоне существовавших уже осадочных руд, под влиянием метаморфизма, обусловленного внедрением наиболее древних архейских гранитов. Эти скарны возникли там, где помимо железосодержащих минералов имелись свободные кремнезем и карбонаты. Это, по терминологии шведских геологов, «реакционно-скарновые руды».

<sup>1</sup> Интересно отметить, что корейский людвицит первоначально был описан Кото (В. Koto, 1910) как ильвант, а позже Хиггинс (D. F. Higgings, 1918) отнес его к новой разновидности пироксенов и назвал «колбранитом» (по местности в Корее).

(reaction skarn ores). Магнетиты сопровождаются здесь обычно осадочно-метаморфическими скарнированными породами (пироксенового, амфиболового и гранатового состава). Скарны эти в большинстве случаев непосредственно сочетаются и граничат с известняками и доломитами и частично смешаны с ними, проявляя местами и явные признаки их метасоматического замещения. В некоторых же случаях имеют место бесспорные метасоматические отношения между карбонатными породами и скарново-известняковыми магнетитовыми рудами, которые, по мнению шведских геологов, были всецело образованы (первично) в результате контакт-метасоматического воздействия и привноса железа из этих же гранитов (primary skarn ores).

В марганцево-железистых и железистых известняковых рудах (реакционно-скарновых рудах), в их настоящей стадии метаморфизации, еще содержатся марганцево-железистые и железистые карбонаты, смешанные с преобладающим магнетитом; в этих толщах имеются и местами широко развиты скарновые силикаты, а также выделения графита (за счет диссоциации карбонатов при метаморфизме или, как нам представляется, и за счет преобразования органического вещества). Все это представляет собою результат метаморфической реакции между карбонатной рудой, кварцем и доломитом; силикатные скарны обычно расположены между смешанными с доломитом рудами и их кремнистыми боковыми породами (лептитом и геллефлинтой).

Характерной разновидностью первично-скарновых руд, по данным Гейера и Магнуссона (Geijer a. Magnusson, 1948), являются высокомагнезиальные скарны (главным образом минералы гумитовой группы, оливин или серпентин), имеющие умеренную распространенность. Для некоторых диоксидовых, тремолитовых и подобных скарнов и связанных с ними магнетитовых руд контакт-метасоматический генезис, по этим авторам, проблематичен или по крайней мере только возможен, но в отмеченных выше исключительно магнезиальных скарнах контакт-метасоматическое (магмагенное) происхождение представляет бесспорную очевидность, так как в них, помимо магнетита, местами, но очень характерно появляются бораты (людвигит, флюоборит, ашарит), рассматриваемые сейчас обычно как типичные контактные образования.

Распространение и минеральный парагенезис людвигита специально и подробно были изучены Гейером (Geijer, 1926, 1939) для района Норберга (Tallgruvan) и района Фалуна (Sjögruvan, Stålba).

Тальгруван (Tallgruvan) и др. представляют магнетитовые месторождения, в которых замещается доломит, подчиненный в свою очередь лептитам; для магнетита широко развита октаэдрическая отдельность, а людвигит развит в виде тонких волокнистых агрегатов и реже образует толстые отдельные призмы, встречающиеся и в самих доломитах, преимущественно вблизи рудного тела.

Удлиненные призмы людвигита дают ромбовидные поперечные разрезы с углом  $60^\circ$ . В шлифах этот минерал то совершенно непрозрачен, то слабо просвечивает; в последнем случае он сильно плеохроирует: по Np и Nm темнозеленый, по Ng — бурый или совсем черный;  $Nm \sim 1,85$ ;  $2V = 38^\circ$ ; Гейер (Geijer, 1926) относит минерал к обыкновенному ферролюдвигиту. К сожалению, не удалось отобрать минерал в чистом виде и проанализировать.

Местами людвигит хорошо сохранился, но довольно часто людвигитсодержащая порода (с магнезиальными силикатами) заменена почти полностью тонкою смесью рудного минерала (магнетита) с серпентином, ашаритом и бруситом.

Флюоборит и ашарит присутствуют как первичные минералы, но последний образует также и вторичные волокнистые агрегаты по людвигиту

и флюобориту. Борные минералы ассоциируют с минералами гумитовой группы, с форстеритом, шпинелью, хлоритом (бледноокрашенным, типа лейхтенбергита) и с вторичными продуктами — серпентином и бруситом.

Призмы людвигита нередко включены в магнетите и, очевидно, они кристаллизовались в самом начале, за ними следовали форстерит и гумитовые минералы, потом магнетит и шпинель. Брусит, лейхтенбергит и ашарит заканчивали здесь цикл минерализации, начатый людвигитом; но, с другой стороны, брусит и хлорит могли развиваться (в относительно крупных пластинках) непосредственно по доломиту.

Интересно отметить, что в других участках месторождений, где магнетит ассоциирует с диопсидом и гранатом, бораты отсутствуют.

В железорудном и марганцевом месторождении Лонгбан, в той же архейской зоне Центральной Швеции, еще в 1891 г. Флинк (Flink, 1891) описал марганцевый людвигит (пинакиолит —  $3\text{MgO} \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot \text{MnO} \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3$ ), который приурочен здесь к краевой зоне содержащих гаусманит доломитов, также имеет удлиненно-призматический облик и штриховатость кристаллов и сопровождается местами тейфройтом, манганофиллитом и др. Самые руды Лонгбана являются осадочно-метаморфическими (Magnusson, 1936) и первоначально сформировались при умеренной или низкой температуре, а марганцевый людвигит образовался при этом в результате деятельности борных флюидов. Мы считаем, что вполне логично следует, согласно с мнением Магнуссона, объяснить генезис не только железных и марганцевых руд Центральной Швеции, но и людвигитов Норберга и пинакиолитов Лонгбана осадочным хемогенным накоплением бора вместе с железистыми или марганцовистыми осадками среди древних карбонатных (главным образом доломитовых) толщ, с их последующим метаморфизмом (региональным и контакт-инъекционным, обусловленным вторжением древних архейских гранитов).

Еще в пору полного господства представлений о магматогенном происхождении железных руд Центральной Швеции, П. Н. Чирвинский (1912) после осмотра многих из них в 1910 г. (во время экскурсий XI Международного геологического конгресса) пришел к выводу, что скорее всего они представляют собою сильно измененные древние осадочные образования.

Наиболее ограниченное распространение в Центральной Швеции имеют апатитсодержащие (до 5%) магнетитовые (и гематитовые) руды, в которых видимый простым глазом апатит располагается часто струйками или прерывистыми полосками параллельно границам рудного тела, а рудные тела расположены согласно с простиранием и падением лептитов или образуют серии рудных жил, заполняющих в них трещины. Генезис таких апатитовых руд рассматривается шведскими геологами как магматический, подобно свершведским месторождениям Кируна и Гелливаре. Принадлежность последних к магматогенным образованиям является весьма сомнительной, и после многих десятков лет исследований геологи условно соглашаются считать эту железную руду продуктом дифференциации той же магмы, от которой отщепились и сопровождающие руду порфиры. «Однако детали этой дифференциации и соответствующих физико-химических процессов заключают в себе всё еще много неясного».

Таким образом, среди широко распространенных железных руд несомненного первично-осадочного происхождения (кремнистых и реакционно-скарновых) Гейер и Магнуссон (Geijer a. Magnusson, 1948), особенно первый из них (Geijer, 1939), выделяют имеющие незначительное распространение контакт-метасоматические, в частности боратовые, магнетитовые руды. Это выделение сильно магнезиальных и борсодержащих «первично-скарновых руд» в особую генетическую группу не имеет однако, по нашему мнению, убедительных доказательств, а руды эти должны рассматри-

ваться как частный случай осадочно-метаморфических (скарнированных образований), на которые было наложено последующее контакт-метасоматическое воздействие, связанное с перекристаллизацией и метасоматическим перемещением имевшегося материала, но без сколько-нибудь значительного привноса со стороны магмы. Вполне возможно при этом, что подвижность и повышенная реактивность в участках этого наложенного метасоматоза связаны с местными осадочным накоплением химически активных и подвижных элементов — железа, бора, магния, фтора.

Как здесь, так и в других аналогичных геологических условиях, например на Алдане, развитие в парагенезисе с борными минералами хондрита и клиногумита нет оснований рассматривать непременно как результат метасоматической перекристаллизации и замещения оливина; эти фторсодержащие минералы в большинстве случаев приурочены к определенным фациально-геологическим условиям и образовались за счет метаморфизации обогащенных фтором древних карбонатных осадков; физико-химическая обстановка древнего (как и геологически более позднего) хемогенного осадконакопления для фтора и бора местами была, очевидно, очень близкой. Поэтому в соответствующих осадочно-метаморфических породах возникли не только спорадические концентрации магнезиальных, магнезиально-железистых и магнезиально-марганцевистых боратов, но и магнезиальных боратов с высоким содержанием фтора (флюоборита), причем все эти бораты парагенетически ассоциируют с магнетитом и с фторсодержащими магнезиально-железистыми силикатами (гумитовой группы), нередко переслаиваются с магнетито-силикатными рудами и боро-силикатными (турмалиновыми) пачками.

Следует при этом вспомнить, что на раннем этапе изучения железных руд Центральной Швеции (до 1906 г.) все рудные месторождения правильно рассматривались здесь как осадочные образования, согласно со своими особенностями группирующиеся в отдельные типы, приуроченные к определенным стратиграфическим подразделениям.

## 20

Химический состав людвигита из архейских пород Южной Якутии приведен в табл. 8, где даны для сравнения и составы людвигитов из других месторождений. Все они хорошо соответствуют эмпирической формуле  $4\text{RO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ , где  $\text{R} = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}$ , отчасти  $\text{Mn}^{2+}$ . Изоморфные замещения  $\text{MgO} - \text{FeO}$  приводят не только к выделению магнезиальных разновидностей, близких к  $\text{MgO} \cdot 3\text{MgO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$  (магнезиолюдвигиты), и железистых, близких к  $\text{FeO} \cdot 3\text{MgO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$  (ферролюдвигиты), но и сильно железистых минералов этого же типа, близких к  $\text{MgO} \cdot 3\text{FeO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$  (вонсенины). Во всех случаях людвигиты парагенетически ассоциируют с железными рудами, а в случаях приуроченности магнезиально-борных соединений к марганцевым месторождениям образуется марганцевый аналог людвигита — пинакиолит  $3(\text{Mg}, \text{Mn})\text{O} \cdot \text{MnO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3$ .

В условиях древней хемогенной седиментации, при упаривании остаточных морских водоемов, лагун и др., когда железо и марганец в таких концентрированных растворах почти совсем отсутствовали, шло, очевидно, в ряде случаев выпадение в осадок соединений бора в связи главным образом с карбонатами магния и  $(\text{Ca} + \text{Mg})$ . При отсутствии или ничтожном содержании в хемогенном осадке фтора, в итоге диагенетических процессов, литофикации и последующего наложения метаморфизма (с местными метасоматическими перемещениями и перекристаллизацией), происходило формирование котоита —  $3\text{MgO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ , входящего в состав котоитовых мраморов и доломитов (например, в Корее). Если же в хемогенном осадке, наряду с бором, шла концентрация и выпадение фтористых соединений

Химический состав людвицитов из разных месторождений (вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,50	17,33	16,32	15,64	14,24	14,12	16,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,21	2,39	2,33	1,68	Нет	—	0,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,14	33,54	36,56	36,87	40,31	34,82	37,70
FeO	5,46	10,73	16,97	23,14	30,34	39,75	12,03
MnO	Следы	0,37	0,30	0,20	0,28	—	—
MgO	38,69	35,64	27,22	22,47	14,52	10,71	32,47
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,30	Следы	0,24	—	—
Сумма .	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,40	100,00

1. Людвицит из медных месторождений Лемхи Кунти (Lemhi County), Айдахо, США; примеси исключены; состав пересчитан на 100%; сопровождается большим количеством магнетита (E. V. Shannon, 1921).

2. Людвицит из осадочно-метаморфической протерозойской толщи в Суанском районе Кореи; примеси исключены; состав пересчитан на 100% (E. V. Shannon, 1921).

3. Людвицит из людвицито-хондродито-магнетитового скарна в зоне контакта гранитов с кембрийским мраморизованным доломитом, содержащим флюоборит и жилочки плавинового шпата; Кайлбрид (Kilbride, Saue) (Tilley, 1951).

4. Людвицит из зоны магнетито-хондродито-людвицитовых пластообразных осадочно-метаморфических архейских пород в Южной Якутии; примеси исключены и анализ пересчитан на 100%.

5. Людвицит из образца породы, взятой в зоне контактов гранитов с известняками; порода содержит магнетит и представляет собой пироксено-амфиболо-форстеритовый и флогопитовый агрегат; р. Догдо в северной Якутии; примеси исключены и анализ пересчитан на 100% (B. A. Вакар, Э. В. Книпович, И. И. Шафрановский, 1934).

6. Вонсенит «из контактовой зоны с известняками», FeO : MgO = 2 : 1; Риверсайт Кунти (Riverside County); Калифорния (A. S. Eakle, 1920).

7. Людвицит из магнетитовых руд в зоне нижнепалеозойских доломито-известняковых пород; Домино, Забайкалье (С. С. Смирнов, 1955); примесь карбоната исключена и анализ пересчитан.

(типа MgF<sub>2</sub>, CaF<sub>2</sub>), то в итоге (помимо котоита или без него) образывался флюоборит — 3MgO·B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·3Mg(OH,F)<sub>2</sub> (например, в Питкаранте и др.). Как отмечено выше, с магнезиальными и магнезиально-железистыми боратами очень часто (почти всегда) пространственно и генетически ассоциируют минералы группы гумита, богатые фтором. Таким образом, для боратовых месторождений рассмотренного нами типа характерен парагенезис элементов: железа, магния, бора и фтора, что было уже отмечено ранее в литературе (Geijer, 1926; Watanabe, 1943, и др.):

котоит

котоит + 3Mg(OH,F)<sub>2</sub> = флюоборит

котоит + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·FeO = людвицит

хондродит, клингоумит

Все исследователи усматривают в этом геохимическом парагенезисе проявление магматогенного процесса, связанного с первичным выносом бора и фтора из магмы и с явлениями так называемого фторо-борного метасоматоза (в доломитах) (Watanabe, 1943; Tilley, 1951, и др.).

Однако имеются веские основания считать, что во многих случаях такая точка зрения является ошибочной: бор и фтор почти одновременно выпадают в осадок при формировании доломитов, как это было установлено, например, для нижнепермских отложений Приуралья (см. ниже — Страхов и Борнман-Старынкевич, 1946; Драгунов и Катченков, 1953). Этот осадочный процесс, в отношении бора, очевидно, гораздо сильнее выраженный в архейское время, и дал в осадочно-метаморфических тол-



щам основу для минерального парагенезиса — доломит, котоит, флюоборит, людвигит, хондродит, форстерит. Последующие магматические (гранитные) внедрения вызывали, очевидно, только или главным образом перекристаллизацию, усиливали метасоматические процессы, сопровождались в некоторых случаях и эндоконтактными изменениями — поглощением гранитами бора и турмалинизацией приконтактовых зон и т. д.

Отметим, что первая находка людвигита в восточной Сибири принадлежит С. С. Смирнову (1928), который обнаружил этот минерал в Доинском железорудном месторождении Нерчинского горного округа. Минерал образует сплошные агрегаты мелких шестоватых и игольчатых кристаллов черного цвета, которые нередко встречаются в смеси с магнетитом и в виде вкрапленности в кристаллических известняках. Людвигит этот просвечивает и обладает характерным плеохроизмом, т. е. является, магнезиальным ( $MgO : FeO = 5 : 1$  (табл. 8, анализ 7)).

В людвигите же с р. Догдо (табл. 8, анализ 5)  $MgO : FeO = 2 : 2$  и его шестоватые или игольчатые агрегаты — черные, и в шлифах совершенно непрозрачны даже их тонко измельченные зернышки. В отраженном свете установлена была авторами оптическая анизотропность минерала (4-кратное погасание при скрещенных николях), а также обнаружены включения магнетита и лимонитовые прожилки. Твердость 5; уд. вес 4, 29; растворяется в  $HCl$  и  $H_2SO_4$  (Вакар, Книпович, Шафрановский, 1934).

В людвигите иногда присутствует значительное количество  $+H_2O$  (до 3%), но исследования ряда ученых привели их к выводу, что вода не входит в конституцию минерала. В частности, предпринятые нами попытки уточнить поведение воды при помощи кривых нагревания алданских людвигитов положительного результата не дали.

В табл. 9 приведены данные рентгеновского исследования людвигита, произведенного по методу порошков.

Таблица 9

Порошковая рентсенограмма южноякутского людвигита  
(Рентгеновская лаборатория Отдела петрографии осадочных пород ИГН АН СССР,  
С. И. Берхин, 1954)

№ линии	$d_{hkl}$	$I$	№ линии	$d_{hkl}$	$I$
1	7,66	Слаб.	21	1,52	Сильн.
2	5,79	»	22	1,50	»
3	5,27	Сильн.	23	1,40	»
4	3,43	Средн.	24	1,33	»
5	3,11	»	25	1,29	Средн.
6	2,89	Сильн.	26	1,26	»
7	2,62	Оч. сильн.	27	1,22	Слаб.
8	2,41	Средн.	28	1,19	»
9	2,32	»	29	1,17	Средн.
10	2,22	Сильн.	30	1,14	Слаб.
11	2,19	Средн.	31	1,11	»
12	2,10	Сильн.	32	1,09	Средн.
13	2,04	Слаб.	33	1,06	Слаб.
14	2,00	»	34	1,05	»
15	1,96	Сильн.	35	1,03	Оч. сильн.
16	1,91	Слаб.	36	1,006	Сильн.
17	1,80	Средн.	37	0,998	»
18	1,61	Сильн.			
19	1,56	»			
20	1,55	»			

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ БОРА И БОРОНОСНЫЕ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

21

Солевой состав водных бассейнов в прежние геологические эпохи и условия выделения хомогенных минералов в древних осадках были, очевидно, существенно иными, чем в современных морях и континентальных водоемах, и мы можем считать, что в архейский и протерозойский периоды в зоне осадконакопления выделялось гораздо больше соединений бора, чем это мы можем наблюдать в настоящее время, и таким образом имелись условия для широкого развития борсодержащих пород в метаморфизованных толщах архея и протерозоя.

В. М. Гольдшмидт и К. Петерс (Goldschmidt und Peters, 1932) установили, что бор является талассофильным элементом, руководящим элементом морских осадков. В илисто-глинистых осадках древних геологических периодов он концентрировался из морской воды, которая содержала его весьма повышенное количество и, в результате газообразных подводных вулканических выносов и, возможно, иного состава атмосферы. Глины и глинистые сланцы морского происхождения содержат 0,1%  $B_2O_3$  (т. е. столько же, как и морская вода современных морей и океанов), а изверженные кислые и основные породы — 0,001%. Поэтому авторы считают, что образование турмалина в метаморфизованных морских осадках (глинистых и слюдяных сланцах и т. д.) связано с химическим составом самого осадка, а не с привносом бора со стороны гранитной магмы. Большие количества бора в течение геологических периодов вошли в состав морских осадков и, зафиксированные там в виде химически и механически стойкого турмалина, были выведены из кругооборота борных растворимых соединений, с чем, повидимому, связано и сильное уменьшение количества бора в современных морях<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> В. Н. Лодочников в редакционном примечании к переводу книги Розенбуша (1934) (Описательная петрография, стр. 519) отмечает: «...В довольно многочисленных шлифах глинистых сланцев и слюдяных микросланцев, исследованных мною в Восточной Сибири, встречается почти повсюду в них турмалин (два-три и очень редко до десятка очень мелких — сотые доли миллиметра — кристалликов на шлиф), но ни разу не имел он ни голубого, ни фиолетового цвета (как это указывает для турмалиновых призмочек из глинистых сланцев Розенбуш. — Д. С.). Турмалины таких пород в шлифах имеют чаще всего грязнозеленую, буро-зеленую и зелено-бурую окраску».

Однако этот ученый сомневался в выводах Гольдшмидта и Петерса (Goldschmidt und Peters, 1932) об осадочно-метаморфическом происхождении турмалина в сланцах, что «интересно было бы проследить... на большем и более разнообразном статистическом материале». По мнению Лодочникова, турмалин является характерным минералом кристаллических сланцев, по нахождению в которых турмалина можно было всегда прежде заключить, что «кристаллические сланцы представляют собою продукты контактового или регионально-контактового метаморфизма. Кристаллические сланцы огромным большинством исследователей рассматриваются теперь как регионально-контактовые образования».

В монографии о серпентинах и серпентинитах В. Н. Лодочников (1936) в качестве аргументов в пользу своей теории о «полярности минералов» приводит ряд литературных данных, которые должны были бы подтвердить вынос бора из ультраосновных или основных, а не из кислых изверженных пород. При этом подчиненный в своих суждениях определенной идее, которая находит подтверждение и в исследованиях Сахама (Sahama, 1945) по финской Лапландии, он совершенно не принял во внимание третьей (в ряде случаев наиболее реальной, по нашему мнению) возможности получения бора — из вмещающих изверженные породы осадочных толщ.

Так, по мнению Дюпарка и Сигга (Duparc et Sigg, 1914), турмалины Сысертской дачи на Урале находятся в 5 км от ближайшего выхода гранитов и генетически связаны с серпентинитами. «Крупные, до 10 см длиною кристаллы магнезиального турмалина обнаружены авторами в контакте серпентинитов с известняками, часто превращенными

А. Е. Ферсман (1939) приводит весовые кларки бора (в %):

Земная кора . . . . .	0,001
Глубинные породы . . . . .	0,0001
Глинистые породы поверхности . . . . .	0,015
Морская вода (по сухому остатку) . . . . .	0,015
Нефтяные воды (по сухому остатку) . . . . .	0,6—0,01
Растения морские (по весу золы) . . . . .	0,15

Таким образом, бор концентрируется в морских водах и в илесто-глинистых (морских и лагунных) осадках; содержание его в этих породах в среднем в 15 раз превышает среднее его содержание в земной коре.

В согласии с А. Е. Ферсманом (1939) мы можем считать, что самым интересным генетическим типом концентраций бора является накопление его из остаточных рассолов отмирающих морей и океанов. «. . . Накапливающийся в морской воде бор сохраняется очень долго в растворе и собирается вместе с солями калия и натрия в самых остаточных концентрированных рассолах, где частично выпадает в калиевой зоне под влиянием образования более устойчивых, трудно растворимых решеток с ионами кальция и особенно магния. . .». По современным данным общая масса изверженных пород содержит только 1/50 часть бора, заключенного в Мировом океане, и 1/500—1/1000 часть бора, связанного в толщах пород осадочного происхождения.

А. П. Виноградов отмечает, что очень устойчивое отношение В/Сl, равное  $2,39 \cdot 10^{-4}$  для современных морских вод (от 0 до 6000 м глубины), для морей бессточных областей имеет более высокое значение: в Каспийском море  $V/Cl = 6,6 \cdot 10^{-4}$  и в Аральском —  $6 \cdot 10^{-4}$ . Это, повидимому, «указывает на питание этих морей водами из зараженных бором областей. . .». Особенно много бора выделяется и выделялось в связи с современными и древними вулканическими газами и возгонами. «В процессе отмирания моря бор концентрируется в конечных рассолах, вместе с солями К, Mg и др. . . Осадочные породы, как правило, всегда богаче бором, чем магматические. . .» (Виноградов, 1944, стр. 12).

По данным А. П. Виноградова (1935), в золе морских водорослей содержится до целого процента бора (В), а известны организмы с содержанием 3—5% бора в их золе. С этим обстоятельством связано, очевидно, обычно

---

здесь в кристаллические доломиты, но не в этих контактных образованиях, а в самих серпентинитах, метаморфизирующих иницирующих известняки. . .». Мы полагаем, что источником бора здесь могли быть осадочные карбонатные породы.

К этому же генетическому типу следует, очевидно, отнести и микроскопические кристаллики турмалина, наряду с флогопитом и скаполитом обнаруженные Лакруа (Lacroix, 1914) в экзоконтактно-измененных известняках около пиренейских лерцолитов.

В связи с работой Грилла (Grill, 1926) Лодочников отмечает, что не ясно, связаны ли «синие турмалины в филлитах у Pinerolese генетически с серпентинитами и габбро. . .; во всяком случае никаких других магматических пород, кроме указанных, не упоминается. . .».

В связи с изложенным целесообразно остановиться на недавней работе Коарка (Coark, 1950), содержащей описание хлоритовых и тальковых сланцев в долине Фуртшагль (Тироль), в которых обнаружены кристаллы турмалина. Автор не смог объяснить образование турмалина выносом бора из гранитного массива, находящегося на расстоянии 300 м, так как сланцеватость хлорито-тальковых пород перпендикулярна к направлению гранитной интрузии; в гранитных пегматитах боросодержащих минералов нет, а между гранитами и турмалиновыми сланцами не обнаружено никаких минеральных новообразований, что говорило бы о движении со стороны гранита минерализованных растворов; поэтому Коарк склоняется к выводу, что турмалин образовался за счет бора, накопившегося в остаточных расплавах и растворах ультраосновной магмы, из которой образовались магнезиальные сланцы. Однако автор не исключает частичного происхождения бора также из вмещающих метаморфизованных осадков.

повышенное содержание бора (0,1%  $B_2O_3$ ) в золе каменных и древесных углей.

Интересно распределение бора в нижнепермских (кунгурских) отложениях Башкирского Приуралья, изученных Н. М. Страховым и И. Д. Борнеман-Старынкевич (1946). Определения  $B_2O_3$ , по данным Г. И. Белькова (1940), П. И. Преображенского и Т. Н. Поленовой (1939), показали, что в слоях каменной соли, как правило, бора практически нет; если же он здесь содержится, то в связи с нерастворимым (глинистым) остатком. «В ангидридах бор явственно накапливается, причем в тем большей степени, чем более карбонатными оказываются эти породы; максимум содержания бора падает на группу ангидрито-доломитовых и ангидритных доломитов (до 0,06%  $B_2O_3$ )» (Страхов и Борнеман-Старынкевич, 1946, стр. 270).

Очень важно, что в некоторых глинах галогенной толщи содержание  $B_2O_3$  гораздо выше его концентраций в хемогенных породах и в наиболее обогащенных бором соленосных глинах достигает 0,5—0,7%  $B_2O_3$ , вследствие, повидимому, сорбции из лагунных вод бора (и стронция) глинистыми (коллоидальными, главным образом) частицами.

Основным источником питания предуральской Кунгурской лагуны бором (также стронцием и бромом) было море Русской платформы, откуда элементы эти в главной своей массе поступали в лагуну, подобно тому, как это наблюдается теперь для лагун засушливого климата, например Кара-Богаз-Гола. По Н. М. Страхову, в Кунгурской лагуне раньше всего (при солености менее 15%) выпадали в осадок F (флюорит) и Sr (целестин), при солености выше 15% выпадали соединения бора, а еще позже (при солености около 25%) садились минералы брома.

Выполнив количественные геохимические исследования бора с помощью разработанного им самим спектрохимического метода, дающего определения бора (B) между 1,0 и 0,001% с возможной ошибкой менее  $\pm 10\%$ , Ландергрэн (Landergren, 1945) получил более точные и надежные данные, чем были в распоряжении Гольдшмидта и Петерса, изучавших распределение бора в породах при помощи оптически-спектрального анализа, оценивавшего количество бора приблизительно до половины порядка (0,1; 0,01; 0,001% и т. д.).

Исследования обширной серии шведских современных и четвертичных осадков, горных пород и железных руд разного геологического возраста показали, в согласии с выводами Гольдшмидта и Петерса (Goldschmidt und Peters, 1932), что:

а) содержание бора в осадках, образующихся в воде с относительно постоянной соленостью, находится в явной зависимости от природы осадка, повышаясь вместе с понижением зернистости пород, т. е. вместе с повышением их глинистости (и, следовательно, содержанием в них алюминия);

б) содержание бора в глинистых осадках одинакового состава повышается вместе с соленостью бассейнов, которая характеризуется частотой нахождения различных диатомовых форм; получено, в частности, такое соотношение между содержанием B (в процентах) и соленостью воды, в которой происходила современная седиментация (в промиллях, ‰) :

Koster	0,015 B	. . . . .	35
Alsbäck	0,008 B	. . . . .	18,6
Sundsvall	0,0025 B	. . . . .	5,8

Среди докембрийских пород почти неизменные глинистые сланцы Grythytte-серии содержат мало бора (0,010—0,011  $B_2O_3$ ); микроскопически Зундиус (Sundius, 1922) установил в этих породах наличие турмалина, который имеет характер первичного образования. По крайней мере часть бора является здесь первичной составной частью древнего осадка, но

в наиболее тонкозернистой разновидности сланцев турмалин встречается спорадически, и автор допускает здесь адсорбцию бора из морской воды.

Гораздо более сильно метаморфизованы докембрийские породы Лагсбо-серии, представленные кварцитами, слюдяными сланцами и гнейсами. По исследованию Хельмквиста (Sv. Hjelmqvist, 1938), кварциты слагают краевые части, а гнейсы — центральную часть синклинали, образованной продуктами разрушения лептитовой формации (флиша), смятыми в складки в течение Шведско-Финского (Sveco-Fennidian) орогенеза. Относительно грубозернистый (местами аркозовый) характер осадочного комплекса говорит о том, что перенос материала происходил на незначительном расстоянии, а следовательно и химическая дифференциация не могла быть значительно развитой. Восемь химических анализов показали, что содержание  $B_2O_3$  в породах комплекса колеблется от 0,003 до 0,55%, т. е. оно очень неравномерно. Эта неравномерность отражает, очевидно, первичное распределение бора в древнем осадке, а метаморфогенная кристаллизация турмалина, связанная с перемещением и местным обогащением, еще больше усилила эту неправильность в распределении бора. Хельмквист отмечает, что в центрально расположенных олигоклазовых гнейсах турмалин распределен очень неравномерно, но в других породах, особенно в глиноземистых слюдяных кварцитах и слюдяных сланцах, содержание турмалина очень велико. Это наводит на мысль, что более высокое содержание бора связано с осадками, более богатыми глиной, которые могли адсорбировать бор из морской воды. Хельмквист установил также, что железистость турмалинов (и биотитов) находится в прямой пропорциональной зависимости от общего содержания железа в метаморфических осадках. Мы вполне согласны с мнением Ландергрена, что описанный выше комплекс докембрийских пород является показательным примером того, как осадок, метаморфизованный и вместе с этим подвергшийся мигматизации, преобразован в турмалинсодержащие гнейсы, в которых требуемое для образования турмалина количество бора отложилось в первичных морских осадках; здесь нет оснований предполагать, что бор был вынесен посредством каких-то гипотетических эманаций из «фронта мигматизации».

Ландергрэн определил содержание бора также в 17 образцах различных шведских гранитных пород; от 0,001 до 0,010%  $B_2O_3$ . Наиболее бедны бором древние архейские гранито-гнейсы; относительно богаты им некоторые типы гранитов, рассматриваемые как палингенные породы. Значительные вариации в содержании бора, по автору, унаследованы от первичного (осадочного) материала, подвергшегося потом переплавлению или гранитизации (см. фиг. 1).

Суммируя результаты исследований по геохимии бора, М. Г. Валяшко (1953) отмечает что:

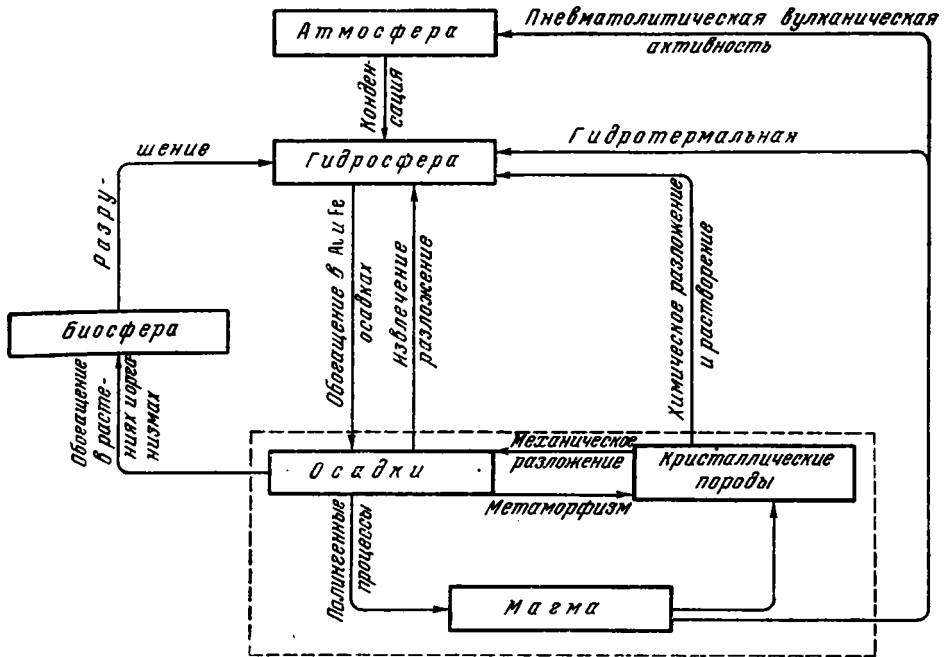
а) в гипергенных условиях хорошо растворимы только бораты щелочных металлов, а кальций и магний образуют с бором относительно малорастворимые соединения;  $Ca^{++}$  и  $Mg^{++}$  могут рассматриваться как ионы-осадители для борат-ионов, но избыток хлоридов этих металлов удерживает бор в растворе;

б) низкая растворимость борных соединений кальция и магния ограничивает миграционную способность бора в условиях земной поверхности;

в) окислительно-восстановительный потенциал в пределах его изменения в зоне гипергенеза не влияет на формы нахождения бора и его миграцию;

г) характерной особенностью соединений бора является их способность адсорбироваться или соосаждаться с мелкодисперсным глинистым веществом; природа этого явления еще не вполне ясна;

- д) исследования автора показали, что бор хорошо соосаждается с некоторыми соединениями железа, магния, марганца и др.;
- е) живое вещество в некоторых своих проявлениях также склонно концентрировать бор и таким образом оказывать влияние на его миграцию;
- ж) наиболее подвижен бор в кислой и особенно в щелочной среде, и концентрации бора должны быть приурочены поэтому к зонам распространения кислых и щелочных вод и к областям их соприкосновения с сульфатными и хлоридными водами, несущими ионы кальция и магния;
- з) распространение кислых вод ограничено в основном районами активной вулканической деятельности, а щелочные воды часто связаны



Фиг. 1. Схема цикла бора в земной коре (Landergrén, 1945<sub>2</sub>).

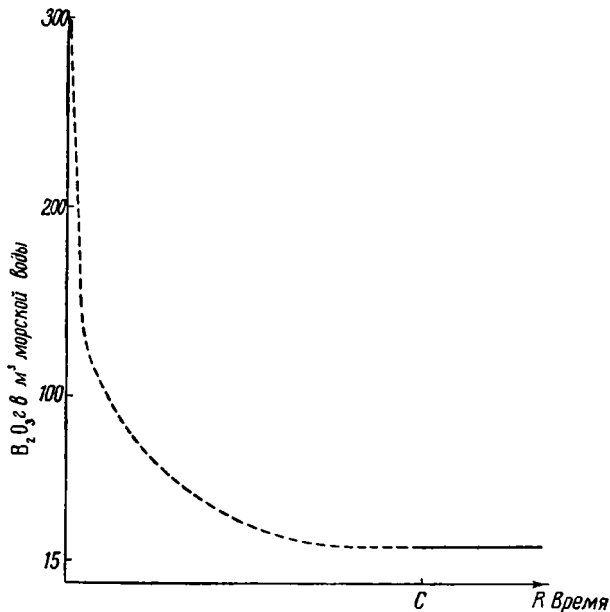
с областями развития кристаллических пород и районами затухающего вулканизма; *первый тип концентраций бора связан с вулканической деятельностью и со сбором продуктов выветривания кристаллических пород* (например, Тоскана в Италии, оз. Урмия в Иране, оз. Бус-Тее в Тибете, Аскоты в Южной Америке и др.);

и) рассеянный в породах бор водами сульфатного и хлоридного типа сносится в конце концов в Мировой океан, который может явиться источником боратовых месторождений на поверхности Земли; *второй тип концентраций бора связан с Мировым океаном* (например, глинистые прослои соляных месторождений, гипсово-доломитовые слои, сопочные воды Кавказской нефтеносной области, оз. Индер в Казахстане, Стассфурт в Германии и др.);

к) концентрации бора вулканического происхождения дают в зоне гипергенеза бораты кальция, который в условиях поверхности является наиболее характерным осадителем бора;

л) концентрации бора, связанные с морской водой и процессом ее испарения, дают бораты магния, который является в этих условиях осадителем бора.

Уменьшение роли бора в более молодых морских осадках сравнительно с осадками более древними (см. фиг. 2), в связи с изложенными выше данными по химии и геохимии бора, находит подтверждение и в закономерной эволюции их состава и, возможно, структуры: в песчано-глинистых осадках от более древних к более молодым геологическим периодам в среднем уменьшается содержание глинозема, железа, калия и углерода, вместе с этим уменьшается тонкость самих осадков (см. табл. 10). Следовательно, с течением геологического времени, при более или менее стабильной роли кальция и магния в песчано-глинистых осадках, в них умень-



Фиг. 2. Схема изменения содержания бора в океанах в течение геологического развития (Landerger, 1945<sub>2</sub>).

С — кембрий; R — настоящий период

шается способность фиксировать в себе бор из вод Мирового океана, и бороносность пород в общем падает от докембрийских к мезозойским, но в этом же направлении возрастает роль  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

## 21

Таким образом, геологическая обстановка в областях бороносных осадочно-метаморфических пород и общие геохимические условия накопления и миграции бора в земной коре говорят о его первичном седиментогенном происхождении и о весьма подчиненной в этом отношении роли изверженных пород, которые в большинстве случаев сами насыщались борными минералами за счет интродуцированных ими осадочно-метаморфических толщ.

Сингенетичность турмалинов со многими минералами явно осадочно-метаморфического происхождения (биотитом, амфиболами, пироксенами, плагиоклазами, кордиеритом, ставролитом, силлиманитом и др.) в различных парагнейсах и парасланцах, отсутствие во многих случаях минерализованных путей проникновения борных и других соединений со стороны изверженных пород; обогащенность бором метаморфических пачек, отделенных от эруптивов серией других (лишенных бора) кристаллических парасланцев, слоистость которых перпендикулярна к возможному движе-

Состав сланцев различного возраста (после исключения карбонатов, сульфатов, фосфатов и влажности)  
(Nauz, 1953)

Компоненты	Докембрий, среднее из 33 анализов	Палеозой, среднее из 51 анализа	Мезозой-кайнозой, среднее из 27 ана- лизов
SiO <sub>2</sub>	57,84	62,91	63,83
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,79	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,71	17,21	15,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,94	4,23	4,61
FeO	5,23	3,03	2,00
FeS <sub>2</sub>	2,03	Не опр.	Не опр.
Fe (общ.)	(11,11)	(7,60)	(6,83)
MnO	0,10	Следы	Следы
MgO	2,56	2,09	2,76
CaO	Нет	Нет	0,09
Na <sub>2</sub> O	1,26	1,06	2,07
K <sub>2</sub> O	3,89	3,77	3,07
+H <sub>2</sub> O	3,40	4,00	3,97
C	1,21	0,92	0,79
Сумма . . .	99,96	100,01	99,65

нию магматогенных растворов; обильное содержание (мелкозернистого или тонкоигольчатого) турмалина в некоторых филлитах и почти неметаморфизованных глинистых сланцах вне сферы возможного влияния изверженных масс — все это говорит о концентрации бора в этих породах ранее и независимо от гранитных и других интрузий.

Характерной особенностью соединений бора является их способность адсорбироваться или соосаждаться с глинистым веществом, с некоторыми соединениями железа, марганца, магния и кальция, также концентрироваться в животных и растительных организмах, при испарении морской воды давать главным образом бораты магния.

Указанные свойства борных соединений вполне соответствуют условиям залегания и минеральным парагенезисам борных минералов в докембрийских осадочно-метаморфических толщах:

а) концентрация бора в песчано-глинистых, железистых или глинисто-мергелистых морских или лагунных древних осадках привела в результате регионального метаморфизма к возникновению турмалино-полевошпатовых кварцитов, турмалиновых филлитов, слюдисто-турмалиновых и магнетито-хлорито-турмалиновых сланцев и др.;

б) концентрация бора в глинисто-доломитовых или в кремнисто-доломитовых древних осадках дала в результате метаморфизма турмалиновые, почти мономинеральные зернистые породы, турмалино-диопсидовые и турмалино-роговообманковые, турмалино-плаггиоклазовые сланцы; турмалино-корнерупино-силлиманито-кордиеритовые породы, корнерупиновые парагнейсы и др.;

в) концентрация бора преимущественно в известковых и кремнисто-известковых (но относительно бедных глиноземом и магнием) осадочных породах в ряде случаев создала условия для последующего образования аксинитсодержащих или даже богатых аксинитом углисто(графито)-известковых сланцев, аксинито-диопсидо-эпидотовых роговиков и др.; ревизия генетических условий ряда датолитовых и джумртьеритовых месторождений также приводит к выводу о первично-осадочном накоплении в них бора;



г) концентрация бора (местами и фтора) в безжелезистых доломитовых древних осадках создала в условиях метаморфизма возможность образования котоитовых, флюоборитовых и других мраморов;

д) концентрация бора (а нередко и фтора) в краевых зонах железисто-доломитовых осадков или на участках накопления древних осадочных железных руд привела к формированию людвигитовых кристаллических доломитов, а также значительных и даже крупных линзовидных и пластобразных магнетито-людвигитовых (с ашаритом, флюоборитом, минералами группы гумита и др.) рудных толщ (Сердюченко, 1955<sub>1</sub>).

Первично-осадочная концентрация бора в глинистых или карбонатных породах или в железорудных накоплениях, нередко чередующихся между собой и с другими отложениями, обуславливает и в геологическом разрезе осадочно-метаморфических толщ переслаивание турмалиновых, магнетито-боратовых, магнетито-силикатных и других пород. Расположение же этих прибрежно-морских или относительно глубоководных древнеосадочных концентраций бора привело к образованию в метаморфогенных толщах простирающихся на десятки километров, почти непрерывных, богатых турмалином пород, или целой серии пунктирно расположенных линзовидных участков людвигито-клиногумито-магнетитовых, людвигито-ашаритовых, турмалиновых, корнерупино-турмалиновых и других борсодержащих пород.

В условиях метаморфизма, а тем более в результате последующих внедрений изверженных, главным образом гранитных масс, — в борносных древних осадочно-метаморфических толщах имели место: явления перекристаллизации и некоторых перемещений, частичные или широкие метасоматические замещения контактирующих с ними пород, а также образования пегматоидных — турмалино-роговообманковых и кварцевых с турмалином (и корнерупином) жил, а также ашаритовых и других боратовых жил (секущих и межпластовых).

В некоторых пунктах развития архейских формаций Южной Якутии, серпентино-флогопито-диопсидовые породы в местах их обогащения магнетитом содержат небольшое количество  $B_2O_3$  (несколько десятых долей процента); бор связан здесь частично с примесью микроскопических волокон ашарита в серпентиновой массе. На этих же участках встречаются тончайшие или тонкие секущие жилки белоснежного ашарита.

Среди архейских железных руд Мичигана (Сев. Америка), где отсутствуют значительные концентрации борных минералов, имеются жилки (мощностью до 1—2 см), выполненные игольчато-волоконистым соломенно-желтым марганцовистым ашаритом — магниосуссекситом (Gruner, 1932). В этих же рудах в трещинках раздробленных железистых пород встречены мелкие призматические (орторомбические) кристаллики симанита — марганцовистого гидро-фосфо-бората (Kraus, Seaman and Slawson, 1930). Оба эти минерала приурочены к участкам окремненных железных руд и рассматриваются авторами, как результат циркуляции борносных гидротермальных растворов, которые при этом выщелачивали из руд и перемещали кремнезем.

Однако в связи с изложенными в предыдущих разделах нашей работы соображениями, мы склонны думать, что в железорудной толще Мичигана циркулировали гидротермы, которые растворяли рассеянные в железносных породах и рудах борные соединения (бораты) осадочного происхождения и концентрировали их в трещинах.

Растворы эти могли быть и не магматогенными, а представлять собою псевдогидротермы, образовавшиеся за счет вадозовых вод, нагретых в условиях метаморфизма до 200—400°С (Ramdohr, 1953; Andreatta, 1953). Таким же путем происходили эндоконтактное (ассимиляционное) обогащение некоторых участков жильных и массивных гранитов турмалином

и вторичный магматический перенос первично-осадочных борных соединений; под влиянием метаморфогенно нагретых вод или гранитных гидротерм магнезиально-железистые бораты из группы людвигита в осадочно-метаморфических толщах частично или полностью разлагались с выделением дисперсного магнетита, алюмоферроашарита, ашарита и т. д. Этим вторичным минеральным преобразованиям седиментационного бора и фтора безусловно способствовали их повышенная реакционная способность и химическая подвижность.

При развитии в указанных сложных условиях метаморфизма (вплоть до палингенеза) борсодержащих минералов формируются различные бороносные осадочно-метаморфические фации: турмалиновая, корнерупиновая, диомортьеритовая, аксинитовая, датолитовая, людвигитовая, котонитовая и флюоборитовая, ашаритовая и др.; при последующем изменении геологической и физико-химической обстановки происходит (нередко последовательная, стадийная) замена одних борных минералов другими, их рассеяние или концентрация, — мы наблюдаем геохимическую историю бора, накопившегося первоначально в древних, главным образом архейских и протерозойских осадках.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М., Исамухамедов И. М. и Хамрабаев И. Х. Роль процессов ассимиляции в формировании интрузивных комплексов западного Узбекистана. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. I. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- Агафонов А. Т. Н. Химический состав и окраска турмалинов Боршовичного кряжа. Доклады Акад. наук СССР, 1947, 55, № 9.
- Афанасьев Г. Д. Петрографическое описание приамурской части Малого Хингана. Тр. Дальневост. фил. Акад. наук СССР, сер. геол., 1939, 1.
- Баклунд О. О. Кристаллические породы Таймыра. Л., Изд. Акад. наук СССР, 1929. (Зап. Акад. наук СССР, сер. 8).
- Беляков М. Ф. Находки аксинитов на Приполярном Урале. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 4.
- Белянкин Д. С., Лапин В. В. и Петров В. П. Некоторые особенности минералогического состава уральских огнеупорных глин. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1942, № 5—6.
- Большаков Н. И. и Маслов В. П. Геология месторождений графитовых пород Малого Хингана вдоль линии Уссурийской железной дороги. Тр. Дальневост. фил. Акад. наук СССР, сер. геол., 1939, 1.
- Вакар В. А., Книпович Э. В. и Шафрановский И. И. Людвигит из полярной Якутии. Зап. Мин. общ., 1934, 63, № 2.
- Валышко М. Г. Некоторые черты геохимии бора. В кн.: Химия боратов. Рига, Изд. Акад. наук Латв. ССР, 1953.
- Вернадский В. И. Заметка о титане в биосфере. Тр. Биогеохим. лабор. Акад. наук СССР, 1937, 4.
- Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. М.—Л., Главн. ред. геол.-развед. геодез. лит., 1936.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. Тр. Биогеохим. лаборатории, 1935, 3.
- Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды. Успехи химии, 1944, вып. 1.
- Драгунов В. И. и Катченков С. М. О целестине и барите из неогеновых отложений южного Мангышлака. Доклады Акад. наук СССР, 1953, 93, № 2.
- Дядченко М. Г. и Хатунцева А. Я. Нові дані про лейкоксен. Геол. журн., 1954, т. 14, в. 4.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. В кн.: Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 6. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1938.
- Ефимов И. А. О наличии борной минерализации на месторождении Железный кряж. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 105, № 6.
- Икорникова Н. Ю. Об оптических аномалиях брукита. Доклады Акад. наук СССР, 1946, 53, № 3.
- Калинин П. В. Минералы Слюдянского района. Тр. Всесоюзн. инст. мин. сырья, 1939, вып. 150.
- Кляровский В. М. Аксинит из Тельбесского месторождения Горной Шории. Зап. Мин. общ., 1953, № 1.

- Крыжановский В. И. Геохимия месторождений шунгита. Мин. сырье, 1931, вып. 10—11.
- Лебедев А. П. Петрографические исследования на Малом Хингане в 1935 году. Тр. Дальневост. фил. Акад. наук СССР, сер. геол., 1939, 1.
- Логвиненко Н. В. К литологии и палеогеографии каменноугольных отложений северо-востока Донбасса. Докл. Акад. наук СССР, 1944, № 5.
- Логвиненко Н. В. Минералы и процессы минералообразования в осадочных породах. Мин. сб. Львовск. геол. общ. при Львовск. унив., 1952, № 6.
- Лодочников В. Н. Серпентиниты и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
- Лучицкий В. И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы. Булл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1930, 8.
- Лучицкий В. И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий СССР. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1939.
- Матвеев К. К. Из наблюдений над многоцветными турмалинами. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1946.
- Митич Г. Б. Турмалиносодержащий горизонт в кварцитах Алданской плиты. Доклады Акад. наук СССР, 1946, 53, № 3.
- Половинкина Ю. И. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. М., Госгеолиздат, 1952.
- Половинкина Ю. И., Аникеева Н. Ф. и Комарова А. Е. Структуры горных пород, т. 3, М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Л., Изд. Акад. наук СССР, 1934.
- Полынов Б. и Тумилович Л. Титан в коре выветривания. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1936.
- Преображенский И. А. Об аутигенных минералах и минералообразовании. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1941, вып. 40, сер. петрогр. (№ 13).
- Преображенский П. И. Геологическая карта Ленского золотоносного района. СПб., 1910.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л. В. О путях подхода к изучению и о главнейших задачах исследования осадочных пород и полезных ископаемых. В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
- Ренгартен Н. В. Новообразования минералов титана в песчаных породах угленосных свит. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 102, № 1.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. Пер. под ред. В. Н. Лодочникова. М.—Л. — Грозный—Новосибирск, Горгеолнефтеиздат, 1934.
- Рохлин М. И. Диафориты Южной Карелии. Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., 1936, вып. 1.
- Святальский Н. И. и др. Железородные месторождения Кривого Рога. Тр. Всесоюз. геол. объедин., 1932, вып. 153.
- Седлецкий И. Д. Титан и коллоидно-дисперсные минералы зоны гипергенеза. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1946.
- Сердюченко Д. П. Старокрымское месторождение графита. Мин. сырье, 1927, № 5—6.
- Сердюченко Д. П. О генетических отношениях графита Старокрымского месторождения в связи с общей проблемой графитообразования на Украине. Изв. Донск. политехн. инст., 1930, 14.
- Сердюченко Д. П. Старокрымский графитоносный район. Петрологическое исследование. М.—Л., Главн. ред. геол.-развед. и геодез. лит., 1935.
- Сердюченко Д. П. Железные руды Алданского горнопромышленного района. Тр. Якут. эксп. СОПС Акад. наук СССР, 1953, вып. 1.
- Сердюченко Д. П. 1. О некоторых богатых бором осадочно-метаморфических фациях. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 102, № 4.
- Сердюченко Д. П. Железные руды Алдана, их минералого-петрографические особенности и генезис. Тр. Якут. эксп. СОПС Акад. наук СССР, 1955, вып. 2.
- Сердюченко Д. П. О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования. Вопр. минер. осад. образований, Львов, 1956, кн. 3—4.
- Сердюченко Д. П. Алюмоферрошарит — новый минерал. Зап. Мин. общ., 1956, № 3.
- Сердюченко Д. П. и Добротворская Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 69, № 3.
- Сливко М. М. О полихромных турмалинах. Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1952, вып. 6.
- Смирнов С. С. Из минералогической практики. Вестн. Геол. ком., 1928, № 6.

- Смирнов С. С. К минералогии полиметаллических руд Забайкалья. Избранные труды. Изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Соболев В. С. Материалы по петрографии метаморфических и изверженных пород Карсакайского района Центрального Казахстана. Зап. Мин. общ., 1938, 67, вып. 1.
- Соловьев С. П. О находке борсодержащих минералов (аксинитов, датолитов) в горах Сихотэ-Алини на Дальнем Востоке. Зап. Мин. общ., 1944, 73, вып. 4.
- Страхов Н. М. К познанию закономерностей механизма морской седиментации Каспийского моря. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1950, № 1.
- Страхов Н. М. и Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронции, боре и броне в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1946.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4. М.—Л., Госхимиздат, 1939.
- Харкер А. Метаморфизм, М., ОНТИ, 1934.
- Чирвинский П. Н. Отчет о командировке на Международный XI геологический конгресс в Стокгольме в августе 1910 года с кратким описанием геологического строения посещенных месторождений полезных ископаемых и собранных коллекций. Изв. Донск. политехн. инст., 1912, 1, отд. 2.
- Чураков А. Н. Докембрий Дальнего Востока и восточного Забайкалья. В кн.: Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий СССР. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1939.
- Шабынин Л. И. К диагностике боратов в магнезильных скарнах. Зап. Мин. общ., 1955, 84, № 3.
- Шабынин Л. И. Об ашарите и других боратах в магнетитовых рудах контактово-метасоматических месторождений. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 101, № 5.
- Яковлева М. Е. Петрографическое исследование глиен Трошинского месторождения на восточном склоне Среднего Урала. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. I. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- Alt y S. W. Some properties of authigenic tourmaline from lower Devonian sediments. Amer. Min., 1933, 18.
- Aminoff G. A. A titan-tucholite from the Boliden mine. — Geol. Fören. Förbandl., 1943. 65, N. 1.
- Andreatta C. Ueber die Entstehung regenerierter Lagerstätten durch Magmatism. und tektonisch-metamorphe Mobilisierung. N. J. f. Min., 1953, No 5/6.
- Berthois L. Remarques sur l'origine de la tourmaline dans les roches sédimentaires. C. R. Acad. Sci., Paris, 1939, 208.
- Boswell P. G. H. On the mineralogy of the sedimentary rocks. London, 1933.
- Coil F. Chemical composition of leucoxene in the Permian of Oklahoma. Amer. Min., 1933, 18, No 1.
- Crook T. a. Jones B. M. Geikielite and the ferro-magnesian titanite. Min. Mag., 1904—1907, 14.
- Déverin L. Sur la tourmaline authigène dans les roches sédimentaires. Schweiz. Min. Petr. Mitteil., 1934, 14, 2.
- Duparc L. et Sigg H. Sur un gisement de tourmalines dans une serpentine de l'Oural. Bull. Soc. Franç. Min., 1914, 37.
- Eakle A. S. Vonsenite, a preliminary note on a new mineral. Amer. Min., 1920, 5.
- Escola P. On the principles of metamorphic differentiation. Bull. Commis. géol. Finlande, 1932, No 97.
- Escola P. a. Juurinen A. Fluobarite from Pitkäranta. Bull. Commis. géol. Finlande, 1952, No 157.
- Flinck G. Ueber Pinakolith und Trimerit, zwei neue Mineralien aus die Mangangruben Schwedens. Zs. Kristallogr., 1891, 18.
- Geijer P. Some mineral associations from the Norberg district. Sverig. Geol. Undersök., 1926, 20, ser. C, No 343.
- Geijer P. The paragenesis of ludwigite in swedish iron ores. Geol. Fören. Förh., 1939, 61, No 416.
- Geijer P. a. Magnusson N. H. Geological history of the iron ores of Central Sweden. Report. XVIII Intern. geol. Congr. 1948. London, 1952, Part 13.
- Gillot J. E. Metamorphism of the Manx slates. Geol. Mag., 1955, 92, No. 2.
- Girault J. P. Kornerupine from lac Ste-Marie, Quebec, Canada. Amer. Min., 1952, 40, No 5—6.
- Goldschmidt V. M. u. Peters K. Zur Geochemie des Bors. Nachr. Geselsch. Wissensch. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 1932, 4, No 27.
- Goloubinov R. Jedwab J., Jouravsky G. Sur la présence de la szaibelyite dans les gisements d'amiante chrysotile de la région de Bou Azzer (Maroc, méridional). Notes Serv. Géol. Maroc, 1953, VII.
- Gruener J. W. Magnesiosussexite, a new mineral from a Michigan iron mine, isomorphous with sussexite and cansellite. Amer. Min., 1932, 17.

- Guitar d G. Sur la présence de la ludwigite dans un contact pyrénéen. C. R. Acad. Sci. Paris, 1951, 233.
- Hey M. H., Anderson B. W. a. Payne C. J. Some new data concerning kornerupine and its chemistry. Min. Mag., 1941, 26.
- Higgins D. F. Geology and ore deposits of the Collbran contact, Suan mining concession, Korea. Econ. Geol., 1918, 13.
- Hjelmqvist S. Über Sedimentgesteine in der Leptitformation Mittelschwedens die sogenannte «Larsbo-Serie». Sverig. Geol. Undersökn., 1938, ser. C, No 413.
- Hutton C. O. The significance of tourmaline in the Otago schists., Trans. Roy. Soc. N. Z., 1939, IXviii.
- King Ph. B. a. Flawn P. T. Geologi and mineral deposits of pre-cambrian rocks of the Van-Horn area, Texas. Univers. Texas publication, 1953, No 5301.
- Knopf A. Ludwigite from Colorado gulch, near Helena, Montana. Amer. Min., 1942, 27, No 12.
- Koark H. J. Ueber die Herkunft des Bors an dem Kontakte eines ultrabasischen Tiefengesteines. Tschermak's Min. Petrogr. Mittel., 1950, 2, No 1.
- Koto B. Geology and ore deposits of the Hol-Gol gold mine. Journ. Coll. Sci., Univer. Tokyo, 1910, 27, art. 12.
- Kraus E. H., Seaman W. A. a. Slawson C. B. Seamanite, a new manganese phospho-borate from Iron country Michigan. Amer. Min., 1930, 15, No 6.
- Lacroix A. A propos de la tourmaline des serpentines. Bull. Soc Franç., Min., 1914, 37, No 3.
- Lacroix A. Mineralogie de Madagascar. Paris, 1922.
- Lamplugh G. W. Geology of the isle of Man. Geol. Surv. Memoir., 1903.
- Landergren S. 1. Spectrochemical determination of boron in silicate rocks and sediments. Arkiv. Kemi, Min. o. Geol., 1945, 19 A, No 25.
- Landergren S. 2. The distribution of boron in some swedish sediments, rocks and iron ores. The boron cycle in the upper lithosphere. Arkiv Kemi, Min. o. Geol., 1945, 19 A, No 26.
- Lundegårdh P. H. Rock composition and development in Central Roslagen, Sweden. Arkiv Kemi, Mineral. o. Geol., 1946, 23A, № 9.
- Mac Cartney P. C. A petrographic study of the Chester sandstones of Indiana. Journ. Sediment. Petrology, 1931, 1.
- Magnusson N. H. Långbans malmtrakt. Sverig. Geol. Undersökn., 1930, ser. C., No 23.
- Magnusson N. H. The evolution of the lower archean rocks in Central Sweden and their iron, manganese and sulfide ores. Quart. Journ. Geol. Soc., London, 1936, 92.
- Murthy M. V. N. Kornerupine from Rannu, Uttar Pradesh., India. Nature, 1954, 174, No 4440.
- Nanz R. H. Chemical composition of pre-cambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites. Journ. Geol., 1953, 61, No 1.
- Pettijon F. J. Sedimentary Rocks. New York, 1949.
- Pustowaloff L. W. Über sekundäre Veränderungen der Sedimentgesteine. Geol. Rundschau, 1955, 43, No 2.
- Ramdohr P. Ueber Metamorphose und secundäre Mobilisierung. Geol. Rundschau, 1953, 42, No 1.
- Rao C. G. Authigenic tourmaline from the Satyavedu stage (upper Gondwanas) near Madras. Current Sci., 1952, 21, No 11.
- Ross C. S. Sauconite — a clay mineral of the montmorillonite group. Amer. Miner., 1946, 31, No 9—10.
- Sahama T. G. Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lapland. Bull. Commiss. geol. Finlande, 1945, No 135.
- Schneiderhöhn H. Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. Geol. Rundschau, 1953, 42, № 1.
- Serdütschenk o D. P. Über die Nontronite aus zwei südrussischen Graphitlagerstätten. Centrbl. f. Miner., 1929, No 1.
- Shannon E. V. Ludwigites from Idaho and Korea. Proc. U. S. Nat. Museum, 1921, 59, No 2395.
- Stow M. H. Authigenic tourmaline in the Oriskany sandstone. Amer. Min., 1932, 17.
- Sundius N. Grythyttfältets geologi. Sverig. Geol. Undersökn., 1922, Ser. C, No 312.
- Takéuchi J., Watanabé T. a. Yto T. The crystal structures of warwickite, ludwigite and pinakiolite. Acta Crystallogr. 1950, 3, pt. 2.
- Tilley C. E. The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. Min Mag., 1951, No 214.
- Tyler S. A. a. Marsden R. W. The nature of leucoxene. Journ. Sedim. Petrol., 1938, 8.
- Watanabé T. Geology and mineralization of the Suian district, Tyosen (Korea). Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 1943, 6.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

### Т а б л и ц а Iа

1. Текстульный рисунок протерозойского метаморфического сланца из зоны интенсивной складчатости: белые полосы и участки — преимущественно слюдисто-кварцитовые слои, темносерые — серицито-хлорито-кварцевые с неравномерным (но местами очень значительным) содержанием тонкозернистого кальцита, а также графита; в этих именно слоях развиты микроскопические порфиробласты лейкоксенизированного титанита и других минеральных продуктов его превращения.

2. То же. Полосчатый кварцито-слюдисто-графито-хлоритовый метаморфический сланец на участке с почти вертикальным залеганием слоев.

### Т а б л и ц а Iб

1. Правильно-полосчатое чередование кварцитовых и графито-серицито-кварцево-хлоритовых слоев из зоны крутых моноклиналильных складок.

2. Слюдисто-кварцитовые сланцы с неправильно-смятым преимущественно серицито-хлорито-графитовыми слойками, пронизанными местами извилистыми кварцевыми жилками.

### Т а б л и ц а II

1 и 2. Микроскопическое строение протерозойских метаморфических сланцев на южном Тимане: брусковидные (моноклинические) порфиробласты лейкоксенизированного титанита имеют или с двух противоположных сторон осветленные «зоны растяжений» или окаймлены более светлыми перекристаллизованными минералами основной массы со всех сторон. Видны микрзоны смятия, смещения и пloyчатости основной серицито-хлорито-кварцевой ткани, которая становится полупрозрачной и серо-черной в местах (полосках, струйках) обогащения графитовым веществом (гранолицидобластовая структура основной ткани). Увел. 90.

### Т а б л и ц а III

1. Микроскопическое строение протерозойского микрослюдистого сланца в зоне слабой тектонической его деформированности; видны петлеобразные и дихотомически ветвящиеся полупрозрачные или совсем черные тонкослюдистые полосы; сильно обогащенные графитом и содержащие в себе согласные призмовидные брусочки лейкоксенизированного титанита. Увел. 18.

2. Микроскопическое строение слабометаморфизированного сланца с порфиробластами хлорита, микроагрегатными кварцевыми прослоями и неправильными (жилковато-пятнистыми) участками, обогащенными глинисто-железисто-углеродистым веществом. Увел. 18.

### Т а б л и ц а IV

1—11. Порфиробласты лейкоксенизированного титанита в различных формах и стадиях постериорной ильменитизации.

В одних случаях (1) правильные контуры материнского зерна в основном сохраняются, а замещение ограничивается (1, 2) спайными плоскостями; в большинстве же случаев внешние

контуры замещенных ильменитом кристаллов неправильны, изъедены, извилисты и бахромчаты, а границы ильменита и лейкоксена проходят вдоль неправильно-округлых или прямолинейных открытых трещин, а местами зубчатые и «заливчатые» (4 и 6).

На 5, 7 и 8 показана лейкоксенизация (повторная) самого ильменита (этот лейкоксен показан белым, без чешуйчатой штриховки). На 3, 9—11 показаны промежуточные типы замещения. Увел. 130.

#### Т а б л и ц а V

1. Псевдоморфоза ильменита по лейкоксенизированному титаниту; видны включения кварцевых зерен и остаточные участки материнского минерала. Вплотную к порфиробластовому зерну примыкают крупные пластинки хлорита, причем в местах примыкания хлорита зерно титанита не ильменитизировано. Увел. 120.

2. Порфиробластическое зерно титанита ильменитизировано с одного конца; ильменитизация сфена со стороны противоположного торца сопровождалась замещением его хлоритом. Увел. 160.

3. Скелетное (с кварцем) порфиробластическое зерно лейкоксена по титаниту частично замещено хлоритом (сбоку — округлый пластинчатый агрегат) и мусковитом (крупная пластинка в нижней торцовой части). Увел. 160.

4. Порфиробласт лейкоксенизированного титанита с развивающимся по нему агрегатным хлоритом. Увел. 160.

5. Хлоритизация и последующая ильменитизация титанита. Увел. 120.

6. Титанит (лейкоксен), подвергшийся хлоритизации (главным образом внизу) с образованием в небольшом количестве и ильменита с хлоритом (вверху). Увел. 160.

7. Порфиробласт сфена, сильно лейкоксенизированный и с краев кальцитизированный и хлоритизированный. Увел. 160.

8. Разорванное основной массой призматическое зерно сфена, в одной своей части полностью замещенное хлоритом и кальцитом. Увел. 120.

9. Лейкоксенизированное зерно титанита, частично замещенное хлоритом. Увел. 160.

#### Т а б л и ц а VI

1. Призматическое зерно лейкоксенизированного титанита, частично замещенное кальцитом и обросшее монопластинками («параллельными») хлорита и зернами кварца. Увел. 160.

2 и 3. Порфиробласты титанита, лейкоксенизированные и частично замещенные кальцитом; последний местами образует пластинчатые параллельные вроски замещения, развившиеся вдоль плоскостей спайности. Увел. 160.

4. Порфиробластическое зерно титанита, подвергшееся (в условиях регрессивного метаморфизма) лейкоксенизации и связанному с этим процессом частичному замещению, главным образом с краев, неправильно лапчатыми зернами кварца, а также кальцитом с образованием при этом янтарно-красного низкодвуупреломляющего (метаколлоидального?) титанового минерала типа анатаза (обозначен мелкими кружочками); внутри порфиробласта — крупное зерно полисинтетически сдвойникового альбита. Увел. 160.

#### Т а б л и ц а VII

1—3. Сложные псевдоморфозы по титаниту: кальцита, кварца, ильменита и оранжево-красного низкодвуупреломляющего анатаза (?) (последний местами (3), имеет характер развившегося уже за счет ильменита). Увел. 160.

4—6. Порфиробластические кристаллы титанита — лейкоксенизированные (слабая штриховка), ильменитизированные (черное) и содержащие остатки деградированного минерала-хозяина с  $N_m$  около 1,680 и пятнистой яркой поляризацией (двуупреломление порядка 0,050) (густая штриховка). Увел. 160.

## Т а б л и ц а VIII

1—4. Кальцитизация лейкоксенизированного титанита; видны остаточные участки лейкоксена среди кальцита, который местами (3) слегка выходит за контуры материнского минерала. Границы развития кальцита нередко (1 и 2) прямолинейны (вдоль спайности титанита). Увел. 140.

5 и 6. Псевдоморфозы кальцита по титаниту (лейкоксену); среди агрегата кальцитовых зерен имеются выделения (6) пирита (обозначено точками). Увел. 110.

7 и 8. Псевдоморфозы пирита по титаниту (?). Увел. 120.

9. Агрегат зерен кварца и пирита, заместивших порфирибластическое зерно титанита (?); вся псевдоморфоза окаймлена лучистыми агрегатами светлозеленой (мусковитовой) слюды. Увел. 160.

## Т а б л и ц а IX

1—3. Порфиробласты лейкоксенизированного титанита, разьедаемые и замещаемые крупными идиобластическими монокристаллами кварца и мелкозернистой кварцевой массой. Увел. 160.

4. Порфиробласт лейкоксенизированного титанита, замещаемый кварцем и кальцитом, а также (?) мусковитом и альбитом. Увел. 160

5 и 6. Лейкоксенизированный титанит, замещаемый крупным неправильным монокристаллом кварца (5) или многочисленными прямолинейно-зубчатыми его идивидами (6), что придает порфиробласту скелетный облик. Увел. 160.

## Т а б л и ц а X

1 и 2. Табличатые аутигенные кристаллы брукита, выросшие на обломках лейкоксенов.

3—6. Аутигенный анатаз в виде простых пластинчатых кристаллов (3 и 5), развитых по базису (001), зональных (4) или параллельно сросшихся табличек (6).

7. Пирамидальные кристаллы брукита, сидящие на материнском лейкоксене; видны сильная вертикальная штриховка и простой двойник с плоскостью срастания по (010).

8. «Семейство» аутигенных крупных и мелких («зародышевых») призматически-пирамидальных кристаллов брукита на лейкоксене.

9. Призматические кристаллы брукита на материнском лейкоксене со спайностью (по 110).

10—16. Пирамидальные и призматически-пирамидальные кристаллы брукита; двойник (13) имеет симметрическую штриховку, параллельную пирамидальной грани.

## Т а б л и ц а XI

1. Турмалин зеленовато-бурый в виде типичной тригональной призмы с ромбоэдрическими верхушками.

2—6. Турмалины полихромные с коричневыми (показано точками) и зелеными (белое) полями: верхний конец обычно коричневый, нижний — зеленоватый.

7 и 8. Турмалины с коричневыми верхушками, зелеными центральными частями призм и светложелтыми нижними концами.

9. Полихромный турмалин зелено-бурый вверху, голубой в средней части призмы, фиолетово-сиреневый на нижнем конце.

10—12. Турмалины с резорбированными гранями.

13—15. Турмалины призматические полихромные коричнево-желто-зеленоватые с различно ограниченными концами. Цвета обозначены: коричневый — точками, светложелтый — линиями, зеленый — белос.

## Т а б л и ц а XII

1. Микроскопическое строение турмалинового кварцита с ручья Медвежьего. Обр. С-108, 1951, Увел. 7.



2. Турмалино-диопсидовая сланцеватая осадочно-метаморфическая порода; видно (внизу и вверху), что зерна пироксена частично замещены слюдисто-эпидотовым агрегатом. Обр. С-3279, 1953, Увел. 44.

#### Т а б л и ц а XIII

1. Микротекстура диопсидо-турмалиновой осадочно-метаморфической породы из венгерской свиты адданского архея. Обр. С-3231, 1953. Увел. 8.

2. То же. Увел. 44.

#### Т а б л и ц а XIV

1. Диопсидовые слои чередуются с диопсидо-турмалиновыми слоями без резкой границы между ними, с сохранением одинаковой микротекстуры; в диопсидовых и в диопсидо-турмалиновых зонах диопсид (светлый) сильно замещен роговой обманкой (серая), турмалин на фото — темносерый и почти черный (плеохроизм). Обр. С-610а, 1953, Увел. 8.

2. То же. Диопсид с турмалином. Увел. 44.

#### Т а б л и ц а XV

1. Турмалиновый прослой среди полностью флогопитизированного амфиболита. Обр. С-2273, 1953, Увел. 8.

2. Турмалино-флогопитовая порода после полной флогопитизации диопсида. Обр. С.-3325, 1953. Увел. 8.

#### Т а б л и ц а XVI

1. Турмалино-плагноклазо-диопсидовый парагнейс с почти полным замещением плагноклаза и диопсида эпидото-альбито-слюдястым материалом, среди которого видны округлые (слегка резорбированные) зернышки турмалина; относительно крупные пластинки коричневого флогопита (по диопсиду) замещены бесцветным мусковитом. Обр. С-3234, 1953. Увел. 15.

2. Турмалиновая осадочно-метаморфическая порода с эпидотом (по диопсиду) между зернами турмалина и с эпидото-альбито-кварцевым агрегатом, заместившим плагноклазы. Обр. С-3234, 1953. Увел. 44.

#### Т а б л и ц а XVII

1. Переход кварцево-плагноклазового (плагноклаз № 32) парагнейса с биотитом в такой же гнейс с турмалином (справа). Обр. С-3233, 1953. Увел. 15.

2. То же. Деталь. Увел. 44.

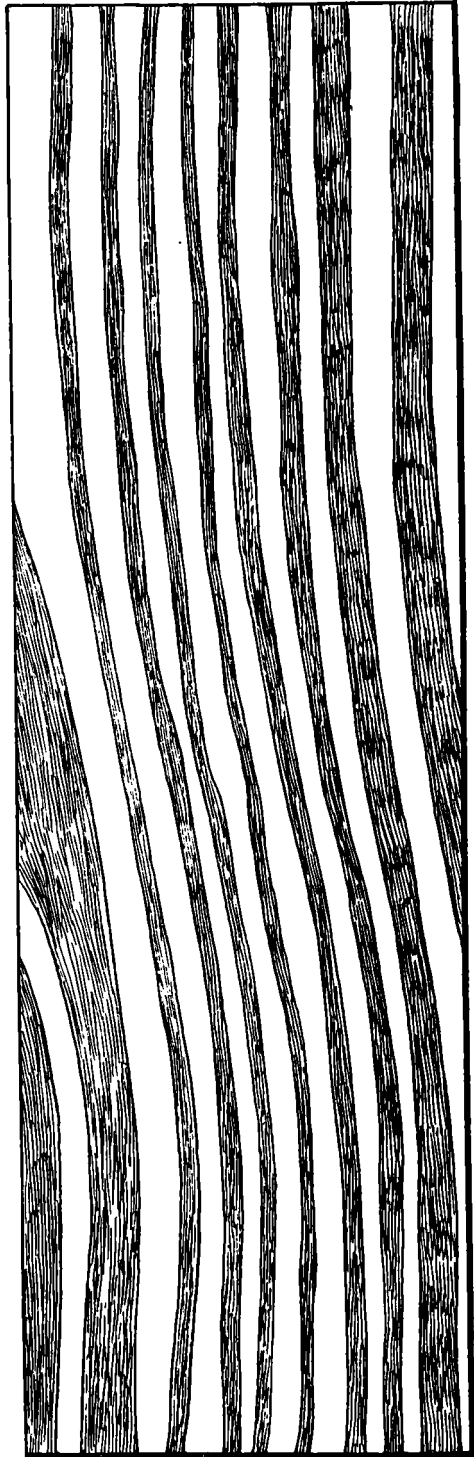
#### Т а б л и ц а XVIII

1. Людвигит зернистый (серый) с тонкими жилковидными выделениями магнетита (светлосерый), зернами пирротина (белый) и агрегатами хондрита (темносерый). Ашлиф, обр. С-228, 1954, Увел. 16.

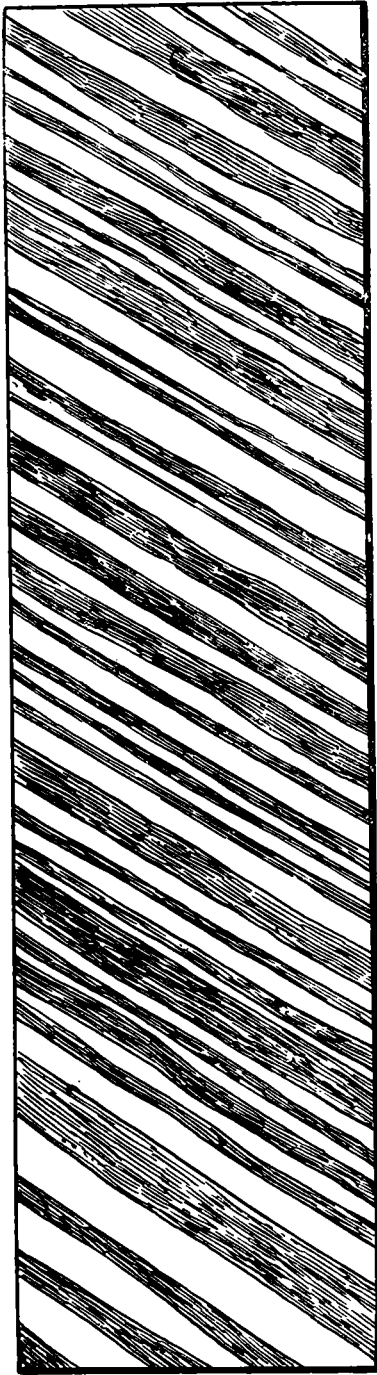
2. Пластинчато-игольчатые агрегаты ашарита с тонкозернистым вторичным магнетитом, заместившие людвигитовую породу. Шлиф, обр. С-241, 1954. Увел. 26.



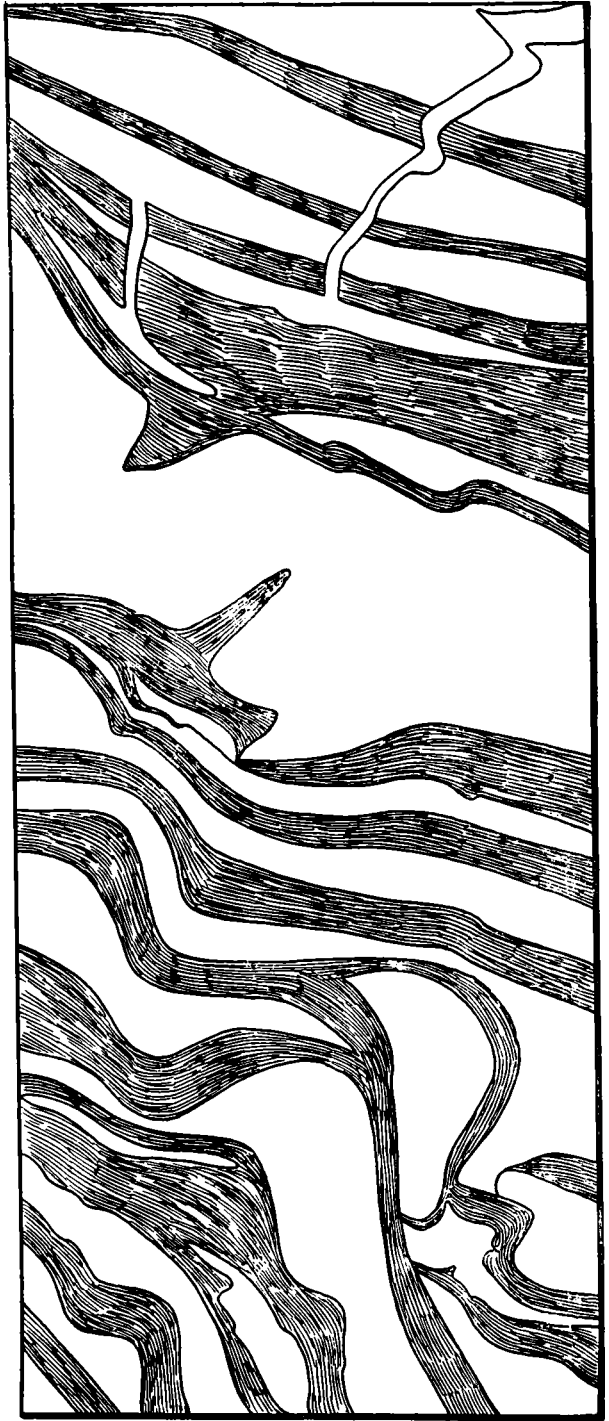
1



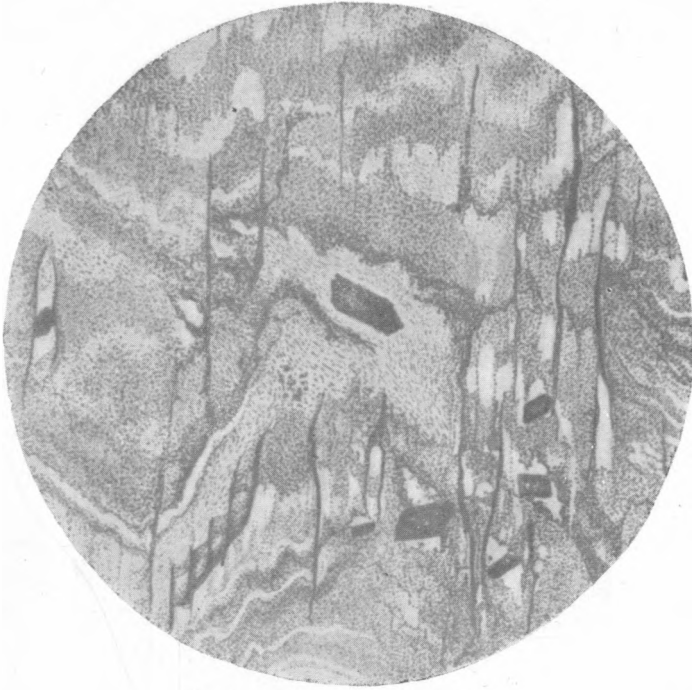
2



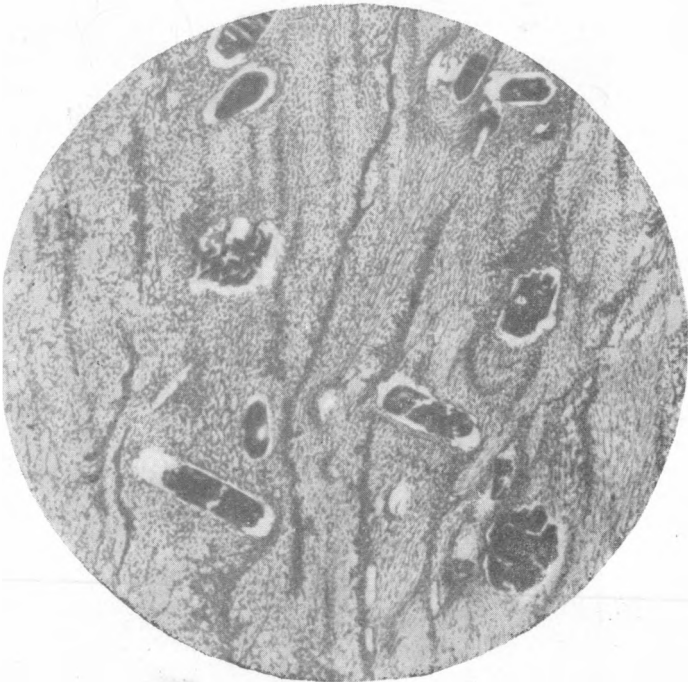
1



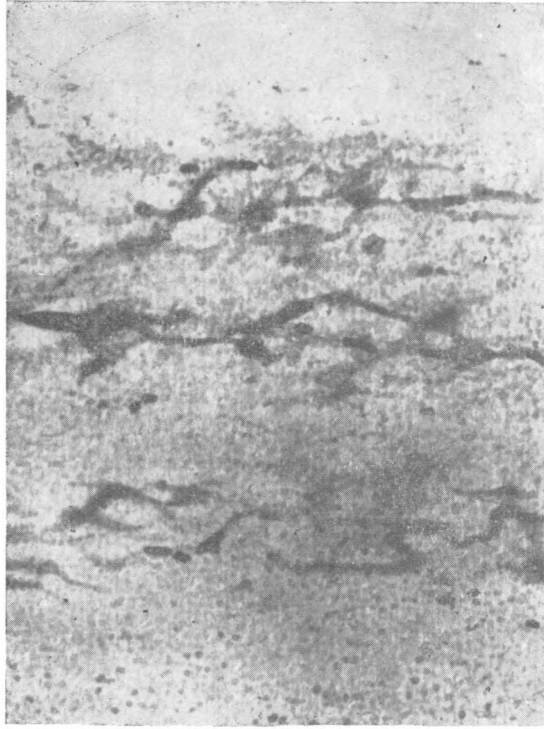
2



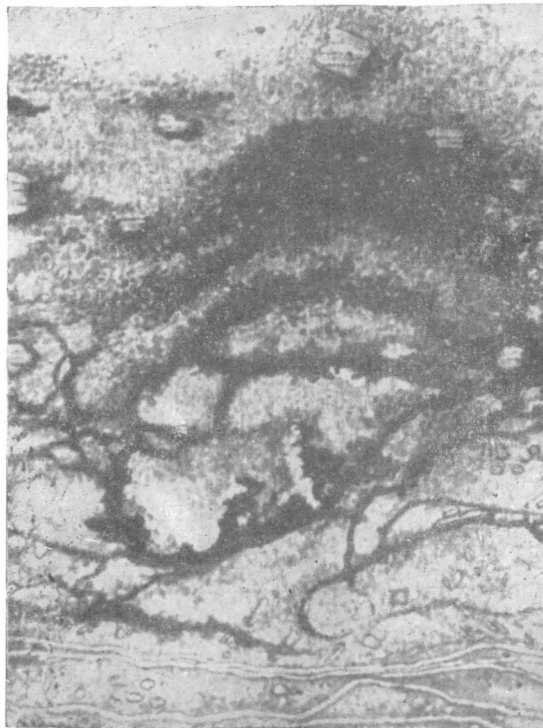
1



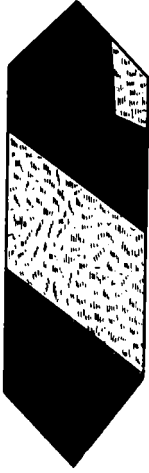
2



1



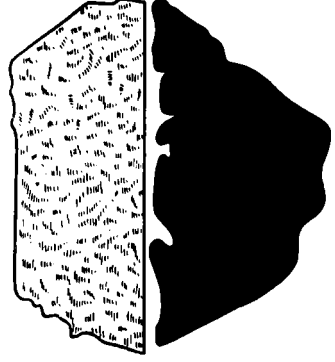
2



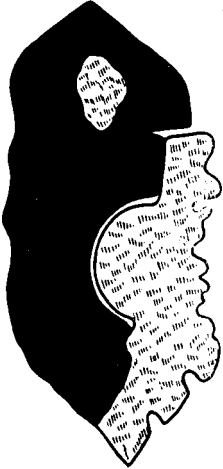
1



2



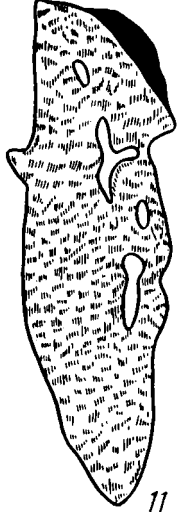
3



4



5



6



7



8



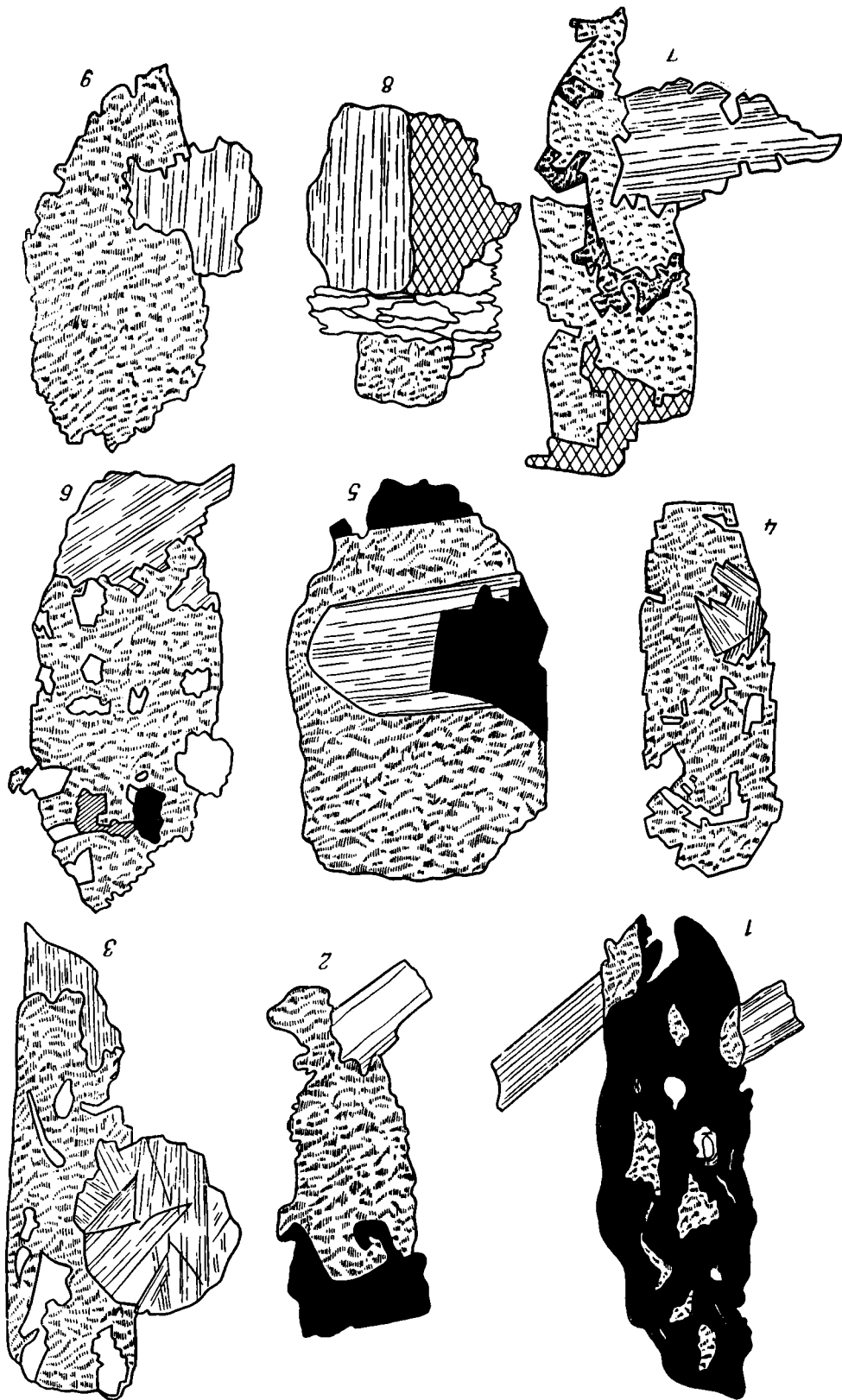
9

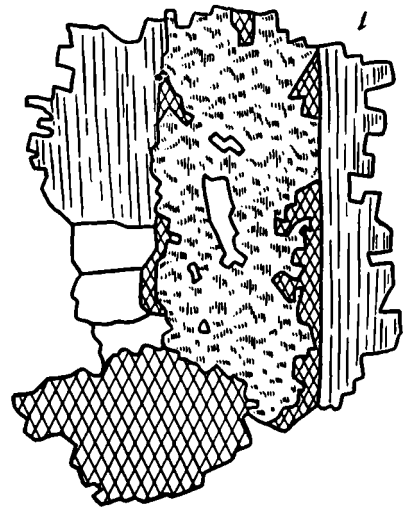
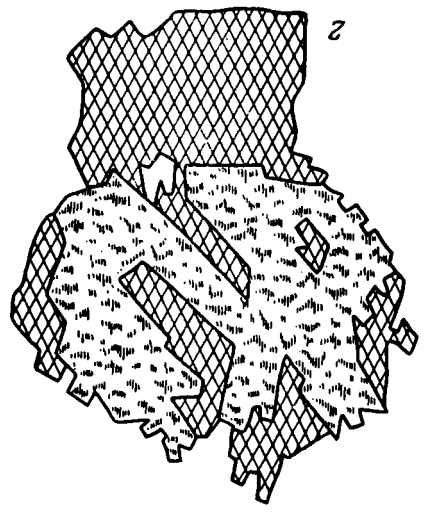
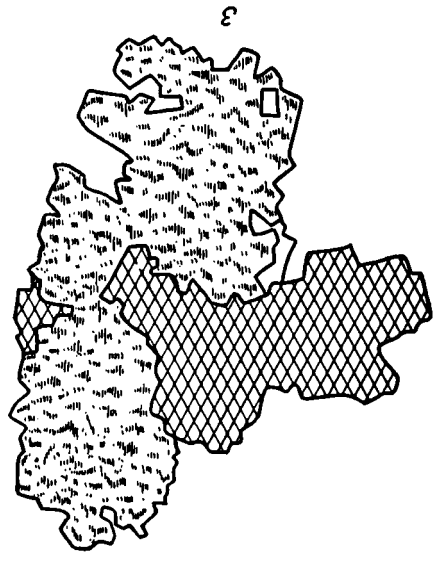
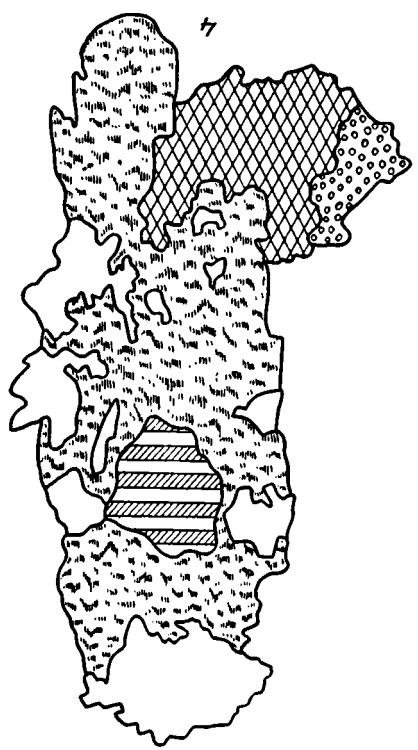


10

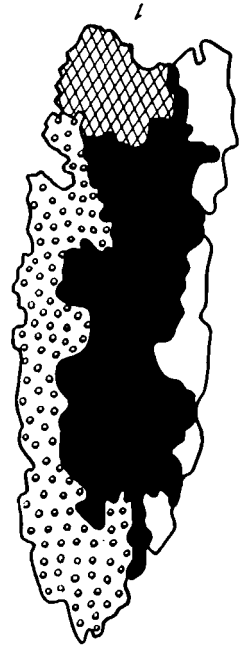
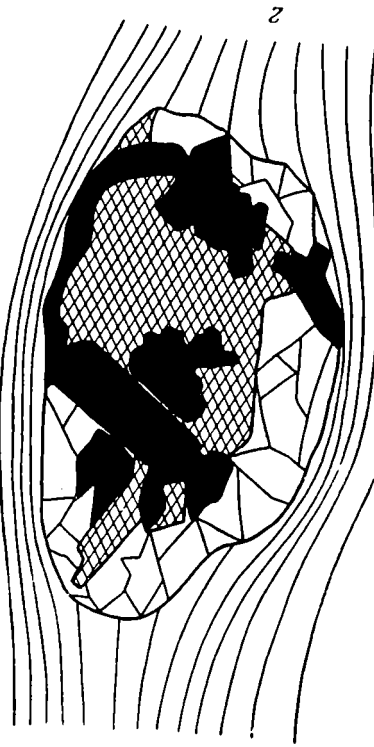
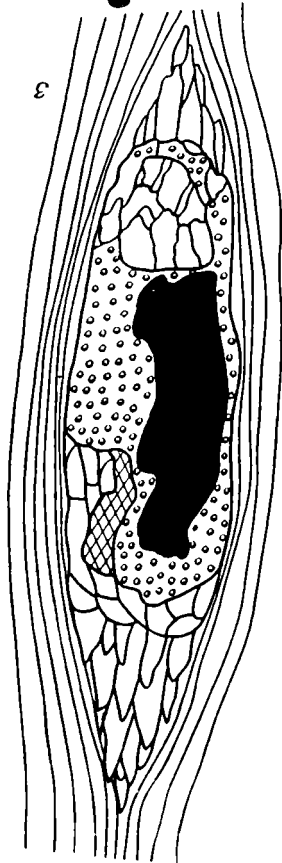


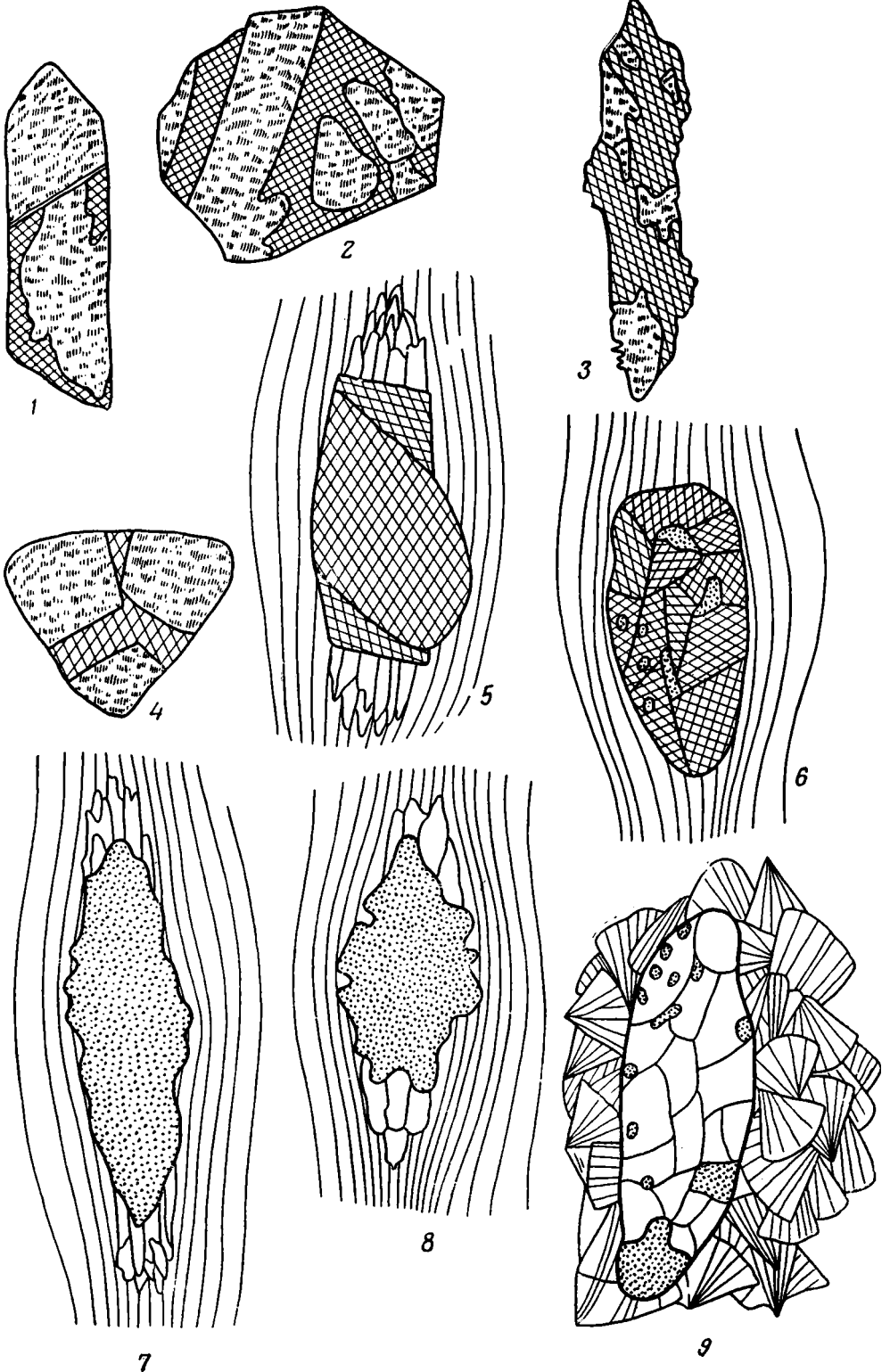
11

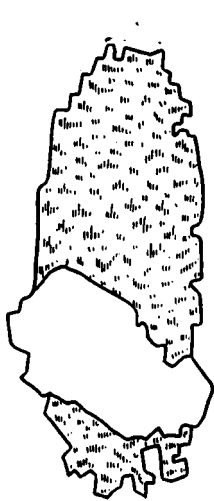




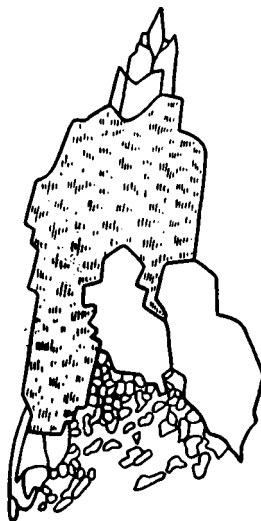




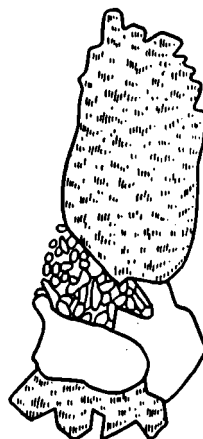




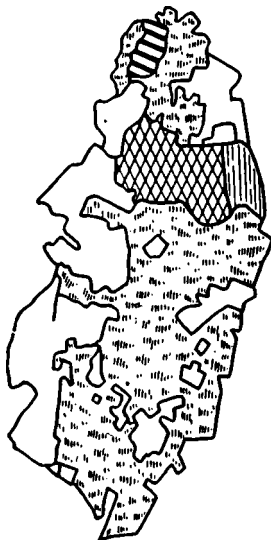
1



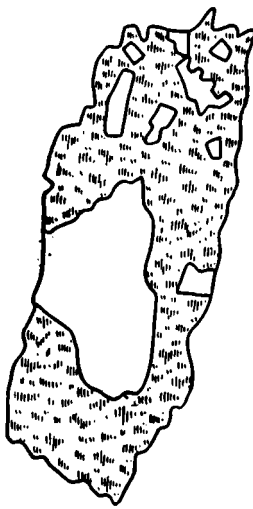
2



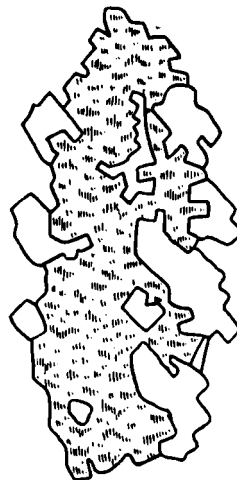
3



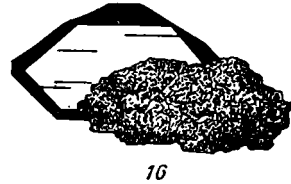
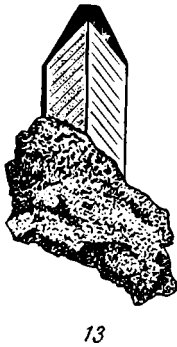
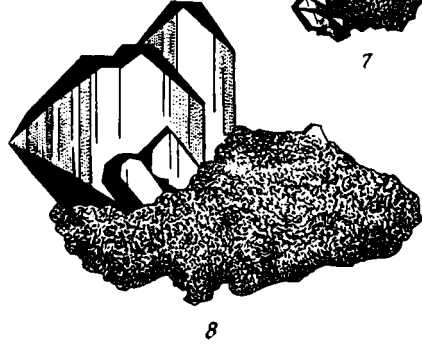
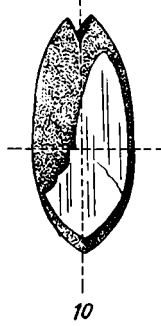
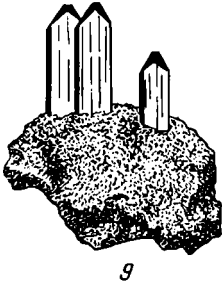
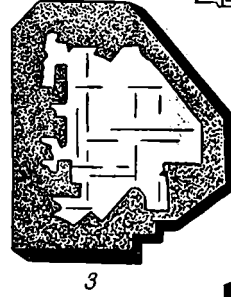
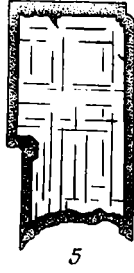
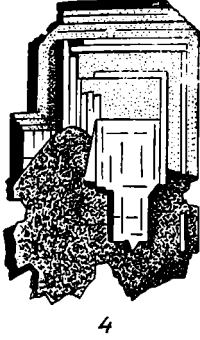
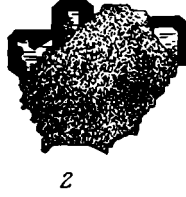
4

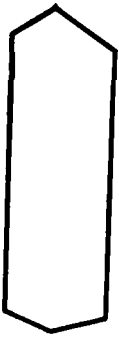


5



6





1



2



3



4



5



6



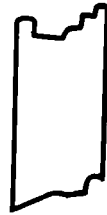
7



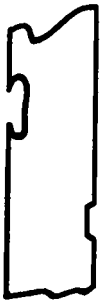
8



9



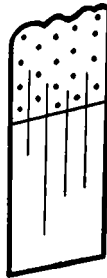
10



11



12



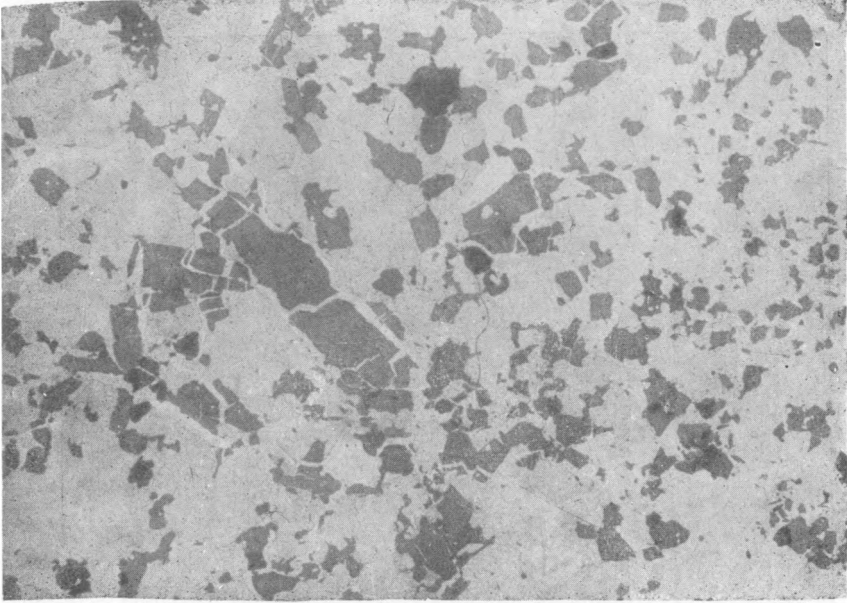
13



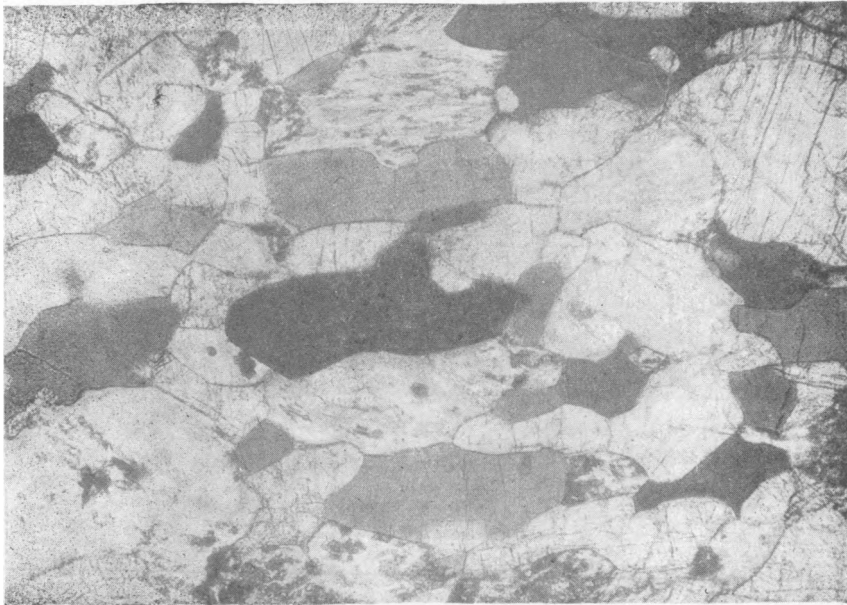
14



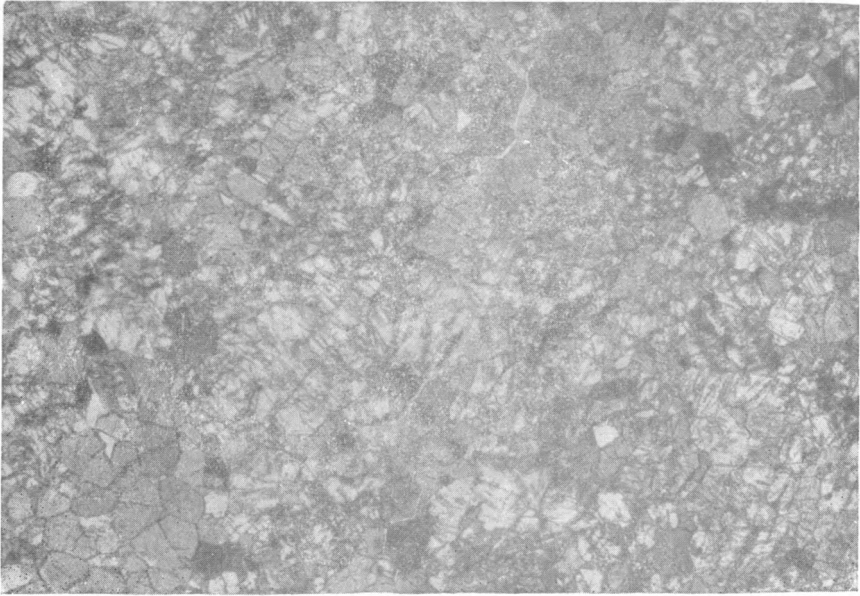
15



1



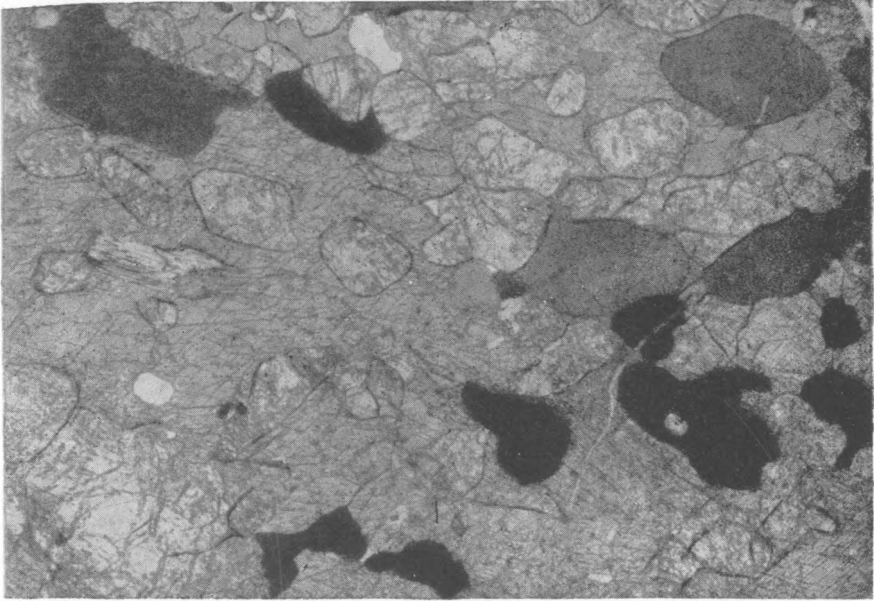
2



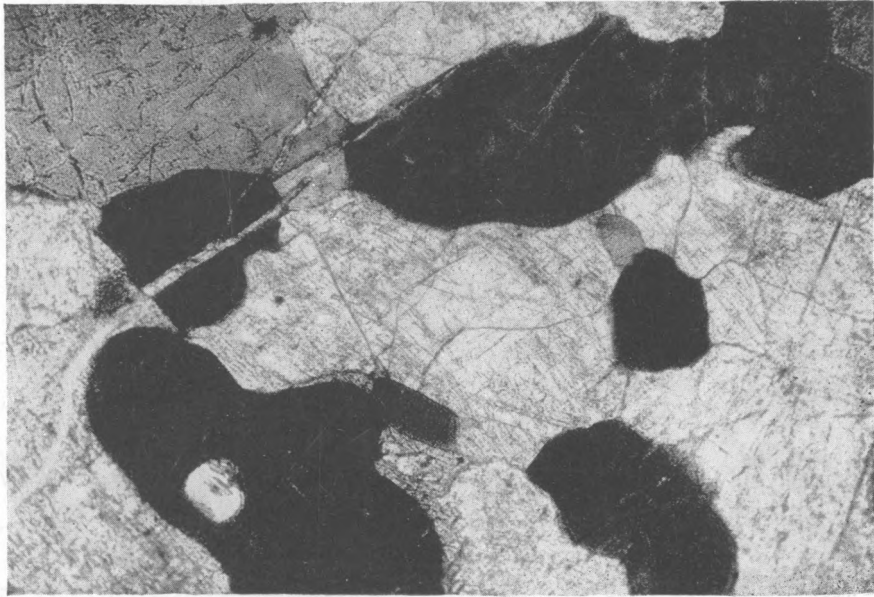
1



2

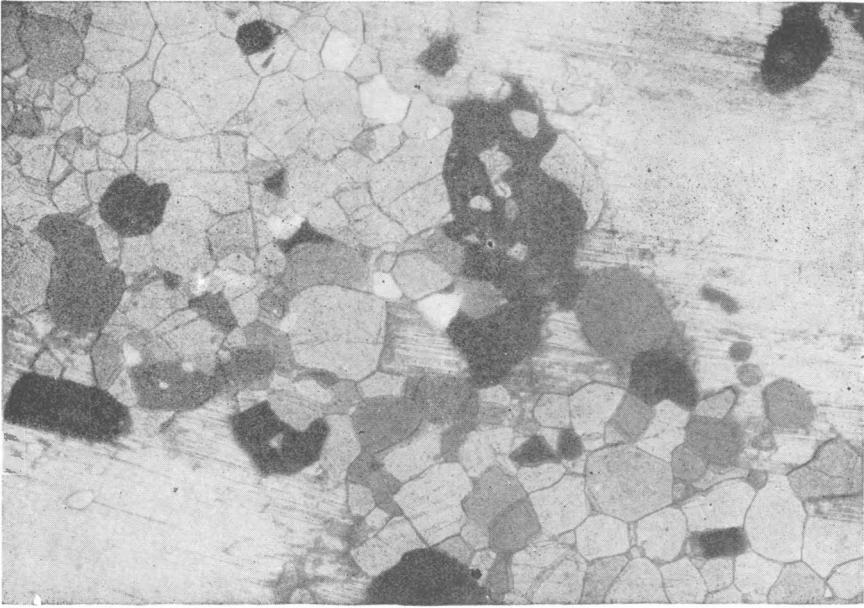


1

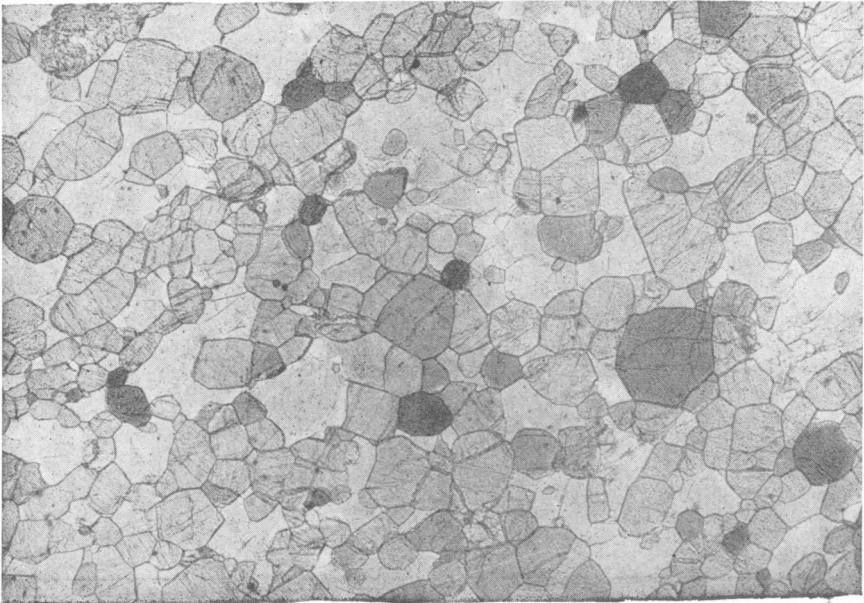


2

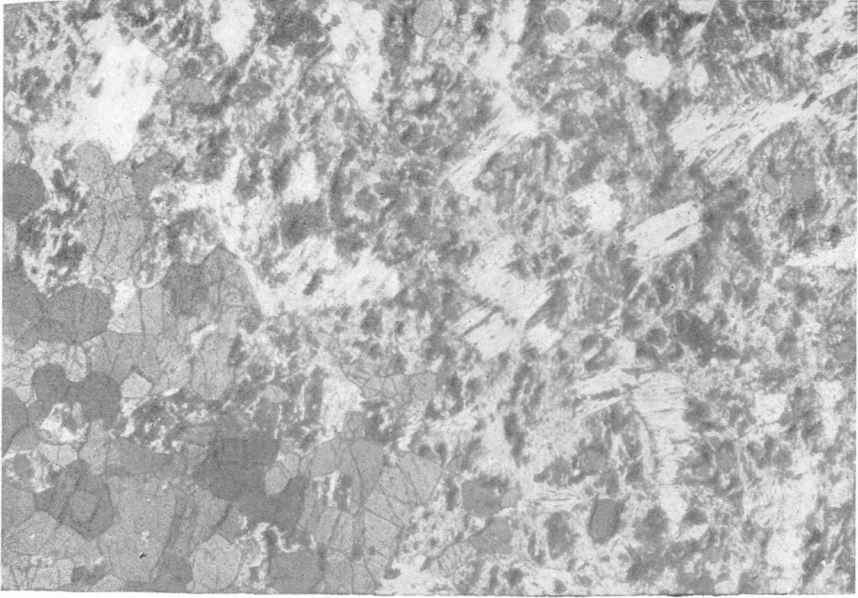




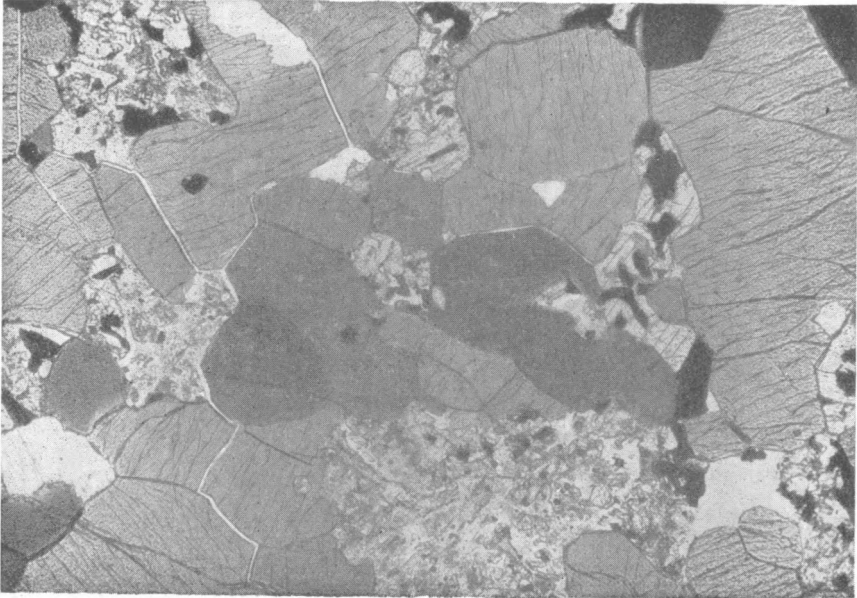
1



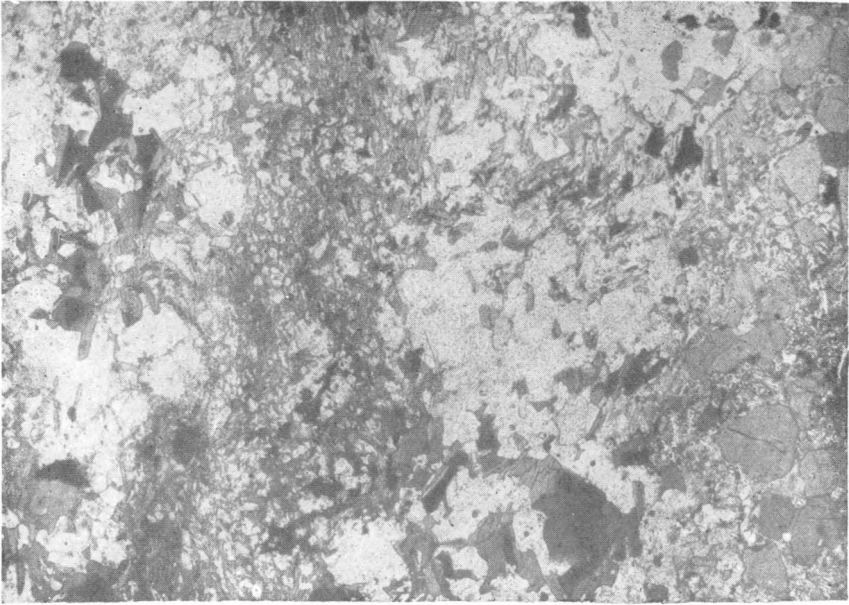
2



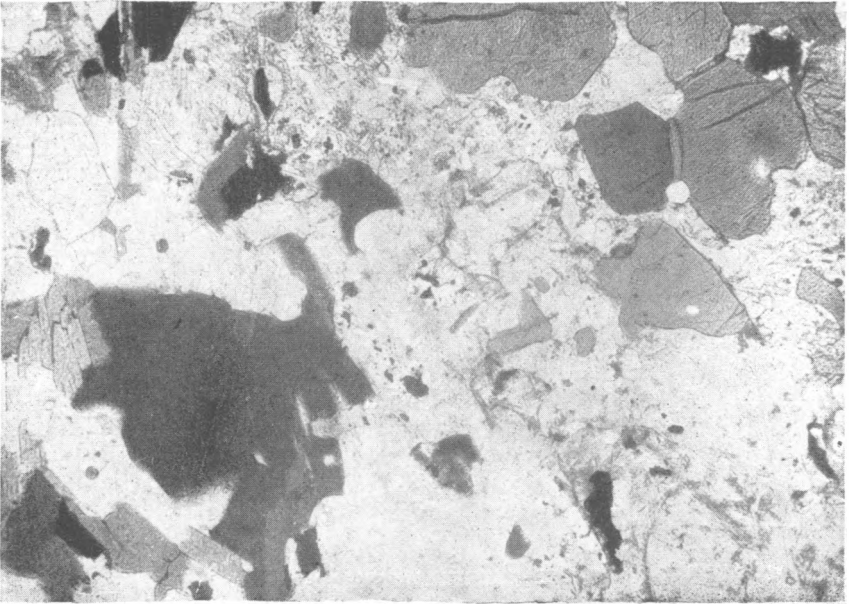
1



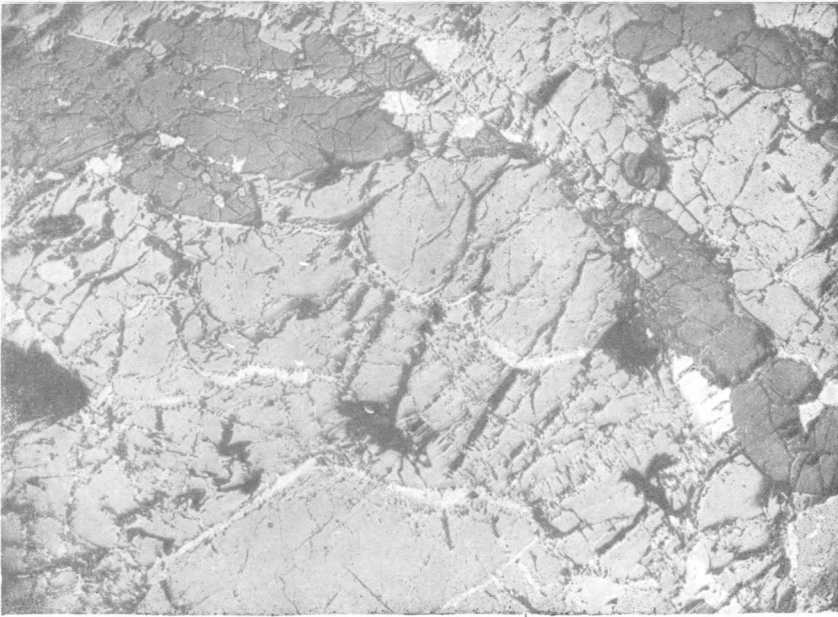
2



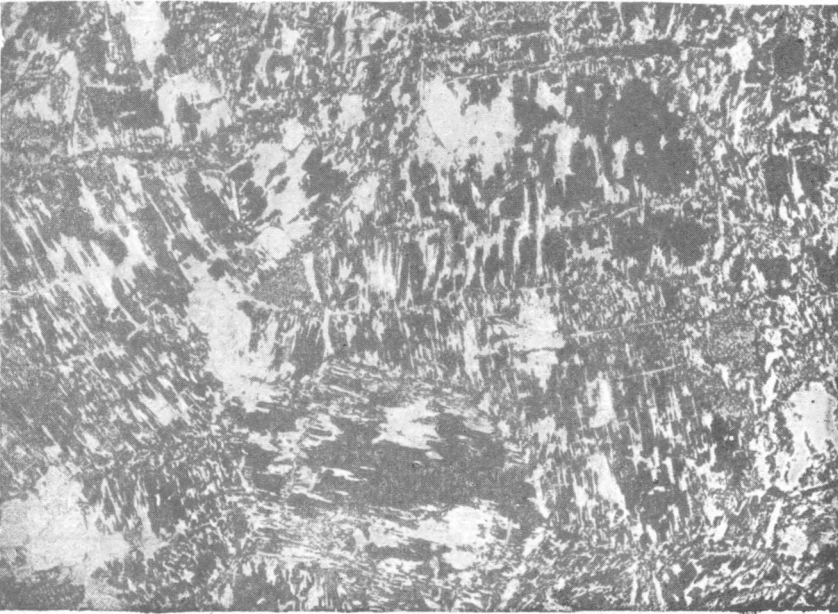
1



2



1



2

Н. В. РЕНГАРТЕН

## МИНЕРАЛЫ ТИТАНА В УГЛЕНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

1. Двуокись титана ( $TiO_2$ ) в природных условиях дает три известные нам кристаллические минеральные разновидности: рутил, анатаз и брукит.

Гидраты окислов титана существуют в аморфной скрытокристаллической форме и относятся к группе так называемых лейкоксенов.

Окисные соединения титана являются обычными минералами для некоторых магматических и метаморфических пород, где они присутствуют или как первичный (чаще аксессуарный) компонент, или как вторичный продукт разрушения более сложных по составу титаносодержащих минералов (двойных солей, силикатов и др.).

В осадочных породах рутил, анатаз, брукит и лейкоксен входят в число обломочных зерен терригенных осадков, а также встречаются в виде новообразований, возникших в процессе диагенетических превращений осадочного материала.

В одних случаях аутигенные титановые минералы происходят за счет изменений титаносодержащих минералов из обломочных зерен (Преображенский, 1940, 1941; Логвиненко, 1944; Сердюченко и Добротворская, 1949). В других случаях очевидна генетическая связь титанистых новообразований с органическим веществом (Вернадский, 1937; Питковская, 1953; Полюнов и Тумилович, 1936; Хмелевская и др., 1948).

В литературе сравнительно часто находятся указания на присутствие в осадочных породах аутигенных титановых минералов, однако мало работ, содержащих детальное описание этих минералов и рассмотрение вопросов их генезиса, взаимоотношений с другими новообразованными минералами и т. д.

Особенно слабо изучены аутигенные титаносодержащие минералы в тех случаях, когда источником титана для них являлось органическое вещество растительного происхождения.

Ц. Н. Питковская (1953) отмечает для территории западной Башкирии наличие в девонских песчаниках с каолиновым цементом аутигенных образований анатаза, брукита, сфена и лейкоксена и пишет, что: «... Постоянно встречающийся парагенезис титанистых минералов, каолинита и растительных обуглившихся остатков подтверждает генетическую связь этих образований, однако условия выпадения титанистых соединений в настоящее время еще не являются достаточно ясными».

2. При микроскопическом изучении карагандинской продуктивной свиты карбона Карагандинского бассейна мы установили, что песчаные породы некоторых фациальных групп содержат в своем составе аутигенные выделения титанистых минералов, которые связаны своим происхо-

ждением главным образом с процессами разложения растительного материала.

Карагандинская свита сложена литологически разнообразной серией пород: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, углями.

В фациальном отношении эта свита представлена в нижней своей части лагунными и прибрежно-морскими отложениями, а в средней и верхней — типично континентальными.

В последнем случае выделяются осадочные образования фаций торфяных болот, застойных озер, озер открытого типа, речных русел, дельт.

Аутигенные титансодержащие минералы приурочены к песчаным осадкам, генетически связанным с фациями речного русла, дельт и реже с фациями прибрежной зоны проточных озерных водоемов.

Минеральный состав обломочной части песчаников имеет всегда полимиктовый характер, который, между прочим, не отличается постоянством, а претерпевает в разрезе свиты ряд закономерных изменений. Кластические зерна представлены обломками кислых эффузивов, порфиритов, кремнистых, кварцитовидных и глинистых пород, обломками витрокластических туфов, зернами кварца, плагиоклазов, пластинками слюд, хлорита и др. Как аутигенные минералы в песчаниках присутствуют: каолинит, хлорит, карбонаты кальция и железа, пирит, группа титансодержащих минералов и барит. Каолинит, хлорит, а также и карбонаты обычно играют в породах роль цемента. Все эти породы чрезвычайно бедны терригенными «тяжелыми» минералами и отличаются небольшим их разнообразием: магнетит, апатит, циркон, турмалин, иногда единичные зерна рутила, сфена, пикотита — вот наиболее обычный перечень этих минералов. Фаунистических остатков песчаники не содержат. Остатки флоры присутствуют в виде обрывков обугленных растительных остатков и тонкоизмельченного углистого детрита. Последний неравномерно распределяется в песчаниках, подчеркивая прерывистую, косую, линзовидную и другие типы слоистых текстур пород. Присутствие аутигенных титанистых минералов в описываемых нами песчаниках — явление чрезвычайно распространенное. Однако эти минералы, вследствие мельчайших размеров кристалликов, наряду с темной их окраской, если рассматривать шлифы при малых увеличениях, не всегда обращают на себя внимание при микроскопических исследованиях. При сильных же объективах хорошо вырисовываются формы кристалликов, характер их агрегатных скоплений и взаимоотношения титанистых минералов как с другими минеральными новообразованиями, так и с обугленным растительным материалом.

3. Аутигенные титансодержащие минералы представлены в песчаниках карагандинской свиты брукитом, анатазом и лейкоксеном. Они встречаются совместно, вблизи и внутри скоплений обугленных растительных остатков, а брукит и анатаз, кроме того, образуют и обособленные от растительной органики агрегатные скопления, которые чаще всего имеют вид микроскопических жеод.

Лейкоксен дает бесформенные выделения. Под микроскопом в отраженном свете выделения лейкоксена имеют фарфоровидный облик и розово-белую окраску; в проходящем свете они кажутся темнокоричневыми, почти черными, а при скрещенных николях то изотропны и тогда непрозрачны, то обнаруживают точечную тусклую поляризацию, вследствие, очевидно, частичной раскристаллизации лейкоксенового вещества.

В большинстве случаев именно это лейкоксеноподобное вещество и является материнским для чистых и прозрачных кристалликов брукита и анатаза. Последние, в виде шипов и зубчатых выростов, часто развиваются по краям лейкоксеновых образований, а также выделяются

внутри них по стенкам микроскопических трещинок и неправильных полостей.

Брукит и анатаз дают агрегаты мельчайших (размером в среднем 0,01—0,05 мм) кристалликов, причем преобладающим среди них всегда является брукит.

Брукит встречается в виде удлиненных зерен без ясно выраженных граней и в виде хорошо ограниченных призматических и табличатых кристалликов (табл. I, 1, 2; табл. II, 1). В проходящем свете он имеет темный, золотисто-коричневый и буро-коричневый цвет. В скрещенных николях брукит проявляет пеструю в высоких тонах интерференционную окраску, которая кажется всегда «мутной», вероятно, благодаря присутствию распыленного лейкоксенового вещества. Отдельные кристаллики брукита обнаруживают характерные для него сине-зеленые и малиновые цвета интерференции, которые, непрерывно сменяя друг друга при вращении столика микроскопа, не допускают погасания зерен (явление сильной дисперсии). Погасание относительно главной зоны кристаллов прямое.

Анатаз, встречающийся в одних агрегатах с брукитом, не всегда бывает легко отличим от последнего. Оба минерала обладают высокими показателями светопреломления и агрегаты их рельефно выступают на общем фоне породы.

Как уже было сказано выше, титанистые минеральные новообразования часто бывают приурочены к скоплениям растительного материала, проявляя при этом явную генетическую связь с ним. Однако не всегда эта непосредственная связь видна и не всегда растительная органика сопровождается выделениями титанистых минералов. Повидимому, решающее значение здесь имеют степень и характер разложения растительных остатков.

4. В исследованных нами песчаниках из континентальных фаций органические остатки представлены главным образом сильно окислившимися мелкими углистыми обрывками различных частей растений. Под микроскопом в плоскопараллельных петрографических шлифах наблюдаются буро-черные комочки в разной степени окисленного фюзенизированного растительного материала, которые сопровождаются бурными потеками гелеобразного гумусового вещества; оно обволакивает эти комочки и проникает по стыкам близлежащих обломочных минеральных зерен (табл. III, 1; табл. V, 1). Фюзенизированные комочки в проходящем свете являются почти непрозрачными, в скрещенных николях становятся совсем темными или слабо просвечивают, имея густой бурый цвет, в отраженном свете эти комочки матовые и розово-бурого цвета. Гумусовый гель в проходящем свете буро-коричневый; при скрещенных николях он остается таким же, а в отраженном свете розовато-белый (ватоподобный). Именно с такого рода измененной растительной органикой и связаны новообразования титановых минералов. Лейкоксен в виде бесформенных пятен выделяется вокруг участков коллоидальной органической массы и часто очень мало отличается от нее по внешнему виду, а брукит и анатаз образуют мельчайшие агрегаты—жеоды мутных кристалликов внутри и вблизи скоплений измененного растительного материала (табл. III, 1, 2). Обычно центральная часть этих жеод, контуры которых обусловлены формой разложившихся углистых частиц, выполнена тонкочешуйчатым каолинитом или кальцитом. Количество титановых минералов, образовавшихся в жеодах на месте сильно или почти полностью разложившихся углистых обломков, очень изменчиво. В ряде случаев, однако, концентрация титансодержащих минералов внутри таких жеодок настолько велика (табл. IV, 1, 2), что их невозможно связывать с выделением только



из одного углистого обломка, и становится очевидным привнос в эти полости титана из окружающих участков осадка в силу явлений собирательной кристаллизации и т. д.

Реже в породах встречаются обрывки фюзенизированной растительной ткани, которые не сопровождаются гумусовым гелеобразным веществом (табл. V, 2). Эти обрывки имеют четкие внешние контуры, проявляя то однородное, сплошное (в петрографических шлифах) строение, то микропористое. В проходящем свете и при скрещенных николях они кажутся буро-черными, в отраженном свете выглядят темными, серо-черными и обладают смоляным блеском. В таких органических остатках титановые минералы встречаются редко; в виде отдельных кристалликов брукита и анатаза они иногда вырастают в микроскопических полостях.

Особый характер имеют выделения органического вещества, измененного в разной степени и замещившего мономинеральные зерна кальцита. Ясно выраженное в шлифах расположение прямолинейных полосок органического вещества по двум направлениям, с образованием при этом ромбической сетки, свидетельствует о том, что мигрировавшая органика первоначально проникла в карбонат вдоль трещин его ромбоэдрической спайности при повышенной концентрации в растворах углекислоты и при относительно низком рН, когда кальцит оказался уже неустойчивым. После проникновения органики в кальцит вдоль трещин спайности полностью или частично заполнялась углистым веществом и внутренняя часть его ромбоэдрических «клеток» (табл. VI, 2).

В ряде случаев внутри вторичной (по кальциту) «органической решетки» наблюдались выделения лейкоксеноподобного вещества (табл. VI, 1).

5. Аутигенные выделения брукита и анатаза, которые присутствуют в песчаных породах в виде самостоятельных, не связанных явно с растительной органикой, кристаллических агрегатов, обычно имеют форму микроскопических жеодок; редко встречаются скопления беспорядочно ориентированных кристалликов, то тесно примыкающих друг к другу, то разобщенных свободными промежутками. Жеодки имеют размеры в среднем около 0,10—0,25 мм; их внешние контуры бывают различными и зависят от первоначальной формы свободной зарастающей полости или от формы нацело разложившегося обугленного растительного обломка. Все свободное пространство внутри этих брукито-анатазовых жеодок выполнено или бесцветным тонкокристаллическим каолинитом, или монокристаллом кальцита. В одном только случае удалось наблюдать присутствие здесь же, наряду с каолинитом, новообразованных зернышек кварца (табл. II, 2). Кристаллики титанистых минералов неравномерно обрастают стенки пустот; отдельные их кристаллики иногда отрываются от общего агрегата и располагаются внутри жеоды, погруженные в более позднюю каолинитовую массу. Происхождение и характер полостей, в которых развиваются кристаллики брукита и анатаза, бывают различными и зависят, в частности, от минерального состава цемента песчаников. В песчанниках, где цементом служит тонкочешуйчатый каолинит, титановые минералы обрастают стенки мелких пор между обломочными зернами и здесь, несомненно, они выделяются раньше главной массы каолинитового цемента. В породах с хлоритовым цементом хлорит образует яснокристаллические каемки вокруг обломочных зерен; часто эти оболочки имеют радиально-лучистое строение (крустификационный тип цементации). Пространства между цементирующими хлоритовыми каемками в одних случаях выполнены метаколлоидальной или очень слабо раскристаллизованной хлоритовой же массой, а в других случаях на стенки таких полостей, сверх хлорита, нарастают кристаллики брукита и анатаза, и тогда все оставшееся сво-



бодное пространство в этих полостях заполняется или тонкочешуйчатым каолинитом, или монокристаллом кальцита.

Встречаются песчаники, в которых цементом служит агрегатный мелкозернистый кальцит, а каждое обломочное зерно окутано пленкой гидроокислов железа. В этих случаях титановые минералы выделяются раньше кальцита, но позже гидроокислов железа, и их агрегаты непосредственно соприкасаются с железистыми пленками. Кроме того, жеоды титановых минералов образуются на месте исчезнувших (при окислении в условиях самого раннего диагенеза) кусочков углистого вещества; в этих случаях контуры жеодок наиболее четко очерчены (табл. IV, 1).

Интересны взаимоотношения аутигенных титановых минералов с пиритом и сидеритом. В некоторых участках песчаных пород имеются аутигенные тонкозернистые агрегаты пирита, которые развиваются в углистых частицах, иногда полностью их замещая, а также дают и самостоятельные выделения в хлоритовом цементе песчаников. Часто агрегаты пирита сопровождаются кристалликами брукита и анатаза и тонкочешуйчатым каолинитом. Каолинит выполняет пространства между кристалликами титановых минералов, а последние обрастают свободные поверхности пиритовых выделений (табл. VII, 1, 2). Таким образом, после того как появились здесь хлоритовые оболочки вокруг обломочных зерен, произошло образование пирита, потом брукита и анатаза; последним выделился мелкоагрегатный каолинит.

Наши наблюдения показывают, что в песчаниках, где много сгустков сидерита и где сидерит обильно сопровождает углистые остатки, новообразованных минералов титана нет.

6. Систематизируя изложенный нами фактический материал, надо подчеркнуть следующие основные положения:

а) новообразования титановых минералов (брукита, анатаза, лейкоксена) в карагандинской свите приурочены к мелко- и среднезернистым песчаникам, связанным своим происхождением с фациями речного аллювия и прибрежной зоны открытых озер;

б) агрегаты титановых минералов непосредственно сопровождают сильно окисленные растительные остатки, а также выделяются в некотором от них удалении;

в) наиболее распространенной формой агрегатных скоплений брукита и анатаза являются микроскопические жеоды: внутренние полости этих жеод выполнены или тонкокристаллическим каолинитом, или монокристаллом кальцита;

г) порядок выделения аутигенных минералов в континентальных песчаных осадках карагандинской свиты намечается следующий: хлорит, пирит, титановые минералы, каолинит, кальцит; конечно, могут выпадать отдельные члены этого ряда.

7. На основании изученного нами материала попытаемся осветить некоторые вопросы генезиса аутигенных минералов титана, заключенных в песчаниках карагандинской свиты.

Из литературных данных (Вернадский, 1937; Полюнов и Тумилович, 1936; Хмелевская и др., 1948) известно, что органическое вещество и, в частности, растительное способно концентрировать в себе наряду с другими элементами и титан. Б. Б. Полюнов и Л. Б. Тумилович (1936) отмечают, что особенно богаты титаном зеленые части растений. Входит ли титан в растениях в состав каких-то сложных, возможно, органо-минеральных соединений или он рассеян в них в виде адсорбированных ионов — пока неизвестно. Очевидно только, что обугленные растительные остатки могли служить источником титана при формировании титановых минералов в осадках. Химические анализы золы углей карагандинской свиты всегда дают содержание  $TiO_2$  в пределах 1,19—1,96% по Г. Л. Кушеву (1936).

Наши наблюдения показывают, что при новообразовании титановых минералов терригенный титансодержащий материал играл подчиненную роль, а титановые минералы возникали главным образом в процессе разложения, при известных условиях, углистого вещества, которое, с одной стороны, было источником титана, а с другой — при своем разложении создавало в ряде случаев среду, благоприятную для выпадения  $TiO_2$  из циркулирующих растворов. Однако то обстоятельство, что новообразование минералов титана приурочены почти исключительно к песчаным осадкам и редко встречаются в алевритовых и пелитовых породах, позволяет думать, что фациальные особенности накопления песчаного материала играли в этом процессе минералообразования существенную роль. Достаточная подвижность водной среды обуславливала выпадение в осадок в первую очередь песчаного материала, удерживая при этом во взвешенном состоянии более тонкие терригенные частицы. Накапливавшийся таким образом песчаный осадок, благодаря своей легкой проницаемости, допускал (до известной глубины) свободную водную циркуляцию, которая могла обеспечить приток в осадок активного кислорода. Последним, кстати, богаты пресные речные воды и прибрежные зоны открытых озерных водоемов. Под действием кислорода в обугленных растительных остатках, которые заносились в осадок вместе с песчаными частицами, начинали интенсивно развиваться процессы окисления, которые наряду с другими процессами разложения органических остатков обуславливали появление целого ряда вторичных продуктов, как органических, так и чисто минеральных. Общеизвестно, что при этом могут возникать такие минералы, как каолинит, пирит, сидерит, кальцит. Естественно, что состав вторичных минеральных образований может меняться при разложении различных частей растений; кроме того, он сильно зависит также от соотношений и силы таких факторов среды минералообразования, как восстановительно-окислительный потенциал, концентрация водородных ионов, парциальное давление углекислоты, наличие гумусовых кислот, содержание и концентрация солей в растворах и т. д.

Окисление и разложение углистого вещества, очевидно, приводило к высвобождению титана из сложных металлоорганических его соединений или из состояния его рассеяния в углеорганической массе. В зависимости от физико-химических условий среды, в частности, в зависимости от окислительного потенциала, этот титан или подвергался минерализации «на месте» в непосредственной связи с материнским углистым веществом, или успевал мигрировать на некоторое (в карагандинских песчаных осадках — небольшое) расстояние и в зазорах между кластическими зернами и в порах цементирующего материала (хлорита) давал выделения скрытокристаллического лейкоксена и хорошо окристаллизованных брукита и анатаза. Так как титан в гипергенных условиях обладает наибольшей подвижностью в низких степенях окисления (в виде  $Ti_2O_3$  или, может быть, даже в виде  $TiO$ ), то первый из указанных выше случаев соответствует наиболее высокому окислительному потенциалу, а второй — более низкому. Судя по данным Б. Б. Полюнова (1934), среда для выпадения окислотитановых минералов была, скорее всего, слабощелочной ( $pH \approx 7$ ). Это находится в полном согласии с установленной нами последовательностью минералообразования в карагандинских песчаных осадках: на хлоритовый цемент ( $pH \approx 8,5$ ) нарастают кристаллы брукита и анатаза, а затем выделился каолинит ( $pH \approx 6,5$ ); процесс шел от условий более щелочных к более кислым. С другой стороны, там, где в изученных нами породах при разложении углистого вещества образовался сидерит (повышенная концентрация железа, высокое парциальное давление  $CO_2$ ,  $pH$  около 6—6,5), ми-

нералы  $TiO_2$  не выкристаллизовывались. Очевидно, что антагонизм между минералами  $TiO_2$  и сидеритом обусловлен здесь различными окислительно-восстановительными условиями, необходимыми для их образования (восстановительная среда для сидерита и окислительная для двуокиси титана).

Результаты наших исследований показывают тесную связь титановых минералов с каолинитом, а в некоторых случаях и с кальцитом. Каолинит сопровождает агрегаты брукита и анатаза, находящиеся как среди углистой массы, так и в некотором удалении от нее. При этом каолинит — более поздний, он выполняет пространство между новообразованными кристалликами титановых минералов не только в песчаниках с каолинитовым цементом, но и в песчаниках с хлоритовым цементом. Очевидной становится геохимическая связь титановых минералов и каолинита. Вполне возможно, что глинозем был отчасти связан с минеральной массой углей, а главным образом он выпадал из растворов в сочетании с кремнеземом, формируя каолинит в местных условиях, когда (под влиянием разложения углистых остатков и образования угольной и различных гумусовых кислот) рН среды опускался ниже семи. Нередко внутренние части анатазо-брукитовых жеедок выполнены монокристаллами кальцита даже в тех случаях, когда карбонат кальция совсем отсутствует во вмещающей породе и в составе ее цемента заметную роль играет каолинит. Возможно, что и эти выделения кальцита имеют специфическую связь с местными условиями разложения органических остатков и, может быть, с особым составом и раскристаллизацией богатого СаО лейкоксенового вещества.

Наши наблюдения, как было указано выше, также показывают, что разложение в песчаных осадках обуглившихся растительных остатков с образованием при этом сидерита, как правило, не сопровождается выделением титановых минералов. Очевидно, что в восстановительных условиях, при недостатке кислорода и повышенном давлении углекислоты, титан хотя и выделялся из органической массы, но находился в низших формах окисления, был способен к миграции и выносился с растворами.

Интересно, что среди глинистых отложений карагандинской свиты встречаются первоначально углисто-глинистые осадки, которые впоследствии были сильно каолинизированы с почти полной минерализацией углистого материала (табл. VIII, I). Каолинит при этом часто и местами обильно сопровождается выделениями сидерита, что характеризует его образование в общем в восстановительных условиях (сниженный кислородный потенциал) и в кислой среде. Образования лейкоксена, брукита и анатаза в этих случаях также не происходило, хотя вся органическая масса в условиях раннего диагенеза была разложена (перешла главным образом в  $CO_2$ ) и вынесена, а на ее месте сохранились только форменные элементы углей (кутикула, споры и др.). При разложении углистого вещества, очевидно, условия восстановительной среды удерживали здесь и титан в способных к миграции низких формах окисления и обуславливали перенос его в растворах.

В этой связи следует отметить и то интересное обстоятельство, что в зоне брукито-анатазовых, обильно заселенных кристалликами жеедак кислородный режим и концентрация водородных ионов были благоприятными для роста титановых кристалликов и сюда, в частности, приносился растворами титан (в низких степенях окисления) и из соседних участков, где кислородный потенциал мог быть более низок, а рН — более высока, чем это требуется для формирования брукита и анатаза. Такое «стягивание» титана к некоторым пунктам, возможно, усиливалось местами и явлениями собирательной кристаллизации.

Самые угли и сильно углистые аргиллиты, не подвергшиеся окислению, не обнаруживают, как правило, и новообразованных титановых минералов, хотя химические анализы показывают в них устойчивое содержание титана. Последний явно находится здесь в связанном органическим веществом состоянии, химически «распылен» в углистой массе и вне условий ее окисления не вступил еще в стадию своей автономной минерализации. Когда же богатыми углистыми остатками породы попадают в зону активного кислорода, то здесь могут создаваться благоприятные условия для выделений титановых минералов. Например, нам удалось наблюдать, что в эрозионном контакте углистого аргиллита с песчаником, на размытой поверхности аргиллита заключенное в нем углистое вещество сильно окислено и сопровождается агрегатными новообразованиями минералов двуокиси титана (табл. VIII, 2). Можно, повидимому, и нахождение аутигенных титановых минералов в углях рассматривать как признак их местного окисления.

В заключение отметим, что при изучении ряда образцов минерализованной древесины (из коллекций Ботанического института АН СССР, Музея им. А. П. Карпинского и Центрального геологического музея им. Ф. Н. Чернышева) нами было установлено, что в этих древесных остатках довольно часто встречаются агрегатные скопления новообразованного анатаза. Густосиние зерна его образуют микроскопические жеоиды в кварцево-халцедоновой массе, заполняющей полости клеток в тканях древесины. Кроме того, мельчайшие (диаметром около 0,02 мм) кашлевидные зернышки титановых минералов иногда выделяются в виде пепочки внутри трубчатых сосудов древесины. Все это также подтверждает генетическую связь титановых минералов с органическими веществами растительного происхождения.

#### ЛИ Т Е Р А Т У Р А

- Б е н е с л а в с к и й С. И. Титановые минералы в бокситах. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 2.
- В е р н а д с к и й В. И. Заметка о титане в биосфере. Тр. Биохим. лаборат., 1937, 4.
- К у ш е в Г. Л. Карагадинское каменноугольное месторождение. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Л о г в и н е н к о Н. В. К литологии и палеогеографии каменноугольных отложений северо-востока Донбасса. Доклады Акад. наук СССР, 1944, 42, № 5.
- П и т к о в с к а я П. Н. О геохимических фациях живецкого и франского времени на территории Западной Башкирии. В кн.: Геологический сборник, т. 2, Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.
- П о л ы н о в Б. Б. Кора выветривания. Л., Изд. Акад. наук СССР, 1934.
- П о л ы н о в Б. Б. и Т у м и л о в и ч Л. Б. Титан в коре выветривания. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 2. М., Изд. Акад. наук СССР, 1936.
- П р е о б р а ж е н с к и й И. А. Об аутигенных минералах и минералообразовании. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1941, вып. 40, петрогр. сер. (№ 13); 1940, вып. 25, петрогр. сер. (№ 8).
- С е р д ь ч е н к о Д. П. и Д о б р о т в о р с к а я Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 69, № 3.
- Х м е л е в с к а я Л. В. и др. К вопросу о парагенезисе титана, органического углерода и некоторых других элементов. Доклады Акад. наук СССР, 1948, 58, № 6.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

### Т а б л и ц а I

1. Кристалл анатаза и более мелкие призматические зерна брукита в кальциевом цементе песчаника. Николи ||. Увел. 450.
2. Кристаллы брукита и анатаза в монокристаллическом зерне кальцита. Николи ||. Увел. 400.

### Т а б л и ц а II

1. Таблитчатые кристаллы брукита; в центре агрегата — кальцит. Николи ||. Увел. 300.
2. Жеода тонкозернистого брукита с отдельными более крупными кристаллами. В центре жеоды два зерна вторичного кварца и тонкочешуйчатый каолинит. Видны песчаные зерна и хлоритовый цемент. Николи ||. Увел. 300.

### Т а б л и ц а III

1. Гелеобразное гумусовое вещество обволакивает комочки окисленного фюзена и проникает по стыкам песчаных зерен. В органической массе видна полость, выполненная тонкокристаллическим каолинитом и содержащая два шиповидных зерна брукита. Николи ||. Увел. 60.
2. Обрывок окисленного фюзенизированного растительного остатка с нацело каолинизированными участками и с тонкозернистыми выделениями титановых минералов (рельефные зернышки и полосы на светлом фоне каолинита). Николи ||. Увел. 150.

### Т а б л и ц а IV

1. Жеода кристаллов брукита в хлоритовом цементе песчаника. В центре жеоды — тонкокристаллический каолинит; видны остатки углистого материала (параллельные черные полосы). Николи ||. Увел. 300.
2. Жеода титановых минералов в углистом остатке; в центре жеоды — тонкокристаллический каолинит. Николь одн. Увел. 300.

### Т а б л и ц а V

1. Окисленные комочки углистого вещества сопровождаются гелеобразной гумусовой массой. В шлифе видна микрослойная текстура песчаника, обусловленная расположением растительной органики.
2. Окисленные обрывки обугленных растительных остатков, с которыми не связаны новообразования титановых минералов. Николи ||. Увел. 24.

### Т а б л и ц а VI

1. Ромбоэдрическая решетка непрозрачного органического вещества по спайному зерну кальцита; заметны более светлые пятна лейкоксеноподобного вещества. Николи ||. Увел. 450.
2. Ромбоэдрические зерна кальцита, частично проникнутые органическим веществом. Николи ||. Увел. 300.

## Т а б л и ц а VII

1. Агрегат тонкозернистого пирита, кристалликов брукита и тонкочешуйчатого каолинита, заключенный в хлоритовом цементе песчаника. Николи ||. Увел. 300.

2. Пиритизированный углистый остаток, в центре его — агрегат титановых минералов и каолинит. Николи ||. Увел. 300.

## Т а б л и ц а VIII

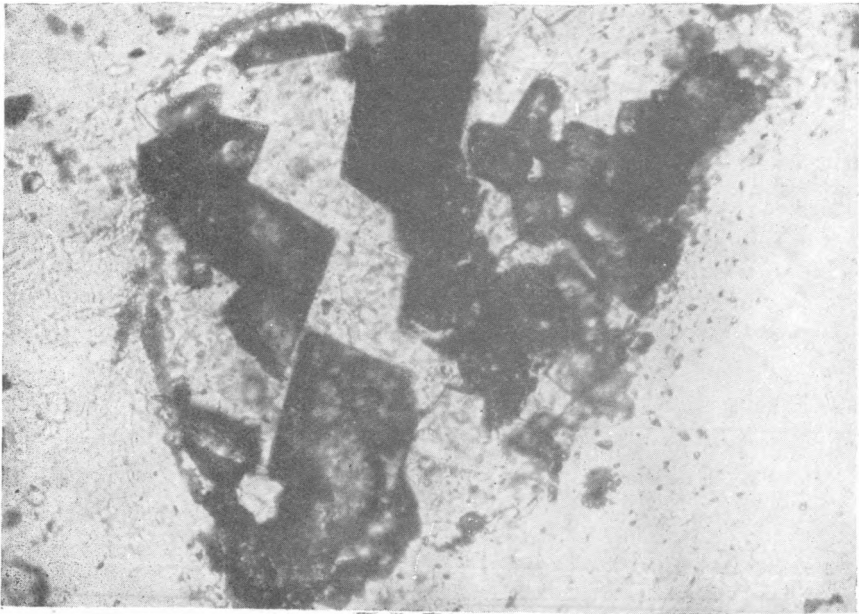
1. Минерализованный углистый остаток в каолинизированной массе углисто-глинистого аргиллита. Николи ||. Увел. 150.

2. Скопление зерен титановых минералов в обугленном растительном остатке в контакте углистого аргиллита с песчаником. Николи ||. Увел. 300.

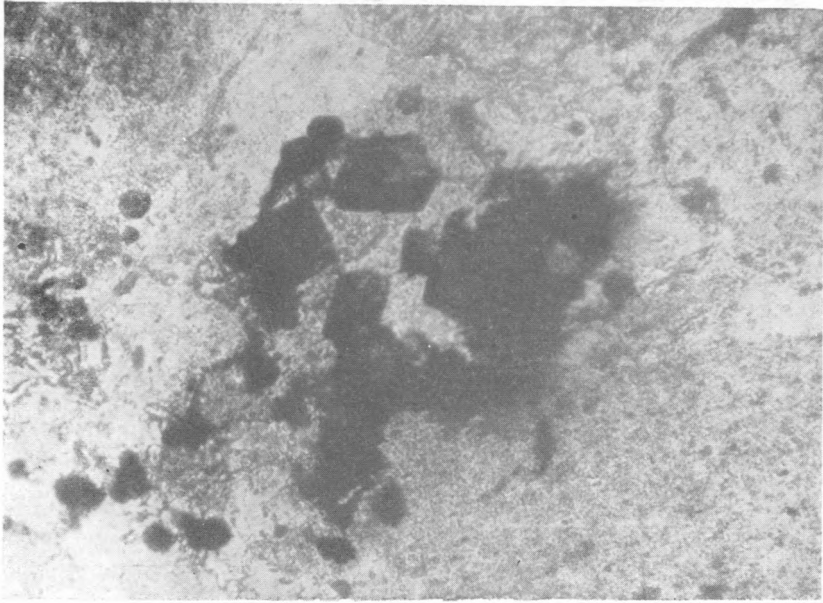
---



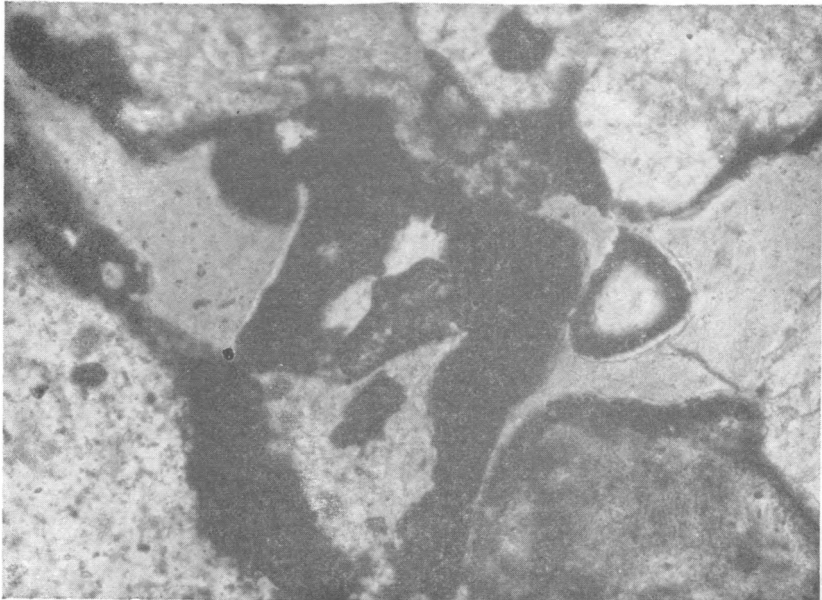
1



2

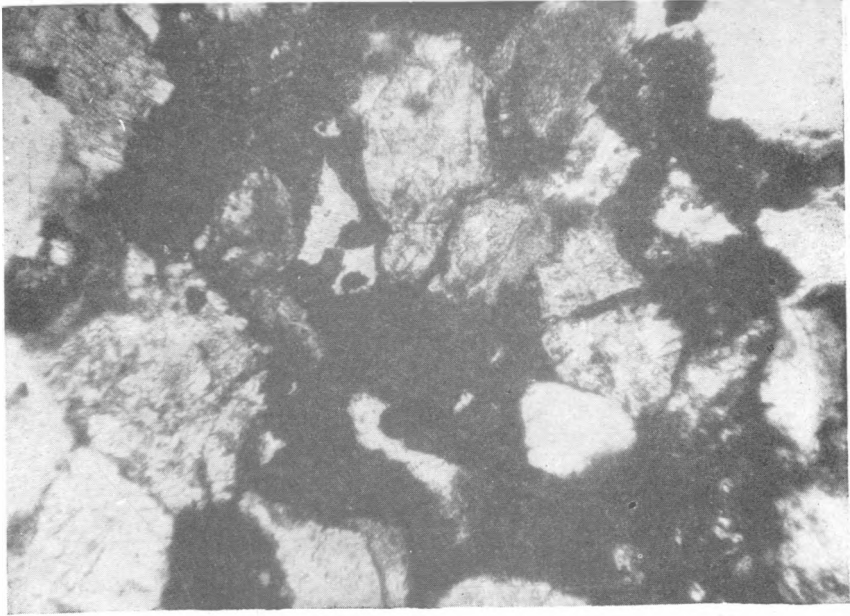


1

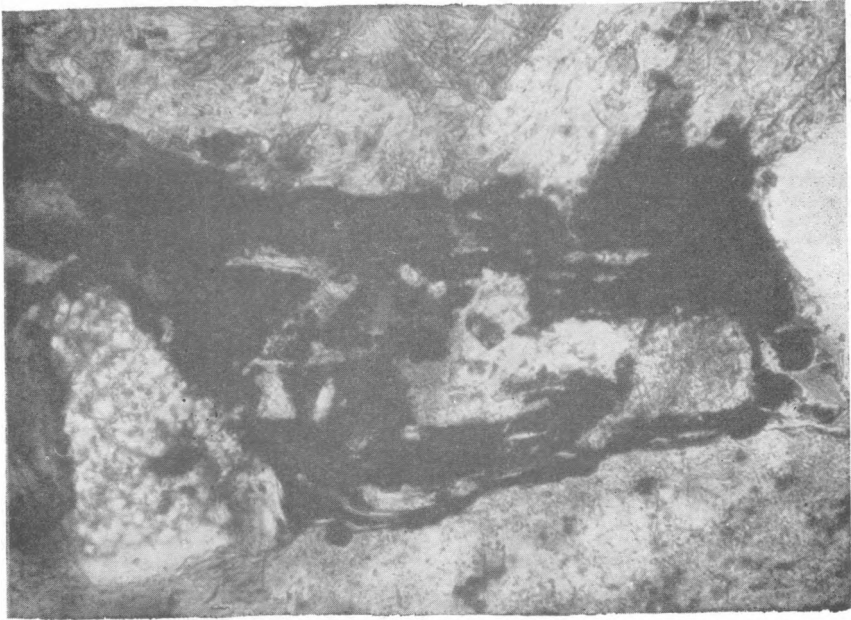


2

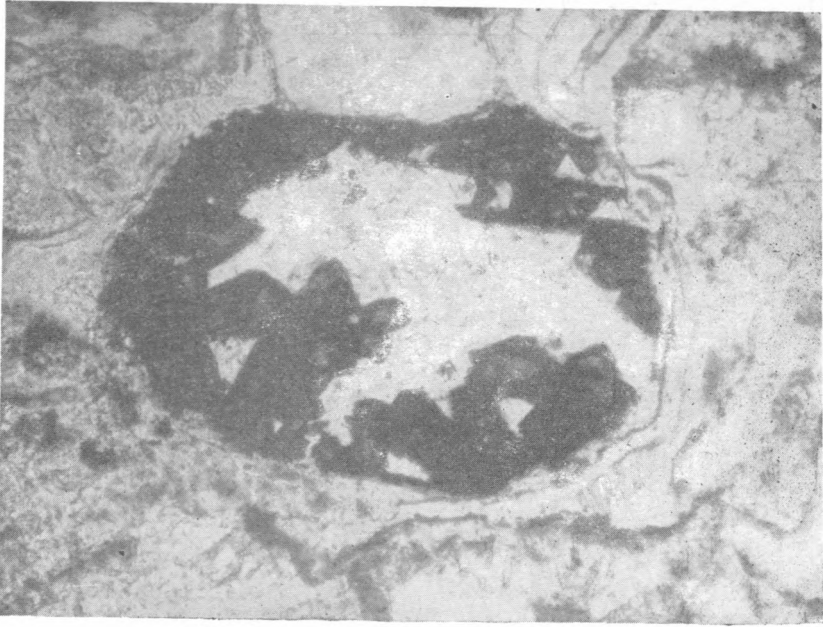




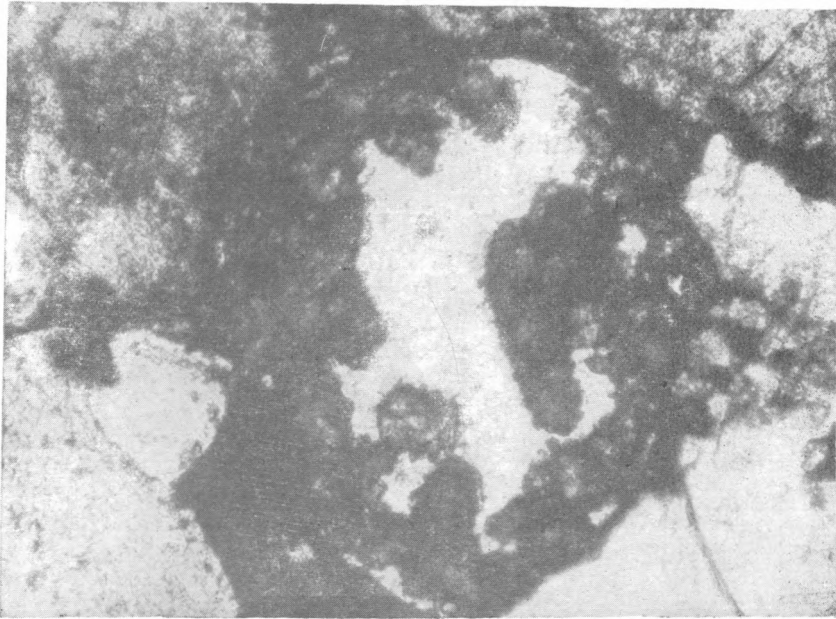
1



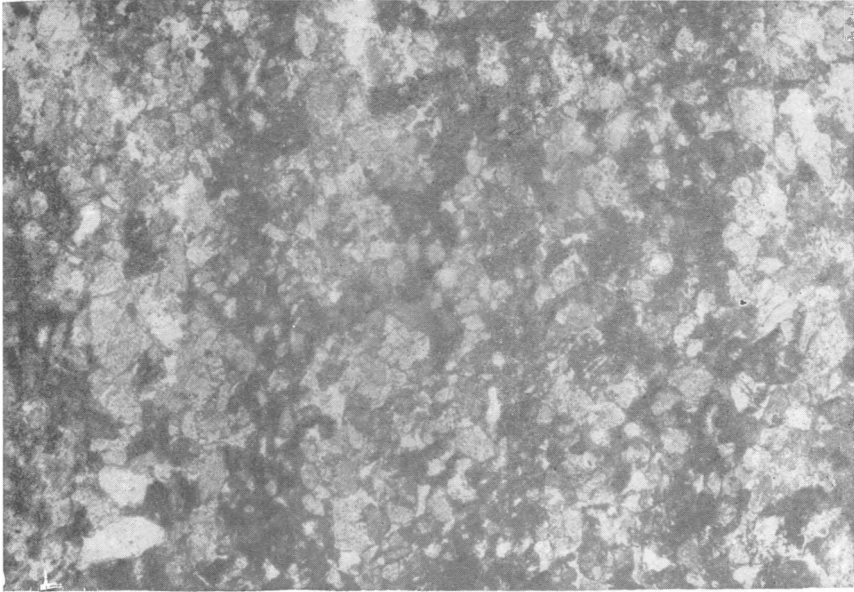
2



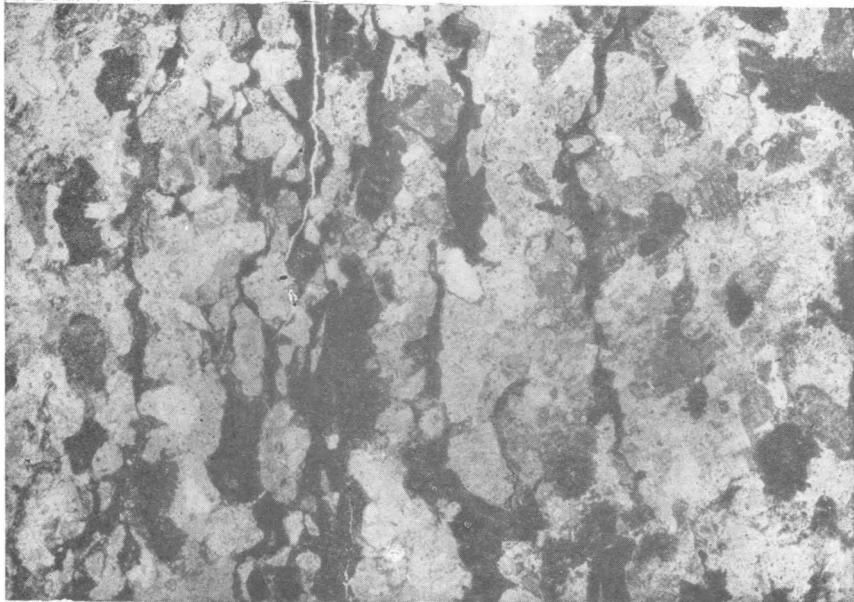
1



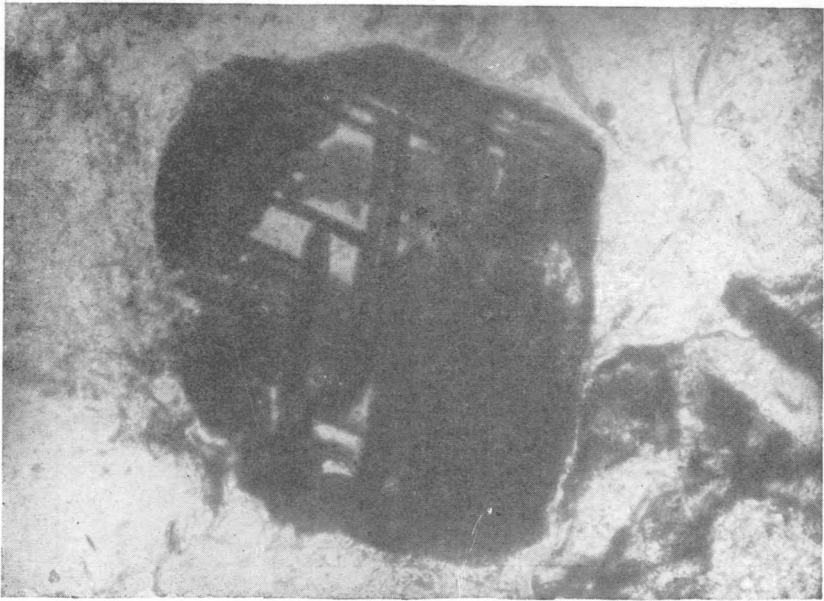
2



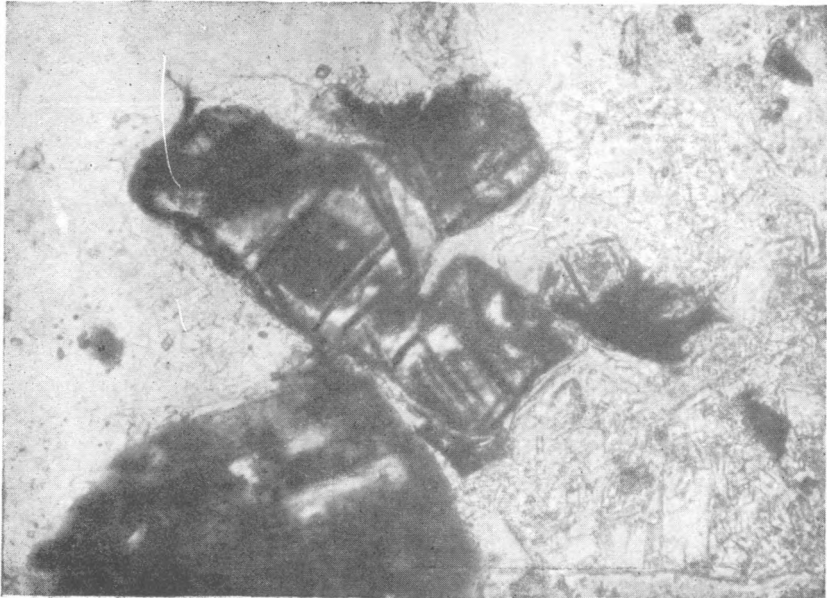
1



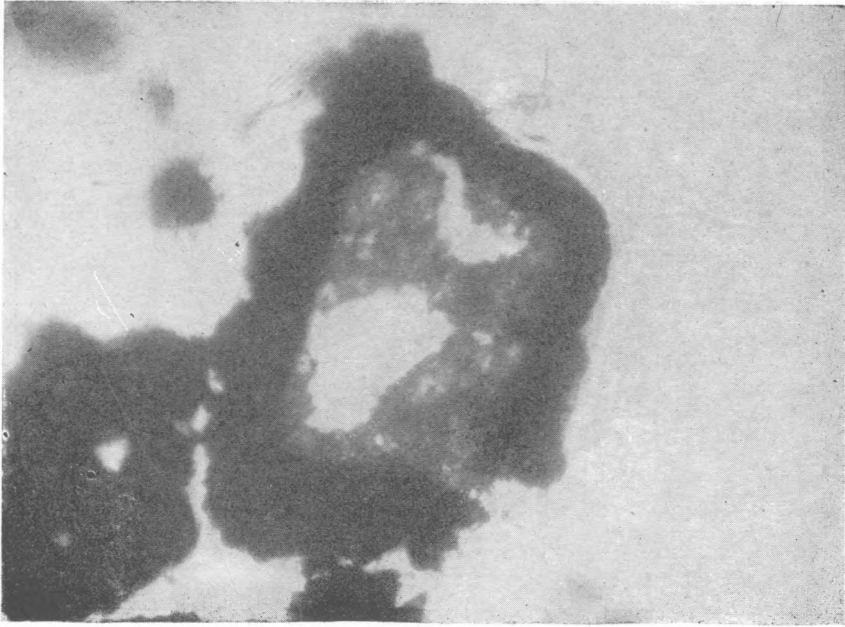
2



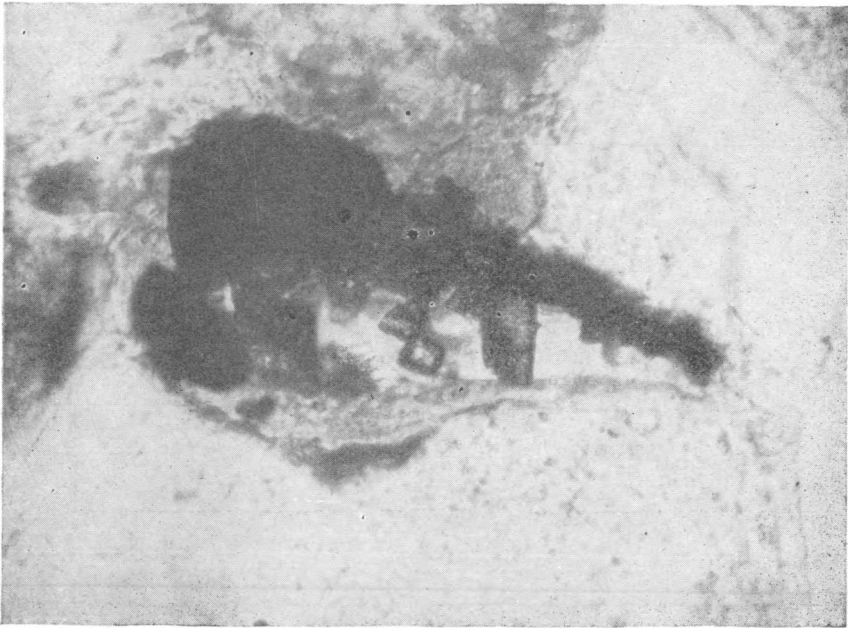
1



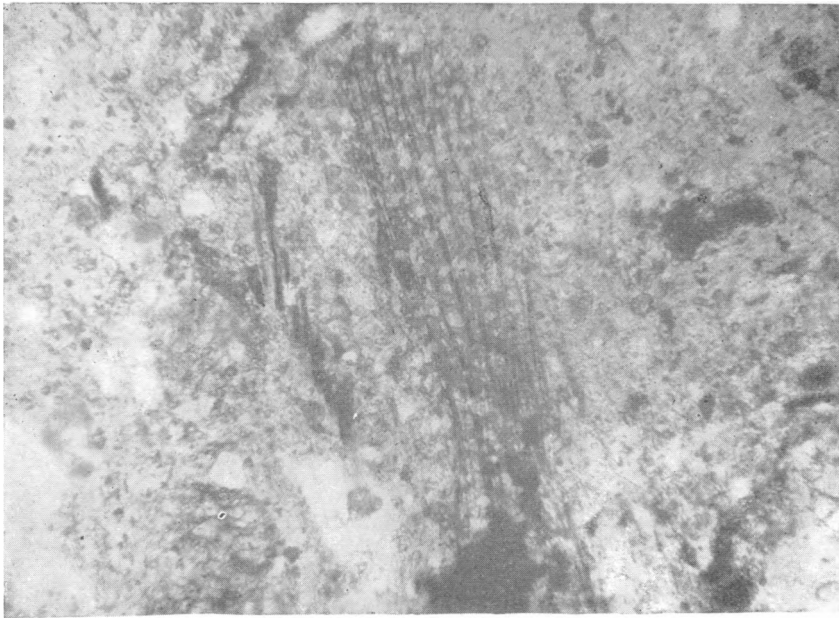
2



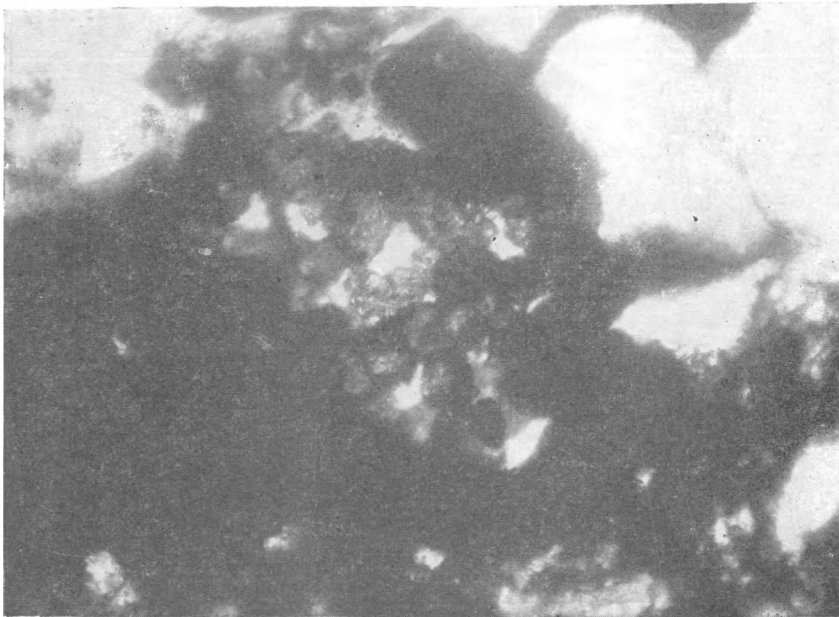
1



2



1



2



А. Г. КОССОВСКАЯ и В. Д. ШУТОВ

**ХАРАКТЕР И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ  
НОВООБРАЗОВАНИЙ В РАЗРЕЗЕ МЕЗО-ПАЛЕЗОЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ****1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННОГО РАЗРЕЗА**

В 1952 г. на Всесоюзном совещании по осадочным породам Л. В. Пустоваловым был впервые поставлен вопрос о важности изучения изменений осадочных пород под влиянием эпигенеза и метаморфизма. Это побудило авторов данной работы при проведении геолого-петрографических работ по изучению мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья уделить особое внимание различным минеральным новообразованиям, возникшим в процессах эпигенеза и раннего метаморфизма.

Настоящая статья посвящена описанию минеральных новообразований, встреченных в терригенных отложениях мезозоя и верхнего палеозоя складчатой зоны Западного Верхоянья и Приверхоянского краевого прогиба.

Приводимая ниже характеристика свободного разреза мезо-палеозоя дается на основании исследований, проведенных по правобережью рек Лены и Алдана. На северо-западе наши работы были ограничены районами сел. Сангары и Китчан на р. Лене. По р. Алдану работы были проведены в бассейне его правых притоков — рр. Тумары, Кели, Ыбыкана, Западной и Восточной Грады и Бораи. Протяженность обследованной нами зоны приблизительно равна 600 км. Общая мощность разреза осадочных отложений от нижнего мела до нижней перми превышает 11 000 м.

В разрезе выделяются следующие стратиграфические комплексы:

а) **Н и ж н я я п е р м ь (P<sub>1</sub>)**. Наиболее древним комплексом являются отложения нижнепермского возраста мощностью около 3500 м. Нижняя часть этих отложений представлена черными филлитоподобными сланцами с подчиненными прослоями песчаников, количество которых увеличивается в разрезе по мере движения вверх.

В верхней части преобладают мощные песчаные пачки, разделенные менее мощными сериями чередующихся алевролитов и сланцев. В самых верхах среди песчаников встречаются гравийные и мелкоконгломератовые слои.

б) **В е р х н я я п е р м ь (P<sub>2</sub>)**. Отложения верхнепермского возраста мощностью около 2500 м представлены однообразным чередованием различных по мощности сланцево-алевролитовых и песчаных пачек. Внизу разреза преобладают сланцы, постепенно сменяющиеся вверх песчано-сланцевыми и песчаными породами. Присутствие верхнепермских отложений в Западном Верхоянье было установлено в последнее время В. Д. Шутовым на основании найденного им комплекса микро- и макрофауны.

Специфической особенностью как ниже-, так и верхнепермских отложений является их окраска в черные и темносерые тона.

в) **Н и ж н и й т р и а с (Т<sub>1</sub>).** Нижний триас представлен песчано-сланцевыми породами характерного зеленовато-серого цвета. В противоположность пермским отложениям, которые в пределах изученного района отличаются фациальной выдержанностью, отложения триаса фациально изменчивы: по мере движения с востока на запад их преимущественно сланцевый характер сменяется песчаным. Мощность нижнего триаса достигает 500 м.

г) **Н и ж н я ю р а (J<sub>1</sub>).** К нижней юре относится мощная серия крупно- и среднезернистых песчаников с прослоями конгломератов, залегающая трансгрессивно на отложениях нижнего триаса.

Возможно, что нижние горизонты этой серии относятся к верхнему триасу. Мощность всей песчаной серии, причисляемой нами условно к нижней юре, превышает 1500 м.

д) **С р е д н я я и в е р х н я я ю р а (J<sub>2</sub>—J<sub>3</sub>).** Разрез среднеюрских отложений начинается чередованием пачек черных алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность песчано-алевролитового комплекса достигает 600 м. Выше следует серия угленосных отложений, частично относимых уже к верхней юре. Мощные пачки светлых песчаников с прослоями углей чередуются с алевролитом-аргиллитовыми пачками. Мощность угленосной серии около 1000 м.

е) **Н и ж н и й м е л (Сг<sub>1</sub>).** Нижний мел представлен угленосными, в основном песчаными отложениями, выполняющими зону краевого прогиба и хорошо выдерживающимися по простиранию на многие сотни километров. В нижней части разреза присутствуют прослои сильно известковистых алевролитов и сланцев.

Верхние горизонты нижнего мела образованы слабосцементированными, иногда рыхлыми песчаниками.

Мощность отложений, относимых к нижнему мелу, превышает 2000 м.

В изученном разрезе, в направлении сверху вниз, в общем наблюдается постепенная смена от более рыхлых пород верхов нижнего мела до сильно уплотненных пород нижней перми. Вместе с тем отмечается определенная зависимость между степенью уплотненности пород и их изначальным гранулометрическим составом: чем более тонкозернистую структуру имеет порода, тем ранее начинают проявляться процессы уплотнения. Так, глинистые породы превращаются в аргиллиты уже в нижних горизонтах нижнего мела, где песчаные породы еще сравнительно слабо уплотнены. Алевролиты и мелкозернистые песчаники приобретают значительную уплотненность в интервале, относимом к верхне- и среднеюрским отложениям. Крупнозернистые песчаники характеризуются значительной крепостью и развитием кварцитоподобных структур, начиная с нижней юры и триаса.

Различные минеральные новообразования были встречены по всему разрезу как в рыхлых, так и в сильно уплотненных породах. Необходимо отметить, что описанные ниже минеральные новообразования являлись следствием действия процессов эпигенеза и раннего метаморфизма без какого-либо воздействия магматических проявлений. Магматические проявления были встречены только в триасовых отложениях, где они представлены небольшими пластовыми интрузиями диабазов. Связанные с ними контактные и гидротермальные изменения осадочных пород имеют специфический и очень локальный характер и не описываются в настоящей статье: они являются предметом специального сообщения.

## II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ

Петрографическое описание разреза и описание встреченных минеральных новообразований дается сверху вниз. Это дает возможность проследить последовательность изменения осадочных пород в процессе эпигенеза и начального метаморфизма, а также выявить для некоторых минеральных компонентов направленность их изменения.

Изначальный характер обломочных минералов, входящих в состав пород, слагающих изученный разрез, довольно однообразен: главным материалом, из которого формировались описываемые отложения, были



продукты разрушения кислых интрузивных и эффузивных пород и древних кристаллических сланцев, преимущественно также кислого состава.

Несмотря на относительную однородность обломочного материала, описываемый мезо-палеозойский разрез все же хорошо расчленяется на ряд свит, характеризующихся определенными ассоциациями кластических минералов.

Помимо свит, выделяемых по указанному признаку, в разрезе можно наметить ряд более крупных стратиграфических интервалов, породы которых отличаются специфическими комплексами минеральных новообразований. Характер минеральных новообразований определяется в основном двумя факторами: изначальным петрографическим составом пород и их положением в геологическом разрезе.

Ниже приводятся краткая петрографическая характеристика отдельных стратиграфических интервалов, а также описание приуроченных к ним минеральных новообразований.

## 1. Нижний мел

В нижнемеловых отложениях выделяются два горизонта — верхний и нижний. Верхний горизонт мощностью свыше 500 м распространен в области Приверхоянского краевого прогиба и выполняет его центральную часть. Отложения верхнего горизонта слабо дислоцированы и смяты в брахиантиклинальные складки с относительно пологими углами (до 30—40°). Породы верхнего горизонта представлены рыхлыми песчаниками и пластичными глинами с редкими прослоями бурых углей.

Нижний горизонт, имеющий мощность, превышающую 1500 м, был изучен нами в зоне, переходной от краевого прогиба к собственно складчатой структуре Верхоянья. Отложения нижнего горизонта смяты в крутые, часто асимметричные складки, наклоненные в сторону платформы. Они представлены чередованием мощных пачек довольно плотных песчаников и пакетов сильно уплотненных алевролитов-аргиллитовых пород, к которым приурочены прослои каменных углей. В песчаных пачках присутствуют песчаники от мелко- до крупнозернистых и иногда гравийных. Наименьшей степенью уплотненности отличаются наиболее крупнозернистые разности.

### Верхний горизонт

а) **Типы пород.** Породы, слагающие этот горизонт, в общем отличаются значительным однообразием. Для песчаников характерна исключительно плохая сортировка обломочного материала. Размер зерен колеблется от 0,10 до 1,0 мм. Обломки совершенно не окатаны. В состав обломочного материала входят: кварц, полевые шпаты (калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы), обломки кислых эффузивов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Из аксессуарных минералов преобладающее значение имеют роговая обманка и эпидот; в меньшей степени распространены ильменит, сфен, биотит. Цементом служат кальцит и глинистое вещество, состоящее из тонкоперетертого терригенного материала и пелитоморфной слабополяризующей основной массы.

Алевролиты состоят из мелких неокатанных зерен кварца, полевых шпатов и пластинок биотита, погруженных в слабополяризующую глинистую массу цемента.

б) **Характер цемента и новообразования.** Глинистое вещество, присутствующее в виде цемента в песчаниках и алевролитах, сравнительно слабо затронуто процессами эпигенеза. Состав

цементирующего глинистого материала неоднороден. Основная роль принадлежит гидрослюдисто-хлоритовым минералам и в меньшей степени опалу и тонкодисперсному кварцу. В ряде случаев можно наблюдать формирование в неоднородной глинистой массе прозрачного светлозеленого хлорита. Превращение глинистого вещества в хлорит происходит раньше всего вокруг терригенных обломков. Хлорит облекает зерна тонкими каемками шириной 0,01—0,02 мм, состоящими из мельчайших слабополяризующих иголочек, ориентированных перпендикулярно к поверхности зерен.

В песчаниках с карбонатным цементом наблюдается интенсивное разъедание всех обломочных зерен кальцитом. Наиболее интенсивно разъедаются кислые плагиоклазы, в меньшей степени калиевые полевые шпаты и кварц. Разъедание выражается как бы в «истачивании» поверхности обломков, в проникновении кальцита в виде мелких зубчиков и остроугольных бухточек в тело зерен. Часто в результате разъедания обломки приобретают неправильную причудливую форму или оказываются разобщенными на несколько изолированных частей (табл. I).

Кальцит очень энергично разъедает кластическую роговую обманку. Растворение роговой обманки и замещение ее кальцитом происходит по плоскостям базопинакоида с проникновением отдельных вытянутых «язычков» кальцита по плоскостям спайности вертикальной зоны от периферии к центру.

Такой характер «клиновидного» замещения зерен роговой обманки кальцитом связан, повидимому, с характером кристаллохимического строения амфиболов, состоящих из цепочек кремнекислородных тетраэдров, связанных между собой атомами магния или железа. Последние наиболее легко удаляются в процессе разрушения минерала.

Первоначальные контуры растворенных зерен роговой обманки иногда четко устанавливаются в шлифах по присутствию тонких хлоритовых каемочек, оконтуривающих все терригенные зерна породы. В виде единичных зерен в тяжелой фракции пород верхнего горизонта отмечаются изъеденные ставролит и дистен. Поверхность обоих минералов сильно корродирована и имеет многочисленные шиповидные выступы. Среди отдельных шипов ставролита сохраняются сгустки опала — минерала, замещающего его изъеденные зерна.

Таким образом, для верхнего горизонта нижнего мела характерны: 1) присутствие мало измененного глинистого цемента, 2) начальные стадии формирования в глинистом цементе хлорита, 3) интенсивное разъедание и замещение кальцитом всех обломочных минералов, особенно плагиоклазов и роговой обманки.

### Нижний горизонт

а) Т и п ы п о р о д. Для нижнего горизонта характерно присутствие следующих типов пород:

Песчаники преимущественно мелко- и тонкозернистые; крупнозернистые и гравийные разности развиты только в верхней части горизонта.

Мелко- и тонкозернистые песчаники отличаются хорошей сортировкой: размер зерен колеблется от 0,25 до 0,20 мм или от 0,15 до 0,10 мм. Обломочный материал не окатан. По составу песчаники могут быть отнесены к аркозовым.

Основные обломочные компоненты представлены: кварцем (25—35%), полевыми шпатами (50—65%) и биотитом (5—20%). Характерной особенностью песчаников является очень высокое содержание полевых шпатов,

а также аксессуарных минералов (эпидота, цоизита, граната, иногда сфена), содержание которых обычно не меньше 1—2% от общего количества обломочных компонентов породы.

Кварц встречается в виде угловатых удлинённых зерен, трещиноватых, часто с волнистым угасанием. Полевые шпаты представлены главным образом кислыми плагиоклазами — альбитом и олигоклазом; в значительном количестве встречаются также калиевые полевые шпаты, среди которых много обломков решетчатого микроклина. Зерна полевых шпатов обычно довольно свежие, иногда несколько пелитизированы и гидрослюдизированы, имеют удлинённую призматическую форму, совершенно не окатаны.

Крупнозернистые песчаники сцементированы значительно слабее, чем более тонкозернистые разновидности. Обломочный материал отсортирован хуже, чем в породах нижней части разреза; размер зерен колеблется от 1 до 0,50 мм. В составе обломочного материала преобладает кварц; полевые шпаты встречаются в меньшем количестве. Часто присутствуют кварцевые и кварцево-полевошпатовые агрегаты, полевые шпаты с пертитовой и антипертитовой структурой, кварц с микропиклитовыми вростками полевого шпата. Изредка встречаются обломки кислых эффузивов и кремнистые обломки. Все зерна сильно раздроблены.

Цемент песчаников слагается: 1) хлорито-халцедоновым или хлорито-кварцевым материалом, 2) цеолитом из группы ломонтита и 3) кальцитом.

Цемент первых двух типов имеет примерно равное распространение; кальцитовый цемент встречается несколько реже.

Алевриты по составу обломочного материала близки к тонко- и мелкозернистым песчаникам, отличаясь от них обилием биотита. Цементом служат хлорито-кремнистый материал и изредка кальцит.

Глинистые породы представлены темносерыми аргиллитами. Встречаются как алеврито-пелитовые, так и пелитовые разновидности. Под микроскопом аргиллиты представляют тонкочешуйчатую массу, состоящую из изотропного низкопреломляющего опалового вещества, перемежающегося с тонкоигольчатым глинистым минералом зеленоватого цвета, поляризующим в желтовато-серых тонах. Одинаковая оптическая ориентировка чешуек приводит к одновременному угасанию значительных участков породы. Размер чешуек глинистого материала достигает 0,01—0,03 мм.

На основании рентгеноструктурного, химического, термического и оптического изучения установлено, что преобладающими компонентами тонкой фракции аргиллитов (фракции меньше 0,001 мм) являются минералы, близкие к гидробиотиту и хлориту.

б) **Х а р а к т е р ц е м е н т а.** В песчаниках описываемого горизонта по составу выделяется три типа цемента:

*Хлоритовый*, хлорито-халцедоновый или хлорито-кварцевый цементы, объединяющиеся в один тип, так как часто в одной и той же породе можно наблюдать все три разновидности. В случае хлоритовой цементации промежутки между обломочными зернами заполнены только светлозеленым прозрачным хлоритом; структура цемента крустификационная. Иногда только краевая часть порового пространства, примыкающая к обломочным зернам, бывает заполнена типичным хлоритом; по мере же движения к центральным частям пор хлорит приобретает более бледную окраску и переходит в тонкоагрегатную массу, состоящую из взаимно перемежающихся чешуек хлорита и халцедона. В случае хлорито-кварцевого цемента хлорит облекает краевую часть пор, тогда как их центральная часть бывает заполнена прозрачным кварцем (табл. I, б).

*Цеолитовый* цемент выполняет поровые пространства пород, интенсивно разъедая и замещая ряд обломочных минералов. Участками цемент имеет пойкилитовую структуру (табл. II, 1).

Цеолит представлен минералом со следующими оптическими константами:  $N_g=1,510$ ,  $N_p=1,499$ ,  $N_g-N_p=0,011$ ;  $2V$ —малый, отрицательный; удлинение положительное. Минерал обладает совершенной спайностью под углом  $90^\circ$ ; иногда наблюдаются двойники. Желатинирует с соляной кислотой.

Описанный минерал по своим свойствам приближается к группе ломонтита ( $CaAl_2Si_4O_{12}\cdot 4H_2O$ ). Всем другим цеолитам присущи меньшее светлопреломление или больший  $2V$ . Однако наш минерал отличается несколько пониженным светопреломлением по сравнению с теми данными, которые приводит для ломонтита Винчелл (1949):  $N_g=1,525$ ,  $N_p=1,513$ , и Ларсен и Берман (1937)  $N_g=1,517$ ,  $N_p=1,505$ .

Обычно наряду с цеолитом в породах присутствует и хлорит, образующий каемочки шириной от 0,01 до 0,04 мм, облекающие все обломочные зерна. Цеолит интенсивно разъедает полевые шпаты и ряд аксессуарных минералов: роговую обманку, биотит, эпидот. Зерна полевых шпатов замещаются цеолитом в своих периферических частях или же цеолит проникает в тело зерна линейными участками по трещинкам спайности и неправильными извилистыми бухточками. Часто на хлоритовой каемке, оконтуривающей терригенные зерна, образуется как бы вторая, внутренняя, иногда прерывистая каемка цеолитового минерала. В некоторых случаях зерна полевых шпатов полностью замещаются цеолитом.

Разъедание и замещение роговой обманки ломонтитом имеет такой же характер, как и в породах вышележащего горизонта, где замещающим минералом является кальцит. Не менее интенсивно разъедается и замещается цеолитом биотит. Он расщепляется при этом по плоскостям спайности на ряд несколько гидротизированных и деформированных пластинок, промежутки между которыми бывают заполнены ломонтитом.

Интересно отметить, что песчаники с ломонтитовым цементом, присутствующие в мощном разрезе нижнемеловых отложений, прослеживаются по простиранию на расстоянии более 500 км.

*Кальцитовый* цемент имеет обычно пойкилитовую структуру. Так же как в вышележащих отложениях, кальцит интенсивно разъедает все обломочные зерна. Биотит часто оказывается совершенно замещенным кальцитом, причем контуры пластинки с характерной волнистой штриховатостью сохраняются в карбонатной массе. От зерен полевых шпатов обычно остаются отдельные разобщенные реликты.

Терригенный гранат, встречающийся в песчаниках в незначительном количестве, также разъедается кальцитом (табл. II, 3). Иногда зерна граната бывают как бы «растресканы» и разделены на множество мелких частей. Трещинки, нарушающие целостность зерна, иногда бывают настолько тонки, что в этом случае заполняющий их минерал неопределим.

в) Изменение кластических минералов. В изученных породах изменение обломочных минералов происходит не только за счет растворения и замещения их цементирующим материалом, но также за счет ряда постепенных превращений, связанных с «приспособлением» обломочного минерала к новым физико-химическим условиям диагенеза и эпигенеза.

Особенно четко постепенные изменения, происходящие в процессе эпигенеза, проявляются в биотите. Изучая разрез рыхлых пород от нижнего мела до сильно уплотненных отложений нижней перми, удается проследить как бы историю последовательного изменения биотита.

Биотит составляет в некоторых песчаниках нижнего мела до 20% от общего количества обломочного материала. Кристаллическая форма минерала обычно сильно нарушена и изменена. Пластинки биотита, как правило, интенсивно деформированы: они разбухают, расщепляются на отдельные волокна, в ряде случаев причудливо изгибаются, окаймляя обломочные зерна полевых шпатов и кварца (табл. II, 2).

Деформация кристаллической структуры биотита сопровождается изменением его оптических свойств: биотит при этом несколько обесцвечивается и приобретает зеленовато-бурые тона, однако сохраняет еще обычную для биотита схему адсорбции. Светопреломление и двупреломление минерала значительно понижаются ( $N_g=1,568 \pm 2$ ,  $N_p=1,556 \pm 2$ ;  $N_g-N_p=0,012$ ). В тех случаях, когда пластинки биотита оказываются зажатыми между кварцевыми и полевошпатовыми обломочными зернами, они сохраняют свою обычную кристаллическую структуру и имеют нормальные оптические свойства. Иногда наблюдаются в пределах одной пластинки переходы от неизменного биотита к сильно деформированному.

На табл. II (4) можно видеть пластинку биотита, часть которой, зажата между зернами кварца и полевого шпата, сохраняет свою нормальную структуру и обычные оптические свойства; в более свободных участках между минеральными обломками биотит постепенно теряет свою кристалличность и, наконец, в открытом поровом пространстве он превращается в сгусток разнообразно ориентированных обесцвеченных волокон и частично в буроватую аморфную массу, среди которой видны выделения опала.

Описанные изменения биотита связаны с его гидратизацией, сопровождающейся частичным выносом железа.

г) **Минеральные новообразования.** Появление в породах нижнего мела минеральных новообразований часто связано с присутствием в их составе компонентов (главным образом обломочных), близких, а в некоторых случаях даже идентичных по химическому составу новообразованным минералам.

В породах нижнего горизонта нижнего мела в большом количестве присутствует кластический эпидот, составляющий иногда 2—3% от общей массы породы.

Он встречается в виде неправильных зерен, часто загрязненных продуктами разложения, близких по размеру к обломкам других минералов. В процессе эпигенеза эпидот претерпевает частичное «внутрислойное» растворение. Можно наблюдать обломки эпидота, частично разъеденные и замещенные кварцем или ломонитом; контуры обломков эпидота при этом становятся неправильными, как бы изрезанными (табл. III, 2). Но наряду с этим в породе присутствуют новообразования эпидота.

Новообразованный эпидот обнаруживается в песчаных горизонтах в виде двух разновидностей: а) в виде образований неправильной формы с тонкоагрегатной структурой и б) в виде мелких таблитчатых кристалликов.

Первая разновидность новообразованного эпидота представлена тонкоагрегатными скоплениями буроватого цвета, с высоким показателем преломления ( $N \approx 1,780$ ) и высокой поляризационной окраской, с характерным пятнистым распределением радужных цветов. Тонкоагрегатные скопления эпидота или образуют каемки, обрастающие зерна полевых шпатов и кварца, или развиваются по этим минералам в виде неправильных, древовидно-разветвленных образований или отдельных мелких вкрапленников и участков (табл. III, 2).

Вторая разновидность эпидота встречается в виде хорошо ограненных призматических прозрачных кристалликов размером от 0,05 до 0,28 мм.

Призматические кристаллики вытянуты по оси «в». Грани горизонтальной зоны (001) и (100) часто ограничивают кристалл, пересекаясь под углом 113—115°. Помимо граней (100) и (001) в ряде случаев хорошо развитыми оказываются грани призмы (111). Угол между гранями призмы 135°. Плоскость оптических осей близка к плоскости (010).

Светопреломление новообразованного эпидота  $N_g=1,772\pm 2$ ,  $N_g=1,738\pm 2$ ,  $2V=60$ ,  $N_g-N_p=0,034$  с характерными цветами интерференции. Значительно реже встречаются кристаллики с аномальной индигово-синей интерференционной окраской, относящиеся, по видимому, к цоизиту.

Мелкие кристаллики эпидота иногда в виде однородной «сыпи» развиваются по обломочным зернам полевых шпатов, реже кварца (табл. III, 3). На фотографии видно, что кристаллики эпидота развиты по поверхности нескольких соприкасающихся обломочных зерен, как бы спаивая их между собой.

#### Характерные минеральные новообразования в отложениях нижнего мела

Подведем краткий итог специфическим особенностям, присущим породам нижнего мела.

1. Для песчаников нижнего мела характерно присутствие глинистого цемента в верхнем горизонте и хлорито-кремнистого цемента в нижнем. Образование хлорито-кремнистого цемента представляется нам в следующем виде: формирование хлорита шло за счет первичной массы глинистого вещества, состоящей из тонкоизмельченного терригенного материала, чешуек слюд и глинистых минералов. Хлорит является наиболее ранним образованием: его каемки вокруг обломочных зерен наблюдаются уже в верхнем горизонте нижнего мела. В более низких горизонтах процесс образования хлорита активизируется.

Надо думать, что при изменении глинистого вещества в процессе эпигенеза железо и магний прежде всего «расходятся» на образование хлорита. Избыток кремнезема выделяется в центральных участках поровых пространств в виде опала и халцедона, которые впоследствии частично перекристаллизуются в кварц. Интенсивно окрашенный хлорит с наибольшим содержанием железа приурочен к периферическим оторочкам поровых пространств. По мере движения к центральной части поры хлорит постепенно приобретает более бледную окраску и, наконец, переходит в кремнисто-хлоритовый агрегат или далее в опал.

2. Не менее характерным для описываемых отложений является присутствие в песчаниках кальцитового и цеолитового (ломонтитового) цементов. Кальцит и ломонтит обычно не встречаются совместно в одной породе. Песчаники с этими типами цемента чередуются в разрезе, переслаиваясь с песчаниками, сцементированными хлорито-кремнистым материалом. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что кальцитовый цемент в большинстве случаев бывает приурочен к породам с повышенным содержанием обуглившихся растительных остатков.

3. Кальцит и ломонтит разъедают и замещают ряд обломочных минералов. Наиболее интенсивное разрушение и замещение как кальцитом, так и ломонтитом испытывают кислые плагиоклазы, роговая обманка и биотит, в меньшей степени — кварц, калиевые полевые шпаты и гранат.

4. Помимо растворения биотита и замещения его кальцитом и ломонтитом, в отложениях нижнего мела наблюдается постепенное видоизменение этого минерала, что выражается в сильной деформации первоначальной формы минерала, в обесцвечивании и в отклонении его оптиче-

ских констант от нормальных. Указанные превращения связаны с гидратизацией биотита и частичным выносом из него железа.

5. Характерной чертой нижнемеловых отложений является присутствие в песчаниках мелких кристалликов и тонкоагрегатных скоплений новообразованного эпидота. Формирование этих образований, по-видимому, за счет растворения и последующей перекристаллизации зерен обломочного эпидота.

## 2. Верхняя и средняя юра

(J<sub>3</sub> — J<sub>2</sub>)

В описываемых отложениях выделяются два литологических комплекса: 1) верхний — угленосный, представленный чередованием мелко- и среднезернистых песчаников с подчиненными пачками алевролито-аргиллитовых пород, к которым приурочены пласты углей; 2) нижний — песчано-алевролито-сланцевый, представленный часто очень тонким чередованием мелко- и тонкозернистых песчаников и алевролито-сланцевых пород.

Юрские отложения слагают периферическую часть складчатой области Верхоянья, образуя крупные и простые структуры в виде мощных, крутонаклоненных моноклиналей или в виде складок с узкими ядрами и вертикально стоящими крыльями.

Породы отличаются значительной уплотненностью; особенно сильно сцементированы и уплотнены алевролито-сланцевые породы.

Ниже дается описание наиболее распространенных типов пород.

а) Т и п ы п о р о д. Песчаники окрашены в серый или темносерый цвет, отличаются хорошей сортировкой обломочного материала (размер зерен от 0,20 до 0,10 мм) и слабой окатанностью. В составе обломочного материала доминирующая роль принадлежит кварцу; в значительном количестве присутствуют полевые шпаты (до 40%), представленные исключительно кислыми плагиоклазами и реже микроклином. В незначительном количестве (до 5%) в породах наблюдаются обломки кислых эффузивов, кварцитов и кремнистых или кремнисто-глинистых сланцев.

Почти постоянно в песчаниках встречаются биотит и редкие рассеянные зерна обломочных аксессуарных минералов: граната, сфена, анатаза, эпидота, циркона, роговой обманки. Часто в песчаниках встречаются прожилки и примазки органического вещества и включения пирита.

Цемент в песчаниках регенерационный и хлорито-кремнистый. Участками наблюдаются лепешкообразные или неправильно-лапчатые включения кальцита.

Алевролиты имеют темносерую или черную окраску; они отличаются значительной уплотненностью и имеют плитчатые или конкрецевидно-узловатые текстуры. На 60—70% алевролиты состоят из обломочных минералов: кварца, полевых шпатов и слюд, погруженных в хлорито-кремнистую массу цемента, составляющую остальную часть породы. Обломочный материал хорошо отсортирован; преобладающий размер зерен 0,03—0,06 мм. Все обломки сильно изъедены хлоритом. Биотит содержится в значительно большем количестве, чем в песчаных породах, и сильно изменен. Разбухшие, расщепленные волокна и сгустки измененного биотита сливаются с хлорито-кремнистой массой цементирующего вещества.

В алевролитах в значительном количестве встречается кальцит, присутствующий в виде рассеянных лепешкообразных включений, хорошо ограниченных ромбоэдров или неправильно-лапчатых образований, цементирующих обломочные зерна.

Иногда в алевролитах присутствуют неправильные или линзовидные участки и прослой, обогащенные глинистым материалом. Глинистое вещество окрашено в буроватый цвет и слабо поляризует, несколько напоминающая сгустковые образования «разбухшего» биотита.

В алевролитах в большом количестве рассеяны углистые примазки, пятна и прожилки бурого органического вещества.

Аргиллиты окрашены в черный цвет, имеют тонкоплитчатую текстуру; в большей или меньшей степени они обогащены алевролитовым материалом. Под микроскопом аргиллиты представляют бурую тонкочешуйчатую, слабо двупреломляющую массу с тонкосланцеватой структурой, обусловленной тончайшим чередованием прослоев, в большей или меньшей степени обогащенных обломочным материалом. Сланцевая структура подчеркивается параллельным расположением слюдистых минералов и углистых частиц. По всей массе пород рассеяны обломочные зерна кварца и полевых шпатов. Иногда в аргиллитах встречаются линзовидные участки, в которых глинистое вещество приурочено тонкодисперсным сидеритом.

Рентгеноструктурное, термическое, химическое и оптическое изучение фракции меньше 0,001 мм, выделенной из аргиллитов, показывает, что основным составляющим компонентом глинистой части, так же как в сланцевых породах нижнего горизонта мела, являются минералы хлорито-гидробитового ряда.

б) Характер цемента и новообразования. По характеру цемента песчаники верхней и нижней частей толщи несколько отличаются между собой.

В песчаниках верхней части толщи цементом служит кремнисто-хлоритовое вещество, заполняющее промежутки между терригенными зернами. Одновременно, но в значительно меньшей степени, цементация осуществляется за счет регенерации и разрастания обломочных зерен кварца и полевых шпатов.

Новообразованные каемки вокруг регенерированных зерен имеют ту же оптическую ориентировку, что и обломочные зерна. Для обломков полевых шпатов характерно «стремление» к восстановлению присущих им внешних кристаллографических очертаний. Следует отметить, что в тех случаях, когда обломочные зерна полевых шпатов обладают полисинтетическим двойниковым строением, в новообразованной каемке продолжают двойники терригенного зерна с тем же законом двойникования (табл. III, 4 и 5).

Чаще всего регенерируются зерна альбита с сохранением двойников одноименного закона. Плагноклаз с каемкой обрастания в сечении, перпендикулярном (010) и (001), измеренный на федоровском столике, дал следующие константы: погасание  $17^\circ$ , закон (010);  $+2V=72^\circ$ ; плагноклаз № 3. Хорошо развиты грани (010) и (001).

Значительно реже встречаются каемки обрастания у олигоклаза, обладающие также полисинтетическим двойниковым строением с прямым угасанием в симметричной зоне.

Первоначальные очертания терригенных зерен, как правило, хорошо оконтуриваются по их выветрелой загрязненной поверхности, в то время как новообразованные «пристройки» отличаются исключительной свежестью и прозрачностью.

В песчаниках нижней части толщи хлоритово-кремнистый цемент встречается в значительно меньшем количестве; большая роль принадлежит здесь хлоритово-кварцевому цементу и цементу разрастания.

Помимо перечисленных видов цементации, в отдельных породах наблюдаются участки, где терригенные зерна цементируются тонкозер-



нистым агрегатом лейкоксена; в этом случае тип цемента порово-пленочный.

в) Изменение обломочных минералов. Биотит в породах описываемой толщи находится как бы на одной из дальнейших стадий своего видоизменения, по сравнению с биотитом из нижнемеловых отложений.

В изменении биотита намечаются как бы два направления: аморфизация биотита и обесцвечивание биотита и постепенный переход его в хлоритоподобный минерал.

При аморфизации биотит полностью утрачивает свою кристалличность, превращаясь в коллоидные сгусткоподобные скопления бурого цвета, изотропные, с показателем преломления около 1,553. Часто можно наблюдать постепенный переход от пластинки биотита, зажатой между терригенными зернами и сохраняющей свою кристалличность, к изотропному сгустку, заполняющему поровое пространство. Иногда аморфизация биотита начинается с изменения периферических участков его чешуйки: центральная часть чешуйки еще сохраняет оптические свойства, близкие к биотиту, будучи обычно только несколько обесцвеченной, тогда как периферические участки имеют сгусткоподобное строение и изотропны.

Как уже сказано, наряду с аморфизацией биотита наблюдается переход его в хлорит. Этот процесс сопровождается приобретением минералом зеленоватой окраски и резким понижением двупреломления ( $N_g - N_p = 0,008 - 0,006$ ). Часто хлоризация биотита происходит по отдельным пакетам. В этом случае пластинка минерала представляет как бы чередование волокон светлогозеленого, почти изотропного хлорита и обесцвеченного, но сохраняющего еще слабый плеохроизм гидробиотита с двупреломлением  $0,015 - 0,010$ . Переход между отдельными пакетами («волоконками») реликтового биотита и «волоконками» хлорита постепенен (табл. IV, 1).

При аморфизации и обесцвечивании биотита наблюдаются частичный вынос железа и фиксация его в виде примазок гидроокислов железа как на самой пластинке, так и на окружающих ее терригенных зернах. Часто железо, вынесенное при разложении биотита, фиксируется в виде пирита. Пирит образует мелкие кубические кристаллики, рассеянные по пластинке биотита, а иногда выкристаллизовывается в виде линзочек между расщепленными волокнами (табл. IV, 2).

г) Минеральные новообразования. В песчаных породах верхне- и среднеюрских отложений постоянно наблюдается присутствие слюдоподобного минерала. Этот минерал образует тонкочешуйчатые агрегаты, иногда обладающие лапчато-вермикулитовой структурой; они выполняют поровые пространства между терригенными зернами. Часто чешуйки и агрегаты слюдоподобного минерала беспорядочно перемежаются с тонкими пластинками и иголочками новообразованного хлорита и халцедона (табл. IV, 3).

В некоторых породах слюдоподобный минерал образует ориентированные каемочки вокруг терригенных зерен. Описываемый минерал имеет сильное двупреломление ( $N_g - N_p = 0,020$ ) и показатель преломления, равный 1,560. Судя по оптическим свойствам, минерал может быть отнесен к группе гидрослюд.

В сильно известковистых песчаниках, переходящих иногда в песчанистые известняки, были встречены прекрасные кристаллы кислого плагиоклаза длиной до 0,40—0,50 мм и шириной до 0,04—0,06 мм. Кристаллы плагиоклаза имеют длиннопризматический габитус с хорошо развитыми гранями (001) и (010);  $+2V = 80^\circ$ .

Кристаллы новообразованного альбита встречаются либо в виде

изолированных включений, либо в виде звездчатоподобных скоплений (табл. IV, 4).

В песчаниках со значительным количеством лейкоксенового цемента и обломочных зерен лейкоксена часто встречаются новообразования титансодержащих минералов — сфена и анатаза.

Сфен присутствует или в виде кристаллов призматического облика с пирамидальным ограничением вертикальной зоны, или образует удлиненные линзовидные кристаллы, срастающиеся иногда в цепочковидные агрегаты. Нередко наблюдается формирование кристаллов сфена из тонкозернистого лейкоксенового агрегата (табл. IV, 5). Минерал обычно окрашен в слабо буроватый или бледножелтый цвет, имеет очень высокий показатель преломления и характерную перламутровую интерференционную окраску высшего порядка.

В сходящемся свете некоторые кристаллы обнаруживают двусосную положительную фигуру с небольшим (до 30°) углом оптических осей.

Нередко наблюдается образование из лейкоксена анатаза. Анатаз дает мелкоагрегатные скопления неправильной формы, с характерными яркими пятнистыми цветами интерференции, и иногда мелкие кристаллики квадратного облика.

Как уже отмечалось выше, в породах описываемой толщи широким распространением пользуется пирит. Часто наблюдается «тиготение» пирита к участкам, обогащенным титансодержащими минералами. Пирит образует как бы ореолы мелких кубических кристалликов или округлых стяжений вокруг лейкоксено-анатазовых скоплений. Иногда агрегаты мелких кубических кристалликов пирита цепочкообразно окаймляют регенерированные зерна кварца и полевого шпата.

#### Характерные минеральные новообразования в отложениях верхней и средней юры

Для отложений верхне- и среднеюрского возраста характерно следующее.

1. Присутствие в песчано-алевролитовых породах хлорито-кремнистого цемента и цемента разрастания и регенерации. По мере движения к нижним горизонтам роль регенерационного цемента возрастает. При явлениях регенерации в зернах полевых шпатов наблюдается тенденция к восстановлению присущих им кристаллографических очертаний. Кварцевые зерна, разрастаясь, приобретают неправильно-лапчатые контуры.

2. Биотит в породах описываемой толщи находится на более глубокой стадии разложения, по сравнению с биотитом нижнемеловых отложений. Изменение биотита идет одновременно по двум направлениям: а) аморфизация и полная потеря кристалличности и б) превращение в хлорит.

Хлоритизация биотита иногда захватывает всю пластинку, иногда отдельные ее волокна.

Таким образом, в породах описываемой толщи наблюдается уже почти полное разрушение кристаллической решетки биотита, сопровождающееся дальнейшим выносом железа и фиксацией его в виде пирита или бурых окислов железа, а также удалением щелочей. Надо думать, что разрушение биотита происходило преимущественно в восстановительной обстановке, о чем свидетельствует наличие закисного железа в новообразованных минералах (пирите, хлорите); об этом же говорит и обилие в породах органического вещества.

3. Характерным для пород верхне- и среднеюрского возраста является появление тонких чешуек слюдоподобного минерала, заполняющего

наряду с хлорито-кремнистыми агрегатами поровые участки в породе. Формирование слюдоподобного минерала, повидимому, связано с появлением щелочей, освобождающихся из биотита при его разрушении.

4. Наряду с хлорито-кремнистым и регенерационным цементом в породах встречаются отдельные участки, где цементирующим веществом является лейкоксен. Возможно, что широкое распространение лейкоксена в породах описываемой толщи связано с разрушением ильменита. Обломочный ильменит не был встречен в данных отложениях, в то время как в породах нижнего мела он присутствует в значительных количествах при почти полном отсутствии лейкоксена.

К агрегатам лейкоксена постоянно приурочены скопления кристалликов пирита. Образование пирита шло в данном случае, повидимому, за счет железа, выделявшегося при лейкоксенизации ильменита.

5. Характерной особенностью пород описываемой толщи является присутствие новообразованных кристаллов сфена и агрегатов анатаза, формирование которых происходит за счет перекристаллизации лейкоксена. Изредка присутствуют мелкоагрегатные скопления эпидота.

### 3. Нижняя юра и триас ( $J_1 - T$ )

В пределах нижней части разреза мезозойских отложений выделяются два комплекса: верхний комплекс ( $J_1 - T_3$ ), представленный однородными песчаными породами с редкими прослоями конгломератов, трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании, ложится на песчано-сланцевые отложения нижнего комплекса, относимого к нижнему триасу.

Верхний комплекс, слагающий передовой хребет складчатой области Верхоянья, в пределах Западного Верхоянья отличается исключительной фациальной выдержанностью. Мощность его около 1500 м.

Нижний комплекс представлен чередованием песчаных и алевролитосланцевых пачек. Мощность его колеблется от 100 до 500 м. Колебания мощности связаны с размывом, предшествующим отложению песчаных пород вышележащей толщи. Отложения нижнего триаса отличаются фациальной изменчивостью; в пределах изученной территории наблюдается значительное увеличение роли песчаных пород в направлении с юго-востока на северо-запад.

Все породы описываемых комплексов сильно сцементированы и уплотнены, включая и прослои мелкогалечниковых конгломератов.

а) Т и п ы п о р о д. Наиболее типичными породами для отложений описываемых комплексов являются следующие разности.

Песчаники верхнего комплекса светлосерые, серые; в самых низах разреза они приобретают характерную зеленоватую или сиреневую окраску. В структурном отношении преобладают средне- и мелкозернистые разности; крупнозернистые песчаники образуют изолированные прослои в верхней половине разреза. В составе обломочного материала присутствуют: кварц (иногда мозаичный), кислые плагиоклазы, в небольшом количестве микроклин, кремнистые обломки и обломки кислых эффузивов (микролиты представлены олигоклазом). Часто встречаются сильно измененные пластинки биотита. Среди акцессорных минералов наибольшее распространение имеют титансодержащие минералы (группа анатаза и брукита), а также циркон, рутил, иногда гранат. Для песчаников описываемого комплекса характерны кварцитоподобные струк-

туры, возникающие за счет разрастания обломочных зерен кварца и полевых шпатов.

Песчаники нижнего комплекса по минералогическому составу и характеру структур аналогичны только что описанным породам. Следует лишь отметить присутствие в породах северо-западной части района в качестве акцессорных минералов значительного количества эпидота, а в юго-восточных участках — обогащение пород кластическим биотитом.

Алевролиты и алевролитовые сланцы развиты только в пределах нижнего комплекса. Эти породы окрашены в темносерый или зеленовато-серый цвет; они имеют тонкоплитчатую структуру, отличаются хорошей сортировкой обломочного материала (размер зерен от 0,05 до 0,10 мм). Характер обломочного материала тот же, что и в песчаниках, но значительно ббльшая роль принадлежит биотиту, содержание которого по подсчету в шлифах достигает 15—20%. Чешуйки биотита всегда изменены: они либо обесцвечены, гидратизированы и хлоритизированы, либо переходят в буроватую аморфную, почти изотропную массу, принимающую участие в строении цемента породы. Цемент пород состоит из агрегатных «пленочек» зеленого хлорита, располагающихся вокруг терригенных зерен, и из прозрачного кварца, выполняющего центральные части поровых пространств.

При уменьшении количества алевритового обломочного материала алевролиты переходят в алевритовые сланцы.

б) Характер цемента и новообразования. Для песчаников описываемых комплексов характерны кварцитоподобные структуры, обусловленные разрастанием обломочных зерен, главным образом кварца, в меньшей степени полевых шпатов. Новообразованные участки (каемки регенерации) имеют ту же оптическую ориентировку, что и обломочные зерна; форма новообразованных зерен неправильная, лапчатая, часто с зубчатыми поверхностями соприкосновения.

Первоначальная форма обломочных зерен очертывается реликтами хлоритового цемента более ранней генерации. В этом случае обломочное зерно бывает окружено венчикоподобным ореолом иголок хлорита, который далее покрыт новообразованной кварцевой оболочкой. Игольчатая форма хлоритового ореола указывает на крустификационную структуру первоначального цемента.

Отсюда можно сделать заключение, что цементация песчаников происходила в несколько фаз: сначала хлоритовый цемент, возникший за счет тонкоизмельченного глинистого материала, затем — кремнистый и кварцевый цемент за счет избыточного кремнезема, оставшегося после формирования хлорита. Последующая цементация, свидетельствующая о возрастающей интенсивности процессов эпигенеза и начального метаморфизма, выражалась в дальнейшем «окварцевании» пород за счет частичной перекристаллизации обломков сланцев и кремнистых агрегатов и в развитии явлений бластиза. Начальной стадией бластиза является образование на поверхности регенерированных зерен зубчиков и шипов, проникающих в тело соседнего зерна. В последующем зубчики разрастались и сливались друг с другом, в результате чего возникла характерная кварцитоподобная структура, обусловленная взаимным проникновением, срастанием отдельных зерен (табл. IV, 6).

в) Минеральные новообразования. Интенсивное окварцевание пород сопровождалось замещением некоторых акцессорных минералов кварцем. В песчаниках с цементом разрастания наблюдаются единичные зерна роговой обманки, частично замещенной кварцем (табл. V, 1). Характер замещения совершенно подобен тому, который

имеет место в нижнемеловых отложениях, где замещающими минералами были кальцит или ломонтит.

Часто происходит замещение кварцем граната. При этом зерна граната обычно оказываются разделенными на несколько неправильных участков, промежутки между которыми заполнены прозрачным кварцем (табл. V, 2).

В то же время, в тяжелой фракции, выделенной из гранатосодержащих песчаников, встречаются зерна, поверхность которых покрыта ступенчатыми гранями или шиповидными пирамидальными выступами (табл. V, 3 и 4). Подобного рода гранаты довольно широко известны в осадочных породах. И. А. Преображенский (1940), Д. П. Сердюченко и Д. В. Добротворская (1949) и некоторые другие исследователи рассматривают эти образования как результат вторичного роста гранатов в процессе эпигенеза и раннего метаморфизма. Следует отметить, что в тех случаях, когда нам удавалось наблюдать замещение гранатов кварцем или кальцитом, реликты, оставшиеся от замещения гранатов, имели существенно иные, а именно неправильно изъеденные очертания. Это все же не дает еще основания предполагать, что шиповидные и ступенчатые формы гранатов возникают в результате их вторичного роста. Однако для разрешения этого вопроса необходимо проведение дальнейших исследований.

В северо-западных частях обследованной нами территории в породах нижней части разреза широким распространением пользуются эпидот и цоизит, составляющие иногда 70—80% тяжелой фракции. Оболочные эпидот и цоизит очень часто испытывают растворение и частичное замещение кварцем.

Наряду с терригенными зернами этих минералов, постоянно присутствуют их новообразованные кристаллики с хорошо развитыми гранями (001) и (100), что обуславливает их ромбический габитус (табл. V, б). Цоизит бесцветен, прозрачен,  $N_g=1,703$ ,  $N_p=1,668$ , имеет низкую поляризационную окраску с характерными аномальными и индиговосиними тонами интерференции.

Наиболее широко распространенными новообразованиями в описываемых породах являются минералы титана — анатаз и брукит.

Анатаз встречается в виде прекрасно образованных кристалликов призматического, квадратного или октаэдрического габитуса с характерными оптическими свойствами: высокий показатель преломления,  $N \gg 1,785$ , яркая интерференционная окраска, в квадратных сечениях изотропен (табл. V, б). Окраска минерала желтоватая или слабо буроватая.

Брукит встречается несколько реже, чем анатаз. Он образует мелкие таблитчатые по (001) или призматические кристаллики с характерной вертикальной штриховкой на гранях (табл. V1, 1). Показатель преломления очень высокий; интерференционная окраска аномальная, не дающая полного погасания при вращениях. Цвет минерала золотисто-желтый. Часто удается наблюдать непосредственное образование анатаза и брукита из лейкоксеновых сгустков.

Биотит встречается в значительных количествах только в породах нижнего песчано-сланцевого комплекса. Для биотита в большинстве случаев характерны те же формы видоизменений, что и в породах вышележащих отложений, т. е. аморфизация, хлоритизация и расщепление на пакеты хлорита и обесцвеченного биотита. Специфической особенностью является появление в «пакетах чередования», наряду с хлоритом и обесцвеченным биотитом, — мусковита. Иногда встречаются пакеты, состоящие только из хлорита и мусковита, а между волокнами минералов со слоистыми решетками встречаются мозаичные скопления кварца.

Железо, выделяющееся при разрушении биотита, образует в описываемых отложениях гексагональные пластиночки железистой слюдки, располагающиеся в непосредственной близости от обесцвеченных и хлоритизированных чешуек биотита (табл. VI, 2).

#### Характерные минеральные новообразования в отложениях нижней юры и триаса

Для пород нижней юры и триаса характерны:

1. Широкое развитие кварцитоподобных структур песчаников, возникающих за счет регенерационного разрастания и взаимного проникновения зерен кварца и полевых шпатов (явление бластиза).

2. Замещение кварцем оболочных зерен ряда акцессорных минералов: роговой обманки, граната, эпидота и цоизита.

3. Широкое распространение новообразованных кристаллов анатаза и брукита, возникающих за счет перекристаллизации лейкоксеновых агрегатов. Значительно менее широким распространением пользуются новообразования эпидота и цоизита.

4. Формы видоизменения биотита (аморфизация, хлоритизация и расщепление на пакеты, состоящие из обесцвеченного биотита — хлорита — мусковита; появление в «пакетах чередования» мусковита) являются характерной особенностью описываемых отложений. Отличительной чертой также является фиксация железа, выделяющегося при разложении биотита, не в виде пирита, как это имеет место в вышележащей толще, а в виде железистой слюдки.

#### 4. Верхняя пермь (P<sub>2</sub>)

Верхнепермские отложения в пределах Западного Верхоянья были выделены из общего разреза верхнего палеозоя в самое последнее время на основании находок макро- и микрофауны. К верхней перми в настоящее время относится серия песчано-сланцевых пород общей мощностью около 2500 м.

Отложения верхней перми интенсивно дислоцированы в сложную систему мелких, иногда изоклинальных, разорванных и чешуйчатонадвинутых складок. Зона развития дислоцированных верхнепермских отложений протягивается полосой шириной в 10—25 км вдоль нижнепермского поля центральной части складчатой  $\frac{1}{2}$  структуры Верхоянья.

В литологическом отношении верхнепермские отложения могут быть подразделены на два горизонта: верхний, по мощности не превышающий 500 м, и нижний, мощность которого достигает 2000 м.

Верхний горизонт представлен чередованием мощных однородных пачек серых и голубовато-серых песчаников и черных алевролитов, обладающих часто специфической «узловой» текстурой.

Нижний горизонт образован сложным переслаиванием песчано-сланцевых пачек. В его нижней и самой верхней частях преобладают черные сланцы и алевролиты, тогда как середина разреза обогащена песчаными пачками.

Все породы верхней перми очень сильно уплотнены, что является некоторым дополнительным их отличием от комплекса мезозойских отложений.

а) Т и п ы п о р о д. Для верхнего горизонта характерно присутствие следующих типов пород.

Песчаники преимущественно среднезернистые; в верхних частях горизонта они содержат рассеянные крупные гальки. Песчаники обладают хорошей сортировкой; величина зерен колеблется от 0,35 до 0,15 мм. В состав терригенного материала песчаных пород входят: кварц, микроклин, кислый плагиоклаз; реже встречаются зерна андезина (№ 30—40), обломки микропегматитов, сростки кварца и полевого шпата мирмекитовой и пертитовой структуры, обломки кристаллических сланцев, обломочки эффузивных пород, пластинки сильно измененных слюд и др. Кислые плагиоклазы интенсивно серицитизированы и кальцитизированы.

Из акцессорных обломочных минералов распространением пользуются циркон и гранат. В виде постоянного компонента присутствует также лейкоксен. В песчаных породах описываемого горизонта неравномерно распределены новообразованные титансодержащие минералы (из группы анатаза) и обломочный хлоритойд, которые обогащают тяжелую фракцию отдельных образцов до 20—25%.

Цементируются песчаники за счет регенерационного разрастания главным образом кварцевых и полевошпатовых обломков; иногда присутствует слюдястый и карбонатный цемент.

Среди алевролитов выделяются две разности: крупнозернистые, хорошо отсортированные породы и мелкозернистые с базальным кремнистым цементом. Мелкозернистые алевролиты приближаются по своему облику к сланцевым породам. Мелкообломочный терригенный материал размером от 0,008 до 0,04 мм, состоящий из угловатых зерен кварца, полевого шпата, пластинок слюды и непрозрачных обломков кремнистых сланцев, сцементирован основной окремненной массой, состоящей из механической смеси тонкоизмельченного терригенного материала (кварца, полевых шпатов и слюдястых минералов). В цементирующей массе присутствуют обильные вкрапленники коломорфных выделений аморфизированного биотита. Изотропные сгустки измененного биотита имеют распыльчатые очертания и как бы постепенно сливаются с основной цементирующей массой. Терригенный материал в алевролитах распределен крайне неравномерно.

Крупнозернистые алевролиты, состоящие из обломков размером от 0,12 до 0,08 мм, сцементированы тонкокристаллическим кальцитом. Среди терригенных зерен пород, помимо компонентов, присутствующих мелкозернистым алевролитам, присутствуют обломки эффузивных пород и неправильные, частично перекристаллизованные обломочки известковистых раковинок фораминифер.

б) Х а р а к т е р ц е м е н т а и н о в о о б р а з о в а н и я. Наибольшим распространением пользуется регенерационная цементация, возникшая в результате разрастания кварцевых и полевошпатовых обломков. В большей степени, чем в породах вышележащих отложений, развиты явления бластиза (табл. VI, 3). Нередко наблюдается капельный бластиз. Характерной особенностью описываемого горизонта является присутствие в породах гидрослюдястого цемента. Гидрослюдястый минерал имеет следующие оптические константы:  $N_g = 1,575 \pm 2$ ,  $N_r = 1,556 \pm 2$ ,  $N_g - N_r = 0,019$ . По своим оптическим свойствам он ближе всего стоит к монотермиту. Встречается в виде агрегатов, имеющих лапчато-вермикулитовую структуру, заполняющих поровые пространства или образующих тонкие крустификационные каемочки вокруг регенерированных зерен кварца или полевых шпатов. Часто поровые пространства по периферии сложены пленочным агрегатом гидрослюды, а в централь-

ной части выполнены мозаичным агрегатом вторичного кварца и альбита (табл. VI, 4).

Интересно отметить, что в некоторых случаях гидрослюдистый минерал в виде агрегатов той же лапчато-вермикулитовой структуры выполняет камеры фораминифер, стенки которых состоят из перекристаллизованного кальцита (табл. VI, 5).

Участками в породе присутствует кальцит, разъедающий, как и в вышележащих отложениях, все терригенные зерна. Кальцит часто имеет полисинтетическую двойниковую структуру и обнаруживает отчетливую двусосную фигуру, связанную, очевидно, с деформацией его решетки в результате сдавливания. Иногда деформация бывает настолько значительной, что появляются измятые («раздавленные») двойники, известные в литературе под названием «двойников скольжения» (табл. VII, 1).

в) Изменение обломочных минералов. Биотит присутствует в тех же формах, что и в отложениях нижней юры и триаса. Отличием является дальнейшее усложнение состава пакетов расщепленного биотита. На табл. VII, 2 можно видеть пластинку биотита, состоящую из перемежающихся волокон обесцвеченного биотита, хлорита и мусковита. Промежутки между волокнами бывают выполнены мозаичными скоплениями кварца или пластинчатыми агрегатами новообразованного альбита.

В некоторых пластинках биотита наблюдается в промежутках между расщепленными пакетами вновь образованные линзочки ильменита. Это дает основание считать, что среди обломочного биотита имелись различия с повышенным содержанием титана.

Наряду с расщепленным биотитом, в породах верхнего горизонта присутствует почти нацело аморфизированный биотит, имеющий вид изотропных бурых сгустков, первоначальная природа которых установлена только благодаря прослеживанию постепенного изменения биотита во всем описываемом разрезе (табл. VII, 3).

Так же как в нижнепермских и триасовых отложениях, значительно распространены новообразования анатаза и брукита.

### Нижний горизонт

а) Типы пород. Основными типами пород нижнего горизонта являются песчаники, светло- и темносерые, иногда с лиловатым оттенком, средне- и мелкозернистые с плитчатой текстурой, постоянно содержащие углистый детритус, а иногда и обломки окаменелой древесины. Величина терригенных обломков колеблется от 0,30 до 0,01 мм.

Обломочные минералы представлены кварцем, кислым плагиоклазом, микроклином, пластинками мусковита и измененного биотита, обломками кварцево-слюдистых сланцев, эффузивных пород и др. Обломки эффузивных пород представлены сильно опациitized стекловатым базисом; реже встречаются обломки с микролитовой структурой.

Характерной особенностью песчаников нижнего горизонта является постоянное присутствие среди них агрегативных скоплений ожелезненных ромбических кристалликов сидерита. Сидерит, так же как кальцит, интенсивно разъедает все обломочные зерна (табл. VIII, 1).

Алевриты аналогичны таким же породам верхнего горизонта, но отличаются от них присутствием тонкорассеянных вкрапленников сидерита.

Сланцы представляют собой черные пелитоморфные породы с тонкоплитчатой или сланцеватой текстурой. Под микроскопом сланцы состоят из кремнисто-хлоритовой массы с многочисленными включениями амор-



физированного биотита и мельчайших обломков зерен кварца и полевых шпатов. На основании результатов комплексного изучения (рентгеноструктурного, термического, химического и оптического) было установлено, что тонкая фракция сланцев (меньше 0,001 мм) представляет собою смесь тонкодисперсного кварца, хлорита, гидробиотита и ряда гидрослюдистых минералов.

Для пород нижнего горизонта характерно отсутствие среди обломочных акцессорных минералов граната, титансодержащих минералов и хлоритоида. Наибольшее распространение имеют циркон, желтые и синие турмалины и слюдяные минералы.

б) Характер цемента и новообразования. Наряду с интенсивным разрастанием кварцевых и полевошпатовых зерен, для крупнозернистых песчаников характерна перекристаллизация обломков пород — кремнистых сланцев и алевролитов. Последние превращены в результате перекристаллизации в мозаичные агрегаты кварца, что иногда придает всей породе характерную структуру «разнозернистого полевошпатового кварцита» (табл. VIII, 2).

В более мелкозернистых песчаниках, переходящих по своей структуре в алевролиты, иногда наблюдаются участки с хлоритовой цементацией. Хлорит образует деформированные пленочки, иногда линзочки, зажатые между регенерированными обломками. В массе хлоритового цемента иногда наблюдаются скопления новообразованных агрегатов призматических кристалликов новообразованного альбита. Помимо хлорита, присутствующего только в мелкозернистых песчаниках и алевролитах, в цементе всех песчано-алевролитовых пород постоянно встречаются агрегаты ромбоэдрических кристаллов сидерита, с примазками бурых гидроокислов железа, часто окруженные прозрачным кальцитом более поздней генерации. Кроме того, в отдельных участках терригенные зерна цементируются выделениями лейкоксена и ильменита. Последний часто образуется по обломочным пластинкам слюд (табл. VIII, 3).

в) Изменение обломочных минералов и новообразования. Среди пластинок измененного биотита, превращенного в «пакеты чередования» различных слюдяных минералов (обесцвеченного биотита, хлорита и мусковита), наблюдаются новообразованные кристаллы рутила.

Призматические или шестоватые кристаллы рутила чаще всего располагаются внутри мусковитовых «прослоев», по размеру достигая 0,001—0,003×0,001 мм. Оптические свойства новообразованных рутилов типичны: бурая или желтовато-бурая окраска, заметный плеохроизм и характерная интерференция, показатель преломления  $> 1,789$ .

Для пород нижнего горизонта характерно, что «пакеты» различных минералов, послойно замещающих биотит как в крупных пластинках, так и в мелких агрегатах, часто имеющих вид сложных кристаллов с вермикулитовой структурой, ограничиваются прямолинейными, часто параллельными плоскостями. Новообразованные кристаллики рутила ориентируются при этом строго параллельно направлению пакетов. В тех случаях, когда наблюдается некоторая деформация «слоистого пакета», параллельно «слоям» изгибаются и шестоватые кристаллики рутила (табл. VIII, 4).

Характерной особенностью пород нижнего горизонта является резкое уменьшение содержания в них аморфизированного биотита и появление вторичных криптокристаллических агрегатов биотитоподобного минерала, особенно многочисленного в низах горизонта. Его образование начинается с появления в аморфизированном биотите участков с мелкоагрегационной поляризацией в серых и желтовато-серых тонах. Далее эти участки приобретают лучистую, иногда волнистую поляризацию в ярко

желтых цветах первого порядка, а в проходящем свете имеют характерную латунино-желтую, иногда буровато-желтую окраску (табл. VIII, 5).

В мелкозернистых песчаниках, среди хлоритового цемента встречаются кристаллики призматического облика, низкопреломляющего и слабополяризующего минерала ( $N < 1,520$ ), нередко образующего сростки величиной до 0,05—0,03 мм. Низкий показатель преломления и слабое двупреломление позволяют предположительно отнести этот минерал к группе цеолитов.

Песчаные породы часто секутся кальцитовыми и кварцевыми «микрожилками» мощностью от 1 до 2 мм. Выполняющий жилки кварц раскристаллизован в мозаичный агрегат. Среди кварцевого материала описываемых жилков наблюдаются отдельные призматические кристаллики альбита, располагающиеся по периферии мозаичных зерен кварца.

#### Характерные минеральные новообразования в отложениях верхней перми

Наиболее характерными особенностями, отличающими верхнепермские отложения от комплекса мезозойских пород, являются:

1. Кварцитоподобная структура песчаников, обусловленная не только регенерацией и взаимным прорастанием кварцевых и полевошпатовых зерен, но и сильными явлениями бластиза; это сопровождается перекристаллизацией обломков пород в мозаичные агрегаты кварца.

2. Не менее характерным является спорадическое присутствие кальцита с деформированной кристаллической решеткой (двуосная фигура; так называемые «двойники скольжения»).

3. Присутствие в верхнем горизонте гидрослюдистого минерала, близкого к монотермиту, часто играющего роль цементирующего вещества или выполняющего камеры раковинок фораминифер.

4. Постепенное уменьшение в породах, по мере движения вниз по разрезу, содержания аморфизированных сгустков биотита и появление криптокристаллических агрегатов новообразованного биотитоподобного минерала. Интересно отметить, что содержащий щелочи гидрослюдистый минерал, распространенный в верхнем горизонте, полностью исчезает в породах нижнего горизонта, где начинают появляться новообразования биотитоподобного минерала, требующего для своего формирования наличия свободных щелочей.

5. Специфической особенностью описываемых пород является сложный характер строения и прямолинейные очертания «пакетов» слюдистых минералов, замещающих биотит.

Разрушение биотита сопровождается образованием ильменита-лейкоксена в верхнем горизонте и рутила — в нижнем, что, надо думать, связано с первоначальным присутствием в верхнепермских породах обломочного биотита, содержавшего повышенные количества титана. Ильменит и рутил встречаются обычно в «слоистых пакетах» минералов, заменяющих биотит.

6. В породах нижнего горизонта широким распространением пользуется сидерит, интенсивно разъедающий все обломочные зерна.

#### 5. Нижняя пермь (P<sub>1</sub>)

Отложения нижней перми развиты в центральной части складчатой структуры Верхоянья. К ним относится серия песчано-сланцевых пород общей мощностью около 4000 м. Нижнепермские отложения интенсивно дислоцированы; однако их существенно песчаный состав обусловил

довольно простые формы мелких складок с крутопадающими крыльями и острыми замками.

В разрезе нижней перми выделяются примерно равные по мощности два горизонта — верхний и нижний.

В строении верхнего горизонта существенную роль играют песчаники, образующие вместе с алевролитами ритмичные пакки мощностью по 150—200 м. В направлении снизу вверх по разрезу в породах верхнего горизонта наблюдается увеличение крупности обломочного материала. В верхних частях разреза встречаются прослои мелкогалечниковых конгломератов и аркозовых гравелитов.

Нижний горизонт образован черными филлитоподобными сланцами, которые в верхней половине разреза чередуются с пластами средне- и мелкозернистых песчаников.

Из отложений всего изученного разреза породы нижней перми отличаются наибольшей уплотненностью.

### Верхний горизонт

а) **Т и п ы п о р о д.** В пределах верхнего горизонта выделяются следующие типы пород.

Крупнозернистые песчаники и гравелиты имеют характерный лило-вато-серый цвет, неслоисты, массивны. Под микроскопом обнаруживается почти полное отсутствие сортировки обломочного материала. Размер зерен колеблется от 3—5 до 0,1 мм; форма обломков угловатая. Песчаные породы по составу обломочного материала являются полимиктовыми. В составе обломочного материала: кислые плагиоклазы, галечки молочного кварца, обломки прозрачного кварца, микроклин, ортоклаз, обломки микропегматитов, крупные зерна ортоклаза с ленточными пертитами, полевой шпат с мермикитовыми вростками, обломки кислых эффузивов, обломки мозаичных агрегатов кварца и различных окварцованных пород и др.

Под микроскопом породы имеют ярко выраженную кварцито-подобную структуру. Отдельные промежутки между зернами выполнены кристаллическим сидеритом.

Мелкозернистые песчаники и алевролиты окрашены в темносерый или серый цвет; чаще всего они неслоисты, массивные. Песчаные породы характеризуются плохой сортировкой обломочного материала (размер зерен от 1 до 0,01 мм). Сортировка алевролитов несколько лучше; однако и здесь не встречено пород, состоящих только из алевролитовой фракции. Состав обломочного материала тот же, что и в более крупных разностях.

Песчано-алевролитовые породы в большинстве случаев имеют регенерационный или регенерационно-хлоритовый цемент; в нижней части горизонта развиты песчаники с характерным слюдястым цементом.

Из обломочных аксессуарных минералов наиболее широким распространением пользуются минералы группы эпидота и цоизита с сопутствующим им ортитом (до 70—80% состава тяжелой фракции) и гранат; типично отсутствие обломочного биотита и турмалина.

б) **Х а р а к т е р ц е м е н т а и н о в о о б р а з о в а н и я.** Регенерационный цемент в породах верхнего горизонта не требует специального описания, так как он аналогичен цементу песчаных пород, развитых в верхней перми.

Слюдястый цемент в основной своей массе слагается слюдястым минералом, имеющим лучисто-сноповидную агрегационную структуру. Слюдястый минерал представлен мусковитом со следующими оптическими

константами:  $N_g=1,604 \pm 2$ ,  $N_m=1,595 \pm 2$ ,  $N_p=1,556 \pm 2$ ,  $N_g-N_p=0,048$ ; —  $2V=45^\circ$ . Сноповидные агрегаты мусковита развиты как в промежутках между терригенными зернами, так и непосредственно проникают в тело кварцевых зерен. Иногда же вокруг обломочных зерен наблюдаются также каемочки, состоящие из «капельных» выделений опала и слабо-поляризующего хлорита, в то время как остальная часть порового пространства бывает заполнена слюдястым минералом (табл. IX, 3).

Характерной особенностью песчано-алевролитовых пород является широкое распространение новообразованных минералов эпидота и цоизита. Так же как и в вышележащих отложениях, новообразования эпидота наблюдаются в породах при наличии терригенных зерен этого минерала.

По своей форме новообразования эпидота и цоизита могут быть разделены на три группы: древовидноразветвленные агрегационные формы эпидота в поровых пространствах породы; новообразования цоизита в виде мелких ромбических кристаллов в цементирующей массе породы; новообразования цоизита в виде «корочек» и «оторочек», облекающих терригенные зерна цоизита и эпидота.

Ниже приводится описание каждой из перечисленных групп новообразований.

Древовидноразветвленные агрегационные формы новообразований эпидота размещаются между терригенными зернами в порах породы, чем и обуславливается их причудливый габитус, целиком зависящий от размера и конфигурации порового пространства (табл. X, 4). Пространство пор, остающееся при этом свободным, часто заполняется хлоритом. Выделения эпидота обладают характерной «эпидотовой» интерференцией и светопреломлением выше 1,700. Поверхность эпидотовых агрегатов имеет шагреновый характер и часто покрыта пленочкой гидроксидов железа.

Цоизит образует ромбические кристаллики, располагающиеся часто по периферии терригенных зерен и достигающие по размеру 0,06—0,08 мм. Кристаллы обладают прямым погасанием и серо-синей интерференцией, характерной для цоизита. Для некоторых кристаллов была получена двусная фигура в виде расплывчатой ветви гиперболы. Промежутки между отдельными кристаллами выполнены вторичным кварцем (табл. X, 5).

Новообразования цоизита в виде отдельных «корочек», облекающих терригенные зерна того же минерала, встречены во многих песчаниках. Характерно, что новообразованные корочки цоизита имеют всегда иную оптическую ориентировку, нежели обломочные зерна (табл. IX, 1).

Наряду с новообразованиями эпидота и цоизита, в породах описываемого горизонта отмечаются интенсивное разъедание обломочных зерен этих минералов и замещение их кварцем.

Разъедание обломочных зерен эпидота и цоизита (показанное на табл. IX, 2) приводит к образованию причудливых шиповидных выступов, а иногда к частичному или полному разделению первичных зерен на ряд изолированных частей, обладающих одинаковой оптической ориентировкой. Разъеденные участки обломочных зерен эпидота и цоизита, равно как и промежутки между новообразованными кристалликами цоизита (см. табл. X, 5), заполнены прозрачным вторичным кварцем. Формы разъедания эпидотовых зерен напоминают разъеденные «шиповидные» зерна терригенных ставролитов и эпидота, отмечавшихся в нижнемеловых отложениях. В качестве минерала-«заместителя» среди «ставролитовых шипов» наблюдались сгусточки аморфной кремнекислоты — опала. Вполне вероятно, что и обломочные зерна эпидота и цоизита во

время разъедания первоначально замещались аморфным кремнеземом, перешедшим впоследствии в кварц.

По вторичному кварцу часто развиты лучистые агрегаты мусковита, распределяющегося обычно по периферии кварцевых новообразований (табл. XI, 1) и переходящие в поровые участки цемента. В виде изолированных агрегатов лучистого или таблитчатого строения мусковит отмечается и в центральных участках, заполненных вторичным кварцем, как бы цементируя совместно с кварцем новообразованные кристаллики цоизита (см. табл. X, 5).

Наконец, наиболее поздним новообразованием является кальцит, разъедающий как кластический, так и вторичный кварц. Мусковит не поддается разрушению и его лучисто-сноповидные агрегаты, развитые по поверхности кварцевых зерен, часто оказываются включенными в кальцитовую массу (табл. IX, 3).

Таким образом, структурные взаимоотношения новообразований и цементирующей массы позволяют установить для пород верхнего горизонта следующую последовательность минеральных преобразований: разъедание эпидота, цоизита → новообразование эпидота, цоизита → замещение и цементация их опалом → перекристаллизация опала в кварц → образование мусковитовых агрегатов → разъедание полевого шпата и кварца кальцитом.

Первые три этапа указанного последовательного процесса протекали в более ранние стадии эпигенеза; возможно, что они начались еще в стадию диагенеза (аналогично образованию «шиповидного» ставролита в рыхлых осадках нижнего мела). Новообразования мусковита характерны для зон, более измененных процессами эпигенеза и раннего метаморфизма. Это позволяет рассматривать изъеденные кластические: эпидот, цоизит и новообразованные их кристаллы в породах описываемого горизонта как отражение более ранних процессов эпигенеза.

Наряду с разрастанием и регенерацией обломков кварца и полевых шпатов, в породах описываемого горизонта участками наблюдаются мозаичные скопления новообразованных кристаллов альбита и андезина. Новообразованные кристаллы альбита, как это следует из предыдущего изложения, имеют довольно широкое распространение в пределах почти всего изученного разреза, но эпигенетический андезин появляется впервые только в нижней перми. Андезин встречается в виде мозаичных агрегатов, состоящих из пластинок с четкими полисинтетическими двойниками. Измерения на федоровском столике дали следующие константы: угасание в зоне  $\perp(010)$  (001) равно  $20^\circ$ , закон двойникования  $\perp(010)$ ; следовательно, плагиоклаз имеет № 37 (табл. XI, 2).

### Нижний горизонт

а) Т и п ы п о р о д. Для отложений нижнего горизонта характерны следующие типы пород.

Песчаники представлены крупно-, средне- и тонкозернистыми разностями. Они плохо отсортированы, в основном кварцево-полевошпатовые и часто приближаются к аркозовому типу. От собственно аркозов описываемые песчаники отличаются почти полным отсутствием калиевых полевых шпатов (в том числе и микроклина). В породах присутствуют также перекристаллизованные обломки кварцитовых и кварцито-слюдистых пород и чешуйки мусковита. Характерно отсутствие биотита. Из аксессуарных обломочных минералов наибольшим распространением пользуются рудные минералы (ильменит и лейкоксен), циркон и турмалин.

Алевролиты и сланцы представляют собой темные, почти черные породы с характерным шелковистым блеском по плоскостям напластования. При выветривании они раскалываются на неправильные плитки или щеповидные обломки.

Под микроскопом в породах обнаруживается сланцевая структура, обусловленная ориентировкой линзочек углистого вещества. Основная масса пород состоит из сложных агрегатов призматических чешуек хлорита и слюдоподобного минерала, пронизанных выделениями кремнезема, раскристаллизованного в ряде мест до халцедона или кварца. Терригенных минеральных зерен в собственно сланцах почти не видно. В алевролитах они представлены сильно изъеденными кварцевыми зернами, реже кислыми плагиоклазами.

Среди цементирующей массы агрегатных скоплений хлорита и слюдистого минерала видны крупные линзовидные пластинки, часто расположенные параллельно плоскостям сланцеватости и состоящие из многократного переслаивания хлоритовых и мусковитовых «пакетов» (см. табл. X, 1). Хлоритовые «пакеты» под микроскопом имеют бледнозеленый цвет, слабый плеохроизм, положительное удлинение. Отдельные крупные «пакеты» были измерены на федоровском столике. Минерал оптически отрицательный, с  $2V=25^\circ$ . С плоскостью базопинакоида совпадает сечение  $NgNm$ ; двупреломление низкое. Показатель преломления, измеренный в базальной плоскости, равен  $1,640 \pm 2$ . По оптическим константам минерал может быть отнесен к хлориту типа афросидерита.

Пластинки мусковита узенькие, с низким (относительно хлорита) показателем преломления и большим двупреломлением ( $Ng-Np=0,045$ ).

Химическое, рентгеноструктурное и термическое изучение фракций меньше 0,001 мм, выделенной из сланцев, также подтвердило их двухкомпонентный мусковито-хлоритовый состав.

б) Характер цемента и минеральные новообразования. По характеру цементации среди песчаников выделяются следующие типы:

песчаники со «сливной» структурой разномерного кварцита;

песчаники с «шиповидной» структурой регенерационного разрастания.

Песчаники со структурой разномерного кварцита отличаются плотным, «сливным» строением. Под микроскопом обнаруживается сильная перекристаллизация, причем даже обломки пород раскристаллизованы в мозаичные агрегаты кварца. Обломки кварца и кислого плагиоклаза, регенерируясь, приобретают сложную лапчатую форму, причем соседние зерна иногда причудливо, бухтообразно входят друг в друга. Среди сплошного более или менее однообразного вещества породы выделяются порфиroidные вкрапления ромбоэдрических кристаллов сидерита и кальцита, образующие иногда дендритовидные агрегаты. Такие агрегаты развиваются в породах регенерационного разрастания кварцевых и полевошпатовых зерен.

Другой основной тип — песчаники с «шиповидной» структурой регенерационного разрастания — чередуется в разрезах с описанным выше типом песчаников. «Шиповидная форма» регенерации кварцевых и полевошпатовых зерен обусловлена наличием в породе мусковита и хлорита более ранней генерации. Чешуйки хлорита, перемежающиеся со слюдистыми «пакетиками», крустификационно окружают терригенные зерна. Оболочкам регенерационного разрастания кварца и полевого шпата приходилось как бы вклиниваться между «пакетами» хлорито-слюдистого агрегата, в результате чего отдельные пластинки слюд и хлорита оказались частично или полностью включенными в новообразованную кристаллическую оболочку кварца или полевого шпата (табл. XI, 3).

Среди песчано-алевритовых пород описываемого горизонта встречены характерные новообразования таблитчато-шестоватого минерала, образующего изолированные кристаллики размером до 5—7 мм. Изучение минерала в иммерсии и на федоровском столике дало следующие константы:  $N_p = 619 \pm 2$ ,  $N_g = 622 \pm 2$ ;  $+ 2V$  — малый; острая биссектриса перпендикулярна (001), что позволяет отнести минерал к хлориту типа репидолита.

#### Характерные минеральные новообразования в отложениях нижней перми

Характерными особенностями нижнепермских отложений являются следующие:

1. Кварцитовая структура песчаников, обусловленная очень интенсивным взаимным прорастанием кварцевых и полевошпатовых зерен и интенсивной перекристаллизацией всех обломков пород с превращением их в мозаичные агрегаты кварца.

2. Присутствие хлорито-мусковитового цемента, который наряду с разрастанием (регенерацией) зерен кварца и полевых шпатов придает песчаникам характерную «шиповидную» структуру.

3. Хлорито-мусковито-кварцевый состав сланцев и цементирующего вещества в алевролитах.

4. Присутствие в сланцево-алевролитовых породах крупных тонкопереслаивающихся «пакетов» светлозеленого хлорита и мусковита. Наряду с этим характерно полное отсутствие биотита. В более верхних горизонтах наглядно прослеживалось постепенное видоизменение биотита и превращение его в «пакеты» хлорита и мусковита, наблюдаемые в описываемых породах.

5. Очень типично для песчано-алевритовых пород нижнего горизонта нижней перми присутствие крупных таблитчато-шестоватых кристаллов хлорита типа репидолита.

6. В верхнем горизонте характерно присутствие изъеденных терригенных и новообразованных минералов группы эпидота, являющихся отражением более ранних процессов эпигенеза.

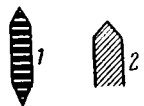
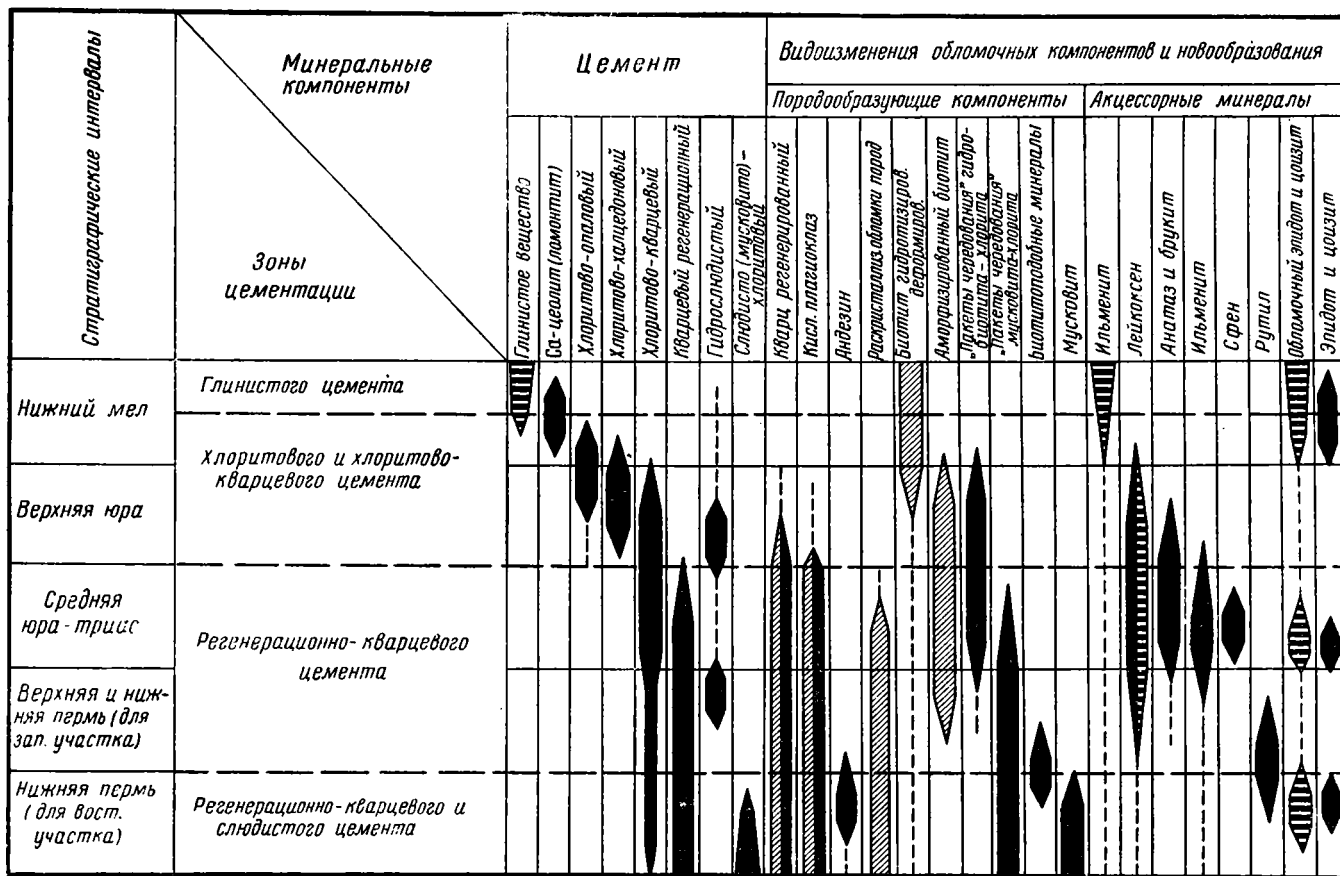
#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное изучение выявило приуроченность различных минеральных образований к определенным стратиграфическим горизонтам исследованного разреза. Установлено, что крупные стратиграфические интервалы характеризуются специфическим комплексом присущих им минеральных новообразований.

Табл. 1 дает наглядное представление о фактическом распределении минеральных новообразований по разрезу.

В таблице выделены: 1) цемент, 2) породообразующие компоненты, 3) аксессуарные минералы. Все три группы генетически тесно связаны между собой и в ряде случаев их выделение носит чисто условный характер. Так, регенерационное разрастание кварцево-полевошпатовых зерен, превращение обломков пород в мозаичные агрегаты кварца и ряд других изменений, которые претерпевают обломочные породообразующие компоненты, существенным образом влияют, а часто и обуславливают характер цементации пород.

Распределение и характер минеральных новообразований определяются двумя факторами: изначальным составом осадочных пород и положением породы в разрезе, обуславливающим степень ее уплотнения и метаморфизации.



Т а б л и ц а 1. Распределение минеральных новообразований в разрезе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.

1 — обломочные компоненты; 2 — видоизмененные обломочные компоненты; 3 — новообразованные компоненты.



Влияние изначального состава обломочных компонентов на распределение новообразованных минералов особенно резко проявляется для минералов акцессорной группы. Так, новообразованный эпидот постоянно фиксируется в породах тех участков разреза, где присутствуют обломочные эпидот и цоизит. Распределение новообразованных титансодержащих минералов (анатаза, брукита и сфена) тесно связано с присутствием обломочного ильменита и лейкоксена. Присутствие титансодержащего биотита в нижнепермских и верхнепермских отложениях обуславливает появление новообразованного ильменита и рутила.

Распределение различных типов цемента и минеральных новообразований из группы породообразующих компонентов определяется в основном положением пород в разрезе. Для ряда компонентов удается установить определенную направленность их постепенных превращений, связанную с погружением пород в более глубокие зоны земной коры.

Направленная последовательность изменений особенно четко проявляется в характере цементирующего вещества и в различных формах превращения биотита. В направлении сверху вниз, от нижнемеловых до нижнепермских отложений, наблюдается последовательная смена различных типов цемента. В пределах изученного разреза можно выделить четыре зоны, каждая из которых характеризуется преобладающим развитием того или иного цементирующего вещества, а именно:

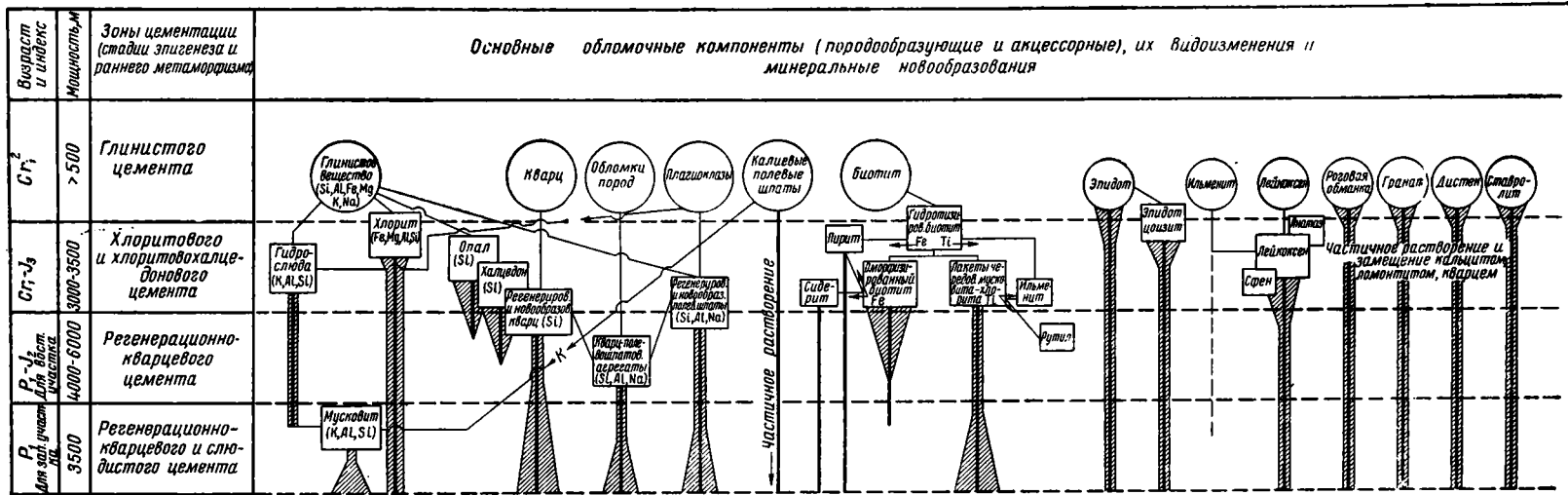
- 1) зона глинистого цемента ( $Cr_1^2$ );
- 2) зона хлоритового и хлорито-кремнистого цемента ( $Cr_1 - J_2$ );
- 3) зона регенерационно-кварцевого цемента (зона песчаников с кварцитоподобными структурами,  $J_1 - P_2$ );
- 4) зона регенерационно-кварцевого и слюдяного цемента (зона филитовых сланцев,  $P_1$ ).

Границы между отдельными зонами нечеткие.

Перечисленные зоны представляют собой определенные стадии изменения осадочного вещества под влиянием эпигенеза и начального метаморфизма.

В верхних горизонтах нижнего мела цементом является мало измененное глинистое вещество, состоящее, главным образом, из тонких обломочных частиц. Под влиянием явлений эпигенеза начинается постепенное превращение глинистого вещества в хлорит и свободный кремнезем, выделяющийся в виде опала или мелкоагрегатного халцедона. Наиболее ранним новообразованием является хлорит, при возникновении которого «расходовался» весь запас железа и магния, находившихся в первичной глинистой массе. После формирования хлорита избыток  $SiO_2$  выделялся в виде опала или халцедона, перекристаллизовавшихся на более поздних стадиях эпигенеза в кварц. Одновременно с кристаллизацией хлорита происходило формирование минералов группы гидрослюд, спорадически встречающихся в разрезе. Образование гидрослюд, повидимому, имеет место в тех случаях, когда первичная глинистая масса была значительно обогащена щелочами.

Одновременно с перекристаллизацией опала и халцедона в кварц начинается процесс регенерации обломочного кварца. Несколько позднее происходит регенерация обломочных полевых шпатов. Массовое распространение цемента, возникающего вследствие регенерации кварцевых и полево-шпатовых зерен, наблюдается, начиная с нижнеюрских отложений. С этого же стратиграфического уровня отмечаются явления перекристаллизации обломков кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Перекристаллизация обломков пород сопровождается интенсивным разрастанием обломков кварца и полевых шпатов, которое начинается еще в более раннюю стадию за счет «использования» избытка Si и Al, оставшихся



Т а б л и ц а 2. Схема последовательного изменения главнейших компонентов осадочных пород мезозоя и верхнего палеозоя в процессе эпигенеза и раннего метаморфизма (на примере Верхоянья).

после образования хлоритов. Начиная с нижнеюрских отложений, в породах наблюдается развитие явлений бластиза. По мере движения вниз по разрезу, роль бластиза последовательно возрастает, обуславливая возникновение кварцитоподобных структур песчаников со сложноплащатым взаимопроникновением кварцевых и полевшпатовых зерен. Хлоритовые агрегаты в песчаниках с кварцитоподобными структурами сохраняются в виде узких, часто оборванных оторочек, оконтуривающих первоначальные очертания обломков, или в виде отдельных неправильных обрывков, зажатых в промежутках между разросшимися зернами.

В нижнепермских отложениях наряду с кварцево-регенерационным цементом значительным развитием начинает пользоваться и собственно слюдистый (мусковитовый) цемент. В алевролитовых и сланцевых породах чешуйчатые агрегаты мусковита встречаются совместно с хлоритом; эти два минерала совместно образуют типичные микроструктуры филлитов.

Не менее характерным является распределение по разрезу различных модификаций измененного биотита. В верхних горизонтах нижнего мела распространены гидратизированные и обесцвеченные биотиты. Уже в нижних горизонтах нижнего мела наблюдаются как бы две линии, по которым идет дальнейшее изменение биотита: а) аморфизация и превращение биотита в колломорфные сгустки и б) расщепление его на пакеты обесцвеченного биотита и хлорита. В обоих случаях изменения биотита наблюдается вынос железа, которое обычно концентрируется в породах в виде пирита или сидерита. В случае присутствия в биотитах титана наблюдается одновременный вынос как железа, так и титана. Последний выделяется между «пакетами» измененного биотита в виде линзочек новообразованного ильменита или кристалликов рутила. При аморфизации биотита наряду с железом происходит вынос щелочей, «расходующихся» на возникновение новообразованных слюдистых минералов.

В табл. 2 схематически изображена последовательность изменения первоначального вещества осадочных пород в результате эпигенеза и начального метаморфизма. В четырех зонах различных типов цементации пород, последовательно сменяющих друг друга в разрезе, в виде квадратиков показаны главнейшие новообразованные компоненты. Вертикальные стрелки, расширяющиеся или сужающиеся книзу, изображают соответственно увеличение или уменьшение данного компонента в разрезе; ровная стрелка указывает на более или менее равномерное его распределение.

Суммируя все изложенные данные, необходимо отметить, что в породах изученного разреза выделяются четыре зоны, представляющие собой определенные стадии изменения осадочного вещества под влиянием эпигенеза и начального метаморфизма.

Нижняя из выделенных зон по характеру присущих ей новообразований приближается к первой зоне регионального метаморфизма [хлоритовая зона А. Харкера (1937) или фация зеленых сланцев Ф. Д. Тернера (1951)] и может быть сравнена с самой верхней хлорито-мусковитовой субфацией Ф. Д. Тернера.

*Начальные стадии метаморфизма являются непосредственным продолжением процессов эпигенеза. Провести границу между этими последовательными этапами изменения осадочного вещества весьма затруднительно.*

## ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Пер. с англ. М., Изд. иностр. лит., 1949.
- Ларсен Э. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Пер. со 2-го изд. М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Преображенский И. А. Об автигенных минералах и минералообразовании. Тр. Инст. геол. наук. Акад. наук СССР, 1940, вып. 40, петрогр. сер. (№ 13).
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Сердюченко Д. П. и Добротворская Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 69, № 3.
- Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород. М., Изд. иностр. лит., 1951.
- Харкер А. Метаморфизм, Пер. с англ. М., «Путь Октября», 1937.
-

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

### Т а б л и ц а I

1. Разъедание обломочных зерен полевых шпатов (темное) кальцитом в песчанике нижнемелового возраста в низовьях р. Зап. Градыги. Николи+. Увел. 150.
2. Разъедание обломочных зерен роговой обманки (р. о.) кальцитом (\*). Хлоритовая каемочка оконтуривает первоначальные контуры обломочных зерен. Песчаник нижнемелового возраста в низовьях р. Зап. Градыги. Николи+. Увел. 150.
3. Разъединные обломочные зерна дистена из тяжелой фракции песчаника нижнемелового возраста на р. Лене. Николи ||. Увел. 250.
4. Разъединное обломочное зерно ставролита из тяжелой фракции песчаника нижнемелового возраста из бассейна р. Кели. Промежутки между отдельными шипами выполнены опалом. Николи ||. Увел. 250.
5. Хлоритовый и хлорито-опаловый цемент в песчаниках нижнемелового возраста из района Сангар; *x* — хлорит, *o* — опал. Николи ||. Увел. 150.
6. Хлорито-халцедоновый цемент из песчаников нижнемелового возраста из района Сангар; *x* — хлорит, *xa* — халцедоно-хлоритовая масса. Николи ||. Увел. 150.

### Т а б л и ц а II

1. Ломонитовый цемент (*л*) в песчаниках нижнемелового возраста района Сангар. Николи+. Увел. 150.
2. Разбухание и деформация терригенного биотита в песчаниках нижнемелового возраста из бассейна р. Зап. Градыги близ Якутского хребта. Николи ||. Увел. 150.
3. Разъедание обломочного зерна граната (*г*) кальцитом в песчанике нижнемелового возраста из бассейна р. Зап. Градыги близ Якутского хребта. Слева николи ||, справа николи+. Увел. 250.
4. Разбухание и частичная аморфизация терригенного биотита в песчаниках нижнемелового возраста из бассейна р. Зап. Градыги близ Якутского хребта. Части пластинки биотита, зажатые между зернами полевого шпата и кварца (*а*), полностью сохраняют «кристалличность»; в поровом пространстве наблюдаются переходы биотита в аморфизированные сгустки (*б*). Слева николи ||, справа николи+. Увел. 150.

### Т а б л и ц а III

1. Разъедание зерна обломочного эпидота кварцем в песчанике нижнемелового возраста из района Сангар. Николи ||. Увел. 150.
2. Новообразование эпидота в виде «древовидного» тонкоагрегатного скопления в песчанике с ломонитовым цементом нижнемелового возраста из бассейна р. Зап. Градыги. Николи ||. Увел. 150.
3. Новообразование эпидота в виде мелких призматически-таблитчатых кристалликов в песчанике нижнемелового возраста из бассейна р. Зап. Градыги. Николи+. Увел. 150.

4. Регенерационная каемка вокруг обломочного зерна альбита. В новообразованной каемке продолжают полисинтетические двойники обломочного зерна. Песчаник юрского возраста из бассейна р. Зап. Градыги. Николи+. Увел. 150.

5. Новообразования альбита с полисинтетическими двойниками. Песчаник юрского возраста из бассейна р. Зап. Градыги. Слева николи ||, справа николи+. Увел. 150.

#### Т а б л и ц а IV

1. Хлоритизация биотита, приводящая к образованию «пакетов чередования» хлорита — биотита. Песчаник юрского возраста бассейна р. Зап. Градыги. Николи ||. Увел. 150.

2. Образование пирита (мелкие кристаллики) на пластинке частично аморфизированного биотита в песчанике среднеюрского возраста из района Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Николи ||. Увел. 50.

3. Агрегаты гидрослюдистого минерала образуют порово-пленочный цемент в песчанике среднеюрского возраста. Район Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Николи+. Увел. 90.

4. Звездчатые агрегаты из новообразованных кристаллов альбита в известковистом песчанике среднеюрского возраста из района Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Николи ||. Увел. 250.

5. Новообразованный кристалл сфена в песчанике среднеюрского возраста из района Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Видно образование сфена за счет лейкоксенового сгустка. Николи ||. Увел. 250.

6. Песчаник с регенерационным кварцевым цементом нижнеюрского возраста из района Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Николи+. Увел. 90.

#### Т а б л и ц а V

1. Разъедание обломочного зерна роговой обманки (р. о.) кварцем (к) в песчанике нижнеюрского возраста из района Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Николи ||. Увел. 150.

2. Разъедание обломочного зерна граната (г) кварцем (к) в песчанике нижнеюрского возраста из района Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Николи ||. Увел. 250.

3. «Шиповидная» поверхность обломочного зерна граната из тяжелой фракции песчаника нижнеюрского возраста из района Китчан (р. Лена). Николи ||. Увел. 360.

4. Ступенчатая поверхность обломочного зерна граната из тяжелой фракции песчаника нижнеюрского возраста из района Китчан (р. Лена). Николи ||. Увел. 360.

5. Новообразованные кристаллики доизита (ц), сцементированные вторичным кварцем (к). Песчаник триасового возраста из бассейна р. Кельтер. Николи ||. Увел. 360.

6. Новообразованные кристаллики анатаза, сцементированные вторичным кварцем в песчанике нижнеюрского возраста из района Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Николи ||. Увел. 250.

#### Т а б л и ц а VI

1. Новообразованный кристалл брукита из тяжелой фракции песчаника нижнеюрского возраста. Николи ||. Увел. 250.

2. Образование железистой слюдки (черные гексагональные пластиночки) по аморфизированному биотиту в песчанике триасового возраста из района р. Кельтер. Николи ||. Увел. 250.

3. Регенерация кварцевых зерен, сопровождающаяся явлением бластиза. Виден контур обломочного зерна кварца. Песчаник нижнеюрского возраста из района Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Николи+. Увел. 350.

4. Гидрослюдистые агрегаты образуют пленочный цемент в песчанике верхнепермского возраста. К северу от Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Центральные участки

пор в песчанике выполнены мозаичным агрегатом новообразованного кварца и альбита. Николи+. Увел. 250.

5. Гидрослюдистые агрегаты выполняют перекристаллизованные известковые камеры фораминифер в алевролите верхнепермского возраста к северу от Якутского хребта (р. Зап. Градыга). Николи+. Увел. 250.

#### Т а б л и ц а VII

1. Деформированные полисинтетические двойники («двойники скольжения») кальцита, цементирующего песчаник верхнепермского возраста из бассейна р. Зап. Градыги (к северу от Якутского хребта). Николи+. Увел. 360.

2. Образование из пластины биотита «слоистого пакета», состоящего из мусковита (*м*), хлорита (*х*); между отдельными волокнами «пакета» развит новообразованный альбит (*а*). Песчаник верхнепермского возраста из бассейна р. Зап. Градыги (к северу от Якутского хребта). Слева николи ||, справа николи+. Увел. 360.

3. Бурые сгустки аморфизированного биотита, цементирующие песчаник верхнепермского возраста из бассейна р. Зап. Градыги (к северу от Якутского хребта). Николи ||. Увел. 150.

#### Т а б л и ц а VIII

1. Разъедание обломочных зерен кварца и полевых шпатов (белое) сидеритом (*с*) и кальцитом (*к*) в песчанике верхнепермского возраста из верховьев р. Зап. Градыги. Николи+. Увел. 150.

2. Песчаник с кварцевой структурой верхнепермского возраста из верховьев р. Зап. Градыги. Николи+. Увел. 150.

3. Выделение вторичного ильменита (*и*), разделяющего волокна мусковита (*м*) и хлорита (*х*), возникших за счет обломочной пластинки биотита в песчанике верхнепермского возраста из верховьев р. Зап. Градыги. Николи ||. Увел. 260.

4. Новообразованный кристаллик рутила (*р*) в «слоистом пакете» хлорита (*х*) и мусковита (*м*), возникших за счет обломочной пластинки биотита в песчанике верхнепермского возраста из верховьев р. Зап. Градыги. Николи ||. Увел. 250.

5. Перекристаллизованный агрегат (в центре) биотитоподобного минерала в песчанике верхнепермского возраста из бассейна р. Ботей-Юрях. Николи ||. Увел. 250.

#### Т а б л и ц а IX

1. Новообразованная корочка циозита (*ц*), возникшая на обломочном зерне эпидота (*э*). Песчаник нижнепермского возраста бассейна р. Кели. Слева николи ||, справа николи+. Увел. 250.

2. Разъедание обломочных зерен эпидота (*э*) кварцем (*к*) в песчанике нижнепермского возраста из бассейна р. Беранды. Слева николи ||, справа николи+. Увел. 250.

3. Лучистые агрегаты новообразованного мусковита (*м*), развитые по вторичному кварцу (*к*), погружены в массу разъедающего кварц кальцита (*ка*). Песчаник нижнепермского возраста из бассейна р. Беранды. Слева николи ||, справа николи+. Увел. 350.

#### Т а б л и ц а X

1. Прямолинейные «пакеты чередования» мусковита (*м*), хлорита (*х*), образованные по обломочным пластинам биотита. Песчаник нижнепермского возраста бассейна р. Кели. Слева николи ||; справа николи+. Увел. 250.

2. Таблитчатые сростки новообразованных кристаллов цеолита (*ц*) в песчаниках верхнепермского возраста из бассейна р. Ботей-Юрях. Николи ||. Увел. 360.

3. Сноповидные агрегаты мусковита, образующие порово-пленочный цемент в песчанике нижнепермского возраста из бассейна р. Беранда. Николи+. Увел. 150.

4. «Древовидные» агрегаты новообразованного эпидота (е) в песчанике нижнепермского возраста из бассейна р. Беранды. Николи ||. Увел. 360.

5. Новообразованные кристаллы диозита (ц), сцементированные вторичным кварцем (к) в песчанике нижнепермского возраста из бассейна р. Беранды. Николи ||. Увел. 360.

#### Т а б л и ц а X I

1. Зерно обломочного эпидота (е) разъедено кварцем (к). По вторичному кварцу развиты лучистые сноповидные агрегаты новообразованного мусковита (м). Песчаник нижнепермского возраста из бассейна р. Беранды. Николи ||. Увел. 360.

2. Мозаичные агрегаты новообразованных полисинтетических кристаллов андезина в песчанике нижнепермского возраста из бассейна р. Неры. Николи ||. Увел. 150.

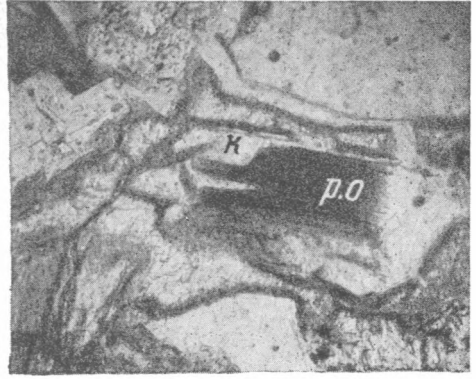
3. Шпоровидно-заноэистая структура песчаника нижнепермского возраста из бассейна р. Талчан. Николи+. Увел. 150.







1



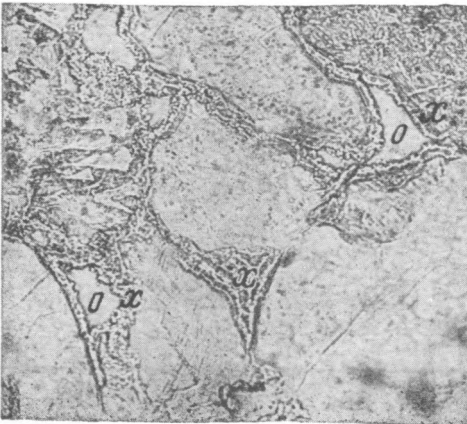
2



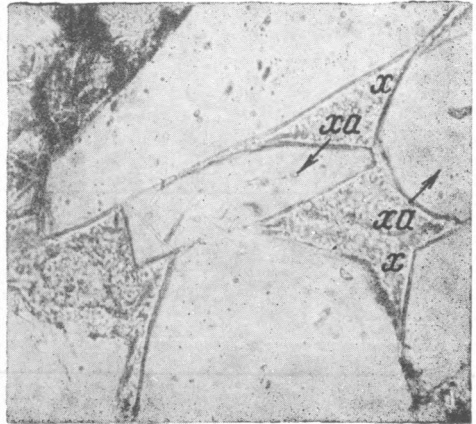
3



4



5



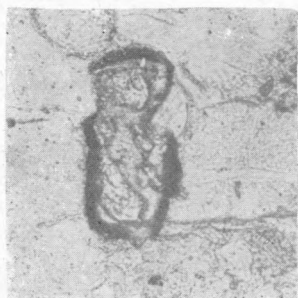
6



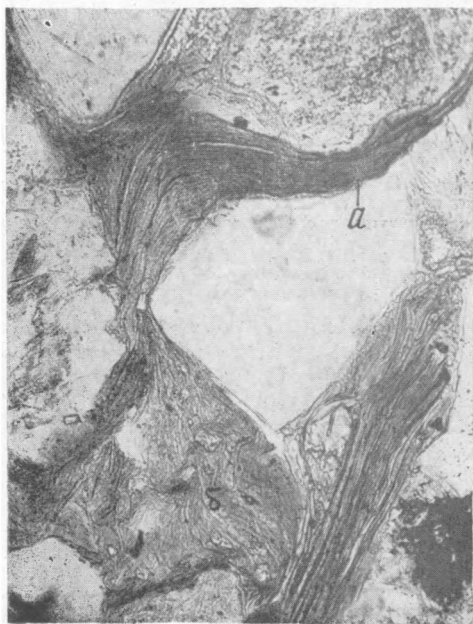
1



2



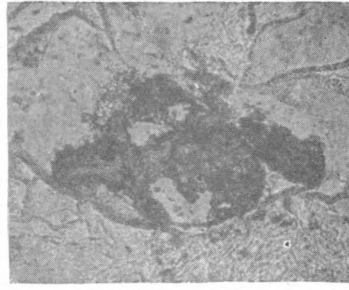
3



4



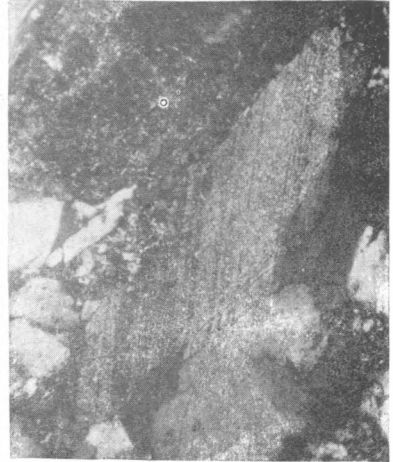
1



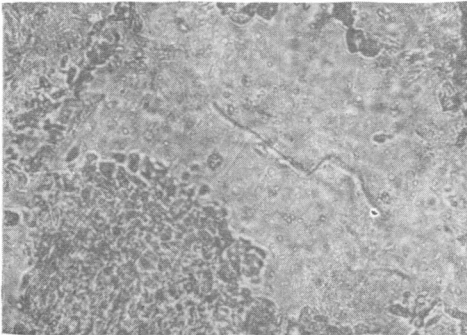
2



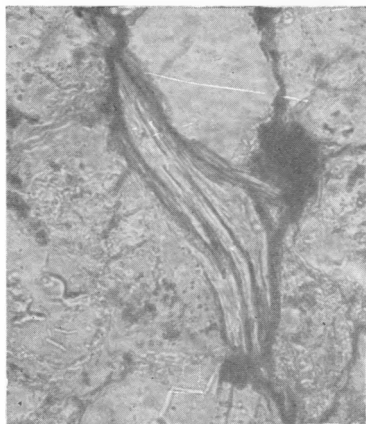
3



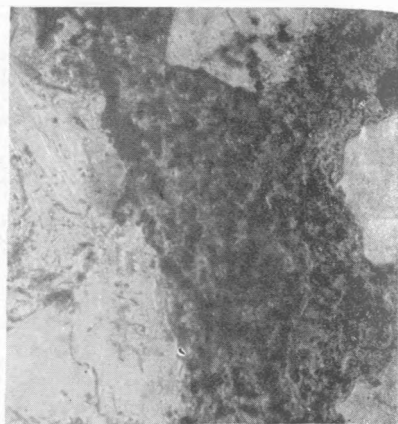
4



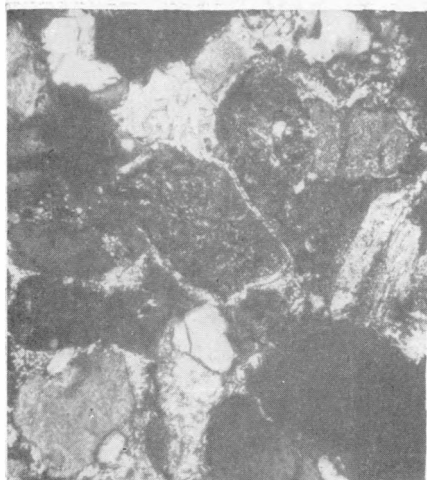
5



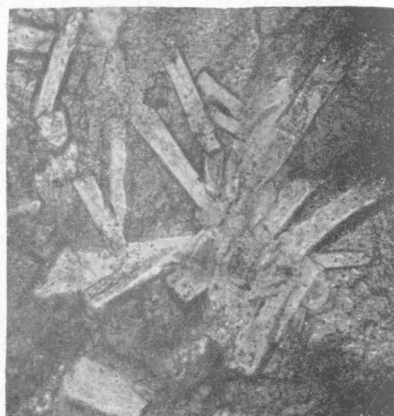
1



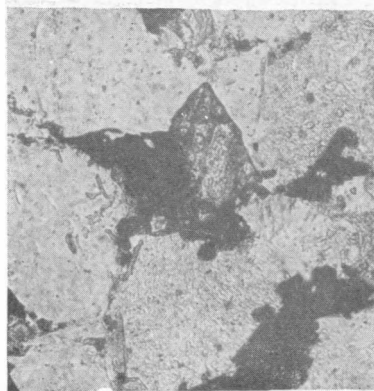
2



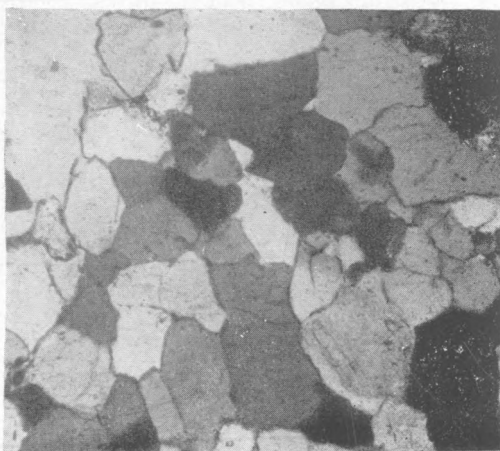
3



4



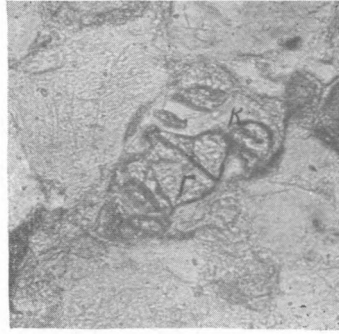
5



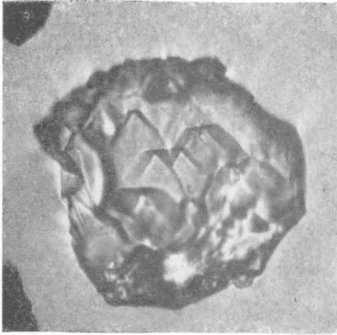
6



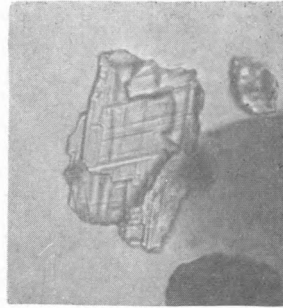
1



2



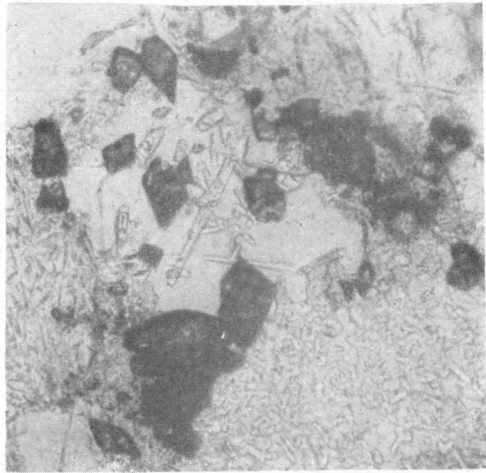
3



4

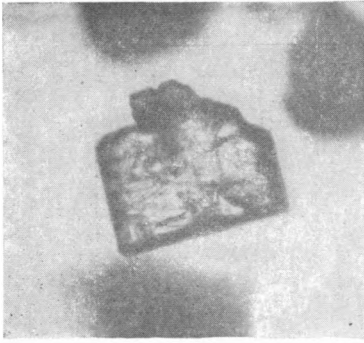


5

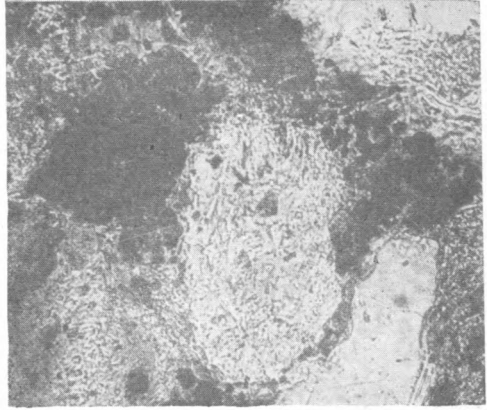


6

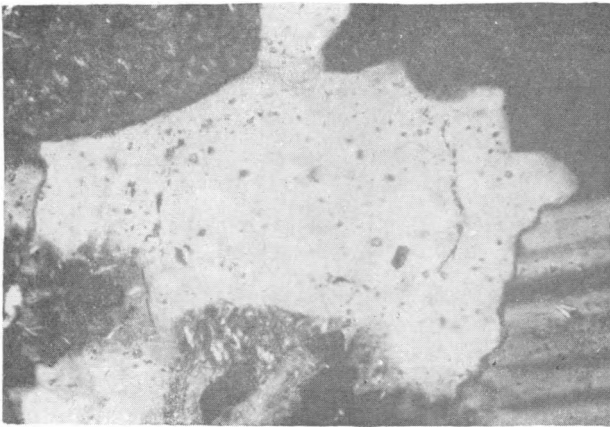




1



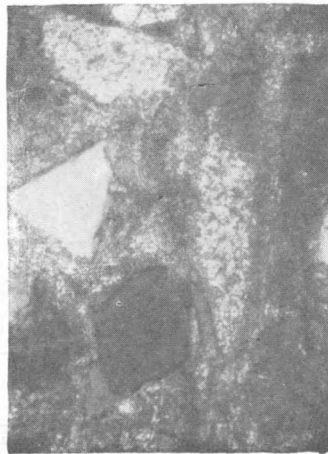
2



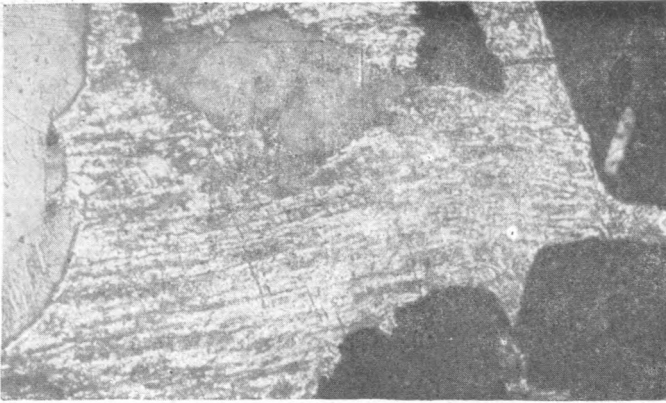
3



4



5



1



2



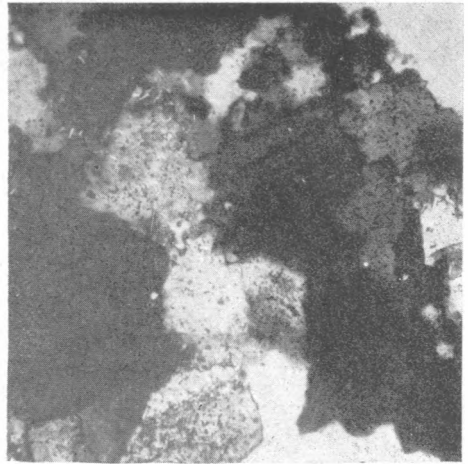
2



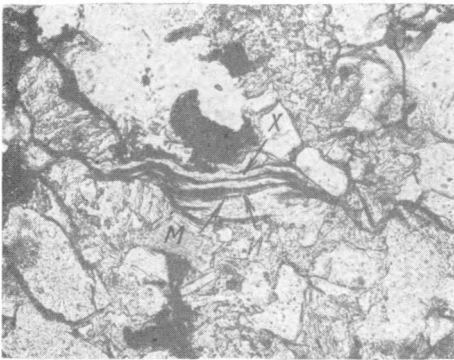
3



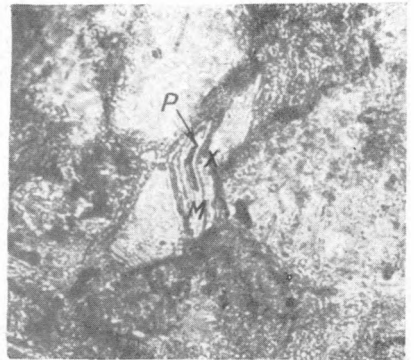
1



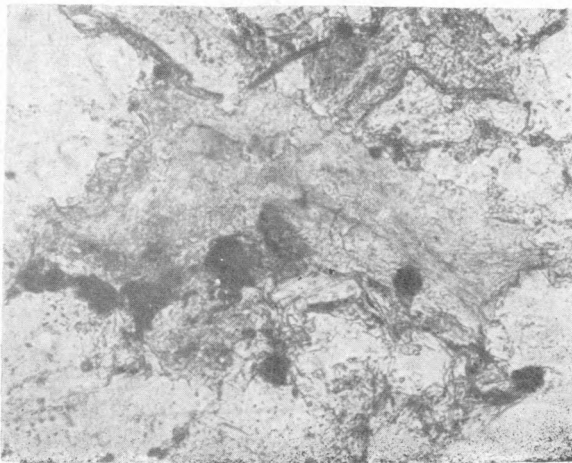
2



3

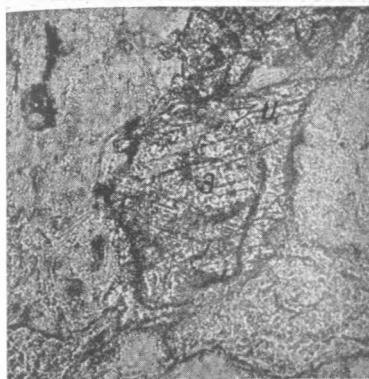


4

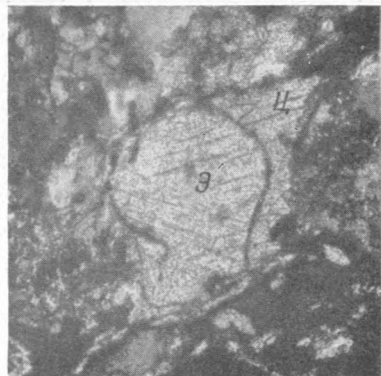


5

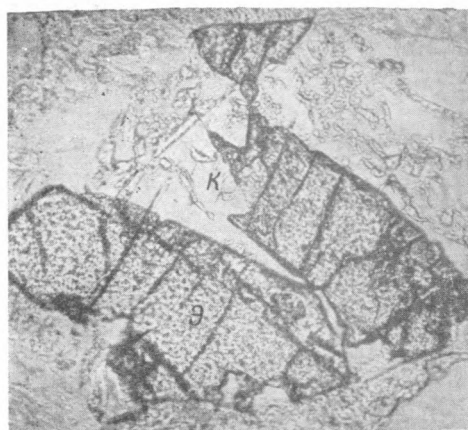




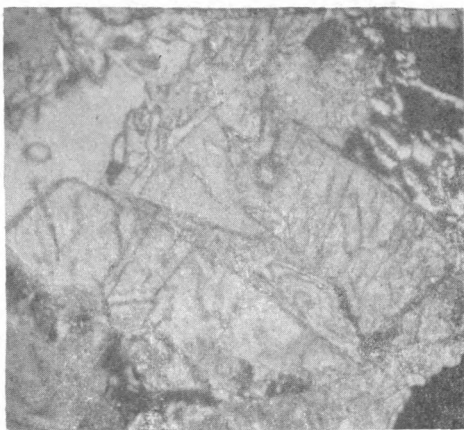
1



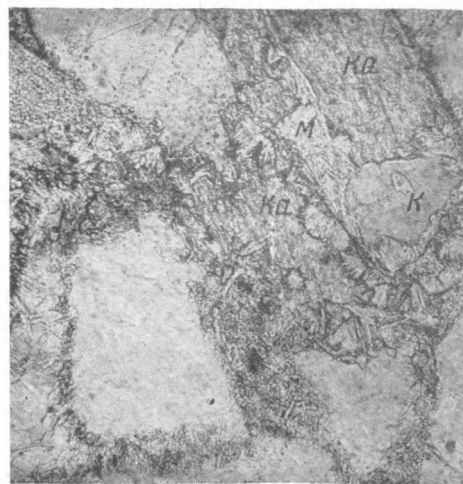
1



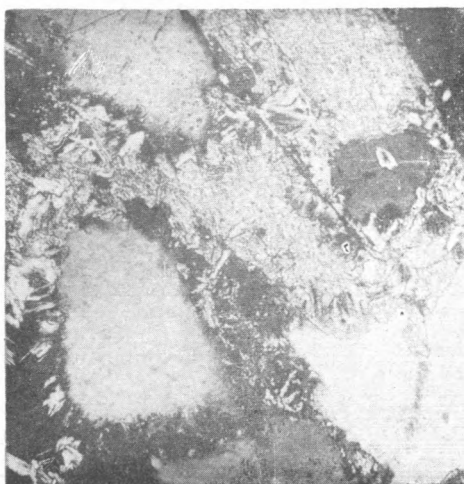
2



2



3



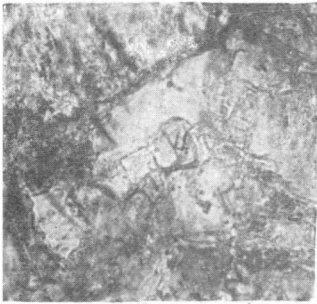
3



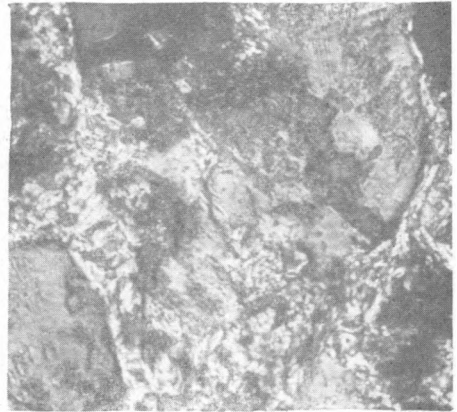
1



1



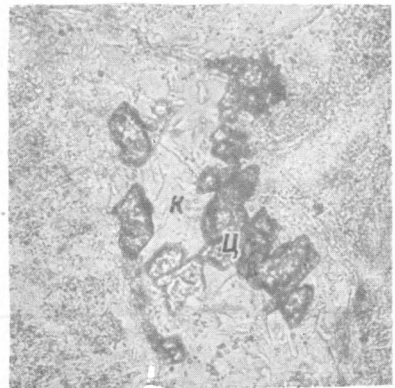
2



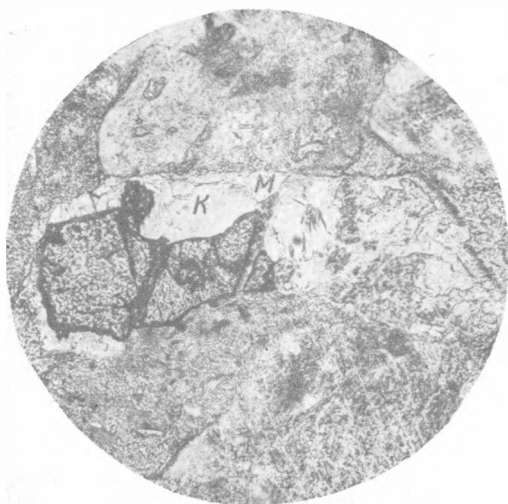
3



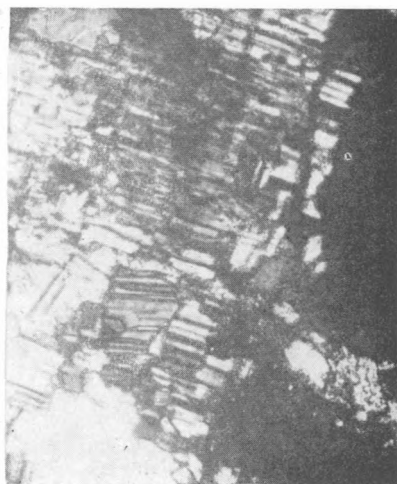
4



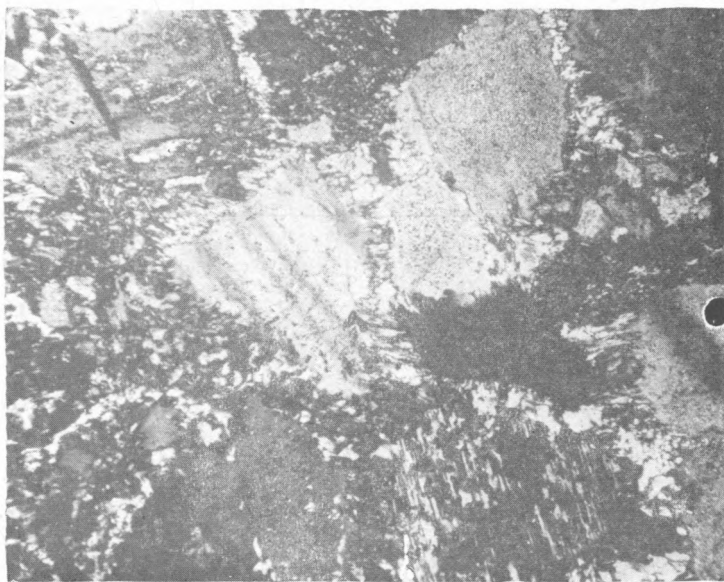
5



1



2



3

Ю. А. ХОДАК

**ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
АЛДАНСКОГО РАЙОНА ЯКУТСКОЙ АССР**

Вопросы, касающиеся вторичных изменений осадочных пород, очень слабо освещены в литературе. Важность и актуальность изучения вторичных процессов и выявления новообразованных минералов осадочных пород были отмечены Л. В. Пустоваловым в 1952 г. на Всесоюзном совещании по осадочным породам. В решении совещания изучение вторичных изменений осадочных пород было признано одной из основных задач советских петрографов-осадочников.

В изученных нами нижнекембрийских отложениях Алданского района выявлены значительные и разнообразные изменения пород, которые привели к формированию вторичных структур и текстур и к образованию ряда вторичных (новообразованных) минералов. Последние являются предметом настоящего сообщения. Вторичными (новообразованными) минералами мы называем природные соединения, возникшие в уже сформировавшейся осадочной породе.

Нижнекембрийские отложения Алданского района представляют собой платформенные образования, лежащие почти горизонтально и достигающие 280 м мощности. В основании кембрийского разреза отмечается базальный слой кварцево-полевошпатового песчаника, залегающего с размывом, трансгрессивно и несогласно на архейских породах. Выше залегает доломитовая толща, местами содержащая прослой известняков и глинистых доломитов.

В состав пород нижнекембрийских отложений Алданского района входят обломочные зерна минералов, сингенетичные, раннедиагенетичные и вторичные минералы.

Обломочные зерна минералов образуют основную часть песчаных пород и содержатся в незначительном количестве в карбонатных породах. В легких фракциях нерастворимых остатков пород резко преобладают обломки кварца и калиевых полевых шпатов; в тяжелых фракциях наиболее распространены титансодержащие минералы (лейкоксен, брукит и др.), циркон, турмалин, роговая обманка и другие минералы.

Среди сингенетичных и раннедиагенетичных минералов изученных отложений господствующей, вполне закономерной минеральной ассоциацией является ассоциация доломита с флюоритом, а местами с гипсом, кремнеземом (опалом?), органическим веществом (битумами), пиритом и марказитом, иногда с баритом. В известковых породах наблюдается существенно иная, но также закономерная минеральная ассоциация:

с кальцитом ассоциируют лишь барит и кремнезем, флюорит и гипс не наблюдаются.

Среди вторичных (новообразованных) минералов нижнекембрийских пород нашего района можно отметить: кварц, халцедон, калиевые полевые шпаты (в том числе микроклин с решетчатым строением), лейкоксен, анатаз, брукит, рутил, кальцит, доломит, флюорит и ратовкит; барит, пирит и марказит, магнетит, гематит (?), серицит, гидрослюда, каолинит, возможно гранат; следует отметить и вторичные скопления битума.

Описание вторичных минералов дается в порядке их распространенности в изученных породах.

## 1. КВАРЦ И ХАЛЦЕДОН

В нижнекембрийских породах нашего района встречаются многочисленные и разнообразные проявления окремнения и окварцевания. Нами отмечены следующие вторичные формы концентрации кремнезема, не связанные с деятельностью постюрских интрузий: а) каемки обрастания кварца вокруг обломочных зерен кварца; б) мельчайшие включения и кристаллики кварца в карбонатных породах; в) линзы и линзовидные прослои серых и темносерых халцедоновых кремней в карбонатных породах. Нередко эти прослои имеют реликтовые структуры и текстуры, заимствованные у карбонатных пород; г) окварцованные участки пород; д) кварцевые сферолиты; е) мельчайшие щеточки кристалликов кварца, вырастающие из разлагающихся зерен лейкоксена.

а) Каемки обрастания кварца вокруг обломочных зерен.

В песчаных породах, особенно в разностях с незначительным содержанием карбонатного цемента, почти все обломочные зерна кварца обросли оболочками новообразованного кварца. Обломки полевых шпатов в свою очередь обросли оболочками калиевых полевых шпатов.

В образце, взятом у пос. Чульман и представляющем слоистый, сильно уплотненный песчаник, цемент полностью состоит из кварцевых и калиево-полевошпатовых каемок. Следы разъедания обломочных зерен карбонатов наблюдаются редко. Карбонат в цементе присутствует лишь в небольших количествах (табл. I, I). Зерна кварца и кварцевые каемки чистые, без вкраплений и замутнения; в силу этого они легко распознаются в шлифе среди зерен полевых шпатов. Кроме того, кварцевые обломочные зерна и каемки вторичного кварца обладают большими показателями преломления, чем зерна калиевых полевых шпатов, отсутствием спайности и нередко волнистым погасанием. Ширина каемок достигает 0,07 мм. Обломочные ядра имеют окатанную форму, что свидетельствует о переносе их до образования каемок.

Местами каемки обладают идиоморфными прямолинейными очертаниями и хорошо заметны при одном и скрещенных николях. При одном николе контур обломочного зерна кварца выделяется по тончайшей темной полоске окислов железа или кластической пыли, отделяющей обломочное ядро от каемки.

Оптическая ориентировка каемок и обломочных ядер большей частью неодинакова. Нередко погасание как обломочного ядра, так и каемок волнистое или крупномозаичное. Иногда отмечается неоднократное нарастание каемок кварца на одном зерне, выявляемое при одном николе по темным полоскам, а при скрещенных николях по одновременному погасанию отдельных участков каемок.

В ряде шлифов отмечается разъедание карбонатным цементом вторичных оболочек и обломочных зерен кварца.

В шлифах песчаников со значительным содержанием карбонатного цемента нередко обломочные зерна кварца и полевых шпатов, обросшие оболочками, имеют неровную, слегка зазубренную поверхность.

Регенерация и обрастание новообразованным кварцем обломков кварца в песчаниках отмечались русскими исследователями еще в XIX в.: А. А. Иностранцевым (1877), М. Н. Миклуха-Маклаем (1887), В. И. Луцицким (1900, 1901) и позже рядом советских исследователей: Л. В. Пустоваловым (1940), И. А. Преображенским (1940) и другими.

б) М е л ь ч а й ш и е в к л ю ч е н и я и к р и с т а л л и к и к в а р ц а. В карбонатных породах отмечаются единичные розетки кварца (возможно и халцедона), размером до 0,15 мм, с крестообразным погасанием. Иногда розетки образуются вокруг обломочного ядра.

Почти во всех легких фракциях нерастворимых остатков карбонатных пород встречены новообразованные бесцветные, водяно-прозрачные кристаллики кварца (горного хрусталя), нередко слагающие значительную часть фракции. Они были обнаружены и в шлифах, особенно в сильно перекристаллизованных известняках (табл. I, 2).

В большинстве описываемых кристалликов не наблюдается обломочного ядра. Но часто они обладают зонарной структурой (нередко до 2—3 генераций), выявляемой захваченными при росте пылеобразными зернышками карбонатов. Чаще всего кристаллы имеют хорошо развитые грани призмы и левого и правого ромбоэдров. Длина кристаллов кварца в доломитах достигает 0,05—0,1 мм, а в сильно перекристаллизованных известняках — нескольких миллиметров, редко до 1 см.

Иногда в доломитовых породах наблюдались кубовидные кристаллы кварца с очень слабым развитием или полным отсутствием граней призмы. Такие кристаллики достигают 0,04 мм в поперечнике. Кубовидные кристаллы кварца редко встречаются совместно с удлиненными. Большею частью кубовидные кристаллики кварца обладают одновременным погасанием. Наряду с удлиненными призматическими кристалликами кварца, были встречены кристаллики кварца же, напоминающие по своей форме вторичные полевые шпаты.

В сильно перекристаллизованных известняках местами наблюдается значительное количество удлиненных кристалликов кварца, иногда переполняющих породу и расположенных «прослоями».

Аналогичные вторичные выделения кварца были описаны Л. М. Миропольским (1942<sub>1,2</sub>) из нижнепермских отложений Татарии.

в) Л и н з ы и л и н з о в и д н ы е п р о с л о и к р е м н е й п р и у р о ч е н ы преимущественно к доломитовым породам.

Кремни обладают серой, темносерой и буровато-серой окраской. Линзы расположены «цепочками» по простиранию пластов и иногда соединены между собой узкими перемычками. Мощность их достигает 5—10 см, длина от 5 см до 1—3 м.

Более подробное изучение пород показало, что линзы кремней в разрезах распределены неравномерно; среднее их содержание в изученных породах составляет около 0,5%.

Кремни сложены халцедоном, нередко раскристаллизованным до кварца. Халцедон часто имеет характерную сферолитовую структуру, образованную листоватыми агрегатами с волнистым погасанием. Длина листочков достигает 0,07 мм, иногда до 0,2 мм. Особенно отчетливо сферолитовая структура проявляется при замещении халцедоном оолитовых доломитов с сохранением концентрической структуры оолитов (табл. I, 3). Периферические каемки оолитов и «цемент» состоит из концентрических зон, сложенных радиально-лучистыми сферолитами халцедона; при одном никеле наблюдаются темные полосы тонкодисперсных окислов железа. Основная масса кремнезема представлена халцедоном,

среди которого редко рассеяны зерна, обладающие шестиугольными очертаниями и представляющие собою, очевидно, кристаллики кварца.

Местами в замещенной кремнем породе сохраняются реликты карбонатов. Карбонат представлен или изолированными друг от друга зернами или отдельными участками, не замещенными кремнеземом (ядра оолитов, цемент между оолитами и т. п.).

Надо думать, что подавляющая часть кремней образовалась в результате концентрации первичного кремнезема, находившегося среди карбонатов и перемещенного в пределах пласта. Об этом свидетельствуют выдержанность кремней по простираанию, их конкреционная форма и приуроченность их к определенным пачкам пород.

На примере изучения кремней карбонатных отложений верхнего палеозоя Урало-Волжской области Г. И. Теодорович (1950) показал, что характерными для первичного хемогенного кремнезема являются: тонкокристаллическое строение, линзовидная пластовая форма залегания, темная окраска (темнее породы), содержание тонкодисперсной железистой примеси, принадлежность преимущественно к халцедону. Для явно вторичных кремней характерны светлая окраска, более крупнозернистое строение, кварцевый состав и чистота в шлифах.

Наши исследования кремней кембрийских карбонатных отложений Алданского района подтверждают наблюдения Г. И. Теодоровича.

Замещение кремнекислотой карбонатов, очевидно, происходило в процессе эпигенеза. Подтверждением этого является замещение кремнеземом тонкослойных пород. Слоистость не огибает кремни, а проходит через них. К тому же часто в окремнелых породах сохраняются первоначальная структура и текстура пород.

г) Окварцованные участки пород встречаются большей частью в тех местах, где кембрийские карбонатные породы перекрыты юрскими кварцевыми песчаниками. Так, например, значительное количество прослоев и вкраплений, сложенных кварцем, наблюдается в песчаных и доломитовых породах по р. Чульман, где мощность кембрийских отложений достигает лишь 20 м, а выше них залегают юрские породы.

Сильному окварцеванию нередко подвержены известняки, где выше них по склону сопок в осыпях встречены обломки юрских кварцевых песчаников (район, прилегающий к г. Алдану и бассейну р. Б. Коронах).

В известняках, выше которых наблюдаются кембрийские доломитовые породы, среднее содержание достигает лишь 0,88%.

Окварцевание в песчаных породах (пос. Чульман) приводит к замещению карбонатного цемента и ряда обломочных зерен кварца и полевых шпатов тонкозернистым кремнем.

В шлифах видно, что окремнение песчаных пород происходило после регенерации обломочных зерен. Это устанавливается по наличию тонких буровато-серых каемочек внутри окремнелых регенерированных обломков.

Окварцованные прослои и вкрапления в доломитах представлены главным образом сплошным массивным молочным, иногда розоватым кварцем. Мощность таких прослоев достигает 2—4 см. Местами окварцованная порода содержит гнезда мелких водяно-прозрачных кристалликов кварца. Порода сложена зернами кварца, от мельчайших до 0,5 мм, иногда до 2 мм.

Нередко по контакту между зернами кварца и карбоната развиваются каемки, сложенные вторичными волокнами халцедона, шириной до 0,01 мм. Образование описываемых каемок халцедона происходило в несколько стадий, что отчетливо видно на микрофотографии (табл. I, 4).

Следует отметить, что окварцевание известняков носит несколько иной характер, чем доломитов. Это, видимо, связано с большей перекристаллизацией известняков и с не вполне ясными специфическими условиями замещения кальцита кварцем.

Окварцевание известняков в большинстве случаев приводит не к образованию прослоев и линз, а к прихотливому переплетению окварцованных и кальцитовых участков, иногда с возникновением «розеток» и «полувзвездчатых» структур. Размер зерен достигает 0,03—0,3 мм.

В шлифах отмечается чистота описанных кварцевых вкраплений, что резко отличает их от первично-хемогенных кремней. Кроме того, в окварцованных прослоях нигде не наблюдалось халцедона, кроме вторичных выделений халцедона между кварцевыми зернами.

В отдельных участках доломитовых пород наблюдаются прожилки, секущие слоистость и выполненные вторичными образованиями кварца, флюорита, кальцита и реже доломита. Обилие таких выделений местами приводит к полному замещению отдельных участков доломитовых пород кварцем, кальцитом и флюоритом.

д) Кварцевые сферолиты. В доломитовых породах на нижних поверхностях пластов и в пустотах местами встречены сферолиты, состоящие из удлиненных кристаллов кварца (длиной до 1—1,5 см), сходящих на нет к центру сферолита (табл. I, 5).

Цвет кристаллов молочный, на внешних концах бесцветный, водяно-прозрачный.

Каждый кристаллик ограничен острой головкой. В шлифе в кристалликах кварца видны многочисленные вкрапления зерен карбоната, захваченные при росте.

Подобные образования описаны И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951).

е) В иммерсионных препаратах тяжелых фракций пород были обнаружены выступающие из зерен лейкоцена мельчайшие микрощеточки игольчатых кристалликов кварца, длиной до 0,1 мм. Каждый кристаллик ограничен остроугольной головкой. Кристаллики бесцветные, прозрачные, иногда светлорубоватые от пленок окислов железа.

Аналогичные кристаллики кварца в осадочных породах, вырастающие из зерен лейкоцена, наблюдал ранее Д. П. Сердюченко (устное сообщение в 1953 г.).

## 2. ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

*(калиевые полевые шпаты, микроклин)*

В породах изученного разреза были обнаружены вторичные выделения полевых шпатов в виде каемок обрастания вокруг обломочных зерен полевых шпатов же, а также в виде регенерированных и новообразованных кристалликов.

Каемки обрастания преимущественно наблюдаются в песчаниках, а новообразованные кристаллики — в карбонатных породах.

При описании кварцевых каемок обрастания вокруг обломочных зерен кварца уже отмечалось широкое развитие полевошпатовых каемок обрастания вокруг обломков полевых шпатов, особенно в песчаниках с незначительным содержанием карбонатного цемента (табл. I, 1).

Каемки обрастания чистые; они свободны от различного рода вкраплений в отличие от обломочных зерен. Нередко эти каемки имеют идиоморфные прямолинейные очертания.



Показатели преломления обломочных зерен калиевых полевых шпатов и каемок обрастания, измеренные в иммерсии, лежат в интервале  $N = 1,519 - 1,525$ . Это дает основание отнести каемки к калиевым полевым шпатам.

В некоторых зернах калиевых полевых шпатов обнаружены единичные трещинки спайности, переходящие в каемку.

В шлифе песчаника с некоторым количеством карбонатного цемента типа заполнения пор, кроме обычных калиево-полевошпатовых каемок, была обнаружена каемка обрастания с отчетливой микроклиновой решеткой вокруг обломочного зерна микроклина.

Решетчатая структура в обломочном зерне отмечается лишь в некоторых участках, а именно на периферии обломка, причем переход решетчатой структуры с обломочного ядра на каемку обрастания, а также направления затемнения обломка и каемки (направления ориентировки решетчатой структуры) совпадают (табл. II, I).

У ряда обломочных зерен решетчатого микроклина наблюдается каемка обрастания с микроклиновой же решеткой, оптическая ориентировка которой не совпадает с оптической ориентировкой обломочного ядра (табл. II, 2).

Для некоторых зерен решетчатого микроклина отмечены участки, где наблюдается переход микроклиновой решетки с обломочного ядра на оболочку. Погасание ядер и каемок этих зерен одновременное. Вокруг обломков плагиоклаза с альбитовыми полисинтетическими двойниками наблюдаются каемки, свободные от вкраплений и сложенные, по видимому, калиевым полевым шпатом —  $N$  каемки  $< N$  ядра.

Так же, как обломки кварца и их каемки обрастания, обломки полевых шпатов и их каемки обрастания разъедаются карбонатом.

В карбонатных породах обычно наблюдаются не каемки обрастания, а регенерированные и новообразованные кристаллы калиевых полевых шпатов.

Кристаллики полевых шпатов встречаются в ряде легких фракций нерастворимых остатков карбонатных пород, составляя местами до 10—30%, а иногда до 90% фракций, что достигает 0,05% от веса всей породы.

Показатели преломления всех встреченных нами кристаллов вторичных полевых шпатов не превышают величин  $N_g' = 1,525$  и не ниже  $N_p = 1,519$ . Коноскопические определения ряда кристаллов и результаты определения оптических свойств на федоровском столике в иммерсионных препаратах с канальским бальзамом выявили оптически двуосный и отрицательный характер кристаллов с ортоклазовым (адуляровым) и микроклиновым углом оптических осей ( $2V = 50 - 70^\circ$  и  $80 - 85^\circ$ ). Это дает основание отнести описанные кристаллы к группе калиевых полевых шпатов.

Сказанное подтверждается также результатом спектральных анализов легких фракций нерастворимых остатков; спектроскопически обнаруживается очень сильный эффект калия, преобладающий над эффектом натрия (табл. 1). В ряде случаев кристаллы полевых шпатов являются натриево-калиевыми (обр. № 199, табл. 2). Кроме того, в результате нанесения результатов определения оптических свойств полевых шпатов, полученных на федоровском столике, на диаграмму Никитина были зафиксированы характерные для калиевых полевых шпатов положения граней (001), (011), (100), (010), (111), (021), (201), (101) и некоторых других (табл. 3).

Погасание значительной части кристаллов неодновременное и неполное.

Центральные обломочные ядра кристаллов почти всегда пелитизированы, каемки же обрастания, как правило, значительно чище и «свежее».

Все приведенные факты свидетельствуют о вторичном образовании описанных полевых шпатов в изученных карбонатных породах.

Таблица 1

Результаты спектральных анализов легких фракций нерастворимых остатков карбонатных пород, содержащих вторичные калиевые полевые шпаты (в %)

№ обр.	Район	Порода	Na	Ba	Ca	K	Примечания
402	г. Алдан	Доломит	Слаб.	Слаб.	Выше средн.	Сильн.	
406	»	»	»	Следы	Оч. сильн.	»	Вторичных полевых шпатов до 12% Скважина; глубина 255 м Значительное количество вторичных полевых шпатов
476	Прииск Джеконда	»	0,1	0,00п	0,0п	п	
338	Пос. Чульман	»	—	0,001	0,0п	Не опр.	
208 <sup>a</sup>	Устье р. Якокут	Известняк	—	—	0,00п	п	
198	То же	Глинистый доломит	0,1	0,00п	0,п	п	

Аналитик Л. Н. Индиченко (ИГН АН СССР).

Примечание: п — единицы процентов.

По форме и характеру ограничений среди хорошо окристаллизованных вторичных полевых шпатов, встреченных преимущественно в известняках (обр. 199 и 208<sup>a</sup>), можно выделить пять типов (табл. II, 3).

Таблица 2

*Первый тип* представлен ромбовидными кристаллами с шестью гранями. Как правило, одна грань превалирует. Это обычно второй пинакоид (010), реже грань (110), иногда третий пинакоид (001). Две другие грани уплощены, вследствие чего кристаллы имеют таблитчатый облик. В этом типе наблюдается еще грань (100), иногда (021).

Результаты спектрального анализа легкой фракции нерастворимого остатка известняка с содержанием вторичных калиевых полевых шпатов до 90% (в %)

Обр. № 199			
Be	0,00п	Ba	Слаб.
Cu	0,00п	Sr	Слаб. ±
Ca	0,00п	Ca	0, п ±
Cr	0,00п	Al	п
V	0,00п	Mn	0,00п
Na	п (сильн.)	Fe	3,0
		Ti	Слаб.
K	п (K > Na)	Si	Оч. сильн.

Аналитик Л. Н. Индиченко (ИГН АН СССР).

Примечание: п — единицы процентов.

В некоторых кристаллах на наиболее развитой грани, параллельно ее длине, видна спайность, наподобие грубой штриховатости.

Кристаллы первого типа встречены главным образом в известняках, притом в значительном количестве.

*Второй тип* охватывает кристаллы таблитчатого гексагонального облика, развитые по второму пинакоиду (010), на котором они большей

**Результаты измерений оптических свойств вторичных полевых шпатов  
на федоровском столике**

№ обр.	Район	Порода	Полос границ			Грань	2V	Примечание
			Ng	Nm	Np			
<b>Первый тип кристаллов</b>								
371	г. Алдан	Известняк	13	80	82	(010)	85	
			43	87	46	(110)		
208 <sup>a</sup>	Устье	»	7	87	80	(010)	50	
321—К	р. Якокут	Доломит	82	62	28	(100)	66	
	Пос. Кир- пичный завод		74	82	40	(110)		
	Устье		8	55	86	(010)		
193	р. Якокут	Известняк	86	10	82	(001)	80	
			80	81	10	(110)		
193				12	79	87	(010)	
			59	34	81	(021)		
<b>Второй тип кристаллов</b>								
199	То же	»	25	75	88	(021)	86	
			84	6	86	(001)		
371	г. Алдан	»	81	68	23	(110)	68	
			9	89	83	(010)		
			52	90	45	(021)		
			87	86	4	(001)		
<b>Третий тип кристаллов</b>								
371	»	»	0	90	90	(010)	58	
			65	62	40	(110)		
371	»	»	88	53	37	(101)	76	
			20	72	83	(021)		
			45	63	54	(111)		
			71	67	31	(110)		
371	»	»	84	74	15	(100)	85	
			35	74	59	(110)		
			18	74	80	(010)		
			10	82	89	(021)		
199	Устье	»	17	62	28	(101)	85	
			32	59	81	(021)		
			84	65	26	(011)		
			42	85	48	(110)		
476	Прииск Джеконда	»	60	60	46	(111)	58	
			28	62	88	(021)		
			40	70	57	(110)		
<b>Четвертый тип кристаллов</b>								
371	г. Алдан	»	70	90	13	(110)	60	
			25	79	75	(010)		
371	»	»	66	75	25	(110)	64	
			24	78	66	(021)		

Таблица 3 (продолжение)

№ обр.	Район	Порода	Полюс грани			Грань	2V	Примечание
			Ng	Nm	Np			
371	г. Алдан	Известняк	24	68	86	(010)	85	Ядра Каемки обра- стания
			87	66	28	(110)		
			87	76	18	(100)		
321	Пос. Кир- пичный завод	Доломит	13	78	33	(010)	84	
			30	40	50	(101)		
193	Устье р. Якокут	Известняк	49	78	43	(110)	64	
			16	76	75	(010)		
			66	49	56	(111) }		
			70	26	66	(021) }	70	
Пятый тип кристаллов								
208 <sup>a</sup>	То же		9	89	80	(010) (и двойнико- вый шов)	62	Карлсбадский двойник А
			64	72	34	(110)		
			79	71	23	(100)		
208 <sup>a</sup>	» »	»	30	82	64	(010)	52	
208 <sup>a</sup>	» »	»	14	84	85	(010)	68	
208 <sup>a</sup>	» »	»	88	83	8	(010)	48	
			40	54	75	(111)	85	
208 <sup>a</sup>	»	»	73	62	44	(111)		
			78	80	77	(001)		
208 <sup>a</sup>	» »	»	4	86	90	(010)	66	
			76	84	14	(001)	56	
371	г. Алдан	»	90	44	46	(101)		
			90	12	76	(001)		

частью и лежат в препаратах. Кристаллы имеют табличатый вид из-за слабого развития других граней (001), (110), (101), (111), (021). Иногда наблюдаются кристаллы с наиболее развитой гранью (110).

Кристаллы обладают, как правило, косым погасанием (точнее затемнением) и большей частью отрицательным удлинением.

*Третий тип* объединяет кристаллы боченкообразного облика с наиболее развитой гранью третьего пинакоида (001) и гранями (010), (110), (021); иногда наблюдаются грани (111), (101), (011).

В зависимости от развития тех или иных граней, кристаллы приобретают различный вид, всегда имея в проекции вид семи- или восьмиугольника.

Кристаллы этого типа встречены главным образом в известняках, выделяясь небольшими размерами среди других типов кристаллов и обладая большей частью микроклиновым углом оптических осей.

*Четвертый тип* представлен кристаллами гексагонального облика, развитыми по грани пинакоида (001). Это большей частью табличатые кристаллы всегда с гранями (001), (010) и (110).

От степени развития граней (010) и (110) вид кристалла видоизменяется от табличатого до башнеобразного.

Кристаллы описываемого типа обладают прямым погасанием по грани (001) с ребром (010), с ортоклазовым (адуляровым) и реже с микроклиновым углами оптических осей. Часто наблюдается срастание ряда кристал-

лов по грани (010) с общим остовом, на котором развиты «пирамидальные верхушки» других граней. Иногда такие сростания носят полисинтетический характер.

В некоторых кристаллах отмечается заметное развитие грани (100), придающей разрезу по пинакоиду (001) семиугольное сечение.

*Пятый тип* характеризуется брусковидными, шестоватыми, удлиненными кристаллами, развитыми по (010), напоминающими собой удлиненные параллелепипеды. Как и в первом (ромбовидном) типе, здесь также наблюдается присутствие шести граней. Размер кристаллов по длине от 0,03 до 0,15—0,2 мм. Иногда длина отдельных кристаллов достигает 0,6 мм при ширине 0,1 до 0,05 мм.

Почти всегда в кристаллах этого типа присутствуют грани (001) и (110), иногда вместо них — грани (111), (100). Слабое их развитие затрудняет их точную индексацию. Кристаллы, как правило, обладают прямым погасанием по грани (110) с ребром (010), косым (до 10—12°) по грани (010) с ребром (110) и отрицательным удлинением. Угол между ребрами граней равен 74°.

Иногда наблюдаются друзовидные сростки кристаллов.

Некоторые кристаллы образуют двойники с плоскостью сростания по грани (010) и двойниковой осью, перпендикулярной к грани (010) (карлсбадский закон А), в силу чего каждый отдельный кристалл имеет разную длину и несколько изогнутые, расщепленные концы.

Следует отметить, что описанные только что шестоватые кристаллы полевых шпатов впервые были отмечены П. А. Земятченским (1916) в осадочных породах Русской платформы, а в метаморфических и изверженных породах не наблюдались.

Рассмотренные пять типов хорошо ограненных кристаллов наблюдаются главным образом в чистых, перекристаллизованных известняках с незначительным количеством обломочного материала.

В доломитах присутствуют более мелкие, плохо ограненные кристаллики полевых шпатов до 0,05—0,1 мм (табл. II, 4). Встречены самые разнообразные микро- и «макро-» формы кристаллизации полевых шпатов обрастания и регенерации обломочных зерен, связанные со специфическими условиями медленной кристаллизации в осадочных породах в условиях температуры и давления, обычных для осадочных толщ.

В ряде шлифов наблюдались скопления хорошо образованных кристаллов полевых шпатов, аналогичных вышеописанным. Среди них встречаются преимущественно кристаллы удлиненной, шестоватой и ромбовидной формы, длиной до 0,1—0,2 мм. Иногда длина некоторых кристаллов достигает 0,6 мм. Встречены кристаллы большей частью у контакта конкреций и гнезд кальцита с доломитовой породой с явно вторичным флюоритом и кварцем, изредка с баритом. Нередко кристаллы калиевых полевых шпатов скопляются у трещинок, обрамляя часто сферолиты флюорита (табл. II, 5).

Иногда кристаллы частично или полностью разъедены кальцитом, образуя псевдоморфозы кальцита по вторичным полевым шпатам.

Вторичные полевые шпаты наблюдаются по всему разрезу нижнекембрийских отложений района, преимущественно в более крупнозернистых и мелкозернистых песчаниковидных, пористых и микроаверзных разностях доломитов. Наиболее хорошо окристаллизованные полевые шпаты, иногда слагающие до 90% легкой фракции нерастворимых остатков, отмечены в мраморовидных известняках верхов юдомской свиты.

Касетки обрастания и регенерации, описанные выше, встречаются вокруг значительного количества обломочных зерен полевых шпатов в песчаниках и песчаных доломитах.

В глинистых доломитах, за редким исключением, вторичных полевых шпатов отмечено не было (обр. № 198).

Совместно с вторичными полевыми шпатами всегда присутствует новообразованный кварц. Эта ассоциация отмечалась еще В. П. Батуриным (1928) и Л. В. Пустоваловым (1933 и статьи в настоящем сборнике).

Источником калия при образовании вторичных полевых шпатов могли быть глинистые минералы. Некоторым подтверждением этого является полное отсутствие глинистых минералов в ряде тонких фракций (меньше 0,001 мм) нерастворимых остатков. Так, рентгеноструктурный анализ фракций ряда образцов, произведенный С. И. Берхин (ИГН АН СССР), показал присутствие в них лишь тонкодисперсного кварца. В легких же фракциях тех же образцов присутствуют вторичные калиевые полевые шпаты.

В нашей отечественной литературе наличие вторичных полевых шпатов в осадочных, преимущественно карбонатных породах отмечали: А. А. Иностранцев (1877), А. Штукенберг (1885), П. А. Земятченский (1906, 1916), А. Е. Ферсман (1910), П. Н. Чирвинский (1916), П. А. Борисов (1909, 1917), В. П. Батурин (1928), О. М. Аншелес и В. Б. Татарский (1931), И. А. Преображенский (1940, 1941), М. С. Швецов (1948), Л. Б. Рухия (1953) и другие исследователи.

Из иностранных авторов следует упомянуть работы: Кайе (Cayeux, 1895, 1903), Лакруа (Lacroix, 1896), Гранджана (Grandjean, 1909, 1910), Спенсера (Spenser, 1929), Рейнольдс (Reynolds, 1929), Петиджона (Pet-tijohn, 1949), Зингевальда и Мильтона (Singewald a. Milton, 1929), Тестера и Гордона (Tester a. Gordon, 1934) и других. Спенсер приводит большой список литературы (в том числе и русской) по вторичным полевым шпатам.

Наиболее полная сводка по вторичным полевым шпатам и другим вторичным минералам осадочных пород принадлежит Л. В. Пустовалову (см. статьи в настоящем сборнике). На основании анализа большого количества данных по вторичным полевым шпатам из осадочных пород различного возраста (от архея до третичных отложений) и различных стран Европы, Северной Америки и Азии, он пришел к следующим выводам:

1) образование полевых шпатов свойственно всем типам пород различного возраста; в современных осадках вторичные полевые шпаты пока не встречены;

2) улавливается тенденция к общему усилению фельдшпатизации (образованию полевых шпатов) и общему увеличению размеров кристаллов по мере перехода от молодых отложений к более древним;

3) во всех породах, где отмечены вторичные полевые шпаты, присутствует глинистое вещество; наибольшее содержание вторичных полевых шпатов в СССР было обнаружено в тесной связи с глинистыми прослоями (Л. В. Пустовалов — каменноугольные отложения Подмосковского бассейна; П. А. Борисов — докембрийские карбонатные породы окрестностей г. Повенца);

4) для вторичных полевых шпатов характерна ассоциация с вторичными выделениями кварца, слюд (флогопит, серицит) и турмалина.

Наши исследования над вторичными полевыми шпатами кембрийских отложений Алданского района вполне согласуются с выводами Л. В. Пустовалова.

### 3. МИНЕРАЛЫ ТИТАНА

а) Лейкоксен. В тяжелых фракциях нерастворимых остатков пород изученного разреза часто наблюдаются зерна комковатого непрозрачного лейкоксена, желтовато-беловатого и губчатого в отраженном свете, размером до 0,1—0,15 мм.

Лейкоксен нередко составляет до 50% тяжелой фракции песчаных пород и до 20—25% тяжелой фракции нерастворимых остатков доломитов со значительным содержанием обломочного материала.

Повидимому, часть лейкоксена образовалась за счет разложения обломочных зерен ильменита. Реликты последнего часто наблюдаются совместно с лейкоксеном. Лейкоксен образуется также по обломкам сфена и рутила, грязножелтоватые и грязнокрасновато-бурые обломочные зерна которых с лейкоксенизированными (беловатыми, ватообразными в отраженном свете) участками нередко наблюдаются совместно с зернами лейкоксена в тяжелых фракциях нерастворимых остатков изученных пород.

Нередко из зерен лейкоксена вырастают мельчайшие щеточки игольчатых кристаллов кварца (см. стр. 10—14).

Часто зерна лейкоксена содержат окислы железа, сохранившиеся от ильменита и выשובжающиеся при разложении лейкоксена в виде красно-бурых участков.

б) *А н а т а з*. Кристаллы анатаза в обильном количестве встречены в самой нижней части разреза у г. Томмота в песчаниках и доломитах с большим содержанием обломочного материала (в частности, с лейкоксеном) и в значительно меньшей степени в вышележащих доломитовых породах, в которых содержание обломочного песчано-алевритового материала ничтожно (табл. III, 1).

По форме можно выделить три типа кристаллов анатаза.

*Первый тип* представлен хорошо ограниченными кристаллами пинакоидального, табличатого облика размером 0,02—0,06 мм, иногда до 0,1 мм в поперечнике (табл. III, 2).

Кристаллы имеют хорошо развитую грань пинакоида (001), на которой они большей частью и лежат в иммерсионных препаратах. Отчетливы грани пинакоидов (100) и (010). Грани призмы (110) в большинстве случаев развиты слабее.

Кроме того, наблюдаются грани тупой и острой дипирамид. Иногда число граней дипирамид достигает трех. Кристаллы этого типа напоминают кристаллы анатаза из Биндлтауна (Северная Королина) (Дж. Д. Дэна с соавторами, 1954). Несимметричное развитие какой-либо грани призмы, а также выросты с прямоугольными и остроугольными очертаниями нарушают квадратную форму пинакоида, придавая кристаллам несколько иной облик.

Кристаллы светложелтоватые, светлооранжевые, реже бесцветные, несколько грязносерые от непрозрачного налета, сосредоточенного в виде комочков и отдельных вкраплений главным образом на гранях пинакоидов.

В некоторых кристаллах на пинакоиде наблюдаются два направления трещинок, пересекающихся под прямым углом и параллельных граням пинакоидов (100) и (010). По всей вероятности, эти трещинки представляют следы спайности.

Кристаллы обладают очень высоким рельефом. В окрашенных разностях виден еле заметный плеохроизм, выражающийся в некотором изменении окраски.

При двух николях кристаллы в силу преимущественного развития грани пинакоида (001) большей частью изотропны. В непинакоидальных сечениях наблюдается оранжево-желтая и других перламутровых тонов интерференционная окраска высшего порядка. Часто наблюдается неполное погасание. В отраженном свете видны реликты губчатого серовато-буроватого лейкоксена и образовавшихся при его разложении окислов железа.

*Второй тип* представлен кристаллами квадратной, неправильно-округлой формы, друзовидного, агрегатного сложения, оранжево-желтоватого цвета, полупрозрачными и непрозрачными от пылевидного, густо рассеянного по всей поверхности кристаллов буровато-серого вещества.

Часто кристаллические агрегаты состоят из сросшихся мельчайших базисных, квадратных табличек размером 0,02—0,04 мм.

Несмотря на несовершенную кристаллизацию, все же можно отметить грани пинакоидов (100) и (010), реже грани призмы (110); иногда очень слабо развиты грани дипирамид. Встречены простые двойники срастания.

*Третий тип* охватывает кристаллы анатаза квадратной и прямоугольной облика, бесцветные, желтоватые, оранжевые, светлорусые, довольно чистые, часто с остатком лейкоксенового зерна, из которого они и вырастают.

Иногда встречаются кристаллы неоднородно окрашенные, со светло-оранжевыми и бесцветными участками. Возможно, это связано с неравномерным распределением ионов железа внутри кристаллов анатаза.

Аналогичное явление описано Баттерфильдом (Butterfield, 1939). Он выделяет в некоторых кристаллах брукита три зоны с различной окраской—черную в центре кристалла, коричневую и желтую; образование этих зон Баттерфильд связывает с разложением лейкоксена и выделением в той или иной степени окислов железа.

Кристаллы описываемого типа характеризуются тонким линейчатым обликом.

При двух николях кристаллы почти всегда изотропны, так как лежат на грани (001). В других разрезах наблюдаются перламутровая желтовато-оранжевая и других тонов окраска высшего порядка и прямое погасание на грани призмы.

В б р у к и т. Новообразованные кристаллы брукита в значительном количестве были встречены в тяжелых фракциях песчаных пород в разрезах у пос. Усмун и у пос. Чульман.

Кроме того, обильные скопления кристалликов брукита наблюдаются в шлифах базального песчаника между обломочными зернами, у трещинок и поровых пространств, заполненных серицитом, что отчетливо видно на микрофотографиях (табл. III, 3 и 4).

Кристаллы брукита представлены квадратными и прямоугольными табличками, развитыми по граням пинакоида (010) и призмы. Кроме того, наблюдаются грани пинакоида (001). Грани дипирамид отсутствуют. Характерно наличие реликтовых зерен лейкоксена, из которых вырастают один или несколько кристаллов брукита с резко очерченными гранями и прямыми углами между ними. Кристаллы бесцветные и сероватые, реже желтовато-серые, от водяно-прозрачных до полупрозрачных и непрозрачных, размером 0,02—0,04 мм.

Часто на отдельном кристалле бывают развиты друзы, состоящие из более мелких кристалликов, ориентированных в самых разнообразных направлениях. Иногда наблюдается параллельное срастание мелких квадратных табличек размером до 0,01 мм, придающее агрегатам крестообразный и ступенчатый облик. На многих кристаллах видна вертикальная штриховка по грани (010), что характерно для брукита и не наблюдается у анатаза, и два перпендикулярных направления спайности, параллельных призме и пинакоиду.

Все кристаллы брукита обладают очень высоким рельефом и иногда слабым плеохроизмом (у окрашенных разновидностей), от бледножелтоватого до оранжевого. Плеохроизм различен в разных частях кристалла. При двух николях видна интерференционная окраска высшего порядка, из-



меняющаяся при вращении столика микроскопа от яркокрасных, голубых, зеленых до оранжевых тонов.

При повороте столика микроскопа в положение  $45^\circ$  от наибольшего затемнения в одной части кристалла наблюдается яркокрасная или оранжевая интерференционная окраска, в противоположном положении — голубовато-зеленая.

Большей частью в кристаллах нет полного погасания. Положение наибольшего затемнения параллельно граням призмы и пинакоида.

Кроме описанных кристаллов анатаза и брукита, встречены образования, сложенные мелкими кристалликами размером до 0,02—0,03 мм, вырастающими из зерен лейкоксена (табл. III, 5). Кристаллики слегка просвечивают, обладают желтовато-серой и сероватой окраской и очень высоким рельефом. При скрещенных николях они обладают оранжево-серой интерференционной окраской высшего порядка. В отраженном свете анатазо-брукитовая каемка серовато-буроватая, отличная от беловато-буроватого губчатого зерна лейкоксена. Эти кристаллики представляют первый этап кристаллизации анатаза или брукита из лейкоксена.

В препаратах можно проследить различные стадии образования анатаза и брукита в результате разложения зерен лейкоксена.

Присутствие вторичных кристалликов анатаза и брукита в осадочных породах, преимущественно в песчаниках, неоднократно отмечалось в литературе. Из отечественных исследователей следует отметить: И. А. Преображенского (1941), В. П. Батурина (1947), Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворскую (1949), из иностранных авторов: Цюраха (Thüraach, 1884), Скривенора (Scrivenor, 1903), Г. Ю. Мильнера (1934), Баттерфильда (Butterfield, 1939) и др.

Большинство исследователей подчеркивает образование анатаза и брукита в осадочных породах в результате разложения лейкоксена, из которого анатаз и брукит нередко вырастают.

Некоторые авторы указывают на присутствие вторичного анатаза и брукита в бокситах совместно с ильменитом, лейкоксеном и другими титановыми минералами (Бенеславский, 1953; Frederickson, 1948 и др.).

г) Р у т и л. В некоторых тяжелых фракциях нерастворимого остатка доломитов нижней части разреза нижнекембрийских отложений встречено значительное количество (до 8,5% тяжелой фракции) хорошо ограниченных кристалликов рутила, нежножелтоватых, прозрачных, свежих и чистых, без посторонних примесей внутри кристаллов и на их поверхности.

По форме выделяются четыре типа кристаллов рутила.

*Первый тип* характеризуется удлиненным призматическим обликом кристаллов (до 0,03—0,05 мм ширины и до 0,08—0,15 мм длины). Грани призмы срезаны сравнительно слабо развитыми дипирамидами, часто с своеобразной зазубренностью, вызванной слабым развитием граней дополнительных дипирамид. К основному хорошо ограниченному кристаллу часто примыкает несколько хуже ограниченных и меньших размеров кристаллов аналогичного удлиненного облика. Почти на каждом кристалле наблюдаются друзы мельчайших кристалликов рутила более поздней генерации (табл. IV, 1 и 2).

*Второй тип* представлен кристаллами утолщенного облика. Это большей частью двойники срастания (реже тройники), коленчатой формы с плоскостью срастания (011); углы между отдельными сросшимися кристаллами около  $120^\circ$  (табл. IV, 3).

Этот тип кристаллов характеризуется некоторым утолщением грани призмы и развитием менее острых дипирамид. Иногда наблюдается очень слабое развитие грани пинакоида (001).

Кроме того, наблюдаются отдельные кристаллы первого и второго типов, представляющие либо параллельные сростки удлинённых и утолщённых кристаллов, нередко с мелкой зазубренностью на гранях дипирамид, либо друзовидное раздвоение кристалла (табл. IV, 4).

Часто на грани призмы отмечается вертикальная штриховатость.

Кристаллы описанных типов гаснут прямо и полностью.

*Третий тип* кристаллов значительно менее распространён. Он представлен двойниками сростания по плоскости призмы, с хорошо развитыми дипирамидами. Размер двойников до 0,1 мм. При двух николях наблюдается прямое погасание по призме.

*Четвёртый тип* характеризуется друзами плохо огранённых кристаллов рутила, желтовато-серых, полупрозрачных. Последние ещё не освободились от лейкоксенового вещества, маскирующего их облик. В них можно выявить неясно выраженные, короткие грани призм и дипирамид. Размер кристаллов 0,03—0,05 мм.

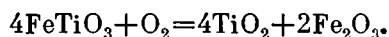
Описываемый тип представляет собой один из первых этапов кристаллизации рутила в процессе разложения лейкоксена.

В тяжёлых фракциях, содержащих кристаллики анатаза, брукита или рутила, наблюдается до 2% обломков плохо окатанного либо вовсе неокатанного оранжевого и оранжево-красноватого рутила (табл. IV, 5); содержание лейкоксена в этих фракциях достигает 66%.

Следует отметить, что ни в одной из исследованных нами тяжёлых фракций нерастворимых остатков нижнекембрийских отложений количество зерен рутила не превышало 2—3%.

Присутствие вторичных кристаллов рутила в осадочных породах отмечалось Дерби (Derby, 1891), Пеликан (Pelican, 1902), Гринвудом (Greenwood, 1917), Деверин (Deverin, 1920), Макки (Mackie, 1923)<sup>1</sup>, А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (см. статью в настоящем сборнике) и другими исследователями.

Вторичные кристаллики рутила из бокситов были отмечены Д. А. Денщиковым, З. Н. Немовой (1938), а также С. И. Бенеславским (1953). Последний связывает совместное образование рутила и гематита с процессом изменения ильменита, аналогичным процессу мартитизации, по реакции:



Того же взгляда на образование вторичного рутила придерживаются Ю. Ю. Юрк и С. М. Рябоконь (1950). В указанной работе авторы отмечают, что основная масса рутила, найденного ими в аллювиальных отложениях, образовалась за счёт сфена.

Образование в нижнекембрийских отложениях кристаллов анатаза, брукита и рутила объясняется разложением зерен лейкоксена на окислы железа и титана.

Лейкоксен является промежуточным вторичным продуктом, сформировавшимся в свою очередь преимущественно по обломочным зернам ильменита.

О возникновении кристаллов анатаза, брукита и рутила в результате разложения лейкоксена свидетельствуют их рост из зерен лейкоксена, комочки и пыль окислов железа и реликтов неразложившегося лейкоксена, рассеянные на гранях образовавшихся кристаллов, нежные и тонкие формы кристаллов, нередкое нахождение совместно с ними в тяжёлых фракциях ромбовидных кристалликов гематита (?) и микростяжений магнетита.

<sup>1</sup> Ссылки взяты из Босвелла (Boswell, 1933).

#### 4. КАРБОНАТЫ

а) Д о л о м и т. Если не учитывать результатов эпигенетической перекристаллизации первичного доломитового материала доломитовых пород, то следует признать что вторичные выделения доломита в нижнекембрийских отложениях сравнительно немногочисленны.

Эпигенетическая перекристаллизация приводит к уничтожению ряда структур (оолитовых, сгустковых и т. д.) и текстур доломитовых пород.

Она приводит также к «разрушению» доломитовых галек и к образованию в доломитовых породах более крупнозернистых доломитовых прожилков и участков. Часто единственным признаком прежнего обломочного, а также и оолитового строения доломитов является наличие тонких буроватых каемочек, наблюдаемых в шлифах и оконтуривающих места бывшего наличия галек или оолитов.

Явно эпигенетическими являются кристаллы доломита в поровых пространствах; они идиоморфны и несколько более крупнозернисты, чем основная масса доломитовых пород (до 0,15—0,3 мм). Характерны отсутствие в них центрального ядра и чистота кристаллов.

Следует отметить наличие в доломитовых породах каемок обрастания вокруг первоначальных зерен доломита. Иногда отмечаются зонарные кристаллики с двумя-тремя каемочками обрастания. Внутреннее ядро таких зонарных кристаллов, особенно в глинистых разностях пород, содержит значительное количество пелитовых частиц; каемки же свободны от примесей. В большинстве случаев зонарные кристаллы идиоморфны и более крупны, чем основная доломитовая масса породы. В большинстве случаев оптическая ориентировка ядер и каемочек одинакова; лишь в некоторых случаях отмечена разница в погасании, достигающая 10—15°.

Новообразованные выделения доломита в незначительном количестве обнаружены также в известняках. Вторичный доломит в известняках представлен прерывистыми цепочками и участками, секущими слоистость и сложенными кристалликами до 0,1—0,15 мм по длинной диагонали. Каждый кристаллик окружен тонкой буроватой каемочкой (табл. V, 1).

Местами с вторичными выделениями доломита ассоциируют вторичные образования ратовкита, а иногда и кварца.

б) К а л ь ц и т. Вторичный кальцит в виде порошковатых агрегатов или кристаллов, длиной до 2—3 см, встречается в изученных породах повсеместно, образуя конкреции (и секреции), гнезда, прожилки, корочки и друзы на стенках пустот, а также линзовидные прослоечки и т. п.

Большей частью выделения кальцита приурочены к пустотам и кавернам в доломитовых породах. В участках доломитовых пород средней части разреза, содержащих каверны от выщелоченного гипса, частично заполненные кальцитом, наблюдаются ромбовидные кристаллы кальцита с доломитовым ядром (проверено реакцией окрашивания с  $FeCl_3$ ); размер таких кристалликов достигает 0,06—0,07 мм.

Образование кальцита в этом случае является результатом взаимодействия гипса с окружающей доломитовой породой (раздоломичивание).

Иногда вторичные выделения кальцита наблюдаются и в песчаных породах.

Нередко выделение кальцита в доломитовых породах ассоциируют с вторичными выделениями битума, флюорита, кварца, окислов железа, иногда полевых шпатов, каолинита и других минералов.

Друзы наиболее крупных кристаллов вторичного кальцита приурочены преимущественно к доломитовым породам пестроцветной свиты, где они выполняют пустоты в породах.

Приводим описание нескольких наиболее часто встречающихся видов кристаллов кальцита, наблюдаемых в сравнительно крупных пустотах и реже в конкрециях (секрециях) среди доломитовых пород.

*Первый вид* представлен призматически-скаленоэдрическими кристаллами, встреченными в крупных пустотах и в кальцитовых конкрециях и образующими друзы размером до 3—4 см. Кристаллы данного вида характеризуются значительным развитием граней скаленоэдра (скорей всего грани (2131)к), призмы (1010)ш и слабым развитием граней ромбоэдра (1011)р. Следует отметить мелкую бороздчатость граней призмы и скаленоэдра в определенном направлении и совершенно гладкую поверхность граней ромбоэдра (табл. V, 2). Кристаллы достигают в длину 2—3 см, в ширину 1—2 см и нередко обладают несколько буроватым цветом.

Мелкие кристаллики, наблюдающиеся совместно с описанными, коротко-призматические и скаленоэдрические.

*Второй вид* представлен толсто-призматическими кристаллами, которые были встречены в пустотах доломитов пестроцветной свиты в виде друзовых корок с тонкой флюорито-кварцевой каемочкой по контакту с доломитовой породой.

Кристаллы доломита достигают 3 см в длину и 1,5—2 см в ширину; они обладают значительно развитыми гранями призмы (1010)ш и ромбоэдра. Большой частью кристаллы «обсыпаны» мелким порошком фиолетового ратовкита и поэтому шероховаты с поверхности (табл. V, 3).

Мелкие кристаллики, размером до 0,5 см, сопутствующие крупным кристаллам, обладают «округло»-скаленоэдрическим габитусом с развитием граней скаленоэдра и ромбоэдра и имеют гладкие поверхности граней.

*Третий вид* представлен удлинено-призматическими кристаллами, встреченными в пустотах и образующими небольшие друзы размером до нескольких сантиметров. Отдельные кристаллы достигают 2—3 см в длину и 0,5—1 см в ширину. Кристаллы обладают значительным развитием граней призмы (1010)ш и слабым развитием тупого ромбоэдра; они бесцветны, слегка шероховаты, особенно по граням призмы.

*Четвертый вид* представлен ромбоэдрическими кристаллами, встречающимися в пустотах и в трещинах пород; они слагают корки внутри полых доломитовых конкреций. Иногда они образуют агрегаты типа «кальцитовых роз», сложенные мелкими светлосероватыми, слабобуроватыми ромбоэдрическими кристалликами (до 3—4 мм) приблизительно одинакового размера. В пустотах пород наблюдаются различные по размеру и степени окристаллизованности ромбоэдры кальцита—от мельчайших до 1,5 см по длинной диагонали. Часто в более крупных кристаллах слабо развиты грани второго ромбоэдра.

*Пятый вид* представлен удлинеными, игольчатыми кристаллами кальцита. Они образуют буроватые, тонкослоистые корки, мощностью до нескольких сантиметров, залегающие среди доломитов.

Длина отдельных кристаллов достигает 0,5—0,6 см, ширина 0,5—1 мм.

В шлифах часто встречаются микродрузы кристалликов до 0,3—0,5 мм длины (табл. V, 4).

В описываемых кристаллах наблюдаются два направления ромбоэдрической спайности (под углом 120°): симметричное погасание к спайности и прямое по длине кристаллов.

Все вышеизложенные данные являются характерными для кальцита, а не арагонита (Татарский, 1952; А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953).

На снятой термограмме игольчатого кальцита отсутствует эндотермический эффект при  $t=400^{\circ}\text{C}$ , характерный для арагонита (Цветков, 1949).

Кальцитовая природа игольчатого карбоната проверена, кроме того, в иммерсии. Возможно, что описанный выше игольчатый кальцит представляет псевдоморфозу по арагониту.

Присутствие шестоватого кальцита среди карбонатных пород наблюдали К. К. Матвеев (1910, 1953), А. М. Кузнецов и Д. П. Прочухан (1945) в верхнепермских отложениях Приуралья.

## 5. ФЛЮОРИТ И РАТОВКИТ

Флюорит, первоначально осажденный совместно с доломитом, наблюдается в кембрийских отложениях Алданского района преимущественно во вторичном залегании и обладает вторичной кристаллической структурой.

Вторичные выделения  $\text{CaF}_2$ , обнаруженные в карбонатных породах Алданского района, довольно разнообразны и сравнительно многочисленны.

Мы ограничимся описанием наиболее типичных из наблюдавшихся нами вторичных проявлений флюорита.

В глыбах мраморовидного известняка средней части изученного разреза, находящихся в осыпях по крутому склону левого берега р. Джеконда против прииска и в разрезах у устьев рр. Якокут и Угоян, отмечены многочисленные примазки и вкрапления темнофиолетового флюорита, которые распределены в породе неравномерно, по трещинкам, нередко секущим слоистость. Размер вкраплений достигает 5—6 см. Кроме того, флюорит рассеян в породе в виде мелких, видимых лишь под лупой телец с округлыми очертаниями, иногда образующих местные скопления.

Под микроскопом среди основной массы известняка, состоящей из мелких кальцитовых зерен размером до 0,05 мм, рассеяны мельчайшие зернышки флюорита неправильной-округлой формы, размером до 0,01 мм, с слабо-фиолетовой окраской.

Скопления  $\text{CaF}_2$  состоят из кристалликов флюорита, размером около 0,03—0,05 мм, слабо-фиолетовой окраской, большей частью кубической формы. Реже отмечаются кристаллы октаэдрической формы, а также комбинация куба с октаэдром.

Во всех кристаллах видны два направления спайности по октаэдру. Значительная часть кристаллов обладает зонарной структурой (табл. VI, I).

В отдельных участках шлифа обнаружены скопления  $\text{CaF}_2$ , ассоциирующие с прожилками, секущими слоистость; явно вторичного, эпигенетического доломита.

Среди доломитовых и глинисто-доломитовых пород разрезов устьев рр. Якокут и Угоян и в других местах наблюдаются примазки и вкрапления фиолетового и темнофиолетового землистого  $\text{CaF}_2$ , отчасти сложенные не флюоритом, а ратовкитом, о чем свидетельствуют землистый характер примазок и вкраплений и некристаллический облик ряда телец  $\text{CaF}_2$ .

Своеобразные сферолитовые образования флюорита обнаружены в красно-бурых доломитах средней части разреза. Доломиты содержат значительное количество вкраплений вторичного кальцита, обычно представленного друзочками кристаллов. Размер друзовидных вкраплений достигает 3—5 см в поперечнике. Размер отдельных кристаллов до 0,5 см. Гнезда кальцита «обсыпаны» порошком флюорита, обладающего нежным светлофиолетовым цветом и легко растирающимся между пальцами.

Наибольшее количество флюорита отмечается по периферии кальцитовых гнезд. Иногда отмечаются друзы кальцита, в которых каждый

кристалл окружен несколькими ободками флюорита, создающими своеобразную зонарную структуру (табл. VI, 2).

Под микроскопом видно, что флюорит сложен сферолитами, достигающими размера 0,5 мм. Сферолиты большей частью плотно прилегают друг к другу (табл. VI, 3).

При большом увеличении ( $\times 150$ ) обнаруживается, что все сферолиты имеют либо полое ядро, либо сложенное мельчайшими тельцами  $\text{CaF}_2$  (табл. VI, 4).

Периферическое кольцо сферолитов состоит из кубовидных или удлиненных (до 0,15 мм) кристалликов флюорита.

Во многих сферолитах или на их периферии наблюдаются вторичные выделения кварца и кристалликов калиевых полевых шпатов. Последние большей частью обладают игольчатым (до 0,3 мм длиной) или ромбовидным обликом. Игольчатые кристаллики калиевых полевых шпатов располагаются нередко по радиусу сферолита.

Приведенные данные о характере залегания и формах проявления флюорита и ратовкита свидетельствуют о вторичном, эпигенетическом их образовании. Это подтверждается следующими фактами, установленными макроскопически и в шлифах: 1) наличием примазок флюорита и ратовкита по стенкам трещин; 2) часто наблюдаемыми вкраплениями флюорита, нередко сферолитового строения, в гнездах кальцита вокруг отдельных кристаллов совместно с вторичными полевыми шпатами и кварцем; 3) присутствием вкраплений  $\text{CaF}_2$  в известняках совместно с явно вторичным, эпигенетическим доломитом в виде прожилков, секущих слоистость (см. табл. V, 1).

## 6. ПИРИТ И МАРКАЗИТ

Пирит и марказит наблюдались нами повсеместно в породах изученного разреза, нередко слагая подавляющую часть (до 80—100%) тяжелых фракций нерастворимых остатков пород, и представлены микростяжениями, кристаллами (пирит) и иногда линзовидными прослойками.

Подавляющая часть пирита и марказита является, повидимому, диагенетическим выделением, очевидно сформировавшимся в илу, богатом разлагающимся органическим веществом; это подтверждается их приуроченностью к битуминозным породам и разностям, обогащенным пелитовым веществом.

Надо думать, что некоторая часть пирита образовалась в результате перекристаллизации выпавшего в восстановительной среде коллоидального осадка сернистого железа. Лишь вследствие повышенной кристаллизационной способности сернистого железа, как указывает в своих статьях, помещенных в данном сборнике, Л. В. Пустовалов, мы находим его в виде вторичных выделений пирита и марказита.

Выделения явно вторичного пирита или марказита были обнаружены в ряде шлифов доломитовых пород; они изображены на микрофотографиях. На первой из них виден прожилок пирита, секущий слоистость (табл. VII, 1).

На второй микрофотографии наблюдаются микростяжения марказита, приуроченные к тончайшим железистым прожилкам, буроватым в отраженном свете. Микростяжения обладают радиально-лучистым и концентрическим строением; размер их достигает 0,3 мм (табл. VII, 2).

## 7. МАГНЕТИТ

Почти во всех тяжелых фракциях нерастворимых остатков карбонатных пород были встречены единичные микростяжения магнетита. В ряде фракций магнетит составляет преобладающую часть зерен (до 50% и более).

В тяжелых фракциях песчаных пород зерна магнетита или отсутствуют (разрез у г. Томмота), или присутствуют в незначительном количестве по сравнению с другими рудными минералами — лейкоксеном, пиритом.

Следует отметить, что процентное содержание магнетита в тяжелых фракциях почти всегда больше в нерастворимых остатках доломитов с незначительным количеством зерен обломочных минералов.

Зерна магнетита обладают неправильно-округлой или древовидной формой. Они, как правило, более крупные, чем зерна других минералов тяжелой и легкой фракции. В нерастворимом остатке пород, во фракции больше 0,25 мм, часто встречаются древовидные зерна магнетита причудливой формы, состоящие из древовидных сростаний мельчайших кристалликов (табл. VII, 3).

Кристаллики магнетита, встреченные в тяжелых фракциях нерастворимых остатков некоторых образцов доломитов, имеют додекаэдрический габитус, действуют на магнит и несколько окислены с поверхности, в силу чего в отраженном свете обладают красно-буроватым цветом.

Кроме того, в этих фракциях наблюдаются кристаллики и микростяжения окисленного пирита, зерна флюорита, барита, обломки ильменита и других минералов.

Все изложенные факты относительно формы зерен магнетита (кристаллики, древовидные сростки и т. п.), его распределение в породах (приуроченность к доломитам с незначительным содержанием обломочных минералов и т. д.) дают основание отнести преобладающую часть, если не все зерна магнетита, к вторичным выделениям, возникшим, повидимому, в результате преобразования пелитового железистого вещества. Обобщение данных о нахождении и генезисе вторичного магнетита, встреченного некоторыми исследователями в осадочных породах, дано Л. В. Пустоваловым (см. статью в настоящем сборнике).

## 8. ГЕМАТИТ (?)

В ряде тяжелых фракций доломитовых пород были обнаружены выделения минерала, который по кристаллографическим и оптическим свойствам напоминает гематит.

Гематит (?) почти всегда наблюдается во фракциях, содержащих значительное количество вторичных кристалликов анатаза и других титансодержащих минералов. В этих фракциях гематит (?) нередко представлен оранжевыми, прозрачными или полупрозрачными пластинками ромбовидной формы, большей частью удлиненными, длиной до 0,1 мм, с высоким рельефом (табл. VII, 4). Прозрачные пластинки обладают прямым погасанием по диагонали. Нередко зерна гематита (?) обладают неправильной и округлой формой, размером до 0,1—0,2 мм.

В тяжелой фракции известняка средней части разреза у устья р. Якокут отмечено значительное количество прозрачных оранжевых зерен гематита (?), обладающих прямолинейными очертаниями. Встречаются пластинчатые ромбовидные сростки кристаллов по длинной грани. Длина кристаллов достигает 0,1—0,15 мм. Во фракции присутствуют обломочные минералы, в том числе и ильменит, зерна окисленных рудных минералов, в незначительном количестве зерна лейкоксена.

В ряде фракций встречены отдельные зерна окисленного пирита и магнетита, обладающие на периферии прозрачными, оранжево-бурыми участками или щетками остроугольных кристаллов гематита (?).

Кроме того, в этих фракциях нередко отмечаются оранжевые зерна гематита (?) неправильно-округлой формы, размером 0,1—0,2 мм.

Четкие кристаллографические очертания выделений гематита (?), их ассоциация со вторичными образованиями значительного количества титан-

содержащих минералов состава  $TiO_2$  и с окисленными рудными минералами, нередкое «вырастание» гематита (?) из последних свидетельствуют о вторичности гематита (?) в нижнекембрийских породах; надо думать, что он образуется в результате преобразования железистого пелитового вещества и рудных минералов (магнетита, пирита). Вероятно, кристаллы гематита (?) образуются и при разложении лейкоксена, о чем свидетельствует их приуроченность к кристалликам анатаза (см. стр. 190).

Следует отметить, что М. С. Швецов (1948) считает, что вторичные выделения гематита встречаются, «видимо, почти исключительно в тектонических областях, где его образованию способствует повышение давления и температуры».

На возможность образования гематита в нормальных платформенных осадочных породах указывают приводимые Л. В. Пустоваловым (см. статьи в настоящем сборнике) данные П. А. Земятченского (1889), Н. Кудрявцева (1892), Е. Э. Разумовской (1927) и др.

## 9. СЕРИЦИТ

В шлифах песчаных пород с незначительным содержанием карбонатного цемента или без него наблюдаются значительные выделения вторичного серицита.

Последний развивается по обломочным зернам полевых шпатов и самостоятельно, заполняя поровые пространства, стилолитовые швы и трещинки в породах.

Наиболее обильные выделения серицита отмечены в поровых пространствах и по периферии обломков полевых шпатов, где размер выделений достигает 0,2—0,3 мм (табл. III, 3 и 4).

Серицит наблюдается в виде радиально-лучистых розеток, состоящих из мелких чешуек или волокон до 0,6 мм длиной.

В шлифе песчаника из разреза у пос. Чульман отмечается заполнение серицитом трещинок стилолитовых швов и прожилков, рассекающих окремелую часть песчаника. Таким образом, устанавливается, что серицитизация происходила после окремнения. Нередко серицит развивается и по трещинкам спайности обломков полевых шпатов (табл. VII, 5).

Характер и развитие серицитизации в песчаниках видны на приводимых микрофотографиях.

Чешуйки серицита бесцветны, обладают оранжевой интерференционной окраской первого порядка, заметным положительным рельефом и прямым погасанием. Отчетливо видна базальная спайность по длине чешуек. Чешуйки оптически двуосны, с малым углом оптических осей. Нередко к поровым пространствам в песчаниках, заполненным серицитом, приурочены также скопления кристалликов вторичного брукита (табл. III, 3 и 4).

Местами в песчаниках, как уже отмечалось, встречаются прослоечки сланцев с обломками кварца и полевых шпатов. В сланцах присутствует очень большое количество чешуек слюды, бесцветной в шлифах. Чешуйки вытянуты по слоистости и облекают зерна кварца и полевых шпатов.

Нередко чешуйки червеобразно изогнуты. Длина их достигает 0,1—0,15 мм, ширина 0,01—0,02 мм. Значительное количество чешуек расположено в виде прерывистых жилок, секущих слоистость, а также по стилолитовым швам.

Повидимому, большая часть таких чешуек представляет собой вторичные выделения слюды.

Следует отметить, что чаще всего серицит образуется в песчаных породах со значительным развитием каемок обрастания вторичных кварца и полевых шпатов вокруг обломочных зерен.



Ассоциация новообразованных слюды, полевых шпатов и кварца в осадочных породах отмечалась рядом отечественных исследователей: П. А. Борисовым (1909, 1917), А. Е. Ферсманом (1910), Л. В. Пустоваловым (1933, а также статьи в настоящем сборнике) и другими.

### 10. ГИДРОСЛЮДЫ

Как отмечалось при петрографическом описании типов пород, пелитовая часть кембрийских карбонатных пород нашего района достигает местами 20—30%. При этом в пестроцветной свите глинистые доломиты слагают около половины всех пород.

С целью выяснения минералогического состава глинистого вещества из ряда образцов пород юдомской и пестроцветной свит были выделены фракции нерастворимой части меньше 0,001 мм и подвергнуты рентгеноструктурному, электронно-микроскопическому, петрографическому, химическому, спектральному и термическому исследованиям. Полученные результаты доказывают гидрослюдистый характер глинистых минералов.

Рентгенограмма фракции меньше 0,001 мм нерастворимого остатка одного из образцов доломитов (табл. 4), выполненная и расшифрованная

Таблица 4

Рентгенограмма фракции меньше 0,001 мм нерастворимого остатка сильно глинистого доломита

№ п/п	i	d	Линии гидрослюды	Линии кварца	№ п/п	i	d	Линии гидрослюды	Линии кварца
1	Сл.	0,56	+		16	Сл.	1,892		
2	Ср. р.	4,99	+		17	Ср. ш.	1,823		
3	Сл.	4,55	+		18	Сл. р.	1,716	+	+
4	С. р.	4,25		+	19	Ср. р.	1,674	+	
5	Ср.	3,67	+		20	Ср.	1,552	+	+
6	Оч. сл.	3,35	+	+	21	Сл.	1,500	+	
7	Сл.	3,22	+		22	Оч. сл. р.	1,444		+
8	Сл.	2,96			23	Ср. ш.	1,384		+
9	Ср.	2,86	+		24	Ср. ш.	1,305	+	
10	Сл.	2,579	+		25	Оч. сл.	1,256	+	+
11	Сл. р.	2,472	+	+	26	Сл.	1,205	+	+
12	Ср. р.	2,398	+		27	Сл.	1,183	+	+
13	Сл.	2,286		+	28	Сл.	1,082		+
14	Сл.	2,146		+	29	Оч. сл.	1,043		+
15	Ср. ш.	1,999	+		30	Сл.	1,036		+

Аналитик С. И. Берхин.

С. И. Берхин (ИГН АН СССР), дает четкую, типичную для гидрослюды картину. Кроме того, по данным рентгеновского анализа во фракции выявляется незначительная примесь кварца и железистого вещества. Химический анализ фракции (табл. 5) позволяет отнести выделенную гидрослюду к магнезиальному типу.

Оптические константы гидрослюды, измеренные в иммерсии, следующие:  $N'_g=1,58$ ;  $N'_p \approx 1,57$ . Рентгенограммы других фракций, выполненные и расшифрованные также С. И. Берхин, в основном аналогичны приведенной рентгенограмме. Лишь в некоторых из них отмечается незначительная примесь, по видимому, каолинита и монтмориллонита.

Близкий состав глинистой части тонких фракций доломитовых и глинисто-доломитовых пород подтверждается и результатами спектрального анализа (табл. 6).

Электронно-микроскопическое исследование, выполненное в лаборатории Г. С. Грицаенко (ИГН АН СССР), выявило отдельные изометричные слюдоподобные пластинки гексагонального типа, с довольно отчетливыми очертаниями, свидетельствующие о хорошей раскристаллизованности гидрослюд (табл. VIII, I).

• Термограммы тонких фракций дают несколько эндотермических эффектов, характерных для гидрослюд: при 515—590° С и 810—955° и иногда при 1060° С.

По всей вероятности, однородность (гидрослюдистость) состава глинистой части пород и его сравнительно четкая окристаллизованность свидетельствуют о полной переработке исходного глинистого материала в породах.

Глинистая часть карбонатных пород кембрийских отложений, расположенных севернее Алданского района, вплоть до пород среднего кембрия включительно, по данным ряда авторов, представлена также преимущественно гидрослюдистыми минералами.

Таблица 5  
Результаты химического анализа фракции меньше 0,001 мм нерастворимого остатка сильно глинистого доломита

Компоненты	Вес. % на воздушно-сухую навеску
—H <sub>2</sub> O	2,80
+H <sub>2</sub> O	5,94
SiO <sub>2</sub>	53,76 (своб. SiO <sub>2</sub> 16,60%)
FeO	1,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,80
TiO <sub>2</sub>	1,20
CaO	0,12
MgO	7,29
MnO	0,01
K <sub>2</sub> O	4,01
Na <sub>2</sub> O	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,78
Сумма .	97,55

Аналитик Т. А. Маломахова (ИГН АН СССР).

Таблица 6

Результаты спектрального анализа фракций меньше 0,001 мм нерастворимой части доломитов (в %)

№ обр.	Na	Ca	Al	Mg	Fe	Si	K
130a	0,п	0,п	Г	п	Г	Г	Не опр.
287	0,п	0,п	Г	п	Г	Г	п—
294	0,п	0,п	Г	п	Г	Г	Не опр.

Аналитик А. С. Дудыкина (ИГН АН СССР).

Примечание. п — единицы процентов. Г — главный элемент фракции.

## 11. КАОЛИНИТ

В некоторых местах у окварцованных и кальцитизированных участков глинистых доломитов в разрезах у устьев рр. Якокут и Угоян были обнаружены белые мучнистые выделения каолинита, нередко ассоциирующие с вторичными скоплениями битума (табл. VIII, 2). Местами выделения каолинита наблюдались на контакте кальцитовых гнезд и конкреций с глинистыми доломитами.

Оптические показатели каолинита, измеренные в иммерсии, следующие:  $N'_g \approx 1,553—1,554$ ;  $N'_p \geq 1,547$ . Рентгенограмма минерала, выполненная и расшифрованная С. И. Берхин (ИГН АН СССР), не дает четкой каолининовой характеристика (табл. 7).

## Рентгенограмма вторичного каолинита (с незначительной примесью карбоната)

№ п/п	i	d	Линии каолинита	Линии карбоната	№ п/п	i	d	Линии каолинита	Линии карбоната
1	Ср.	11,0			12	Ср. р.	2,184		
2	Оч. сл.	7,65	+		13	Ср. р.	2,109		+
3	Ср. р.	4,95			14	Ср.	1,917		++
4	Ср. р.	4,46	+		15	Сл.	1,876		+
5	Ср. ш.	3,55			16	Сл. р.	1,786	+	
6	Ср.	3,35			17	Сл. р.	1,653	+	
7	Ср.	3,16			18	Ср.	1,480		
8	Ср.	3,00	+	+	19	Оч. сл. р.	1,349	+	+
9	Сл. р.	2,89			20	Оч. сл. р.	1,285		++
10	Ср. ш.	2,498	+	+	21	Сл. р.	1,230		++
11	Ср. ш.	2,307	+	+	22	Ср.	1,113		+

Аналитик В. И. Берхин (ИГН АН СССР).

Линии, характерные для каолинита, большей частью не интенсивны, широки и расплывчаты.

Также не совсем типичной оказалась термограмма каолинита, которая дала четкий экзотермический каолинитовый эффект при 970° и расплывчатый эндотермический эффект при 520—610° С.

Спектральный анализ каолинита<sup>1</sup> подтверждает его алюмосиликатный состав (табл. 8).

Таблица 8

## Результаты спектрального анализа каолинита

Be	Cu	Ca	Al	Mg	Mn	Fe	Tl	Sl
0,00 п	0,00 п	0,п	Г	0,п—	0,00п	0,0п	0,001	п

Аналитик А. С. Дудыкина (ИГН АН СССР).

Примечание. Объяснения те же, что и к табл. 6.

Электронно-микроскопическое исследование белого порошка, выполненное в лаборатории Г. С. Грицаенко (ИГН АН СССР), показывает присутствие четко образованных, удлинённых, типичных для каолинита кристаллов (табл. VIII, 3).

Все приведенные факты о характере залегания свидетельствуют о явно вторичной природе каолинита.

## 12. ГРАНАТ

В трех образцах тяжелой фракции нерастворимых остатков доломитов из разреза у г. Томмот было обнаружено значительное содержание зерен граната необычного облика. Эти образцы взяты из двадцатиметровой пачки доломитов, лежащей на базальных песчаниках нижнекембрийских отложений близ контакта с архейскими породами.

В самом песчанике, так же как и в доломитовой толще, расположенной выше по разрезу, гранатовых зерен не наблюдалось. Аналогичные зерна граната не встречены и в соседних изученных нами разрезах.

<sup>1</sup> Ввиду незначительного количества каолинита выполнить химический анализ не было возможности.

Все зерна обладают неправильной, часто очень прихотливой формой, с острыми, мелкозазубренными очертаниями. В отдельных зернах наблюдаются своеобразные заливы и бухточки, придающие им «разъединенный» облик. Почти на всех зернах видна своеобразная «ступенчатая» поверхность. Иногда они образуют щетки параллельных иголочек неодинаковой длины (до 0,06—0,1 мм), примерно одной толщины (до 0,01—0,03), с острыми пирамидальными верхушками. Получается картина как бы роста таких столбиков вверх от единого основания.

В некоторых зернах наблюдаются серии таких «параллельных» палочек и иголочек, ориентированных пачками в разных направлениях, иногда заканчивающихся не пирамидками, а округло-почковидными головками.

Встречены пластинчатые, табличатые агрегаты, плоские, как бы вылезавшие друг из-под друга, большей частью ориентированные в определенных направлениях. Они образуют систему кристаллических индивидуумов, пересекающихся под углом, равным 70—72°.

Часто эти пластинки ориентированы в разных направлениях, повернуты относительно друг друга, создавая причудливые узоры ограничений зерен. Размер отдельных пластинок достигает 0,03—0,06 мм.

Отмечается остроугольная, прямоугольная, зазубренная и зигзагообразная огранка зерен (табл. VIII, 4). Иногда встречаются оригинальные скелетные формы зерен с отчетливым развитием ромбододекаэдрических пластинок (табл. VIII, 5). Вполне возможно и развитие других кристаллографических форм гранатов.

Зерна граната розового цвета, идеально чистые, водяно-прозрачные, размером до 0,2—0,3 мм, изотропные, без каких-либо следов аномальной анизотропии, обычной уgrossуляров и андрадитов; их показатель преломления  $N=1,775$ .

Зерна граната были отобраны из тяжелой фракции под биноклем для производства количественного спектрального анализа, результаты которого приводятся в табл. 9. Выполнить химический анализ граната, ввиду незначительного количества материала, мы не имели возможности.

Таблица 9

Результаты количественного спектрального анализа граната (в %)

Cu	Ni	Zr	Cr	V	Ca	Al	Mg	Mn	Fe	Ti	Si	Cr
сл	0,00 п	В. ср.	0,0 п	0,00 п	п	> 10	Оч. сильн.	п	> 10	В. ср.	Оч. сильн.	0,01

Аналитик Л. Н. Индиченко (ИГН АН СССР).

Примечание. Объяснения те же, что и в табл. 6.

Описанный нами гранат, судя по величине показателя преломления ( $N=1,775$ ), цвету и результатам спектрального анализа, принадлежит к ряду альмандина-пироба и содержит некоторое количество grossуляровой молекулы.

Возникает вопрос, что это за формы граната и как они образовались: в условиях ли метаморфизма, при высокой температуре и давлении с последующим переносом в законсервированном состоянии, как полагают Д. П. Бобровник (1951) и В. С. Соболев с соавторами (1951), или же это формы растворения гранатов, связанные с направлениями элементов симметрии, как считает Ишикава (Ichikawa, 1917) и допускает Босуелл (Boswell, 1933), или же, наконец, эти формы образовались при росте кристаллов в условиях существования неметаморфических осадочных пород. К последнему мнению склоняются И. А. Морозевич (1901),

И. А. Преображенский (1941), Д. П. Сердюченко и Л. В. Добротворская (1949) и Л. В. Пустовалов (см. статью в настоящем сборнике).

В статье Л. В. Соболева и соавторов приводится авторитетное суждение крупнейших наших кристаллографов — Г. Г. Леммлейна и И. И. Шафрановского о том, что формы нахождения гранатов, совершенно аналогичные описанным выше, являются формами роста, а не растворения.

Прежде чем примкнуть к одному из указанных мнений, приведем результаты механических и минералогических анализов трех образцов пород, в которых были обнаружены зерна граната, и двух смежных образцов, не содержащих граната (табл. 10).

Таблица 10

Результаты механического анализа образцов пород, содержащих зерна вторичного (?) граната, и смежных с ними в разрезе

№ обр.	Расстояние по разрезу от кровли архейских пород, м	Порода	Содержание неастворимого остатка, %	Содержание фракции > 0,01 мм, % от нерастворимого остатка	Содержание тяжелой фракции, % от фракции > 0,01 мм	Содержание тяжелой фракции, % от породы	Отношение содержания тяжелой фракции к неаствор. остатку	Содержание зерен граната, % (по объему) в тяжелой фракции
4	0,5—1	Песчаник	89,59	93,60	0,10	0,08	0,09	0
10	2	Доломит (песчанистый с гранатом)	14,74	92,60	1,09	0,13	0,87	60
16	7	Доломит (с гранатом)	2,58	55,66	0,64	0,008	0,31	40
22	32	Доломит (песчанистый с гранатом)	11,19	23,96	1,40	0,037	0,33	40
39	32	Доломит	1,16	9,93	0,62	0,0007	0,06	0

Зерна граната появляются не в базальных песчаниках нижнекембрийских отложений, а в двух метрах (по мощности) от архейских пород, в доломитах с значительным содержанием обломочного материала и примерно одинаковым минералогическим составом тяжелой фракции нерастворимых остатков. В тяжелых фракциях доломитовых пород, содержащих описанные зерна граната, присутствуют хорошо окатанные обломки циркона, зерна лейкоксена, единичные обломки рутила, сфена, темно-зеленой роговой обманки, турмалина, зерна магнетита, пирита, новообразованные кристаллы анатаза (в значительном количестве) и др.

Повышенное содержание тяжелой фракции наблюдается в образцах, содержащих зерна граната; в песчанике (обр. № 4) с содержанием нерастворимого остатка 89,59% от веса породы тяжелой фракции в 1,6 раза меньше, чем в песчанистом доломите (обр. № 10) с нерастворимым остатком, равным 14,74%.

Как видно из табл. 10, в доломитовых породах с гранатом содержание тяжелой фракции больше, чем в базальном песчанике, не содержащем граната (обр. № 4): в обр. № 10 — в 9,7 раза, в обр. № 16 — в 3,4 раза и в обр. № 32 — в 3,7 раза.

Бросается в глаза очень значительное содержание граната в указанных тяжелых фракциях пород, внезапное появление и исчезновение граната в одном разрезе.

Если признать правильным мнение о растворении гранатовых обломочных зерен, то аномально-высокое содержание тяжелой фракции в целом еще больше увеличивается. Остается, повидимому, искать объяснение в возникновении граната в самих осадочных породах, что к тому

же полностью согласуется с мнением Г. Г. Леммлейна и И. И. Шафрановского о том, что описанные формы гранатовых зерен являются формами роста, а не растворения. Окончательное решение вопроса требует дальнейших исследований.

### 13. БАРИТ

В тяжелой фракции базального песчаника района пос. Чульман наблюдались единичные бесцветные, чистые, местами с мельчайшими темными включениями, хорошо ограненные «кубообразные» кристаллы барита, с длиной грани до 0,02—0,03 мм (табл. VIII, 6). Кристаллы обладают еле заметной спайностью в двух направлениях, параллельных ограничениям кристалла и перпендикулярных между собой, сероватой интерференционной окраской, симметричным погасанием к спайности. Показатель преломления  $N=1,647$ . Угол оптических осей  $2V=35^\circ$  (измерен на федоровском столике в иммерсионном препарате, образец был заключен в канадский бальзам).

В песчанике отмечаются значительное количество кристалликов пирита и реликты анкеритового цемента. Наличие анкерита и пирита свидетельствует о восстановительной среде в осадке и породе. Барит ассоциирует, как правило, с осадками окислительной геохимической фации, а не с закисными осадками, где он переходит в легко растворимый сульфид (Пустовалов, 1940).

Таким образом, остается сделать вывод о вторичном, эпигенетическом характере барита в песчаниках.

Следует отметить, что А. О. Розенцвитом отмечается наличие вторичного баритового цемента в базальных песчаниках района р. Толбы в прослоях песчаников средней части юдомской свиты. Баритизация кембрийских песчаников Южной Якутии отмечается и Ю. К. Дзевановским (устное сообщение, 1953).

### 14. СЕРА

Вторичные выделения друзочек, состоящих из желтых кристаллов серы, были обнаружены А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1942, 1947) среди гипсоносных доломитовых пород нижнего кембрия в Олекмо-Токкиновском районе.

Образование кристаллов серы, очевидно, связано с восстановлением гипса под влиянием битума, присутствующего в породах.

Нами среди доломитовых пород изученного района выделения серы не были обнаружены, но их нахождение вполне вероятно, если учесть присутствие в породах битума.

### 15. ГИПС

Вторичные выделения гипса в виде прожилков, выцветов, отдельных кристаллов были встречены рядом исследователей в нижнекембрийских доломитовых породах района р. Толбы.

Вторичные образования гипса связаны с перемещением сингенетического гипса и ангидрита в той же серии доломитовых пород и могут быть обнаружены в ядрах глубоких скважин нижнекембрийских отложений изученного района.

Изучение вторичных изменений пород приводит к выводу, что характер новообразованных минералов обусловлен прежде всего характером и составом первоначального осадка, но в то же время он зависит и от других факторов, не связанных с процессами осадконакопления. К таким факторам относятся петрографический состав покрывающего комплекса по-

род, химический состав древних и современных грунтовых и пластовых вод, степень погружения пород, зависящая от общей геологической обстановки, трещиноватость и пористость пород и т. д.

Основываясь на анализе петрографо-минералогических данных, касающихся вторичных минералов, последние можно объединить в четыре группы в зависимости от условий их образования.

### **1. Продукты перекристаллизации сингенетических и раннедиагенетических минералов без существенного изменения их химической природы**

К этой группе принадлежат: доломит и кальцит, слагающие доломитовые и известковые породы и цемент в песчаниках; ратовкит и флюорит, образующиеся в результате перемещения и вторичного выпадения из растворов сингенетического  $\text{CaF}_2$ ; халцедон и кварц, материалом для формирования которых является, очевидно, сингенетический и раннедиагенетический кремнезем; пирит и марказит, являющиеся, надо думать, продуктом перекристаллизации сингенетического (или раннедиагенетического)  $\text{FeS}$  или  $\text{FeS}_2$ .

### **2. Продукты химического изменения сингенетических и раннедиагенетических минералов**

К вторичным минералам этой группы относятся: кальцит, образующий выделения в порах, пустотах и по трещинкам; доломит, выпадающий из сильно магнезиальных растворов в известняках.

### **3. Продукты химического изменения обломочного и глинистого материала**

Продуктом изменения обломков титансодержащих минералов, главным образом ильменита, является лейкоксен, из которого в свою очередь образуются анатаз, брукит, рутил и окислы железа. Реликты лейкоксена в виде комочков или оболочек почти всегда наблюдаются на вторичных кристаллах анатаза, брукита и рутила.

Образование серицита нередко связано с разложением обломков полевых шпатов. Серицит развивается по трещинкам спайности и на периферии обломков.

С преобразованием железистого вещества, главным образом пелитового, присутствующего в изученных породах, связано образование магнетита и минералов гидроокислов железа.

За счет глинистого материала образуются серицит (возникающий не по обломкам полевых шпатов в песчаных породах), гидрослюды, каолинит и, повидимому, калиевые шпаты.

### **4. Продукты обрастания и регенерации обломочных минералов**

К этой группе можно отнести каемки разрастания кварца и калиевых полевых шпатов вокруг обломков кварца и полевых шпатов. Следует отметить, что кварцевые каемки разрастания (в песчаниках) отмечаются вокруг обломков кварца, а калиевые полево-шпатовые каемки разрастания — вокруг обломков полевых шпатов.

Каждый минерал в выделенных группах возникает в определенных условиях и на определенной стадии существования пород и характеризуется типичной для него ассоциацией других вторичных минералов, что было отмечено при описании отдельных минералов.

Некоторые из обнаруженных вторичных минералов кембрийских пород Алданского района являются характерными минералами метаморфических пород, как, например, рутил, гранат, магнетит, гематит(?); к ним можно присоединить и полевые шпаты, анатаз, брукит и серицит (образовавшийся не по полевым шпатам, а самостоятельно).

Наличие перечисленных минералов в изученных осадочных породах подтверждает положение, высказанное Л. В. Пустоваловым (см. статью в настоящем сборнике), о том, что «в осадочных толщах, еще задолго до того момента, когда они переходят в состояние метаморфических пород, в условиях достаточно низких температур и давлений, начинается образование минералов, которые достигают своего полного развития в высокотемпературных условиях метаморфизма и магматической деятельности».

Таким образом, осадочные нижнекембрийские породы Алданского района, как и вообще все осадочные породы, находятся в состоянии постоянного изменения, при котором одни минеральные компоненты сменяются другими, в зависимости от изменения окружающих условий.

#### ЛИТЕРАТУРА

- А н ш е л е с О. М. и Т а т а р с к и й В. Б. Регенерации полевых шпатов в девонских песках. Изв. Глав. геол.-развед. упр., 1931, 50, вып. 25.
- А р с е н ь е в А. А. и Н е ч а е в а Е. А. К стратиграфии кембрия Олекмо-Токкинского района (Якутская АССР). Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1942, № 5—6.
- А р с е н ь е в А. А. и Н е ч а е в а Е. А. Геологический очерк Олекмо-Токкинского района (Якутская АССР). Тр. Глав. геол. упр., 1947, вып. 27.
- Б а т у р и н В. П. Альбитизация некоторых осадочных пород района Военно-Грузинской дороги. Изв. Геол. ком., 1928, 47, № 1.
- Б а т у р и н В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Изд. Акад. наук СССР, 1947.
- Б е н е с л а в с к и й С. И. Титановые минералы в бокситах. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 2.
- Б о б р о в н и к Д. П. О гранатах из каменноугольных отложений львовской мульды. Зап. Мин. общ., 1951, 80, № 2.
- Б о р и с о в П. А. Кристаллы полевого шпата и слюды в доломитах из окрестностей Повенца. Тр. СПб. общ. естеств., 1909, 10.
- Б о р и с о в П. А. Кристаллы силикатов из доломитов окрестностей г. Повенца. Изв. Акад. наук, сер. 6, 1917, 11, № 2.
- В и н ч е л л А. Н. и В и н ч е л л Г. Оптическая минералогия. М., Изд. иностр. лит., 1953.
- Г и н з б у р г И. И. и Р у к а в и ш н и к о в а И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд. Акад. наук СССР, 1951.
- Д э н а Дж. Д. и др. Система минералогии, т. 1—2. М., Изд. иностр. лит., 1951—1954.
- З е м я т ч е н с к и й П. А. Железные руды центральной части Европейской России. Тр. СПб. общ. естеств., 1889, 20.
- З е м я т ч е н с к и й П. А. О кристаллах ортоклаза и микроклина в буром железняке и гидрогегите из окрестностей г. Липецка. Тр. СПб. общ. естеств., 1906, 24, вып. 1.
- З е м я т ч е н с к и й П. А. Фельдшпатизация известняков. Изв. Акад. наук, 1916, № 3.
- И н о с т р а н ц е в А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. Матер. для геол. России, 1877, 7.
- К у д р я в ц е в Н. А. Геологический очерк Орловской и Курской губ. Матер. для геол. России, 1892, 15.
- К у з н е ц о в А. М. и П р о ч у х а н Д. П. Об образовании шестоватого кальцита. Доклады Акад. наук СССР, 1945, 48, № 8.
- Л у ч и ц к и й В. И. О микроскопическом строении некоторых третичных песчаников южной России. Зап. Киевск. общ. естеств., 1900, 17, № 1; 1901/1902, 18.
- Л у ч и ц к и й В. И. Несколько слов о песках и песчаниках Киевск. губ. Протоколы Киевск. общ. естеств., Киев, 1901.
- М а т в е е в К. К. Кон-ин-кон — структура с реки Чусовой на Урале близ Верейна. Тр. СПб. общ. естеств., 1910, вып. 1.
- М а т в е е в К. К. Поля нарушенной кристаллизации в верхнекунгурских отложениях Молотовского Приуралья. Тр. Горногеол. инст. Ур. фил. Акад. наук СССР, 1953, вып. 20.
- М и к л у х а-М а к л а й М. Н. О микроскопических наблюдениях случая метаморфоза песчаника в кварцит. Зап. СПб. мин. общ., 1887, ч. 24.



- Мильнер Г. Ю. Петрография осадочных пород. М., Изд. Горнонефтеиздат, 1934.
- Миропольский Л. М. 1. О вторичных выделениях кварца в нижнепермских отложениях Татарии. Доклады Акад. наук СССР, 1942, 36, № 2.
- Миропольский Л. М. 2. О выделениях кварца в процессе кварцитизации в нижнепермских отложениях Татарии. Зап. Мин. общ., 1942, 71, № 1—2.
- Морозевич И. А. Гора Магнитная и ее ближайшие окрестности. Тр. Геол. ком., 1901, 18.
- Немова З. Н. Микроскопические исследования бокситов Северного Урала. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1938, вып. 6.
- Преображенский И. А. Автигенные полевые шпаты в девонских песчаниках Тимана. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 25, петрогр. сер. (№ 8).
- Преображенский И. А. Об автигенных минералах и минералообразовании. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1941, вып. 40, петрогр. сер. (№ 13).
- Пустанов Л. В. Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковского бассейна. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 285.
- Пустанов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1—2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Разумовская Е. Э. Причины и характер красной окраски калиевых соединений Солкамского месторождения. Матер. по общ. и прикл. геол., 1927, вып. 105.
- Рухин Л. В. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- Сердюченко Д. П. и Добротворская Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 69, № 3.
- Соболев В. С., Вартанова Н. С. и Шейнюк А. И. Проблемы роста зерен граната и других метаморфических минералов в осадочных породах. Зап. Мин. общ., 1951, 80, № 2.
- Татарский В. Б. Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Госгеолиздат, 1952.
- Тедорович Г. И. Литология карбонатных пород железняка Урало-Волжской области. Изд. Акад. наук СССР, 1950.
- Ферсман А. Е. Флогопит и альбит с ледниковых валунов Московской губернии. Изв. Акад. наук, сер. 6, 1910, 4.
- Цветков А. И. Безводные карбонаты. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 120, петрогр. серия (№ 35), 1949.
- Чирвинский П. Н. Фельдшпатизация киевского мела. Геол. вестн., 1916, 2, № 3.
- Шведов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолиздат, 1948.
- Штукенберг А. А. Случай метаморфизации кристаллического известняка. Проток. Казанск. общ. естеств., 1885, 1—3, № 79.
- Woswell P. G. H. On the mineralogy of sedimentary rocks. London, 1933.
- Butterfield J. A. Brookite in the Millstone Crit of Jorkchire. Geol. Mag., 1939, 76, No 899.
- Sauyeux L. Existence de nombreux cristaux de feldspath orthose dans la craie du bassin de Paris. Preuves de leur genèse in situ. C. R. Acad. Sci. Paris, 1895, 120.
- Sauyeux L. Sur la présence de cristaux macroscopiques d'albite dans les dolomites du Trias de la Crête. C. R. Acad. Sci. Paris, 1903, 136.
- Frederickson A. F. Mode of occurrence of titanium and zirconium in laterites. Amer. Min., 1948, 33, No 5.
- Grandjean M. F. Le feldspath néogène des terrains sedimentaire non metamorphiques. Bull. Soc. Franç. Min., 1909, 32.
- Grandjean M. F. Le deuxième note sur le feldspath néogène des terrains sedimentaires non metamorphiques. Bull. Soc. Franç. Min., 1910, 33, No 2.
- Ichikawa Sh. Beobachtungen an Mineralien aus Japan. Amer. Journ. Sci., 1917, 44 (4).
- Lacroix A. Minéralogie de la France. Paris, 1896, 2.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. Chicago, 1949.
- Reynolds Doris L. Some new occurrences of Authigenic Potash. Feldspath. Geol. Mag., 1929, 46, No 783.
- Scrivenor G. B. Anatase in the Trias of the Midlands of England. Min. Mag., 1903, 13, No 62.
- Singewald G. T. a. Milton Ch. Authigenic Feldspar in Limestone at Glens Falls, New York. Bull. Geol. Soc. Amer., 1929, 40, No 6.
- Spenser E. Albite and other Authigenic Minerals in Limestone from Bengal. Min. Mag., 1929, 20, No 110.
- Tester A. C. a. Cordon A. J. The Occurrence of Authigenic Feldspar in Sediments. Journ. Sedim. Petr., 1934, 4, No 1.
- Thürach H. Über das Vorkommen mikroskopischer Zirkone und Titanmineralien in den Gesteinen. Verh. Phys. Med. Ges. Würzburg, 1884, 18.

# ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

## Т а б л и ц а I

1. Каемки обрастания вокруг обломков кварца и калиевых полевых шпатов (темное). Песчаник. Шлиф. Николи+. Увел. 160.
2. Кристаллы кварца в известняке средней части разреза. Видно зонарное строение кристаллов. Шлиф. Николи+. Увел. 20.
3. Оолитовая карбонатная порода, замещенная халцедоном. Шлиф. Николи+. Увел. 150.
4. Выделения вторичного халцедона между кварцевыми зернами. Шлиф. Николи+. Увел. 72.
5. Сферолит кварца в доломите. Увел. 4.

## Т а б л и ц а II

1. Каемка обрастания решетчатого микроклина вокруг обломка микроклина в песчанике с доломитовым цементом. Шлиф. Николи+. Увел. 160.
2. Каемка обрастания решетчатого микроклина вокруг обломка решетчатого микроклина. Ориентировка решеток каемки и ядра различны. Виден прожилок вторичного халцедона. Песчаник. Шлиф. Николи+. Увел. 160.
3. Кристаллы вторичных калиевых полевых шпатов. В ряде кристаллов видны обломочные ядра. *I* — первый тип, ромбовидные кристаллы, с шестью гранями; *II* — второй тип, табличатые кристаллы, развитые по (010); *III* — третий тип, боченкообразные кристаллы; *IV* — четвертый тип, табличатые кристаллы, развитые по (001); *V* — пятый тип, брусковидные кристаллы. Легкая фракция нерастворимого остатка известняка средней части разреза. Обр. № 199. Увел. 450.
4. Кристаллы вторичных калиевых полевых шпатов в доломите. Легкая фракция нерастворимого остатка. Обр. № 321 к. Увел. 410.
5. Скопления кристалликов вторичных полевых шпатов на контакте доломитовой породы (верхний левый угол) с кальцитовым гнездом. Видны сферолиты вторичного флюорита. Шлиф. Увел. 25.

## Т а б л и ц а III

1. Новообразованные кристаллы анатаза. Видны зерна (белые) новообразованного (?) граната. Тяжелая фракция нерастворимого остатка песчанистого доломита. Шлиф. Увел. 150.
2. Кристалл анатаза из тяжелой фракции нерастворимого остатка песчанистого доломита. Увел. 1640.
3. Скопления кристалликов вторичного брукита (черное) в песчанике с вторичным серицитовым цементом. Обломочные зерна (*o*). Шлиф. Увел. 480.
4. Деталь предыдущего снимка. Увел. 1200.
5. Зерна лейкоксена с вырастающими из них кристалликами анатаза или брукита. Тяжелая фракция нерастворимого остатка песчаника. Увел. 150.

## Т а б л и ц а IV

1. Кристалл новообразованного рутила из тяжелой фракции нерастворимого остатка доломита. Видны штриховатость по длине кристалла и реликт лейкоксена (расположен в нижней части кристалла рутила). Увел. 1640.

2. Кристаллы новообразованного рутила из тяжелой фракции нерастворимого остатка доломита. В нижней части кристалла реликт лейкоксона. Увел. 500.

3. Двойник срастания кристаллов новообразованного рутила. Тяжелая фракция нерастворимого остатка доломита. Увел. 1640.

4. Кристаллы новообразованного рутила. Тяжелая фракция нерастворимого остатка доломита. Увел. 450.

5. Тяжелая фракция нерастворимого остатка песчанистого доломита. Видны обломки рутила (большое зерно) и кристаллы вторичного анатаза. Увел. 450.

#### Т а б л и ц а V

1. Вторичные выделения доломита, «секущие» слоистость в известняке средней части разреза. В нижней части снимка вкрапления рагвокита (темное). Шлиф. Увел. 46.

2. Друза кристаллов кальцита в пустотах доломитов. Видна мелкая бороздчатость граней призмы и скаленоэдра. Нат. вел.

3. Друзовидная корка из кристаллов кальцита в пустотах доломитов. Видны два больших толстопризматических кристалла кальцита. Нат. вел.

4. Удлиненные, лучистые кристаллы кальцита. Виден стилолитовый шов. Николи+. Увел. 10.

#### Т а б л и ц а VI

1. Скопления кристаллов вторичного флюорита в известняке средней части разреза. Видное зонарное строение кристаллов. Шлиф. Николи+. Увел. 150.

2. Вторичные скопления флюорита в гнезде кальцита. Видно зонарное распределение флюорита вокруг кристаллов кальцита. Увел. 2,5.

3. Деталь предыдущего образца. Сферолиты флюорита. Шлиф. Увел. 10.

4. Деталь предыдущего снимка. Сферолит, образованный удлиненными кристалликами флюорита. В центре — полое ядро сферолита. Шлиф. Увел. 160.

#### Т а б л и ц а VII

1. Жилка пирита, секущая слоистость в доломите. Виден стилолитовый шов. Шлиф. Увел. 20.

2. Микростяжения вторичного марказита. Видны железистые прожилки, секущие слоистость. Доломит. Шлиф. Увел. 37.

3. Микростяжение магнетита из тяжелой фракции нерастворимого остатка доломита. Отраженный свет. Увел. 200.

4. Кристаллы вторичного гематита (?) из тяжелой фракции нерастворимого остатка доломита. Увел. 450.

5. Развитие серицита по спайности и по периферии обломка калиевого полевого шпата в песчанике. Шлиф. Николи+. Увел. 480.

#### Т а б л и ц а VIII

1. Кристаллы гидрослюды из фракции <0,001 мм нерастворимого остатка глинистого доломита. Сфотографированы в электронном микроскопе. Увел. 7200.

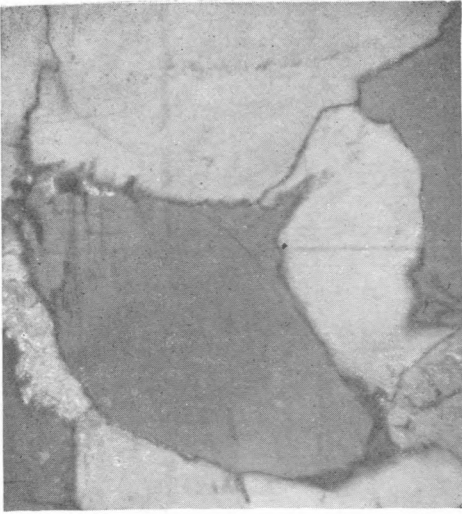
2. Выделения вторичного каолинита (белый порошок), в глинистом доломите пестроцветной свиты. Видны вторичные выделения битума (черное) и кальцита.

3. Кристаллы вторичного каолинита. Электронно-микроскопический снимок. Увел. 7200.

4. Зерна новообразованного (?) граната из тяжелой фракции нерастворимого остатка песчанистого доломита.

5. Зерно новообразованного (?) граната из тяжелой фракции нерастворимого остатка песчанистого доломита. Увел. 150.

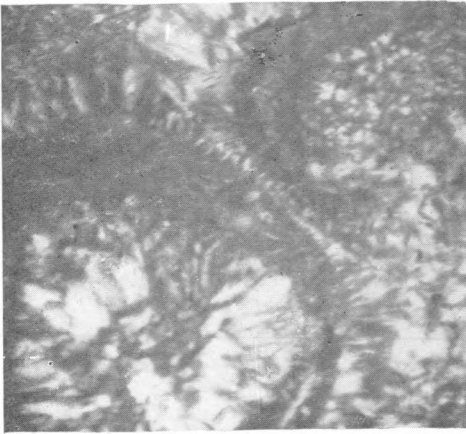
6. Кристаллик барита в тяжелой фракции нерастворимого остатка песчаника. Шлиф. Увел. 365.



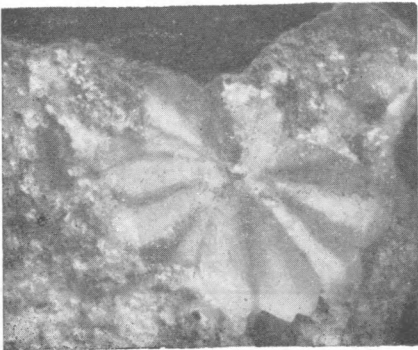
1



2



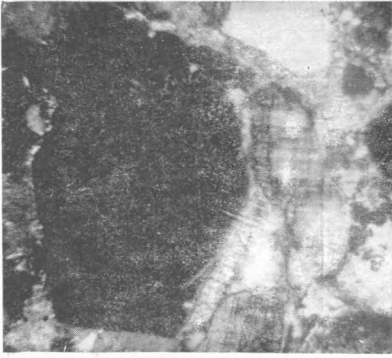
3



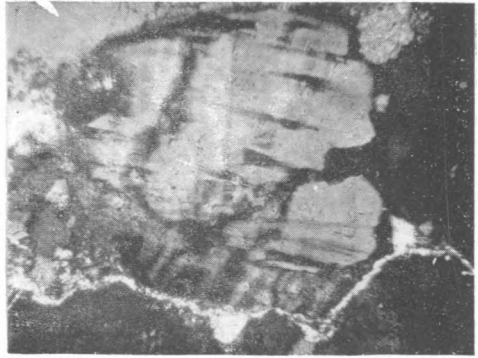
4



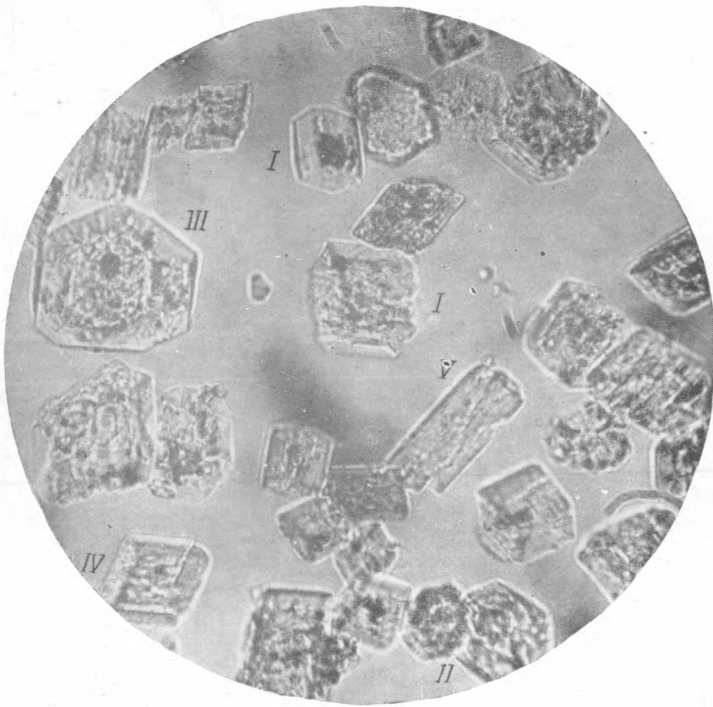
5



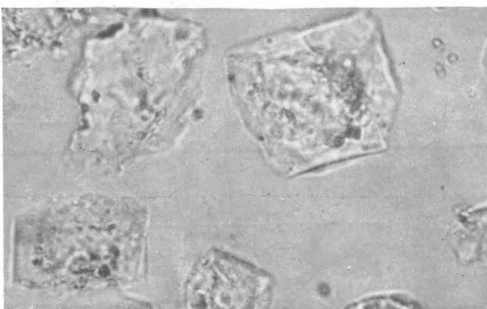
1



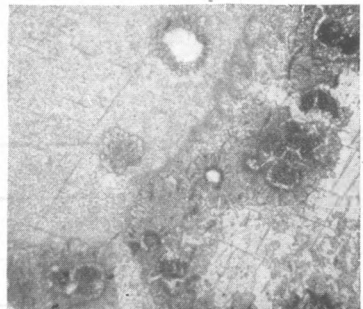
2



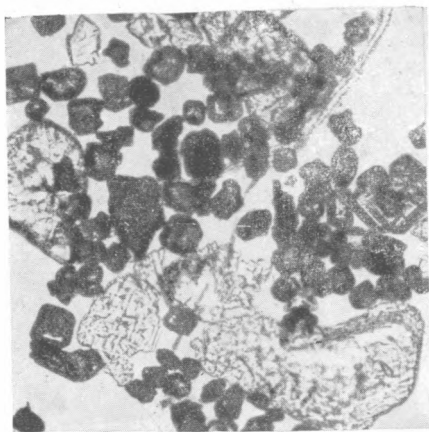
3



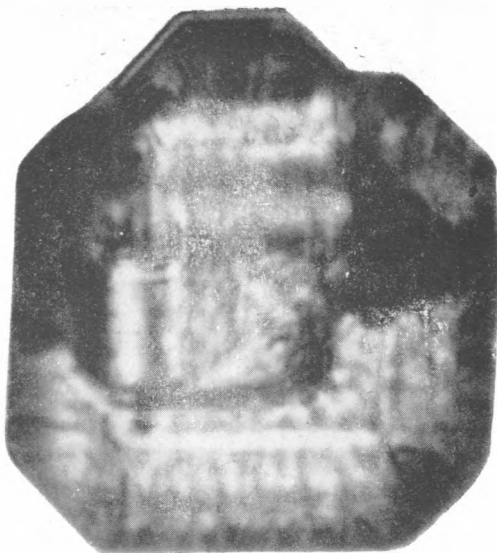
4



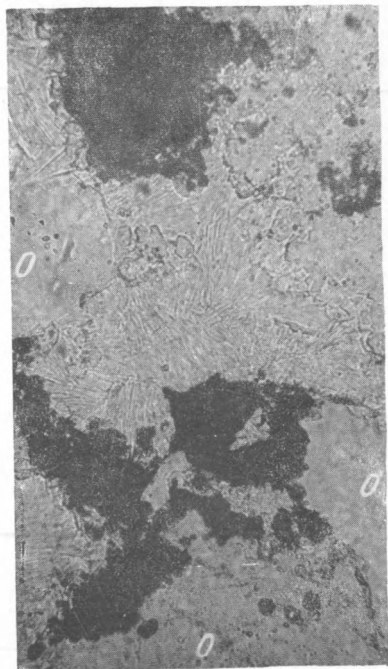
5



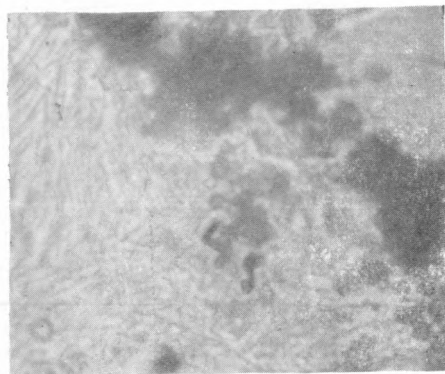
1



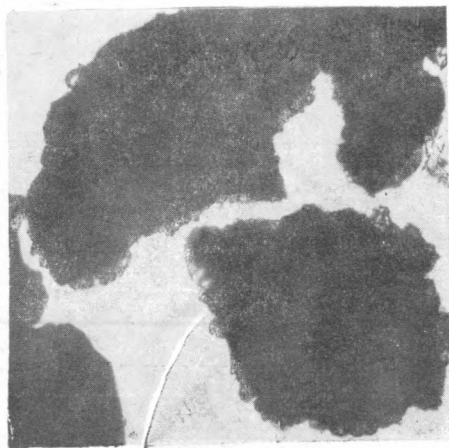
2



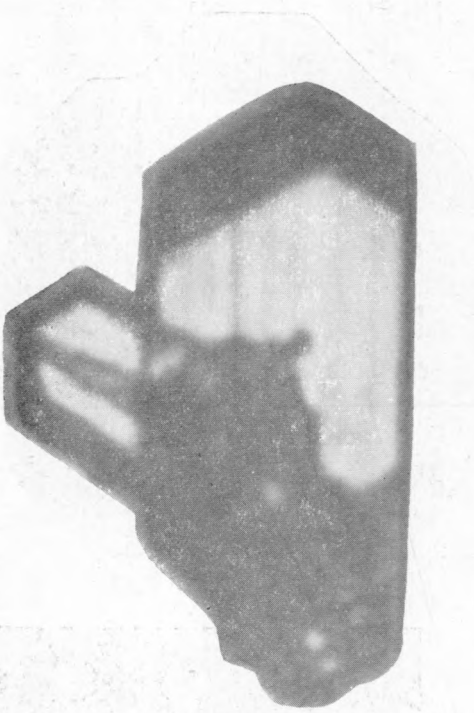
3



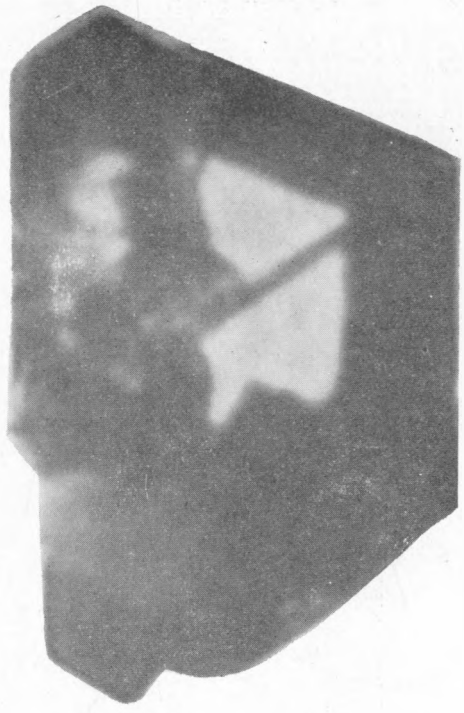
4



5



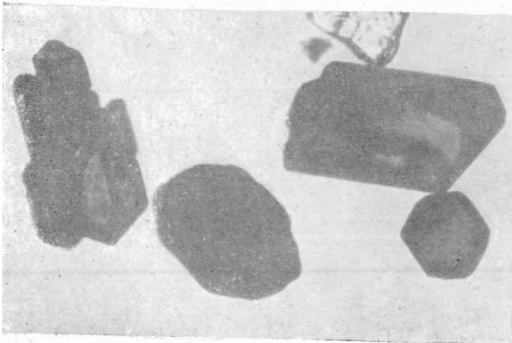
1



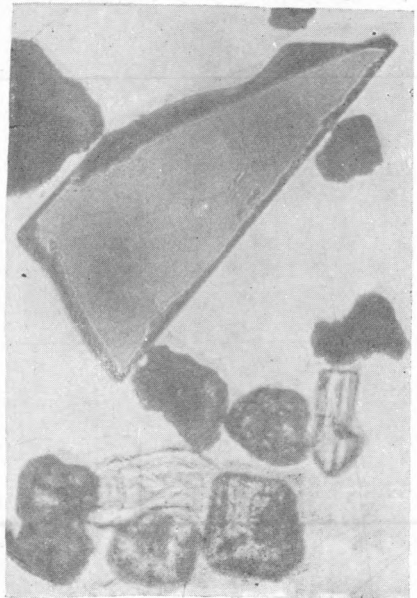
3



2

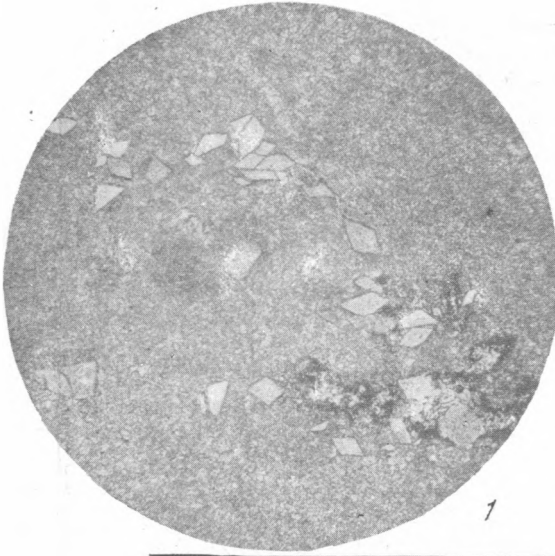


4

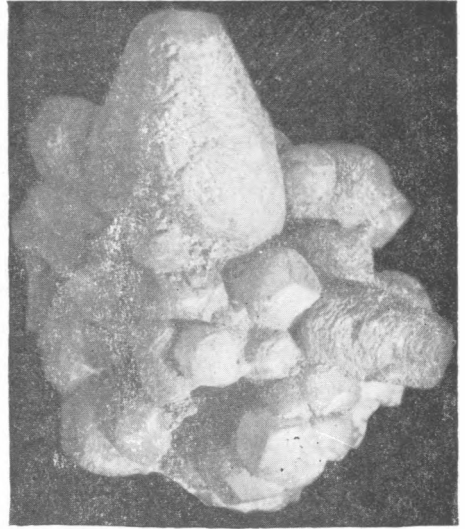


5

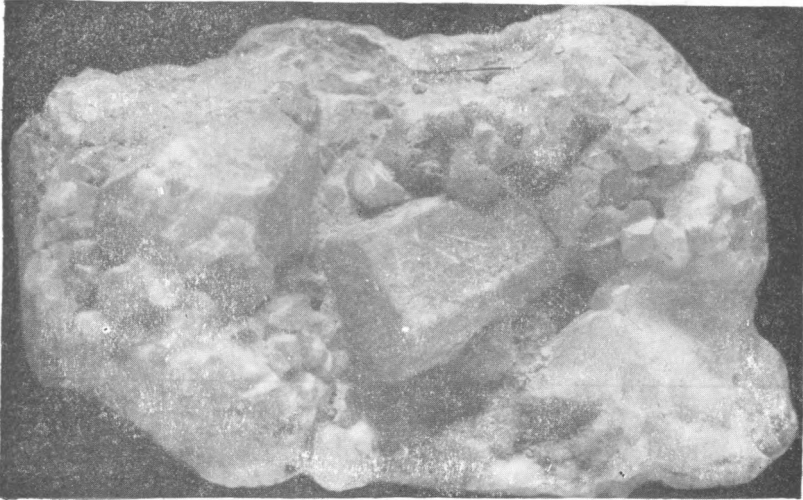




1



2

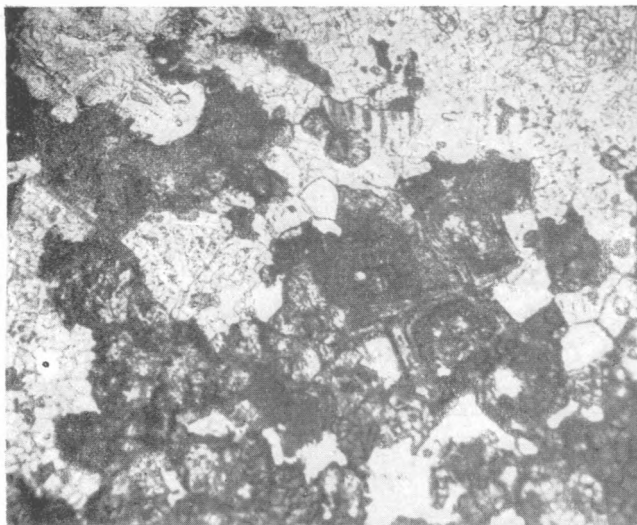


3



4

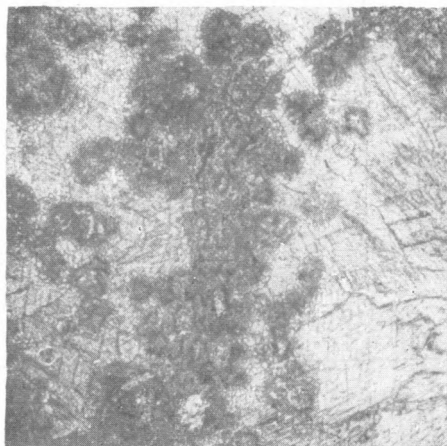




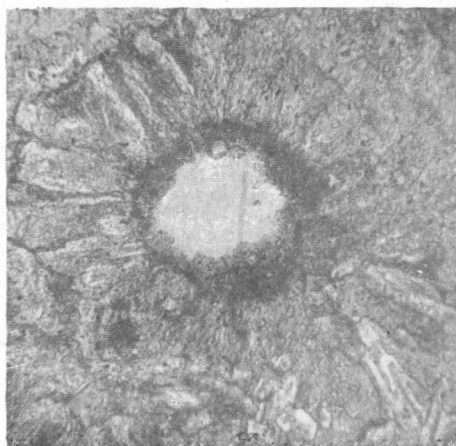
1



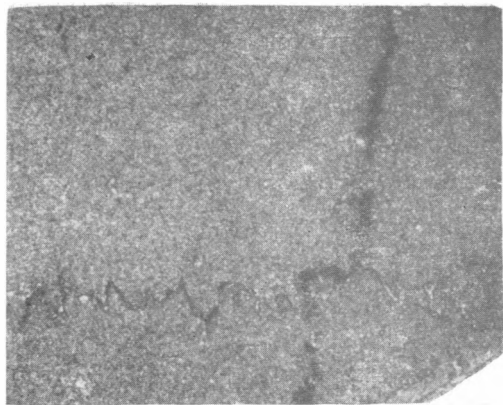
2



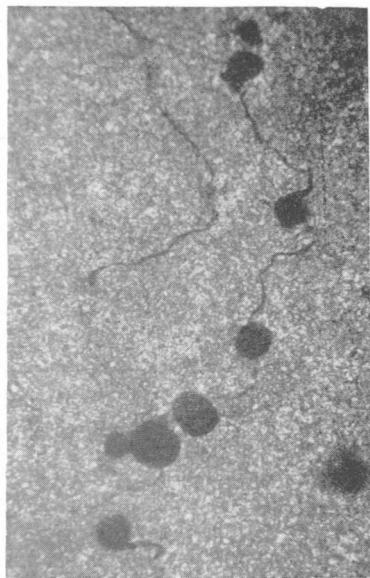
3



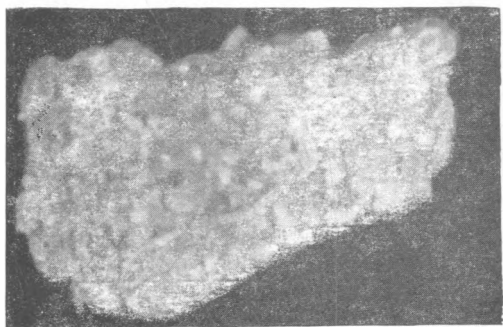
4



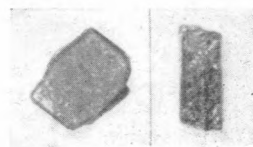
1



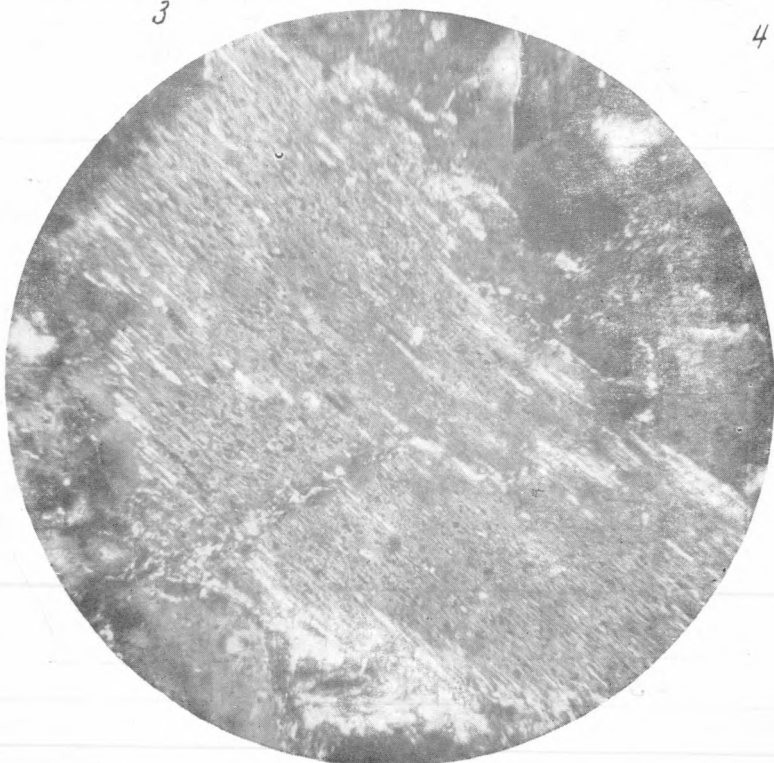
2



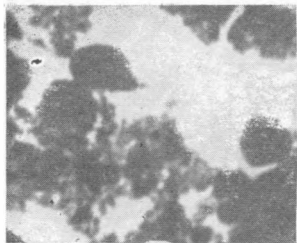
3



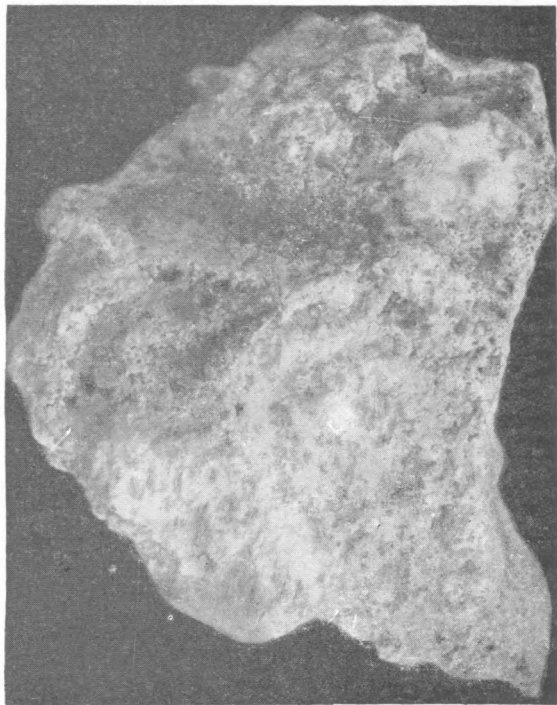
4



5



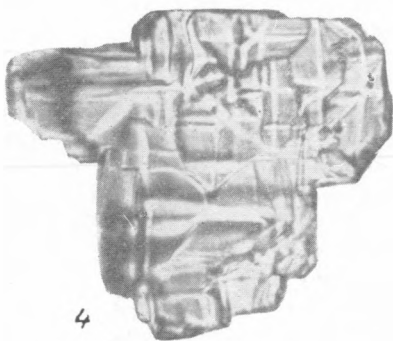
1



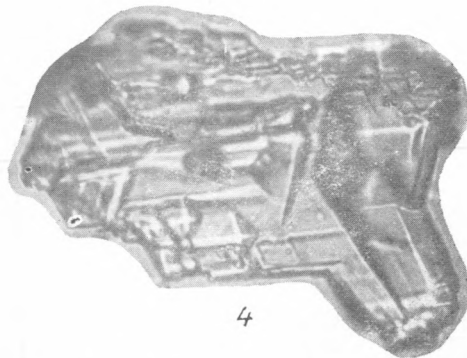
2



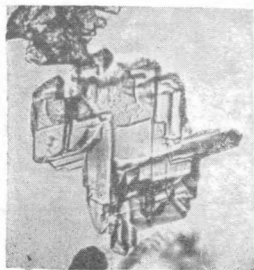
3



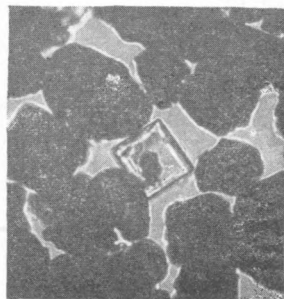
4



4



5



6

М. Е. БЕРДИЧЕВСКАЯ

**О НЕКОТОРЫХ НОВООБРАЗОВАНИЯХ  
В НИЗАХ МЕЗОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА  
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

Работами последних лет в бассейне среднего течения р. Вилюй и ее притоков (рр. Малой Ботобии, Вилючана и Ыгыатты) было установлено, что в основании нижнегорской континентальной толщи  $J_1$  залегают светлоокрашенные мелко- и среднезернистые пески и рыхлые песчаники с ясными чертами отличия этих пород от вышележащих конгломератов и песчаников.

Эти отличия, наблюдавшиеся как в минералогическом составе, так и в морфологическом строении этих отложений, послужили основанием для выделения среди нижнегорской континентальной толщи  $J_1$  двух горизонтов: нижнего — подконгломератового, и верхнего — конгломератово-песчаного (Бердичевская, 1954).

Возраст верхнего — конгломератово-песчаного — горизонта по данным спорово-пыльцевых анализов, произведенных Н. А. Болховитиной, может быть определен как нижнеюрский.

Отложения рыхлых песчаников подконгломератового горизонта на основании выявленных различий с несогласно покрывающими их породами конгломератово-песчаного горизонта должны быть, по видимому, отнесены к более древнему возрасту, чем юрский.

Породы подконгломератового горизонта имеют довольно ограниченное распространение, обнажаясь в ряде разобщенных выходов по рр. Вилюю, Вилючану и Ыгыатте, где они выполняют неровности в палеозойском фундаменте.

Песчаники подконгломератового горизонта, в которых нами наблюдались зерна регенерированных полевых шпатов, характеризуются в основном хорошей окатанностью и отсортированностью обломочного материала. Минералогический состав песчаников довольно однообразен. Преобладают обломки кварца, полевых шпатов (преимущественно кислых плагиоклазов и ортоклаза), а также обломки кварцитовых и кремнистых пород. В небольшом количестве присутствуют зерна рудных минералов, эпидота, устойчивых минералов и глауконита.

Цементирующим материалом песчаников служат кальцит, сидерит, гидрослюда и реже гидрослюдисто-хлоритовый материал. Кальцитовый цемент обычно базального типа; сидеритовый, гидрослюдистый и гидрослюдисто-хлоритовый — чаще имеет пленочный характер, но в ряде слу-

чаев эти минералы представляют цемент типа заполнения пор. Иногда наблюдается смешанный тип цементации.

Среди песчаников подконгломератового горизонта наблюдаются обломки полевых шпатов (реже кварца) с каемками вторичного обрастания. Последние обычно представлены свежими, свободными от включений, прозрачными стекловидными каемочками полевого шпата, нарастающими вокруг кластических, хорошо окатанных, в ряде случаев частично пелитизированных зерен полевых шпатов (табл. I, 1 и 2).

Внутренняя, полевошпатовая часть зерна обычно имеет округлую форму. Она представлена главным образом обломками ортоклаза и микроклина. Последние определены по характерной для них решетке (табл. I, 3).

На фотографии изображено зерно полевого шпата с микроклиновой решеткой во внутренней части зерна, переходящей в каемку. Оптическая ориентировка «ядра» и «каемки» одинакова. Тем не менее показатель преломления «ядра» несколько больше, чем «каемки».

Округлая форма внутренней части большинства зерен свидетельствует о том, что зерна полевого шпата до регенерации подвергались переносу, в процессе которого они были окатаны. По внутреннему контуру зерен изредка видны гидрослюдистые полосочки. Иногда наблюдаются зерна полевых шпатов с трещинками спайности во внутренней части зерен, не продолжающимися на регенерационную каемку.

Изредка наблюдались зерна микроклин-пертита, обрастающие прозрачной, стекловидной каемочкой, обычно более свежей, чем внутренняя часть зерна. Нарастающие вокруг полевых шпатов регенерационные каемки имеют ширину 0,01—0,03 мм. Размер обрастающих зерен 0,1—0,2 мм.

Погасание вторичных каемочек в одних случаях происходит одновременно с центральной частью зерна, в других случаях они гаснут разновременно. Для некоторых зерен устанавливаются два этапа обрастания зерен (двойная каемка).

Незначительная ширина регенерационных каемок на зернах полевого шпата затрудняет определение их оптической ориентировки. Средний показатель преломления каемок, замеренный в иммерсионных препаратах, почти всегда колеблется между 1,523 и 1,524. При этом показатель преломления каемок почти всегда меньше, чем показатель преломления основной части зерна. Микроклиновая решетка, наблюдающаяся на одних каемках, водно-прозрачный характер других одновременно с еще более низким показателем преломления позволяют предположить, что зерна полевых шпатов обрастают в одних случаях микроклиновой каемкой, а в других каемками ортоклаза (санидина?).

Часто регенерированные зерна полевого шпата имеют правильные кристаллографические ограничения (табл. II, 1, 2, 3) Наиболее обычна призматическая форма кристаллов.

Значительно реже в описываемых песчаниках наблюдаются зерна кварца с регенерированными каемками, также обладающими несколько более низким показателем преломления, чем основная внутренняя часть зерна. Повидимому, здесь наблюдается обрастание кварцевых зерен каемками халцедона.

Отобрать интересующие нас минералы для химического анализа не удалось из-за крайне незначительной ширины каемок.

Как уже указывалось, над подконгломератовым горизонтом залегают отложения конгломератово-песчаного горизонта, относимые к нижнегорской континентальной толще  $J_1$ ; в них нами наблюдались вторичные образования моноклинового цеолита, повидимому, из группы гейландита. Отложения конгломератово-песчаного горизонта имеют значительно более широкое распространение, чем подконгломератового. Они обна-

жаются в среднем течении р. Вилюй (от устья р. Укугут до Кокунских гор) и по ее притокам (рр. Малой Ботобии, Вилючану и Ыгыатте). В значительном числе случаев описываемые отложения слагают повышенные участки рельефа, занимая верхнюю часть береговых обнажений.

Указанные цеолиты наблюдались преимущественно в ряде образцов нижней конгломератовой пачки конгломератово-песчаного горизонта. Конгломератовая пачка сложена толщей среднегалечных конгломератов с линзовидными прослоями полимиктовых песчаников с известковистым и железистым цементом, реже алевролитов и алевроитовых глин.

Обычно пески содержат значительное количество минерализованных растительных остатков, желваков сидерита и конкреций пирита. Прослой песков и песчаников нередко обогащены гравийным и галечным материалом. Материал, слагающий мелкообломочные фракции конгломератовой пачки, характеризуется слабой окатанностью и плохой отсортированностью. В составе обломочного материала описываемого горизонта преобладает кварц; несколько реже встречаются обломки полевых шпатов, представленные плагиоклазами (в том числе средними и основными), решетчатым микроклином и плагиоклазом с полисинтетическими двойниками. Довольно значительную часть кластического материала составляют обломки горных пород. Они представлены в основном кварцитами, кремнистыми и эффузивными породами. В меньшем количестве в песчаниках присутствуют обломочные минералы групп эпидота, амфибола, хлоритов и слюд. Цемент двух типов — карбонатный и железистый.

Собственно конгломераты, наблюдающиеся в обнажениях в виде довольно мощных прослоев, характеризуются пестрым петрографическим составом, быстрой изменчивостью по простиранию и замещением более мелкообломочными разностями. Они слагаются в основном слабоокатанными обломками размером от 0,5 до 50—60 см. Изучение петрографического состава галек конгломератов выявило их чрезвычайное разнообразие. При этом оказалось, что значительная часть галечного материала принадлежит к породам, чуждым району исследования. Наибольшее распространение имеют кварциты, кремнистые эффузивные породы (в том числе и породы трапповой формации) и гальки кварца.

Следует отметить, что вторичные цеолиты распространены не по всей описываемой толще, а преимущественно локализируются в слоях песчаников, сильно обогащенных галечным материалом, или в цементе конгломератов, также сложенном песчаником. В обоих случаях цеолиты наблюдаются в цементе этих песчаников, где они обычно образуют каемки вокруг зерен обломочного материала, состоящие из отдельных кристаллических индивидуумов (табл. III, 1).

Цеолиты окружают обломки полевых шпатов, кварца и реже обломки пород, заполняя собою периферические зоны поровых пространств, тогда как центральные части пор обычно бывают выполнены карбонатным цементом (табл. III, 2).

Размер кристаллов цеолита колеблется от 0,01 до 0,06 мм, реже наблюдаются более крупные кристаллы. В ряде образцов они имеют табличатый облик по (010) с ясно выраженными кристаллографическими очертаниями (табл. IV, 1). В агрегатных скоплениях кристаллы цеолита имеют неправильные контуры. Наиболее обычны ромбовидные кристаллы. По (010) наблюдается совершенная спайность. Минерал двусосный, оптический положительный. Угол оптических осей  $2V$  — малый (в среднем близок к  $30^\circ$ ). Угасание почти прямое. Плоскость оптических осей и  $N_g$  перпендикулярны (010), и почти параллельны грани (001). Углы между плоскостью (001) и добавочными гранями (201) колеблются между  $113^\circ 20' - 115^\circ$  и  $117^\circ 20' - 119^\circ 30'$ .

Показатели преломления, определенные в иммерсионных препаратах, очень близки между собой и в среднем равны 1,490.

Для химического анализа нами были отобраны цеолиты из прослоев песчаника в конгломератах, обогащенных галькой. При отборе не удалось полностью отделить цеолит от карбоната. Присутствие последнего сказалось на результате анализа. Результаты приведены в табл. 1.

Таблица 1

Химический анализ цеолита  
(с примесью карбоната)

Оксиды	Состав, вес. %
SiO <sub>2</sub>	52,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ.)	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,67
TiO <sub>2</sub>	Не обнар.
CaO	7,00
MgO	1,96
MnO	Не опр.
K <sub>2</sub> O	0,23
Na <sub>2</sub> O	1,06
H <sub>2</sub> O гягр.	5,80
H <sub>2</sub> O крист.	7,99
CO <sub>2</sub>	6,13
Сумма . . .	97,54

Аналитик Т. А. Маломахова.

нижнеюрских железистых песчаников Северного Кавказа, и Г. С. Дзодендзе (1943) и он же совместно с Н. И. Схиртладзе (1953), описавшие анальцимовый горизонт в угленосной свите Кутаисско-Гелатского района, считают, что вышеуказанные цеолиты представляют собой чисто химический осадок, связанный с коагуляцией зольей SiO<sub>2</sub> и Al(OH)<sub>3</sub> и с последующей адсорбцией ими ионов Na.

Приведя краткую характеристику новообразованных цеолитов и геологической обстановки, в которой они образовывались, можно попытаться также высказать свои соображения в отношении возможного генезиса их.

1. Отсутствие в породах юрского возраста юго-западной части Виллюйской впадины явлений контактного метаморфизма и признаков термальных воздействий исключает возможность образования указанных цеолитов в результате этих процессов.

2. Характер нахождения цеолитов в отложениях конгломератово-песчаного горизонта ставит под сомнение возможность их одновременного отложения с осадком.

3. Избирательный характер распространения цеолитов — приуроченность их к слоям конгломератов, брекчий и песчаников из контакта с конгломератами, также обогащенных галечным и гравийным материалом, среди которого наблюдается значительное количество эффузивных обломков, показывает, что цеолиты из конгломератово-песчаного горизонта нижнегорской континентальной толщи J<sub>1</sub> связаны главным образом с грубообломочным материалом, слагающим конгломераты.

Приведенные факты позволяют высказать предположение о возможности образования описываемых цеолитов в результате процессов гальмиролиза алюмосиликатного обломочного материала. Источником этого материала в юго-западной части Виллюйской впадины являлись обломки эффузивных пород и в том числе пород траптовой формации. В резуль-

Отечественные исследователи, описывавшие цеолиты из осадочных пород, приводят различные соображения о их генезисе. П. П. Авдусин (1948) и Н. В. Ренгартен (1940, 1945) объясняют образование цеолитов (анальцима, морденита) процессами гальмиролиза пирокластического материала. А. Г. Коссовская (1951, 1952) образование цеолитов из группы гейландита в отложениях продуктивной свиты Кабыстана и Прикуринской изменности объясняет результатом диагенетических процессов, считая, что гейландит образуется по пироксенам вместе с кальцитом, при одновременном удалении Mg из этих пород.

Н. В. Ренгартен (1950), описывая осадочный анальцим и ломонтит из

тате воздействия на обломочный материал, слагающий конгломераты нижнегорской континентальной толщи  $J_1$  морской воды, покрывавшей указанные осадки во время трансгрессии моря с конца нижней до конца средней юры, в еще рыхлом осадке началось образование кристаллов цеолита, отлагавшихся по периферии поровых пространств между обломочными зернами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- А в д у с и н П. П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1948.
- Б е р д и ч е в с к а я М. Е. О стратиграфическом расчленении нижнеконтинентальной толщи мезозоя района среднего течения р. Вилкой. Доклады Акад. наук СССР, 1954, 96, № 2.
- Д з о ц е н и д з е Г. С. Анальцит осадочного происхождения из батских угленосных сланцев окрестностей г. Кутаиси. Сообщ. Акад. наук Груз. ССР, 1943, 4, № 10.
- Д з о ц е н и д з е Г. С. и С х и р т л а д з е Н. И. Анальцитовый горизонт в угленосной свите Кутаисско-Гелатского района. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, вып. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- К о с с о в с к а я А. Г. О формах диагенетического растворения пироксенов из разрезов продуктивной толщи Азербайджана. Доклады Акад. наук СССР, 1951, 79, № 4.
- К о с с о в с к а я А. Г. Фациально-минералогические типы глин продуктивной толщи Азербайджана. Ст. 1. Глины Апшеронской области. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1952, № 4.
- Р е н г а р т е н Н. В. Аутигенный анальцит в песчаниках Казанского яруса Кировской области. Зап. Мин. общ., 1940, 69, № 1.
- Р е н г а р т е н Н. В. Цеолит из группы морденита и верхнемеловых и палеогеновых морских отложений восточного склона Урала. Доклады Акад. наук СССР, 1945, 45, № 8.
- Р е н г а р т е н Н. В. Ломонтит и анальцит из нижнеюрских отложений на Северном Кавказе. Доклады Акад. наук СССР, 1950, 70, № 3.
-



## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

### Т а б л и ц а I

1. Регенерационные каемки вокруг кластических зерен полевых шпатов в песчаниках подконгломератового горизонта. Река Вилючан. При одном никеле. Увел. 150.
2. То же. Николи+. Увел. 150.
3. Зерно микроклина с регенерационной каемкой. Песчаник подконгломератового горизонта. Река Вилюй. Николи+. Увел. 150.

### Т а б л и ц а II

1. Призматическая форма зерна, обросшего регенерационной каемкой. Песчаники подконгломератового горизонта. Река Вилюй. При одном никеле. Увел. 150.
2. То же зерно. Николи+. Увел. 150.
3. Кристаллы полевого шпата с регенерационной каемкой. Увел. 150.

### Т а б л и ц а III

1. Каемки из кристалликов цеолита на обломочных зернах песчаников. Конгломератово-песчаный горизонт нижегорской континентальной толщи  $J_1$ . Река Вилюй. Проходящий свет. Увел. 90.
2. Поровое пространство в песчаниках конгломератово-песчаного горизонта нижегорской континентальной толщи  $J_1$ , обросшее по периферии кристаллами цеолита ( $\psi$ ). Внутренняя часть порового пространства выполнена карбонатом ( $\kappa$ ). При одном никеле. Увел. 240.

### Т а б л и ц а IV

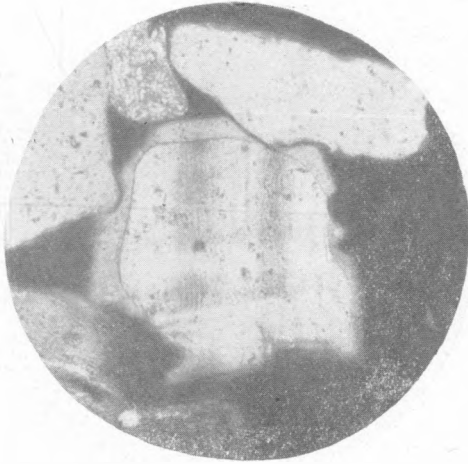
1. Кристаллы цеолита из цемента конгломератов. Конгломератово-песчаный горизонт нижегорской континентальной толщи  $J_1$ . Река Вилюй. При одном никеле. Увел. 450.
-



1



2



3



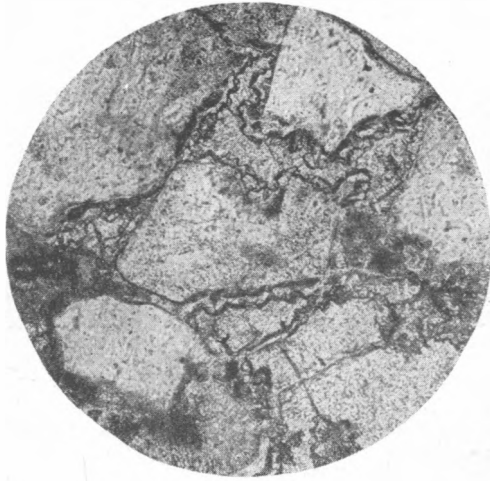
1



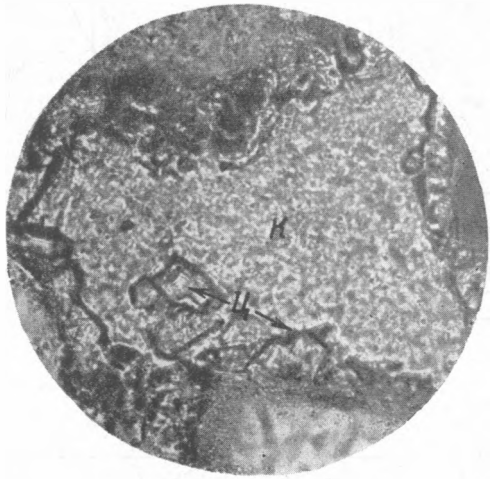
2



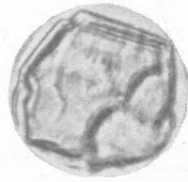
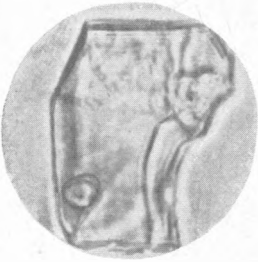
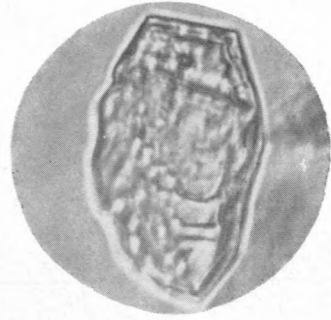
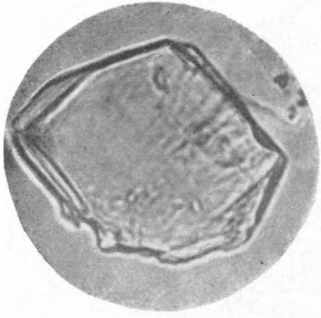
3



1



2



Л. В. ПУСТОВАЛОВ

## О ВТОРИЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТАХ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

*(Обзор главной литературы)*

«Концентры охлаждения магматического расплава по линии основных остаточных силикатов тождественны с концентрирами метаморфических зон, но в обратном порядке».

Акад. А. Е. Ферсман, 1934

Полевые шпаты, наряду со слюдами, авгитами, роговыми обманками и некоторыми другими минералами, давно было принято считать типичными представителями магматогенных образований. Этим объясняется то недоверие, с которым были восприняты первые сообщения о находках полевых шпатов, образовавшихся в осадочных породах без участия высоких температур и давления.

Скептицизм в отношении возможности образования полевых шпатов в осадочных породах долго удерживался в науке. Весьма характерно мнение, высказанное сравнительно еще не так давно Р. Жёрже (Sörgéy, 1912). Этот автор квалифицировал представление о возможности образования полевых шпатов при обычных температурных условиях как смелое и ничем не обоснованное предположение; одновременно он указал, что «вообще при чрезвычайной важности этого вопроса требуется особенная осторожность».

Однако уже в двадцатых годах текущего столетия, под влиянием накопившихся к тому времени многочисленных фактических данных, А. Е. Ферсман пришел к заключению, что образование полевых шпатов среди обычных осадочных пород является «общим процессом большого геохимического значения, идущим в древних породах России в колоссальном масштабе» (Ферсман, 1922, стр. 156).

Повидимому, первое сообщение о наличии новообразованных кристалликов полевого шпата и слюды среди девонских доломитовых пород Европейской части СССР было сделано около девяноста лет тому назад Ф. Розеном (Rosen, 1864).

В конце прошлого столетия А. Ф. Лазаревский, обследовавший железорудные месторождения в б. Ливенском уезде Орловской губ., отметил в своем опубликованном отчете, что пласт железной руды, обнажающийся на правом берегу р. Кшени, состоящий из железной охры,

бурого и красного железняков и перекрытый желтой глиной, подстилается «полевошпатовой породой», ниже которой располагается оолитовый девонский известняк (Лазаревский, 1896, стр. 60).

Оба эти наиболее ранние сообщения о наличии среди осадочных пород Европейской части СССР новообразований полевых шпатов не привлекли к себе внимания, а чересчур краткое упоминание А. Ф. Лазаревского о «полевошпатовой породе», зелегающей между девонским известняком и пластом железной руды, было вообще мало понятно.

В начале текущего столетия П. А. Земятченский (1903) обнаружил присутствие новообразованных микроскопических кристалликов ортоклаза и микроклина в бурых железняках Липецкого железорудного района. На основании этого он пришел к выводу, что, вопреки общераспространенному мнению, «полевой шпат может образовываться из довольно обыкновенных водных растворов и при самых обычных условиях температуры и давления». Любопытно, что наряду с новообразованными кристалликами полевых шпатов П. А. Земятченский специально отмечает присутствие в тех же образцах бурых железняков «зерен кварца и турмалина», но не указывает, являются ли эти «зерна» новообразованными или же обломочными.

В 1909 г. П. А. Борисов (1909) описал новообразованные кристаллики полевых шпатов (ортоклаза, микроклина и альбита), слюд и других минералов в доломитах из окрестностей г. Повенца б. Олонецкой губ. Доломит, заключающий указанные новообразования, представляет собой слоистую породу красного цвета. Слоистость иногда выражена столь отчетливо, что у поверхности обнажения, под влиянием процессов выветривания, порода иногда распадается на тонкие пластинки и приобретает характер своеобразного доломитового «сланца». Во всех образцах изученной доломитовой породы наблюдаются параллельные друг другу прослои, сильно обогащенные глинистым веществом с примесью тончайших микроскопических чешуек железного блеска, имеющих шестиугольные очертания. Они и придают всей породе красную окраску, которая становится особенно интенсивной, почти черной, в прослоях, особенно богатых глинистым материалом. Скопления кристалликов полевых шпатов и слюд приурочены преимущественно к этим глинистым прослоям; хотя указанные минералы рассеяны по всей массе породы, но в глинистых прослойках они скопляются в таком количестве, что создается впечатление, что именно они образуют слой. Любопытно, что кристаллы полевого шпата как бы лежат на наиболее широких гранях (010) параллельно слою.

В одних случаях в прослоях доломита преобладают кристаллики полевых шпатов величиной до 1 см, составляющие до 17% всей массы породы. В других случаях преобладают кристаллики слюды в виде шестигранных укороченных столбиков, достигающих 0,5 см.

Чрезвычайно характерно, что вся масса доломитовых пород разбита трещинами, идущими поперек слоистости. Трещины эти заполнены позднейшими выделениями кальцита и кварца, но совершенно не содержат кристалликов полевых шпатов и слюд. Напротив, этими трещинками нередко разбиты целые кристаллы указанных минералов, и можно наблюдать части одного кристалла, дополняющие друг друга до полного кристалла, но разобщенные трещинкой, заполненной кальцитом или кварцем. Это свидетельствует о том, что образование трещин, а следовательно, и жилков, застало кристаллики вторичных полевых шпатов и слюд уже вполне сформированными.

Последнее обстоятельство, наряду с несомненной связью кристалликов полевых шпатов и слюд с глинистым материалом, присутствующим в породе, а также отсутствие поблизости изверженных пород, не позволили П. А. Борисову объяснить образование в ясно слоистой осадочной

породе указанных силикатов непосредственным воздействием изверженных пород. Автор осторожно указывает, что «следует искать другую причину для выяснения их происхождения».

Надо отметить, что в доломитах из окрестностей г. Повенца, помимо полевых шпатов, слюд и чешуек гематита, П. А. Борисов обнаружил присутствие длинных (до 6 см) призматических кристаллов роговой обманки, ярко-зеленые кристаллики актинолита и приуроченные к последним тонкие прослойки асбеста. Очевидно, следуя самому П. А. Борисову, нет оснований связывать образование этих минералов, входящих в состав той же породы, что и полевые шпаты и слюды, с магматической деятельностью, а следует искать также «другую причину» их происхождения.

А. Е. Ферсман (1910) опубликовал результаты минералогического изучения некоторых ледниковых валунов, собранных на территории б. Московской губ. Последние привлекли к себе внимание находением в них превосходно образованных кристалликов флогопита и альбита, рельефно выделявшихся на выветрелых поверхностях. Изученные валуны были представлены кирпично-красным слоистым доломитом; слоистость обусловлена наличием прослоев глинистого вещества, неравномерно и послойно распределенного в плотном мелкокристаллическом доломите. Кристаллики альбита и флогопита легко выделялись из вмещающей их породы путем обработки ее соляной кислотой. Они и были подвергнуты А. Е. Ферсманом подробному кристаллографическому изучению.

В результате проведенного исследования, А. Е. Ферсман пришел к выводу, что изученные им валуны аналогичны тем доломитовым породам, которые за год до этого были описаны П. Борисовым в коренном залегании из окрестностей г. Повенца. Породы эти, относящиеся, по А. Е. Ферсману, к ятульской системе альгонской эры, имеют значительное распространение в северных районах, но выходят лишь отдельными островками по восточной границе фенно-скандинавского массива. А. Е. Ферсман полагает, что именно отсюда и были доставлены в окрестности Москвы те валуны, которые он изучал. На основании этого он считает, что движение валунов было почти меридиональным, с очень незначительным отклонением на направление ССЗ-ЮЮВ.

Нельзя попутно не отметить, что изложенное только что использование валунного материала для воссоздания направления движения ископаемых ледников, выполненное еще в 1910 г. русским ученым, намного опередило аналогичные работы зарубежных палеогеографов, обычно цитируемых в разного рода сводках и руководствах.

Что касается наиболее интересного сейчас для нас вопроса о происхождении кристаллов альбита и флогопита в доломитовой породе, то А. Е. Ферсман считает, что описанный им характер кристаллов этих минералов свойствен всем тем новообразованиям в осадочных толщах, которые столь характерны для местностей с сильным региональным метаморфизмом. Он обращает внимание на то, что все кристаллики, особенно флогопита, образованы свободно со всех сторон, что слоистость породы проходит через них независимо от их кристаллической формы и что красные глинистые прослойки пересекают породу и отдельные кристаллики так, как будто последних и не существовало. По мнению А. Е. Ферсмана, характер породы говорит против контактного метаморфизма; происхождение же кристалликов легче всего объясняется метаморфизацией, переработкой внутри породы мергелистых примесей этих пород.

Однако для объяснения наличия в породе фтора, входящего в состав флогопита, считавшегося в то время типичным магматогенным химическим элементом и еще не известного тогда среди нормальных осадочных образований, А. Е. Ферсман был склонен допустить возможность



дополнительного к региональному метаморфизму влияния гидротермального или пневматолитического процесса. Сейчас, когда мы знаем широкое распространение фтористых соединений (ратовкита, плавикового шпата и др.) среди нормальных осадочных пород и, в частности, постоянно наблюдаемую парагенетическую связь фтористых соединений как раз с доломитовыми породами, прибегать к этому дополнительному предположению нет никакой надобности. Следовательно, для нас остается сейчас заслуживающим внимания лишь основной вывод А. Е. Ферсмана об образовании кристаллов альбита и флогопита в результате метаморфизации самого мергелистого материала.

Несколькими годами позже П. А. Земятченский (1916) предпринял специальное изучение 19 образцов карбонатных пород разного возраста и из разных районов Европейской части СССР нахождение в них новообразованных полевых шпатов. Образцы были подобраны из таких районов, где действие сильных метаморфизирующих агентов — высокой температуры, большого давления, пневматолитиза и проч. — было заведомо исключено.

В 14 образцах П. А. Земятченским было установлено наличие мелких, превосходно образованных и совершенно свежих кристалликов ортоклаза, натрового ортоклаза, микроклина и в подчиненных количествах анортклаза и альбита.

Этими образцами были:

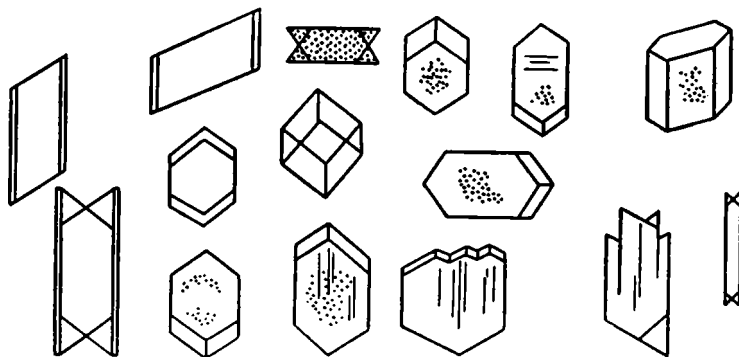
1. Известняк с р. Поповки из окрестностей г. Павловска б. Петроградской губ. (силур).
2. Известняк («плита») из окрестностей Ленинграда (силур).
3. Известняк близ ст. Званка на р. Волхове (силур).
4. Известняк из окрестностей г. Пскова, по р. Великой (девон).
5. Известняк глинистый, образующий прослой среди предыдущих известняков, из того же района (девон).
6. Известняк из окрестностей г. Изборска, б. Псковской губ. (девон).
7. Известняк из окрестностей г. Липецка, б. Тамбовской губ. (девон).
8. Доломитовый песок, Саткинский завод, Урал (девон).
9. Рыхлый доломит из окрестностей с. Кнубри, б. Орловской губ. (карбон).
10. Известняк, Оптина пустынь, б. Калужской губ. (карбон).
11. Серый известняк, богатый остатками кораллов и брахиопод; Березовка, по дороге к Аксенцам, б. Богородицкий уезд Тульской губ. (карбон).
12. Рыхлый известняк, Истье-Залипяжье, б. Ряжского уезда Рязанской губ. (карбон).
13. Доломитовый известняк, Хольково, б. Меленковского уезда Владимирской губ. (пермо-карбон).
14. Плотный мел, у сел. Лиски, б. Воронежской губ. (мел).

В одном из исследованных образцов, а именно в образце плотного известняка мелового возраста из окрестной Чуфут-Калэ (Крым), было констатировано присутствие лишь одного кристаллика новообразованного полевого шпата.

В следующих 4 изученных породах новообразований полевых шпатов обнаружено не было:

1. Известняк у Херсонесского монастыря в окрестностях г. Севастополя (мел).
2. Известняк у Георгиевского монастыря в окрестностях г. Севастополя (мел).
3. Мергель из окрестностей Градижска, б. Кременчугского уезда, Полтавской губ. (третичный).
4. Известняк из окрестностей ст. Жмеринки (третичный).

Для изучения новообразованных полевых шпатов П. А. Земятченский подвергал большие навески (от 100 до 200 г) карбонатных пород растворению в соляной кислоте, в результате чего полевые шпаты



Фиг. 1. Форма новообразованных кристалликов полевых шпатов (по П. А. Земятченскому, 1916).

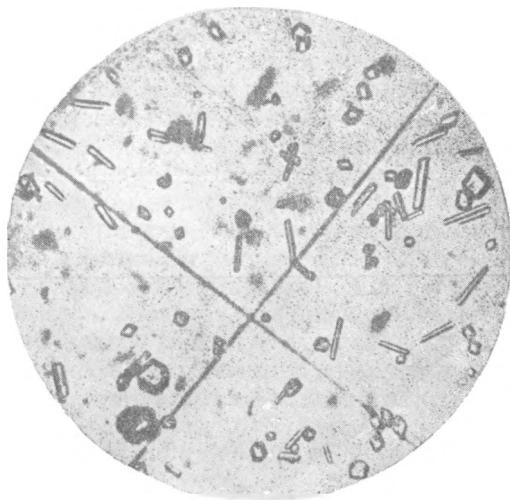
концентрировались в нерастворимых остатках. Последние фракционировались по размеру зерна и подвергались микроскопическому исследованию.

Кристаллики полевых шпатов имели размер от сотых долей до 0,35 мм. Их облик (фиг. 1), то ромбоидаальный, то гексагоноидаальный, то призматический, оказался сходным во всех образцах. Лишь один образец (из окрестностей с. Кнубри) выделился среди остальных по обилию игольчатых форм (фиг. 2), которые оказались сильно вытянутыми карлсбадскими двойниками и ранее нигде встречены не были. Равномерно же развитые карлсбадские двойники наблюдались в разных количествах во всех исследованных породах, содержащих новообразованные полевые шпаты.

В центральных частях кристалликов полевых шпатов иногда наблюдались скопления пылевидных, повидимому глинистых и углистых включений.

Характерно, что для многих образцов П. А. Земятченский отмечает наличие, наряду с кристалликами полевых шпатов, «кристалликов» и «призмочек» бурого и зеленого турмалина, но более детально их не описывает. В некоторых образцах были обнаружены «пластинки слюды и хлорита», а также кварц, имеющий иногда бипирамидальный облик, т. е. новообразованный.

Подводя итоги своим наблюдениям, П. А. Земятченский приходит к выводу, что вопреки господствующему мнению процесс фельдшпатизации известняков весьма распространен и нередко имеет значительные масштабы. Он полагает, что фельдшпатизация количественно связана с геологическим



Фиг. 2. Вторичные полевые шпаты из каменноугольного доломита. Сел. Кнубрь, б. Орловской губ. (по П. А. Земятченскому, 1916).

возрастом пород. Подтверждение этому П. А. Земятченский видит в том, что все исследованные карбонатные породы силурийского, девонского, каменноугольного и пермо-карбонового возраста оказались содержащими значительные количества новообразованных полевых шпатов. Из четырех пород мелового возраста новообразованные полевые шпаты присутствуют лишь в одном образце. В двух породах третичного возраста новообразований полевых шпатов вовсе не обнаружено. Такое распределение вторичных полевых шпатов, по мнению П. А. Земятченского, хорошо согласуется с представлением о позднейшем их образовании в результате крайне медленных «гидрохимических процессов».

В заключение П. А. Земятченский подчеркивает, что все собранные им данные согласно свидетельствуют об образовании полевых шпатов в известняках в результате процессов, протекавших на небольшой глубине и не сопровождавшихся ни повышенной температурой, ни особо значительным давлением. «Это обстоятельство, — справедливо указывает П. А. Земятченский, — не следует упускать из виду при решении некоторых вопросов, касающихся метаморфизма, в частности — при суждениях о первичной породе, из которой произошла та или другая метаморфическая порода, так как метаморфизация может сопровождаться глубокими химическим изменениями, — а также и в вопросе о региональном метаморфизме».

Вслед за П. А. Земятченским опубликовал свою заметку В. Н. Чирвинский (1916), в которой он сообщил об обнаружении им новообразованных кристалликов полевых шпатов в киевском меле. Минералогически они представлены преимущественно ортоклазом и в подчиненном количестве натровым ортоклазом и анортоклазом. Микроклин обнаружен не был. По своему облику кристаллики полевых шпатов были совершенно аналогичны тем, которые были описаны для палеозойских пород П. А. Земятченским, но размер их был существенно меньше и колебался от 0,003 до 0,03 мм, что можно поставить в связь с относительной геологической молодостью киевского мела. Основываясь на своих находках, В. Н. Чирвинский отмечает, что процесс фельдшпатизации наблюдается и в такой неметаморфизованной осадочной породе, как киевский мел, и притом в породе сравнительно юного возраста.

В 1917 г. П. А. Борисов вновь вернулся к новообразованиям силикатов из доломитов окрестностей города Повенца (Борисов, 1917). Он уточнил и расширил перечень новообразованных минералов, обосновав их присутствие в красных доломитах микроскопическими, кристаллографическими и химическими исследованиями. Список новообразованных минералов оказался следующим:

гематит,	ортоклаз,
кварц,	слюда (флогопит),
микроклин,	диопсид,
альбит,	доломит.

Напомним, что в своей предыдущей работе 1909 г. П. А. Борисов, кроме перечисленных минеральных видов, отмечал также новообразованные кристаллы роговой обманки, актинолита и асбеста.

На этот раз при описании минералов П. А. Борисов уделил специальное внимание наличию в них включений; так, например, в новообразованных и превосходно ограненных кристаллах слюды размером до 1,5 см были обнаружены: зерна кварца, кристаллики альбита, ромбоэдры доломита, гексагональные пластинки гематита и изобилие красного тонкого «Глинистого» вещества, которое располагается в минерале зонально, параллельно граням кристалла, и т. д.

Наблюдения над включениями, содержащимися в новообразованных минералах, позволяют наметить следующую примерную схему последовательности преимущественного образования минералов, описанных П. А. Поповым в доломитах:

гематит, кварц — альбит, ортоклаз — микроклин — слюда — диопсид.

Последовательное выделение этих минералов происходило, так сказать, на фоне непрерывной перекристаллизации доломита и образования в результате этого его более или менее крупных ромбоэдров. Об этом можно судить по тому, что все новообразованные минералы содержат включения ромбоэдров доломита, а ромбоэдры доломита, в свою очередь, могут содержать включения всех других минералов. Время образования кристаллов альбита, повидимому, носило растянутый характер; этот процесс начался до образования микроклина, который при своем росте уже захватывал в себя кристаллики альбита, но продолжался вплоть до образования флогопита, который в ряде случаев включен в альбит.

П. А. Борисов уделил особое внимание генезису описанных им минералов. Как и прежде, он вновь указывает, что явления контактного метаморфизма по условиям залегания пород в данном случае исключаются. Вместе с тем, исключается также возможность обломочного происхождения крупных и прекрасно образованных кристаллов.

Под явным влиянием взглядов, высказывавшихся в то время в зарубежной литературе, П. А. Борисов полагает, что рост обнаруженных им новообразованных минералов происходил во время накопления содержащих их осадков, на дне ископаемого водоема, который представлял собою небольшой, вероятно изолированный и засоленный бассейн, частью за счет «иловатого детрита», скопившегося на дне бассейна, частью же за счет солей, присутствовавших в растворенном состоянии. Повышенная концентрация солей в древнем водоеме, по мнению П. А. Борисова, доказывает наличием в водных вытяжках из доломитовых пород солей щелочных и щелочноземельных металлов, которые будто бы сохранились в весьма древних породах до настоящего времени (образцы пород, бывшие в распоряжении П. А. Борисова, как следует из его описания, были взяты с берега, находящегося под воздействием современных морских волн и частью затопляемого морем во время прилива).

Для объяснения наличия новообразованного флогопита, содержащего фтор, который, по неправильному представлению П. А. Борисова, может быть только магматического происхождения, автор допускает влияние гидротерм, связанных с диоритовой магмой и приносивших с собой кремниевую кислоту, фтор для слюды и углекислоту. «Близость к Повенецкой губе массивов из диоритовой магмы, — пишет П. А. Борисов, — позволяет в этой магме видеть второй источник материала для минералообразования».

Оценивая изложенные представления П. А. Борисова с точки зрения современных данных, приходится признать их несостоятельность. Действительно, мы не можем считать правильным предположение об образовании вторичных полевых шпатов, слюды и диопсида в стадии накопления осадков и их раннего диагенеза. Допущение же влияния гидротерм основывается не на каких-либо фактических данных, а на ошибочном взгляде на фтор, как на такой элемент, который может появляться исключительно только в связи с магматической деятельностью и накопление которого осадочным путем будто бы невозможно, что, как уже указывалось, опровергается имеющимися сейчас фактическими данными. Таким образом, из генетических построений П. А. Борисова остается сейчас заслуживающим внимания его заключение, основывающееся на конкретных наблюдениях, о том, что описанные им новообразованные минералы не

являются обломочными и не связаны с явлениями контактного метаморфизма.

При геохимическом описании Русской платформы А. Е. Ферсман (1922) признал за процессом фельдшпатизации, происходящим в огромных масштабах в осадочных толщах, большое и общее геохимическое значение. Образование полевых шпатов он склонен был рассматривать как одно из явлений катагенеза, т. е. как результат обменных реакций между петрографически разнородными слоями осадочных пород.

В. П. Батуриин (1928) описал вторичные полевые шпаты из карбонатных пород района Военно-Грузинской дороги на Кавказе. Фельдшпатизация была обнаружена в комплексе оолитовых и псевдо-оолитовых известняков предположительно верхнеюрского возраста. В мергелистых породах того же стратиграфического положения новообразований полевых шпатов не обнаружено. Как редкое явление, наблюдались отдельные новообразования полевых шпатов и в меловых отложениях, развитых в соседнем, более южном районе. Здесь был зарегистрирован случай фельдшпатизации обломков литотамний, входящих в состав грубых, отчасти туфогенных песчаников, содержащих значительное количество органического детритуса.

Новообразования полевых шпатов из пород верхнеюрского возраста были подвергнуты более детальному изучению. Все они оказались представленными альбитом. Размер их колеблется от 0,05 до 0,15 мм. По облику они мало отличаются от полевых шпатов, описанных П. А. Земляченским (1916) из палеозойских карбонатных пород Русской платформы.

Помимо изолированных новообразованных кристалликов полевых шпатов, В. П. Батуриин обнаружил каемки вторичного полевого шпата вокруг обломочных зерен того же минерала, т. е. установил явление регенерации (разрастания) обломочного полевого шпата, аналогичное часто наблюдаемому в осадочных породах явлению регенерации кварцевых обломков.

Регенерация обломочных полевых шпатов наблюдалась В. П. Батуриным в 2—3 шлифах, где присутствовали крупные обломки слегка выветрелого альбита. Каемки нарощего вторичного альбита отличались от обломочного зерна своей безукоризненной свежестью. Погасание новообразованных каемок было как одновременное с центральным обломочным зерном, так и разновременное.

В. П. Батуриин особо подчеркнул, что альбитизация изученных им пород сопровождается появлением в них вторичного кварца, причем образование последнего, как показывают наблюдения, происходило или одновременно, или несколько позже альбита.

Образование изученных полевых шпатов, по мнению В. П. Батурина, не стоит ни в какой связи с явлениями контактного и глубинного метаморфизма, так как эти явления не имеют места в данном районе. Поэтому возникновение новообразованных полевых шпатов можно связывать только «с нормальным диагенезом осадка» (под диагенезом В. П. Батуриин, очевидно, подразумевает совокупность изменений первоначального осадка от момента его отложения до наших дней, т. е. явления как раннего, так и позднего диагенеза).

Отдавая тем не менее дань обычным представлениям о возможности образования полевых шпатов только в результате магматогенных процессов, В. П. Батуриин все же склоняется к предположению, что «образование альбита в породах района Военно-Грузинской дороги является результатом гидротермальных процессов». Это предположение автор никак не обосновывает; напротив, он тут же еще раз указывает, что «мы не имеем возможности ни изверженных масс, ни глубокого изменения окружающих пород».

О. М. Аншелес и В. П. Татарский (1931) описали обнаруженную ими регенерацию обломков полевых шпатов в девонских песках с р. Ловати. Они отмечают, что ранее многократно описывались случаи возникновения вторичных полевых шпатов в осадочных породах при обычных условиях, когда исключена возможность контактного метаморфизма или какого-либо иного воздействия на породу изверженных масс. Но все эти случаи относились к нахождению новообразованных полевых шпатов среди карбонатных пород, тогда как наблюдаемый ими случай свидетельствует о возможности образования вторичных полевых шпатов среди обломочных пород.

Исследованный девонский песок на 92,6% состоял из фракции 0,25—0,05 мм. Примерно 10% легкой части этой фракции были представлены полевыми шпатами. При подсчете только зерен полевого шпата, имеющих по крайней мере три ясно выраженные грани, таковых оказалось около 65% всего количества. Отсюда следует, что более половины полевошпатовых обломков, присутствующих в породе, подверглись процессу регенерации. Внутренняя округлая часть зерен резко отличается от наружной: она мутна и загрязнена железистым материалом, тогда как наружная кайма совершенно прозрачна и свежа. Часто наблюдалось неодновременное погасание внутренней и наружной частей зерен. Все это говорит о том, что наружная кайма кристаллов выросла уже после того, как зерна полевых шпатов подверглись некоторому выветриванию, были перенесены, окатаны и отложены.

В годы осуществления первого пятилетнего плана индустриализации СССР были развернуты широкие разведочные работы на железные руды Центрального района. При этом было установлено, что в южной части Подмосковского бассейна рудный горизонт покоится на размтой поверхности карбонатных и мергелистых пород девонского (елецкого и лебедянского) возраста. Между рудным горизонтом и девонскими отложениями здесь повсеместно залегает так называемая «подрудная глина», облегающая как бы чехлом весь массив девонских пород, мощностью от нескольких до десятков сантиметров.

Исследования Л. В. Пустовалова (1933) показали, что в тех местах, где подрудная глина залегает на поверхности карбонатных пород слесцкого горизонта, она примерно на 30% и более состоит из микроскопических кристалликов новообразованных полевых шпатов; в нерастворимых же остатках этих подрудных глинок полевые шпаты составляют 55—60%. Подрудные глинки, залегающие на поверхности лебедянских слоев, также постоянно содержат новообразования полевых шпатов, но в меньших количествах; зато в них обнаруживается высокое содержание тонкочешуйчатой разности мусковита — серицита. Довольно широким, хотя и локальным распространением пользуются новообразования халцедона и кварца, составляющие иногда существенную часть подрудных глинок. Превосходно образованные, часто идиоморфные кристаллики кварца имеют размер от 0,7 до 0,02 мм, отличаются чистотой и свежестью углов и граней. Обращает на себя внимание, что подрудные глинки в существенной своей части состоят из новообразований трех минеральных видов, которые мы привыкли считать характерными компонентами гранитов: полевых шпатов, калиевой слюды и кварца.

Надо думать, что подрудная глина представляет собой ту «полевошпатовую породу», залегающую по р. Кшени между бурым железняком и известняками, о которой еще в 1896 г. кратко сообщал А. Ф. Лазаревский (см. об этом на стр. 218).

Примечательно, что подрудные глинки прослеживаются в виде хотя и мало мощного, но чрезвычайно выдержанного прослоя, облегающего поверхность девонских пород на площади в несколько тысяч квадратных

километров. Это свидетельствует не о случайном и спорадическом нахождении, а о региональном развитии вторичных полевых шпатов и сопутствующих им серицита и кварца среди осадочных толщ южной части Подмосковского бассейна.

Попутно Л. В. Пустоваловым были подтверждены наблюдения П. А. Земятченского о широком распространении новообразованных полевых шпатов среди девонских карбонатных пород. Нерастворимый остаток последних в изученных случаях на 25 — 28% оказался состоящим из новообразованных полевых шпатов.

По внешнему облику вторичные полевые шпаты как из подрудной глинки, так и из девонских отложений не отличаются от тех, которые были описаны П. А. Земятченским. Вновь подмеченной их особенностью является то обстоятельство, что многие полевошпатовые кристаллики оказались состоящими из внутреннего округлого ядра и наростей вокруг них каемки, которые часто гаснут одновременно. Среди девонских карбонатных пород установлены случаи замещения микроскопических ромбоздров карбонатов полевошпатовым материалом с образованием микропсевдоморфоз полевых шпатов по карбонатам. Иногда удавалось наблюдать, что часть микроскопического ромбоздра кальцита является уже замещенной полевым шпатом, тогда как другая часть того же ромбоздра состоит еще из карбоната кальция; граница между полевошпатовым и карбонатным веществом в этих случаях бывает неровной, волнистой.

В минералогическом отношении вторичные полевые шпаты оказались представленными не только ортоклазом, натровым ортоклазом, микроклином и анортоклазом, но также и кальциевым полевым шпатом — анортитом. Пропуск последнего минерала предшествующими исследователями Л. В. Пустовалов объясняет тем, что новообразованные полевые шпаты ранее изучались в нерастворимых остатках, полученных действием на породу соляной кислоты при нагревании, т. е. в таких условиях, когда анортит разлагается и потому не может сохраниться в нерастворимом остатке.

Было подмечено, что содержание вторичных полевых шпатов в изученных обнажениях девонских пород быстро снижается от верхней их поверхности к более глубоким горизонтам (например, девонские известняки, обнажающиеся близ с. Введенского, на расстоянии 0,15 м от их поверхности содержат около 23% нерастворимого остатка, обогащенного вторичными полевыми шпатами, а на глубине 4,4 м — лишь 0,9% нерастворимого остатка). Это обстоятельство, а также присущие подрудным глинкам черты их элювиального происхождения дали Л. В. Пустовалову основание высказать предположение о возможной связи фельдшпатизации девонских пород и покрывающей их подрудной глинки с древними почвенными процессами. В свете современных данных это предположение вряд ли является правильным.

В 1933 г. геолог С. П. Варпаховский демонстрировал мне шлифы образцов карбонатных пород верхнепермского возраста, добытых бурением в районах Среднего Поволжья. Все они содержали многочисленные, иногда весьма крупные (до 1,5—3 мм) выделения вторичных полевых шпатов. Последние были представлены не только одиночными, хорошо образованными кристалликами, изолированно рассеянными в породе, но и друзовидными выделениями на стенках каверн, которые нередко целиком были заполнены полевошпатовым веществом и в этом случае в совокупности достигали указанных выше размеров. В некоторых шлифах можно было видеть микроскопические трещинки, рассекающие карбонатную породу и выполненные либо только полевыми шпатами, либо полевыми шпатами и кварцем. В последнем случае иногда можно было видеть,

что кварц располагается преимущественно в центральных участках трещинки, как бы завершая ее заполнение. Это совпадает с наблюдениями В. П. Батурина об одновременном или несколько более позднем выделении вторичного кварца по сравнению с новообразованными полевыми шпатами в мезозойских породах района Военно-Грузинской дороги. Изложенные сведения о своеобразных формах нахождения вторичных полевых шпатов в пермских отложениях Среднего Поволжья, выполняющих здесь пустотки и трещинки в карбонатных породах, публикуются впервые.

И. А. Преображенский (1940) описал новообразованные, вернее — регенерированные или, как он называет, автигенные полевые шпаты, из девонских песчаников Тимана. Все обломки полевых шпатов, входящие в состав этих песчаников, по наблюдениям И. А. Преображенского, являются обросшими оболочками новообразованного полевого шпата. Эти оболочки свободны от включений, которых много в средней части полевошпатовых зерен. Внутренняя часть обычно имеет округлую форму. Наружная оболочка иногда имеет прямолинейные очертания, очевидно соответствующие прямолинейным граням. Когда же зерно полевого шпата примыкает к нескольким кварцевым зернам, то наростая вокруг него оболочка входит узкими «заливчиками» в пространство между ними. Это служит доказательством того, что регенерация полевошпатовых зерен имела место в уже сформировавшейся обломочной породе. Трещинки спайности, присущие центральному ядру, иногда продолжают за его пределами в регенерационных каемках. Оптическая ориентировка центрального ядра и внешней оболочки не всегда строго одинакова. Наблюдались отдельные случаи образования полевошпатовых каемок вокруг обломочных зерен кварца. Минералогически новообразованные полевые шпаты представлены, по определению И. А. Преображенского, ортоклазом, анортоклазом, микроклином и альбитом.

Наряду с вторичными полевыми шпатами, в тех же девонских песчаниках Тимана И. А. Преображенский обнаружил новообразования кварца, цеолитоподобных пластинок и волокон, а также выделения опала, кальцита и сидерита. Последние два минерала, т. е. кальцит и сидерит, местами корродируют новообразованные каемки полевых шпатов, разъедая и замещая их.

Полагая, что описанные вторичные полевые шпаты образовались в условиях, обычных для нормальных осадочных пород, И. А. Преображенский делает общее замечание относительно того, что известные нам свойства полевых шпатов не исключают возможности их образования при низких температурах, хотя в лабораторных условиях они пока были получены только при повышенных температурах. Полевые шпаты, — микроклин и адуляр, — представляет собою экзотермические соединения. По Эйтелю, теплота образования микроклина +104,2 кал/мол., адуляра +131,2 кал/мол. Поэтому, по мнению И. А. Преображенского, после начала образования этих минералов не требуется притока тепла.

И. А. Преображенский справедливо отмечает, что процессы минералообразования в природной обстановке могут происходить весьма продолжительное время, исчисляемое многими миллионами лет. Суммирование минимальных реакций такого длительного срока может дать весьма заметные результаты.

Наконец, И. А. Преображенский обращает внимание на корреляционное значение новообразований полевых шпатов, так как другими авторами было отмечено, что они нередко бывают приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Заметим уже от себя, что последнее обстоятельство, как это вытекает из наблюдений А. Е. Ферсмана (1910), П. А. Борисова (1909) и др., прежде всего связано с осо-



бенностями изначального состава того или иного осадочного образования, которые обеспечивают возможность образования внутри древнего осадка и за счет его составных частей вторичных полевых шпатов. Здесь мы встречаемся с часто наблюдаемой зависимостью между предшествующими и последующими геологическими явлениями.

Годом позже И. А. Преображенский (1941) вернулся к вопросу о новообразовании полевых шпатов и других минералов в осадочных породах, несколько дополнив и расширив свои прежние наблюдения над вторичными выделениями полевых шпатов в девонских песчаниках Тимана.

В связи с возросшей степенью детальности минералого-петрографического изучения осадочных пород, за последние годы сделаны новые многочисленные находки новообразованных полевых шпатов в разных районах СССР и в отложениях разного возраста (М. С. Швецов, Г. И. Бушинский и др.), что еще более укрепляет уже давно сложившееся представление об огромных масштабах и важном значении процесса фельдшпатизации осадочных толщ.

В самое последнее время Е. П. Ермолова (1952) обнаружила новообразования полевых шпатов и некоторых других минералов (кварца, турмалина и др.) в миоценовых и олигоценых отложениях Грузии. Эти находки имеют особый интерес, так как они показывают, что фельдшпатизацией «заражены» не только древние (палеозойские и мезозойские) осадочные толщи, как это представлялось прежде, но и совсем молодые геологические образования.

Г. Н. Бровкин (1952) установил присутствие новообразований полевых шпатов, главным образом ортоклаза, реже микроклина и альбита, а также кварца, апатита, брукита, барита и некоторых других минералов в нижнедевонских отложениях Приднестровья.

А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов, в статье, помещенной в настоящем сборнике, указывают на наличие новообразованных полевых шпатов в меловых, юрских, триасовых и пермских отложениях Приверхоянья в Якутии.

Разумеется, что нахождение среди осадочных пород вторичных полевых шпатов, образование которых не связано с магматической деятельностью, установлено во многих местах и зарубежных стран.

Не имея в виду дать здесь исчерпывающую сводку всех имеющихся в литературе сведений о нахождении в осадочных породах новообразованных полевых шпатов, приведем лишь некоторые из них, располагая их по геологическому возрасту соответствующих пород.

Е. Спенсер (Spencer, 1925) описал кристаллики новообразованного полевого шпата, достигающие величины 1 см, из докембрийских известняков Бенгалии (Индия). Наиболее чистые полевошпатовые кристаллики имеют размер около 1—2 мм. В породах присутствуют новообразованные кварц, слюда и турмалин. Кристаллы кварца и полевых шпатов несут в себе углистые включения. Автор высказал предположение об образовании полевых шпатов в осадке на дне ископаемого моря.

Р. Дэли (Daly, 1917) обнаружил в Альберте (Канада) среди доломитовых пород предположительно кембрийского или докембрийского возраста выделения совершенно чистых и безупречно прозрачных кристалликов полевых шпатов размером от 0,01 до 0,05 мм. На основании химического анализа они были определены как ортоклаз. Местами новообразованные полевые шпаты составляют до 40% всей породы. Автор отмечает, что полевошпатовые породы не несут каких-либо видимых признаков метаморфизма. Статья Дэли была первой работой, опубликованной в американской литературе, посвященной вопросу фельдшпатизации осадочных пород.

Сингвелд и Мильтон (Singewald a. C. Milton, 1929) нашли новообразованные полевые шпаты, часто имеющие характер идиоморфных кристалликов и двойниковых сростков размером 0,05—0,2 мм, в темных, почти черных известняках трентонского яруса (нижний силур) штата Нью-Йорк. На основании химического анализа полевые шпаты были определены как плагиоклаз, состоящий из 80% альбита и 20% анортита. Вмещающие известняки содержат органическое вещество и пирит. По мнению авторов, описанные ими полевые шпаты образовались в илу на дне трентонского моря, в условиях несколько повышенной температуры, возникавших вследствие протекавших в то время процессов окисления.

Г. Розе (Rose, 1865), повидимому, первый из зарубежных исследователей отметил присутствие новообразованного альбита в доломитовых породах триаса Савойских Альп.

К. Стефани (Stefani, 1879) обнаружил мелкие новообразованные кристаллики альбита в доломитизированных известняках триаса Апуанских Альп.

К. Лори (Logy, 1886, 1887) показал, что новообразованный альбит пользуется широким распространением среди доломитовых пород триаса Западных Альп; он рассматривал их как низкотемпературные образования. Тот же автор обнаружил вторичный ортоклаз во многих известняках различных стратиграфических горизонтов юры Французских Альп. В некоторых случаях новообразованные кристаллики полевых шпатов располагались внутри раковин аммонитов. Кристаллики ортоклаза ассоциируют с вторичным идиоморфным кварцем, слюдой и призмочками турмалина.

Л. Кайэ (Caueux, 1903) описал новообразованный альбит из триасовых доломитов острова Крит; кристаллики альбита несут включения углестого вещества, расположенные зонально. Автор отмечает, что образование альбита не связано с явлениями метаморфизма.

Ж. Лаппаран (Lapparent, 1920) обнаружил новообразованные кристаллы ортоклаза, микроклина и кварца в ракушняковых известняках триаса Эльзаса и Лотарингии.

Д. Рейнольдс (Reynolds, 1929) нашла вторичные анортоклаз и микроклин в песчаниках триаса Лондондерри (Сев. Ирландия), в верхнетриасовых мергелях графства Лейчестер, в доломитовом конгломерате Уэльса и в доломитовом известняке Зюдерланда (Британские острова). Автор полагает, что полевые шпаты образовались в породах в результате взаимодействия каолина с калием, который был в свое время адсорбирован осадками из морской воды.

Ф. Кауфманн (Kaufmann, 1886) описал неоднократные случаи нахождения новообразованных кристалликов альбита и кварца в альпийских известняках юры, мела и эоцена.

Д. Трумпи (Truemper, 1916) обнаружил вторичные выделения альбита, слюды и кварца в известняках различных стратиграфических горизонтов юры Западной Швейцарии.

А. Хейм (Heim, 1916) нашел вторичные выделения альбита, сопутствуемые анкеритом и пиритом, в известняках байоса в Швейцарских Альпах.

Л. Деверин (Déverin, 1925) сообщил о находках вторичных альбита и турмалина в карбонатных породах юры (доггера) и мела (турона) Швейцарских и Приморских Альп.

Ж. Специа (Spezia, 1880) описал кристаллики альбита размером до 3 мм, имеющие углистые включения, а также идиоморфные кристаллики кварца с двумя «пирамидами» на концах из фораминиферовых известняков окрестностей г. Кунео (Италия).

А. Лакруа (Lacroix, 1888) отмечал наличие новообразованных кристалликов альбита, кварца, лейхтенбергита (маложелезистой разновидности хлорита), флогопита и пирита в желтом меле Пиренеев; он предполагал, что их образование связано с деятельностью гидротерм; такое предположение было естественно для конца прошлого столетия.

Л. Кайэ (Cayeux, 1895) указал на присутствие новообразованного ортоклаза в меловых отложениях Парижского бассейна.

Ф. Гранджан (Grandjean, 1909), основываясь на изучении оптических свойств, определил вторичные полевые шпаты из мела Парижского бассейна как микроклин. Он же (F. Grandjean, 1910) констатировал наличие вторичных полевых шпатов в неметаморфизованных карбонатных породах различных стратиграфических горизонтов эоцена, мела и юры других районов Франции. По его наблюдениям, некоторые кристаллики полевых шпатов являются результатом регенерации каолинизированных полевых шпатовых обломков.

Ж. Лаппаран (Lapparent, 1918<sub>1</sub>) описал вторичные альбит и кварц из флишевых известняков верхнего мела Пиренеев. По наблюдениям автора, альбит встречается только среди отложений прибрежной зоны. Присутствие в тех же породах водорослей из группы *Girvanella* дало Лаппарану повод высказать мало обоснованное и мало вероятное предположение о связи между образованием альбита и жизнедеятельностью этих водорослей.

Л. Деверин (Déverin, 1923), изучавший новообразованные полевые шпаты из различных горизонтов меловых отложений Приморских Альп, заметил, что в породах, обнаженных в молодых глубоких долинах, находятся свежие вторичные полевые шпаты, тогда как в породах, обнаженных на приподнятых участках и, очевидно, давно находящихся под воздействием поверхностных агентов выветривания, всегда присутствуют выветрелые и так или иначе измененные кристаллики вторичных полевых шпатов. Отсюда можно сделать заключение, что вторичные полевые шпаты образовывались на известной глубине от земной поверхности, но, войдя, в результате тектонических причин, в зону действия поверхностных агентов, они подверглись процессу разложения. Можно думать, что при новом погружении они вновь оказались бы в условиях благоприятствующих образованию полевых шпатов. Таким образом, наблюдения Деверина указывают на обратимость процесса образования полевых шпатов в осадочных породах и на зависимость его от глубины.

А. Иссель (Issel, 1890) описал кристаллики альбита величиной до 11 мм из эоценовых известняков окрестностей Павиа (Италия), которые иногда включают в себя полностью или частично скелеты радиолярий; это обстоятельство является неоспоримым указанием на вторичное образование альбита. Автор склонен был думать, что возникновение описанных им кристалликов полевых шпатов связано с гидротермальной деятельностью. Однако, У. Х. Твенхофел (1936), учитывая новые данные о возможности фельдшпатизации осадочных пород без участия магматогенных факторов, сомневается в правильности этого никак не аргументированного предположения, высказанного более 60 лет тому назад.

Х. Фуллон (Foullon, 1891) отметил наличие кристалликов альбита размером до 3 мм в эоценовых известняках о. Родоса у берегов Малой Азии. Кристаллики имеют включения мелких шестиугольных пластинок слюды. Автор считает их сингенетичными образованиями, возникшими в условиях медленного осадконакопления.

Д. Трумпу (Truemper, 1916) указал на присутствие новообразованных альбита и ортоклаза в третичном флише Западной Швейцарии.

Приведенные неполные данные о нахождении новообразованных полевых шпатов в осадочных породах служат весьма убедительным подтверждением уже упоминавшегося заключения А. Е. Ферсмана о том, что фельдшпатизация осадочных пород, действительно, представляет собою общий процесс большого геохимического и, — добавим от себя, — породообразующего (петрогенетического) значения, идущий в осадочных толщах в огромных масштабах.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- А н ш е л е с О. М. и Т а т а р с к и й В. П. Регенерация полевых шпатов в девонских песках. Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1931, т. 50, вып. 25.
- Б а т у р и н В. П. Албитизация некоторых осадочных пород района Военно-Грузинской дороги. Изв. Геол. ком., 1928, т. 47, № 1.
- Б о р и с о в П. А. Кристаллы полевых шпатов и слюды в доломитах из окр. г. Повенца. Тр. СПб. общ. естеств., 1909, т. 40, вып. 1.
- Б о р и с о в П. А. Кристаллы силикатов из доломитов окрестностей г. Повенца. Изв. Акад. наук, 1917, т. 11.
- Б р о в к и н Г. Н. Литология и палеогеография нижнедевонских отложений Приднестровья. Автореферат кандидатской диссертации. Харьков, Изд. Харьковск. гос. унив. им. Горького, 1952.
- Е р м о л о в а Е. П. Вторичные минералогические процессы в нефтеносных отложениях олигоцена и миоцена Грузии. Автореферат кандидатской диссертации. М., Изд. Инст. нефти Акад. наук СССР, 1952.
- З е м я т ч е н с к и й П. А. О кристаллах ортоклаза и микроклина в буром железняке и гидрогегите из окрестностей г. Липецка. Тр. СПб. общ. естеств., 1903, т. 34, вып. 1.
- З е м я т ч е н с к и й П. А. Фельдшпатизация известняков. Изв. Акад. наук СССР, 1916, № 3.
- Л а з а р е в с к и й А. Ф. Горногеологический осмотр железорудного месторождения имени Н. В. Логинова в Ливенском у. Орловской губ. В кн.: Труды Бюро исследований почвы горн. инж. С. Г. Войслова. 1888—1896 гг. СПб., 1896.
- П р е о б р а ж е н с к и й И. А. Автигенные полевые шпаты в девонских песчаниках Тимана. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 25, петрогр. сер. (№ 8).
- П р е о б р а ж е н с к и й И. А. Об автигенных минералах и минералообразовании Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1941, вып. 40.
- П у с т о в а л о в Л. В. Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковского бассейна. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 285.
- Т в е н х о ф е л У. X. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Ф е р с м а н А. Е. Флогопит и альбит из ледниковых валунов Московской губ. Изв. Акад. наук СССР, 1910, № 10.
- Ф е р с м а н А. Е. Геохимия России. Вып. 1. Пг., Научн. хим.-техн. издат., 1922.
- Ч и р в ч и н с к и й В. Н. Фельдшпатизация киевского мела. Геол. вестн., 1916, т. 2, № 3.
- B o s w e l l P. G. H. On the Mineralogy of sedimentary Rocks. London, 1933.
- S a u e u x L. Existence de nombreux cristaux de feldspath orthose dans la craie du bassin de Paris. Preuves de leur genèse in situ. C. R. Acad. Sci. Paris, 1895, 120.
- S a u e u x L. Sur la présence des cristaux macroscopiques d'albite dans les dolomites du Trias de la Crète. C. R. Acad. Sci. Paris, 1903, 136.
- D a l y R. A. Low-temperature formation of alkaline feldspars in limestones. Proc. Nat. Acad. Sci., 1917, 3.
- D é v e r i n L. Étude lithologique des Roches crétacées des Alpes-Maritimes et des Topographies souterraines. Bull. Serv. Carte géol. France, 1923, 26, № 150.
- D é v e r i n L. Minéraux authigènes dans les roches sédimentaires. Schweiz. Min. Pet. Mitt., 1925, 5.
- F o u l l o n H. B. Ueber Gesteine und Mineral von der Insel Rhodos. Sitz. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Klasse, C. Abt. 1, 1891.
- G ö r g e y R. Zur Kenntnis der Kalisalzlagere von Wittelsheim im Ober-Ellsäss. Tscherm. Mjn. Mitteil., 1912, 31, IV.
- G r a n d j e a n F. Propriétés optiques et genèse du feldspath néogène des sédiments du bassin de Paris. C. R. Acad. Sci. Paris, 1909, 148.
- G r a n d j e a n F. Deuxième note sur le feldspath néogène des terrains sédimentaires non-métamorphiques. Bull. Soc. franç. Min., 1910, 33.
- H e i m A. Monographie der Churfürsten-Mattstock Gruppe. III. Stratigraphie der Unteren Kreide und der Jura. Zur Lithogenesis. Beitr. geol. Karte Schweiz., 1916, No 50.

- I s s e l A. Radiolaires fossiles contenues dans les cristaux d'albite. C. R. Acad. Sci. Paris, 1890, 110.
- K a u f m a n n F. J. Kleine Dolomit-Quartz-und Feldspathkrystalle in neptunischen Sedimenten. Beitr. Geol. Karte Schweiz., 1886, No 24, pt. 1.
- L a c r o i x A. Notes sur quelques minéraux français. I. Albit de Pouzac (Haut Pyrénées) Bull. Soc. franç. Min., 1888, 11.
- L a p p a r e n t J. 1. Sur les cristaux de feldspaths développés dans les calcaires du Crétacé Supérieur Pyrénéen. C. R. Acad. Sci. Paris, 1918, 167.
- L a p p a r e n t J. 2. De l'élaboration de silice et de calcaires silicieux par les algues du groupe de Girvanella. C. R. Acad. Sci. Paris, 1918, 167.
- L a p p a r e n t J. Cristaux de feldspath et de quartz dans les calcaires du Trias moyen d'Alsace et de Lorraine. C. R. Acad. Sci. Paris, 1920, 171.
- L o r y C. Sur la présence de cristaux microscopiques de minéraux du groupe des feldspaths dans certains calcaires jurassiques des Alpes. C. R. Acad. Sci. Paris, 1886, 103.
- L o r y C. Sur la présence de cristaux microscopiques d'albite dans diverses roches calcaires des Alpes Occidentales. C. R. Acad. Sci. Paris, 1887, 105.
- R o s e G. Ueber die Krystallform des Albite von dem Roctourné und von Bonhomme in Savoyen und des Albite in Allgemeinen. Pogg. Annalen Phys. Chem., 1865, 125.
- R e y n o l d s D. L. Some New Occurences of Authigenic Potash Feldspar. Geol. Mag., 1929.
- R o s e n F. Die chemische geognostischen Verhältnisse des devon Formation. Achriv f. die Naturkunde, Ser. 1, 1864, 3.
- S i n g e w a l d J. F. a. M i l t o n C. Authigenic Feldspat in Limestone at Glens Falls, New York. Bull. Geol. Soc. Amer., 1929, 40.
- S p e n c e r E. Albite and other authigenic minerals in limestone from Bengal. Miner. Mag., 1925, 20.
- S p e z i a G. Sul calcare albitifero dell'Argentera (Cuneo). Atti R. Accad. Sci. Torino, 1880, 15.
- S t e f a n i C. Studi microlitogici nel Paleozoico e nel Trias delle Alpi Apuane. Proc. verb. Soc. tosc. Sci. nat., 1879, 2.
- T r u e m p y D. Geologische Untersuchungen in westlichen Rhatikon. Beitr. geol. Karte Schweiz, 1916, No 76, pt. 2.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Л. В. Пустовалов. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение . . . . .	3
1. Предварительные замечания . . . . .	3
2. Степень изученности минеральных новообразований осадочных толщ . . . . .	4
3. Вторичные самородные элементы . . . . .	5
4. Вторичные окислы . . . . .	6
5. Вторичные полевые шпаты . . . . .	9
6. Вторичные цеолиты и близкие к ним минералы . . . . .	14
7. Вторичный турмалин . . . . .	17
8. Вторичные гранаты . . . . .	19
9. Другие вторичные силикаты . . . . .	22
10. Вторичные галлоидные соединения . . . . .	25
11. Вторичные карбонаты . . . . .	27
12. Вторичные сульфаты . . . . .	28
13. Вторичные сульфиды . . . . .	29
14. Общий характер начальных стадий метаморфизма . . . . .	31
15. Отличительные черты энергетики зоны осадкообразования от энергетики стратисферы и зоны метаморфизма . . . . .	33
16. О явлениях метасоматоза, о глубинных и термальных водах . . . . .	39
17. О метаморфизации, метаморфизме и ультраметаморфизме (переплавлении) осадочных толщ . . . . .	43
18. О соотношении эндогенных и экзогенных сил . . . . .	46
19. О вторичных изменениях месторождений полезных ископаемых и их значении для поисково-разведочного дела . . . . .	47
Литература . . . . .	49
Д. П. Сердюченко. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах . . . . .	53
<i>Введение.</i> Об изучении метаморфических пород и полезных ископаемых осадочного происхождения . . . . .	53
<i>Глава 1.</i> Минералы титана в осадочных и осадочно-метаморфических породах Южного Тимана . . . . .	59
<i>Глава 2.</i> Борные силикаты в некоторых древних метаморфических толщах . . . . .	75
<i>Глава 3.</i> Бораты из некоторых древних осадочно-метаморфических пород . . . . .	101
<i>Глава 4.</i> Некоторые данные по геохимии бора и боросодержащие осадочно-метаморфические фации . . . . .	109
Литература . . . . .	117
Н. В. Ренгартен. Минералы титана в угленосных осадочных породах . . . . .	125

А. Г. К о с с о в с к а я и В. Д. Ш у т о в. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья . . . . .	135
Ю. А. Х о д а к. Вторичные минералы нижнекембрийских отложений Алданского района Якутской АССР . . . . .	169
М. Е. Б е р д и ч е в с к а я. О некоторых новообразованиях в низах мезозойского комплекса юго-западной части Вилюйской впадины . . . . .	201
Л. В. П у с т о в а л о в. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах (обзор главнейшей литературы) . . . . .	207

О вторичных изменениях осадочных пород  
Труды Геологического института, вып. 5

*Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР*

Редактор издательства *К. М. Феодосьев*. Технический редактор *Т. В. Полякова*

РИСО АН СССР № 15—27В. Сдано в набор 18/IV-1956. Подп. в печать 22/VIII 1956.  
Формат бум. 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 14=19,18+26 вкл. Уч.-изд. лист. 19,4+26 вкл. (4,5 уч.-изд. л.).  
Тираж 3500. Изд. № 1561. Тип. зак. 655. Т-07838.  
Цена 16 р. 25 к.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б—64, Подсосенский пер., д. 21

1-я типография Издательства АН СССР. Ленинград, В. О., 9-я линия, д. 12

### ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строна	Напечатано	Должно быть
118	15 сн.	1953	1952
119	20 сн.	Fluobarite	Fluoborite
201	11 и 17 св.	нижнегорской  и плагиоклазом с поли- синтетическими двойни- ками.	нижнеюрской  и ортокзалом.
202	5—4 сн.		
204	7 сн.		
205	2 св.		
203	18 и 19 св.		

Труды Геологического института, вып. 5.