

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 40. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 18)

Д. С. Белянкин. СОВРЕМЕННЫЕ УСПЕХИ СОВЕТСКОЙ ТЕХНИЧЕСКОЙ ПЕТРОГРАФИИ — ОСНОВА ДАЛЬНЕЙШИХ ЕЕ ПЕРСПЕКТИВ. — В. В. Лапин. О СОСТАВЕ ФАЯЛИТА В ШЛАКЕ МЕДНОГО ШТЕЙНА. — Б. В. Иванов. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИМПОРТНОГО ДОЛОМИТОВОГО КИРПИЧА. — В. И. Лучицкий. К ВОПРОСУ О ДИАГНОСТИКЕ КОРДИЕРИТА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ. — Н. А. Сирин. ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА. — И. А. Преображенский. ОБ АВТИГЕННЫХ МИНЕРАЛАХ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ.

Д. С. БЕЛЯКИН

СОВРЕМЕННЫЕ УСПЕХИ СОВЕТСКОЙ ТЕХНИЧЕСКОЙ ПЕТРОГРАФИИ — ОСНОВА ДАЛЬНЕЙШИХ ЕЕ ПЕРСПЕКТИВ

Техническая петрография, или, иначе говоря, петрография технических каменных продуктов, как то: шлаков, огнеупоров, абразивов, цементных клинкеров и т. д., — дело в нашем отечестве относительно новое. Как это ни странно, но до революции ею как следует почти совершенно не занимались наши специалисты. До революции и даже в первые ее годы также и мы лично относились довольно прохладно к техническим каменным продуктам. Активный интерес наш к петрографическому их изучению возник не раньше как в середине 20-х годов, что совпадает примерно с периодом начальных успехов осуществляющейся ныне грандиозной индустриализации нашей страны. Определяющим для нас в данном случае были:

1) общий поворот нашей науки в сторону максимального обслуживания народнохозяйственных нужд (что, конечно, явилось функцией от той же индустриализации) и

2) громадное развертывание главных поставщиков нашего технического камня — металлургической и силикатной индустрии, открывших нам именно здесь широкие научно-петрографические перспективы.

В результате, мы включились в соответственные технологические проблемы со своим петрографическим методом, и нашему примеру тогда же последовали довольно многочисленные наши ученики и товарищи. Как показало дальнейшее, от всего этого не пострадала петрографическая теория, но получила и продолжает получать известные выгоды технологическая практика.

Мы не можем, конечно, входить здесь в какие-либо подробности касательно успехов технической петрографии за истекшие годы, да в этом и не представляется особой нужды, поскольку частично, по крайней мере, сводки подобного рода уже публиковались нами неоднократно в академических изданиях.¹ В задачу нашего краткого изложения входят не подробности, не детали, но лишь некоторые достаточно показательные примеры и теоретической значимости, и фактической полезности нашей работы в области изучения технического камня. Естественно намечаются и соответственно рассматриваются

¹ Петрография заводских технических продуктов и Академия Наук. Вестн. Акад. Наук, 1933, № 12, 21—28.

Петрография и производство стекла. Вестн. Акад. Наук, 1934, № 9, 7—14.

Некоторые параллели из области петрографии технического камня и петрографии естественных горных пород. Изв. Акад. Наук, отд. мат.-ест. наук, 1936, № 1, 87—105.

О некоторых результатах академической работы по технической петрографии в 1934 и 1935 гг. Изв. Акад. Наук, отд. техн. наук, 1937, № 1, 152—165 (совместно с Б. В. Ивановым).

в нижеследующем три отдельные категории этих примеров, характеризующих: 1) химико-минералогическую специфику технического камня, 2) точки соприкосновения технической петрографии с петрографией естественных горных пород и 3) более или менее непосредственную научную петрографическую помощь технологической практике.

1

Химико-минералогическая специфика технических пород заключается не столько в том, что в составе их принимают участие некоторые элементы и окислы, относительно редкие или второстепенные в составе естественных горных пород, сколько в том, что и хорошо нам знакомые породообразующие окислы: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и т. д., вступают в них сплошь и рядом в новые комбинации, в новые соединения и формы, не реализующиеся в природной среде. Принимать систематическое участие в петрографическом изучении открывающихся таким путем все новых химико-минералогических материалов мы считаем нашей прямой обязанностью, и в выполнении ее нами и нашими товарищами уже достигнуты некоторые весьма значительные результаты.

Упомянем здесь прежде всего о детальном химико-минералогическом изучении муллита (Белянкин, 1928), объективно закрепившего в свое время нашу уверенность в действительно самостоятельной, независимой от силлиманита, природе этого важнейшего технического минерала. Подобным же образом позднее мы критически подошли к химизму известкового алюмината Таваши, $\text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3$ ($3\text{CaO} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3$ Ранкина) и детально охарактеризовали кристаллооптические свойства также и этого последнего минерала (Белянкин и Шумило, 1938).

На ряду с полиморфизмом кристаллической кремнекислоты мы довольно много занимались полиморфными отношениями и в области кристаллического глинозема и, в частности, уточнили температурные пределы устойчивости $\gamma - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Белянкин и Дилакторский, 1932) и доказали тождество его с $\zeta - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Белянкин, 1933). $\beta - \text{Al}_2\text{O}_3$ изучал и продолжает изучать с весьма значительным успехом Н. А. Торопов, впервые, между прочим, установивший и детально исследовавший „бариевую разность“ этой формы глинозема $\text{BaO} \cdot 6\text{Al}_2\text{O}_3$ (Торопов, 1935). Близкий к $\beta - \text{Al}_2\text{O}_3$, но не тождественный с ним новый минерал $2(\text{Mn}, \text{Ba}, \text{Mg}) \cdot 0.5\text{Al}_2\text{O}_3$ описан был нами недавно из шлаковой опытной выплавки металлического марганца (Белянкин и Шумило, 1938).

Явления взаимного растворения технических минералов детально изучены нами в группе шлаковых монтичеллитов (Белянкин и Иванов, 1930; Белянкин, Никогосян и Феодотьев, 1934). Оригинальные твердые растворы в периклазе окислов железа как закисного, так и окисного, исследовал экспериментально под нашим руководством Н. М. Червинский (Белянкин, 1938). Быстрые взаимные их переходы при смене кислородного режима он использовал для суждения о службе магnezияльного огнеупора в мартеновской печи.

Многие минералы, не представляющие чего-либо нового в смысле минералогии, открыты впервые в технических продуктах или же детально исследованы нами и нашими товарищами: мервинит и монтичеллит в мартеновских шлаках (Белянкин и Корчемкин, 1938), силикокарнотит и другие силикофосфаты в томасовских шлаках (Лапин, 1939), раскисленный рутил и роговая обманка в титанистых шлаках (Сыромятников, 1935), лейцит и альбит с малым $2V$ (Белянкин, 1934), а также арканит и другие сульфаты в налетах стекловарных печей (Белянкин и Шинке, 1938) и т. д.

Контакты между технической петрографией и петрографией естественных пород отчасти носят непосредственный и чисто практический характер, отчасти же представляют более отвлеченный, в той или иной мере теоретический интерес.

В первом случае речь идет, главным образом, о сырье для силикатной промышленности, требующем специального и углубленного к нему петрографического подхода. Петрограф, занимающийся техническими продуктами, неизбежно сталкивается с этой сырьевой проблемой и должен так или иначе реагировать на нее. В соответствии с этим и нам приходится заниматься с кварцитами для динаса (Белянкин и Иванов, 1938), и керамическими полевыми шпатами (Белянкин и Онисимо-Яновский, 1931), и конституцией (Белянкин и Иванова), и специальными разновидностями каолина (монотермит — Белянкин, 1932; Куманин, 1933, и пр.) и других минералов, глин. Все это в той или иной мере учитывается или уже учтено технологией.

Второй случай — это не что иное как те параллели между техническими и природными образованиями, которые, согласно сводке нашей в Известиях Академии Наук (1936), с успехом могут служить для выяснения тех или иных вопросов петрографической теории: петрогенезиса, химических и структурных особенностей пород, явлений метаморфизма и пр. Сошлемся, в виде примера, на произведенное нами, в частности, сопоставление химизма эвтектоидных выплавок от взаимодействия элементов стекольной шихты с шамотом на поверхности кладки стекольных регенераторов с химизмом природных фонолитов и нефелиновых сиенитов и на заключение отсюда о возможности происхождения и этих последних не исключительно путем кристаллизационной дифференциации магмы, как это думают Боуэн и другие исследователи, но также и чисто контактным путем. Показательны подобные же установленные нами параллели в явлениях химико-минералогической и структурной зональности, приобретаемой техническими огнеупорами в порядке их службы в заводских печах, с одной стороны, и осадочными породами на контактах их с изверженными магматическими телами — с другой. За дальнейшими примерами и за подробностями отсылаем к упомянутой выше статье.

3

Более или менее непосредственная петрографическая помощь технологической практике в довольно широких размерах осуществляется нами и нашими товарищами на различных участках силикатного и металлургического производств. О характере этой помощи можно составить себе представление по нижеследующим, взятым на удачу, примерам.

1. Установление кристобалитовой в действительности природы «кварцевого стекла» в продуктах перерождения динаса (Белянкин и Казнакова, 1934), что коренным образом меняет наше представление о роли этого «стекла» в процессе службы динасового огнеупора (весьма неприятный кристобалитовый эффект при температуре около 200° С).

2. Сравнительный анализ двух методов контроля степени перерождения динаса: определения удельного веса и микроскопии (Лапин, 1934), показавший все преимущества этой последней, так что лишь недостаточное пока еще внедрение микроскопического метода в общий обиход заводских лабораторий препятствует категорической нашей рекомендации введения ее в стандарт для определения качества динаса.

3. Изучение изменений в минералогическом составе основных маргеновских шлаков по ходу плавки металла (периклаз, силикаты) и переход отсюда (Умрихин и Лалин, 1938) к реализации петрографического контроля над степенью вязкости и разъедающим действием шлака на под и откосы печи во все наиболее существенные моменты плавки.

4. Фактически выдвинутый некоторыми нашими товарищами петрографический контроль на тех или иных предприятиях, как, например:

а) Тороповым (1938) — на Кушвинском, Новотульском и Липецком металлургических заводах, для экспрессной маркировки (по гелениту) шлаковых цементов, получаемых от выплавки литейных чугунов на этих заводах;

б) им же (1934) — на Днепровском алюминиевом заводе, для определения качества и химического состава известково-глиноземистых шлаков (алюминаты, геленит, размеры зерна);

в) рядом товарищей на Новороссийских (Агафонов), Брянском (Раков, 1936) и Краматорском (Косцов и Ткаченко, 1937) цементных заводах, для оценки портландцементного клинкера (алит, структурная однородность) и пр.

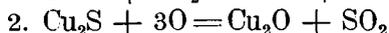
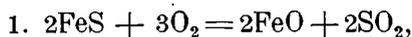
Можно было бы привести немало и других подобных же примеров наших услуг технологии: по неметаллическим включениям в стали (Иванов), по камням в стекле (Белянкин и Безбородов), по микроструктуре фарфора (Онисимо-Яновский и Соколов), по микроскопии каменного литья (Цветков), по зинтеркорунду (Белянкин и Филоненко), по плавленому корунду (Сергиевский) и др. Однако и приведенных довольно, чтобы видеть, что мы занимаемся не только теорией и не теорией для теории, но последовательно и планомерно переходим от нее к технологической, а следовательно, и к народнохозяйственной практике. Одновременно, конечно, мы не можем не признать того, что услуги наши, хотя и довольно многочисленные, носят все же еще в значительной степени разрозненный характер и что наша наука, таким образом, еще далека от того, чтобы сравниться в этом отношении с металлографией и ее руководящей ролью в области металлургического производства. Необходимо весьма сильно нам подтянуться и по линии кадров, и в отношении самой исследовательской работы и внедрения результатов ее в производство. Все предпосылки для этого имеются, и наша задача на ближайшие годы — систематизировать нашу работу и организованно включиться в те коллективы, которые призваны осуществлять грандиозные планы дальнейшего развития нашей металлургической, цементной и прочей промышленности в связи с решениями XVIII Съезда ВКП(б).

В. В. ЛАНИН

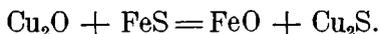
О СОСТАВЕ ФАЯЛИТОВОГО СИЛИКАТА В ШЛАКЕ МЕДНОГО ШТЕЙНА

Изученные нами шлаки образовались в процессе переработки медного штейна на черновую медь в конверторе с основной набойкой.

Штейн заливается в конвертор в жидком виде и состоит, главным образом, из сульфидов железа и меди. В результате продувки штейна воздухом сульфиды переходят в окислы по реакциям:



и затем



Таким образом, концентрация FeO в конверторе возрастает, и задачей первого периода продувки является быстрый перевод закиси железа в шлак путем связывания ее с SiO₂, для чего в конвертор добавляется богатый SiO₂ флюс (кварц или золотосодержащая кварцевая руда).

При избытке продуваемого воздуха и при недостатке (общем или местном) кремнеземсодержащего флюса FeO окисляется до Fe₂O₃ с образованием значительных количеств Fe₃O₄. Образование магнетита увеличивает удельный вес и вязкость шлака, повышая тем самым потери меди со шлаком как в конверторе, так и при дальнейшей переработке конверторного шлака в отражательной или ватержакетной печи. Поэтому естественно, что стремления металлургов направлены на уменьшение количества магнетита в шлаке, т. е. на увеличение в нем силикатной части.

Проведенные нашими металлургами опыты и особенно практика американских заводов показали, что наиболее благоприятные результаты в отношении сокращения потерь меди получаются при работе на более кислом конверторном шлаке, содержащем 29—30% SiO₂ против обычных на наших медеплавильных заводах 20—22% SiO₂ (Газарян, 1937; Аветисян, 1937; Смирнов, 1936; Польковский, 1937; Белоглазов и др., 1938).

Поведение кремнезема в конверторном шлаке и состав силикатной части последнего приобретают в связи со сказанным особый интерес.

Конверторный шлак является в основном бинарной системой FeO—SiO₂, осложняемой, главным образом, присутствием Fe₂O₃; из изучения таких шлаков можно извлечь некоторые дополнительные данные по указанной системе.

В природных условиях встречаются как мета-, так и ортосиликат закиси железа. Метасиликат, в частности, был найден в горных породах Боуэном (Bowen, 1935) и Генри (Henry, 1935). Вызвать кристаллизацию искусственного метасиликата не удалось, и, например, Бо-

уэн и Шерер (Bowen a. Schairer, 1935) при кристаллизации стекла близкого по составу к FeSiO_3 , получали лишь фаялит и аморфную фазу.

Что касается силиката в конверторном шлаке, то, вопреки обычному представлению о его фаялитовом составе, Мак-Леллан (Mac-Lellan, 1935) считает, что силикат этот имеет более кислый состав — промежуточный между орто- и метасиликатом — $4\text{FeO} \cdot 3\text{SiO}_2$ (38.6% SiO_2 и 61.4% FeO); интересно, что он почти точно отвечает составу эвтектики между фаялитом и тридимитом, по данным Боуэна и Шерера (38% SiO_2 и 62% FeO).

Рассматривая вопрос о том, является ли этот силикат самостоятельным минералом или это твердый раствор кремнекислоты в фаялите, Мак-Леллан более склоняется ко второму предположению. Взгляд Мак-Леллана на состав силиката конверторного шлака разделяется и некоторыми нашими металлургами (Смирнов, 1936; Мостович, 1932; Белоглазов и др., 1938).

Следует отметить, что металлурги до последнего времени в своих работах пользуются данными Херти и Фиттерера (Herty a. Fitterer, 1929) по системе $\text{FeO} - \text{SiO}_2$. Исходя из того, что температура плавления фаялита определена Херти и Фиттерером в 1335° , а температура в конверторе колеблется в пределах от 1150 до 1250° , т. е. значительно ниже температуры плавления фаялита, металлурги полагают, что образованию фаялита в шлаке способствуют примеси (сера и др.), понижающие температуру образования силиката.

Более поздняя работа Боуэна и Шерера (Bowen a. Schairer, 1932) внесла значительные поправки в данные Херти и Фиттерера, как это видно из табл. 1.

Таблица 1		
Температура плавления в $^\circ\text{C}$		
	По Херти и Фиттереру	По Боуэну и Шереру
Фаялит	1335	1205 ± 2
Эвтектика: фаялит — тридимит	1260	1178 ± 2
Эвтектика: фаялит — вюстит .	1240	1177 ± 5

Таким образом, все указанные температуры, по новым данным Боуэна и Шерера, лежат в интервале температур, достигаемых в конверторе.

Петрографическое исследование конверторных шлаков одного из наших уральских заводов было произведено в 1933 г. Н. А. Тороповым. Однако ближайшее ознакомление с этим вопросом показало, как мы видели выше, что полной ясности в составе силикатного минерала все же еще нет. В связи с этим мы собрали материал по конверторным шлакам на Кировградском и Карабашском медеплавильных заводах.

В некоторых пробах шлаков были обнаружены довольно любопытные образования в фаялите, который был выделен нами из шлака (путем очистки его от магнетита с помощью электромагнита) и проанализирован. Анализы двух таких проб шлака и выделенного фаялита приведены в табл. 2.

Вследствие присутствия серы определение окислов железа было затруднено (восстанавливающее действие H_2S на Fe_2O_3 при определении закиси железа), поэтому в анализах указано лишь общее содержание железа, пересчитанное на FeO ; фактически в шлаках при преобладании FeO содержится также значительное количество Fe_2O_3 , связанной в форме магнетита.

Состав фаялита (по данным химического анализа), выделенного из кировградского шлака, представлен в табл. 3, где для сравнения

Таблица 2

	Шлак № 28 Карабаш- ского завода (анализ за- водской ла- боратории) вес. %	Шлак Кировградского за- вода (аналитик И. М. Шу- мило)			Фаялит из кировградского шлака (аналитик И. М. Шумило)						Излишек SiO ₂
		Вес. %	На 100%	Эквива- ленты	Вес. %	На 100%	Эквива- ленты	Примеси		Фаялит за вычетом примесей	
								FeS	Магнетит		
SiO ₂ . .	18.80	20.32	20.68	0.3447	29.02	29.07	0.4875	—	—	0.4845	0.0241
TiO ₂ . .	—	0.09	0.09	0.0011	нет	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ . .	5.00	2.07	2.11	0.0207	0.92	0.92	0.0090	—	0.0090	—	—
Fe ₂ O ₃ . .	—	—	—	—	0.24	0.24	0.0015	—	0.0015	—	—
FeO . .	65.57	65.70	66.86	0.9286	62.16	62.27	0.8638	0.0237	0.0105	0.8296	—
MgO . .	0.35	0.36	0.37	0.0082	0.57	0.57	0.0142	—	—	0.0142	—
CaO . .	0.40	0.28	0.28	0.0050	0.18	0.18	0.0032	—	—	0.0032	—
MnO . .	—	0.05	0.05	0.0007	0.07	0.07	0.0009	—	—	0.0009	—
BaO . .	0.30	—	—	—	0.15	0.15	0.0009	—	—	0.0009	—
CuO . .	1.79	0.98	1.00	0.0125	0.48	0.48	0.0060	—	—	0.0060	—
ZnO . .	3.73	5.14	5.23	0.0646	4.76	4.77	0.0586	—	—	0.0586	—
K ₂ O . .	—	0.41	0.41	0.0044	0.66	0.66	0.0070	—	—	0.0070	—
Na ₂ O . .	—	0.08	0.08	0.0013	0.03	0.03	0.0005	—	—	0.0005	—
S . .	3.30	2.79	2.84	0.0888	0.59	0.59	0.0184	0.0184	—	—	—
Потеря при прокал. . .	—	—	—	—	0.58	—	—	—	—	—	—
H ₂ O-но ^о . .	—	—	—	—	0.08	—	—	—	—	—	—
Σ	99.24%	98.27%	100.00%	—	100.49% — O ₂ 0.29	100.0%	—	1.62%	1.93%	94.32%	1.45%
					100.20						

приведены составы фаялитов, выделенных Фабером (Faber, 1935) из свинцового шлака, Буссом и Рюсбергом (Busz u. Rüsberg, 1913) из доменного шлака и Штельцнером (Stelzner, 1882) из свинцового шлака (все данные в вес. %).

Таблица 3

Оксиды	Фаялит из кировградского шлака (автор)	Фаялиты Фабера		Фаялит Бусса и Рюсберга	Фаялит Штельцнера	Состав фаялитовой молекулы	Фаялит из кировградского шлака (автор)	Фаялиты Фабера	
		1	2					1	2
SiO ₂	29.28	28.1	29.6	29.59	28.45	SiO ₂	—	—	1.7
TiO ₂	—	0.1	0.1	—	—	TiO ₂	—	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	—	2.2	3.5	1.54	1.31	Al ₂ O ₃	—	2.2	3.5
FeO	63.40	47.1	47.7	69.18	41.98	2FeO.SiO ₂	89.81	66.8	67.9
MnO	0.07	1.0	1.8	Следы	—	2ZnO.SiO ₂	6.93	12.8	12.0
ZnO	5.06	9.4	8.7	—	18.55	2CuO.SiO ₂	0.70	—	—
CuO	0.51	—	—	—	0.60	2CoO.SiO ₂	—	0.3	0.3
CoO	—	0.1	0.2	—	—	2CaO.SiO ₂	0.29	4.4	3.6
PbO	—	—	—	—	2.50	2BaO.SiO ₂	0.19	8.6	4.1
SnO ₂	—	—	—	—	0.75	2MgO.SiO ₂	1.04	1.5	2.3
MgO	0.60	0.8	1.3	—	0.84	2MnO.SiO ₂	0.10	1.8	2.6
CaO	0.19	2.9	2.3	—	3.00	2AlK ₂ O.SiO ₂	0.94	1.5	1.9
BaO	0.16	7.3	3.5	—	1.80				
Na ₂ O	0.03	1.0	1.3	—	—				
K ₂ O	0.70								100.00
S	—	—	—	Следы	1.70				
Σ	100.00	100.00	100.00	100.31	101.48 — 0.85				
					100.63				

Фаялит в шлифе слегка окрашен в желтый цвет; плеохроизм, в отличие от некоторых природных фаялитов, здесь отсутствует; спайность по (010) и (001). В фаялите присутствуют включения магнетита и сульфидов (что и было учтено при пересчете анализа фаялита — см. табл. 2).

Таблица 4

	Ng	Nm	Np	—2V
Фаялит из кировградского шлака (автор)	1.87 ± 0.01	—	1.813 ± 0.003	58
Фаялит из карабашского шлака	1.87 ± 0.01	—	1.816	56
„ Фабера	1.863 ± 0.003	1.84	1.817 ± 0.002	53
„ Бусса и Рюсберга	1.886	1.877	—	—
„ Торопова	1.880 ± 0.005	—	1.830 ± 0.005	49

Оптические константы шлаковых фаялитов приведены в табл. 4. Пониженное светопреломление фаялита объясняется не присутствием, согласно представлению Мак-Леллана, в его твердом растворе SiO₂, а замещением части FeO на ZnO. Это подтверждается следующим расчетом: $(1.886 + 1.835):2 = 1.860$ — среднее светопреломление для чистого Fe₂SiO₄; $(1.720 + 1.692):2 = 1.706$ — среднее светопреломление для чистого Zn₂SiO₄; содержание Fe₂SiO₄ в нашем шлаке 90%; остальные 10% составляют в основном Zn₂SiO₄ и отчасти другие понижающие светопреломление фаялита примеси; отсюда светопреломление нашего фаялита должно равняться: $(1.86 \times 90) + (1.70 \times 10):100 = 1.84$. Из определенных нами для фаялита констант получается среднее светопреломление: $(1.87 + 1.81):2 = 1.84$, т. е. точно отвечающее вычисленному.

В отличие от фаялитов из естественных горных пород, в ряде шлаковых фаялитов присутствует в значительном количестве цинк. Медь и свинец встречаются как в природных (до 0.60% CuO и до 1.70% PbO), так и в шлаковых фаялитах (до 0.51% CuO и 2.5% PbO).

В соответствии с более простым химическим составом конверторного шлака фаялит из него более приближается к составу чистого фаялита, чем подобный минерал из свинцовых шлаков и шлаков медеплавильных отражательных и ватержакетных печей. Последние шлаки содержат значительно больше, чем конверторные, извести, магнезии, окислов марганца, часто окиси бария; все эти окислы и усложняют молекулу фаялита (см. табл. 3).

На основании пересчета химического состава шлака Кировградского завода на минералогический состав последний представляется в таком виде (в вес. %): фаялит — 70.81, магнетит — 18.04, FeS — 8.75, ZnS — 1.60, Cu₂S — 0.80.

Подсчет в шлифах дал цифры, приведенные в табл. 5.

Таблица 5

	Кировградский шлак						Карабашский шлак				
	I шлиф	II шлиф	III шлиф	Средн. в объ-емн. %	Уд. вес	Вес. %	I шлиф	II шлиф	Средн. в объ-емн. %	Уд. вес	Вес. %
Фаялит . .	71.6	79.1	81.7	77.5	4.32	74.2	77.0	73.0	75.0	4.32	71.5
Магнетит + сульфиды	28.4	20.9	18.3	22.5	5.17	25.8	23.0	27.0	25.0	5.17	28.5
	100.0	100.0	100.0	100.0	—	100.0	100.0	100.0	100.0	—	100.0

В соответствии с низким содержанием SiO₂ (20.32 и 18.80%) в обоих шлаках содержание магнетита велико.

В кировградском шлаке мы имеем для фаялита нормальное соотношение основных окислов и кремнекислоты, равное 2:1, а не 4:3, как это указывается для шлаков Мак-Леллана. Небольшой избыток SiO₂, получающийся при расчете состава фаялита (см. табл. 2), становится понятным при рассмотрении некоторых особенностей фаялита в исследованных нами шлаках.

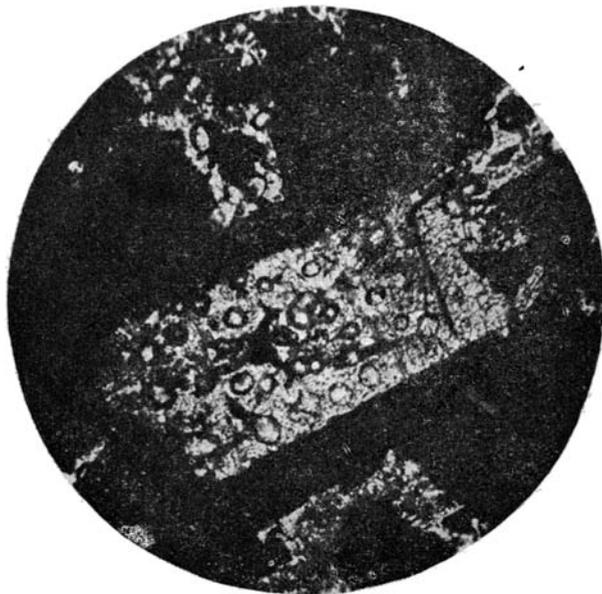
В кристаллах фаялита мы наблюдали включения мелких округлых образований размером 0.005—0.013 мм в диаметре. Включения эти изотропны и обладают светопреломлением: в кировградском фаялите $n = 1.550 \pm 0.005$ и в карабашском $n = 1.545 \pm 0.003$. Такие фаялитовые кристаллы с включениями изображены на микрофотографиях 1 и 2 для кировградского и фиг. 3 для карабашского шлаков. Включения эти являются стеклом, судя по светопреломлению, содержащим в своем составе некоторое количество оснований.

Благодаря малому размеру включений стекла, значительно меньшему, чем толщина шлифа, подсчитать точно их содержание в шлаке невозможно. Подсчет в шлифе дал содержание стекла 1.7%, фактически же оно должно быть несколько выше.

Для ориентировочного сравнения состава нашего стекла с составом эвтектики фаялит — тридимит (62% FeO и 38% SiO₂), мы можем воспользоваться уравнением: $1.458 \cdot 38 + X \cdot 62 = 1.545 \cdot 100$, откуда получаем для светопреломления стекла закиси железа величину 1.599. Светопреломление кристаллического FeO равно 2.00. Светопреломление стекла FeO неизвестно, но все же можно с уверенностью сказать, что оно должно быть выше, чем полученная нами цифра 1.599. От-



Фиг. 1. Включения стекла в фаялите из кировградского шлака. Свет простой. $\times 65$.



Фиг. 2. Включения стекла в фаялите из кировградского шлака. Свет простой. $\times 180$.

сюда мы заключаем, что состав стекла в фаялите кислее эвтектики фаялит — тридимит.

Таким образом, в описанном случае при кристаллизации фаялита из шлакового расплава избыточная кремнекислота вместе с некоторым количеством основных окислов выделяется в виде своеобразных каплевидных включений стекла в кристаллах фаялита.

Возможно, что более кислый состав фаялитов, исследованных Мак-Лелланом, обуславливался наличием в них субмикроскопических прорастаний стекла, подобно тому как это, по данным Боуэна (Винчелл, 1933), имеет место для другого крайнего магнезиального члена оливинового ряда — форстерита.

Высказанное Мак-Лелланом предположение о том, что кремнекислота силиката конверторного шлака ($4\text{FeO} \cdot 3\text{SiO}_2$), избыточная против состава фаялита ($2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$), входит в виде твердого раствора в фаялитовую молекулу, не нашло подтверждения в настоящем нашем исследовании. Предполагать существование особого минерала с составом $4\text{FeO} \cdot 3\text{SiO}_2$ также, по нашему мнению, нет оснований.

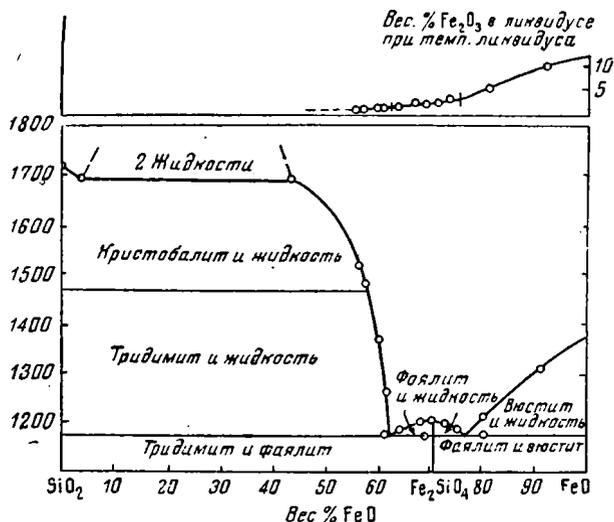


Фиг. 3. Включения стекла в фаялите из карабашского шлака. Свет простой. $\times 90$.

Каков же должен быть наиболее приемлемый состав конверторного шлака, по данным диаграммы Боуэна и Шерера, для системы $\text{FeO} - \text{SiO}_2$ (фиг.4)? Применять шлаки составов, лежащих в правой части диаграммы до состава фаялита, т. е. содержащих менее 29.5% SiO_2 и особенно находящихся правее эвтектики фаялит — вюстит (SiO_2 меньше 24%), нецелесообразно, так как они ведут к образованию в шлаке наряду с фаялитом также и вюстита, переходящего в условиях конвертора в магнетит. Наиболее приемлемыми следует считать шлаки, отвечающие составу фаялита и к нему прилегающие до состава эвтектики между фаялитом и кремнекислотой, причем практически, конечно, следует остановиться на менее кремнеземистых из этих составов с тем, чтобы не давать в конвертор излишних количеств кварцевого флюса (увеличение количества шлака и потребного на расплавление флюса тепла). Более кислые составы за эвтектикой фаялит — тридимит, естественно, отпадают, так как температура плавления таких составов почти вертикально поднимается вверх, а также сильно должна возрасти и вязкость шлаков.

Следует, конечно, учитывать, что в процессе, протекающем в конверторе при продувке штейна, мы не имеем практически полного равновесного состояния расплава (неравномерное распределение за-

гружаемого кварца, частичное всплытие его на поверхность шлака, неизбежное частичное окисление закиси железа в окись с образованием магнетита при местной недостатке SiO_2 и т. д.) и что в заводских условиях мы можем лишь в той или иной степени приблизиться



Фиг. 4. Диаграмма равновесия в системе $\text{FeO} - \text{SiO}_2$ (по Боуэну и Шереру).

к идеальным условиям равновесия, рассматриваемым диаграммой состояния системы $\text{FeO} - \text{SiO}_2$.

В заключение автор выражает благодарность проф. Д. С. Белянкину за ряд указаний по настоящей работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Аветисян Х. К. Дискуссия по докладу Л. М. Газарян. Цвет. мет., 1937, № 3, 54—58.
- Белоглазов С. Н., Гаренских А. Д., Соколкин А. Г. Опыт повышения кислотности шлаков бессемерования медных штейнов. Цвет. мет., 1938, № 4, 55—65.
- Винчелл А. Н. Оптика и микроскопия искусственных минералов. Госхимтехиздат, 1933.
- Газарян Л. М. Неувязка технологии бессемерования с технологией медеплавильных цехов наших заводов и пути ее ликвидации. Цвет. мет., 1937, № 1, 64—73.
- Мостович В. Я. Заключение по проекту медеплавильного завода Прибалхашского комбината. Сб. трудов проф. В. Я. Мостовича, ОНТИ, 1936, 713—716.
- Польковский С. А. Дискуссия по докладу А. М. Газарян. Цвет. мет., 1937, № 3, 59—61.
- Смирнов В. И. Отражательная плавка. Свердловск — М. ОНТИ, 1936.
- Торопов Н. А. О фаялитовом шлаке Карабашского медеплавильного завода. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1933, вып. 4, 53—59.
- Bowen N. L. Ferrosilite. Amer. Journ. Sci., 1935, 30, 481—494.
- Bowen N. L. a. Schairer J. F. The system $\text{FeO} - \text{SiO}_2$. Amer. Journ. Sci., 1932, 24, 177—213. Перевод в сб. Классические работы по физико-химии силикатов. Химтсорт, 1937, 89—120.
- Busz K. u. Rüsberg F. W. Mineralogisch-chemische Untersuchungen an Olivin- und Melilithkristallen in Hochofenschlacken. Cbl. Min. 1913, № 1, 625—634.
- Faber W. Die Mineralien der Bleischlacken. Chem. d. Erde, 1935, 10, H. 1, 67—115.
- Henry N. Some data on the iron-rich hypersthene. Min. Mag., 1935, 24, № 151, 221—226.
- Herty C. H. a. Fitterer G. R. The system $\text{FeO} - \text{SiO}_2$. Ind. Eng. Chem., 1929, № 21, 51.
- Mac-Lellan R. D. A petrographic study of Lead and Copper Furnace slags. Trans. Amer. Inst. Min. Metall. Engin., 1930, 244—264.
- Stelzner A. Zinkspinnell-haltige Fayalitschlacken. Neues Jb. Miner., Geol., 1882, 1, 170—176.

ON THE COMPOSITION OF THE FAYALITE SILICATE IN THE SLAG OF
COPPER MATTE

Summary

A detailed chemico-mineralogical study of fayalite from the converter slag of the Kirovgrad copper-smelting works has been carried out.

Contrary to the opinion of some metallurgists, ascribing to the silicate of the converter slag the formula: $4\text{FeO}\cdot 3\text{SiO}_2$, in the case described it retains the normal composition — $2\text{FeO}\cdot \text{SiO}_2$, 6.93 per cent of $2\text{ZnO}\cdot \text{SiO}_2$ entering into its molecule (Tables 2 and 3).

The excessive silica is educed in the form of a silicate glass, more acid in composition than the eutectic $\text{SiO}_2 - 2\text{FeO}\cdot \text{SiO}_2$. The glass forms peculiar globules in fayalite (photomicrographs Figs.1 — 3).

The author discusses the question of the most acceptable composition of converter slag.

Б. В. ПВАНОВ**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИМПОРТНОГО ДОЛОМИТОВОГО КИРПИЧА**

(К ПРОБЛЕМЕ НАЛАЖИВАНИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОГО ЕГО ПРОИЗВОДСТВА)

Как известно, единственной сырьевой базой в СССР для основного, магнезитового кирпича является Саткинское месторождение кристаллического магнезита на Южном Урале. Это месторождение не в состоянии обеспечить полностью потребности быстро развивающейся металлургической промышленности Союза. В то же время в ряде районов СССР, особенно в Донбассе, имеются весьма крупные месторождения доломитов, могущие послужить мощной сырьевой базой для производства основных огнеупоров.

Интересно отметить, что Англия, не имеющая месторождений магнезита, в настоящее время полностью освободилась от иностранной зависимости в этом сырье, организовав собственное производство высококачественного доломитового припаса.

Главное управление качественных сталей и ферросплавов (Главспецсталь) в течение последних лет ведет опытную работу по улучшению службы огнеупоров в печных агрегатах своих заводов. С этой целью им была выписана из Англии партия доломитового кирпича и уложена в стенки 8-тонной электропечи завода «Электро-сталь». Доломитовый кирпич показал хорошую службу: 63 плавки вместо 20—25 плавков для отечественного магнезитового кирпича. В присланной при доломитовом кирпиче спецификации содержались многие полезные технологические детали производства кирпича; оставалось неясным сырье, которое добавлялось в количестве 5% в качестве связующего материала. Материал этот был назван «общераспространенным сырьем». Было весьма интересно выяснить, о каком именно сырье идет речь. Само собой разумеется, выяснить этот вопрос для кирпича, прошедшего через стадию обжига, не представлялось возможным, в то же время для мертеля это оказалось вполне разрешимой задачей.

Настоящее небольшое сообщение содержит результаты петрографического исследования импортного доломитового кирпича (до и после службы), а также мертеля, который был применен при выкладке стенок печи.

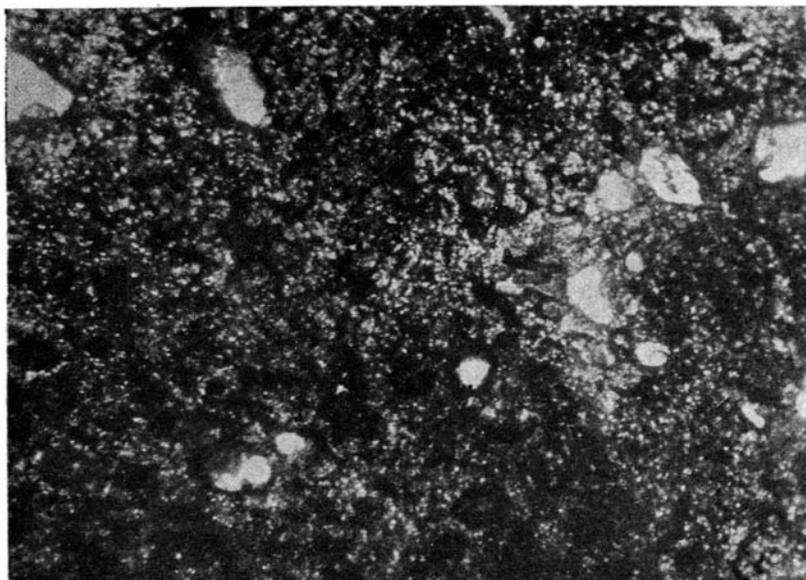
Доломитовый кирпич темнубурого цвета, крепкий (с большим трудом разбивается вручную молотком); после лежания на воздухе в течение месяца кирпич покрылся рыхлым налетом беловато-серого цвета.

В шлифе кирпич представляет собой весьма мелкозернистый материал, содержащий слабо поляризующие выделения и изотропные кристаллы и зернышки; встречается также в небольшом количестве красновато-бурое вещество с высоким показателем преломления, слабо действующее на поляризованный свет (фиг. 1).

Минерал со слабой интерференционной окраской местами дает скопления более крупных зерен — до 0.03×0.07 ; 0.05×0.10 мм в поперечнике; его показатели преломления, определенные иммерзионным методом, равны: $N'_g = 1.720 \pm 0.002$; $N'_p = 1.716 \pm 0.002$.

Эти данные соответствуют минералу $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$.

Изотропное вещество при ближайшем с ним ознакомлении оказалось состоящим из двух минеральных фаз: 1) округлых бурых



Фиг. 1. Микроструктура доломитового кирпича до службы. $\times 90$. Никולי //.

зерен с диаметром $0.01-0.05$ мм, часто со спайностью по кубу, с показателем преломления $N = 1.734 \pm 0.004$, что отвечает периклазу MgO , и 2) бесцветных мелких округлых зерен с $N > 1.823$, что позволяет отнести их к извести (CaO).

Таблица 1

Окислы	Вес. %	Молекулярные количества	$3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$		$4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$		MgO периклаз		CaO известь		Остаток
			Молекул. колич.	Вес. %	Молекул. колич.	Вес. %	Молекул. колич.	Вес. %	Молекул. колич.	Вес. %	
SiO_2 . . .	6.94	0.1156	0.1156	6.94	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3 . . .	3.94	0.0386	—	—	0.0161	1.64	—	—	—	—	2.30 ¹
Fe_2O_3 . . .	2.58	0.0161	—	—	0.0161	2.58	—	—	—	—	—
CaO . . .	50.87	0.9084	0.3468	19.42	0.0644	3.61	—	—	0.4972	27.84	—
MgO . . .	35.42	0.8855	—	—	—	—	0.8855	35.42	—	—	—
П. п. п. . .	1.04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.04
Влага . . .	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05
Σ	100.84	—	—	26.36	—	7.83	—	35.42	—	27.84	3.39

¹ Избыток Al_2O_3 не следует рассматривать как случайную примесь. Весьма вероятно вхождение его в виде твердого раствора в состав браунмиллерита. См., например, работу Н. А. Торопова, Н. А. Шишакова и Л. Д. Меркова «О составе браунмиллерита в клинкере портландцемента». Цемент, 1937, № 1, 28—34.

Красновато-бурое вещество с высоким показателем преломления относим к минералу браунмиллериту — $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Поскольку количественные подсчеты минералогического состава под микроскопом в виду мелкозернистости породы представляли весьма трудную и мало надежную работу, минералогический состав был подсчитан на основании химического анализа кирпича, выполненного в лаборатории завода «Электросталь» (табл. 1).

Как показывает эта таблица, минералогический состав доломитового кирпича следующий (в %):

$3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$	26.36
$4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	7.83
MgO	35.42
CaO	27.84
	97.45

Обращает на себя внимание высокое содержание свободной извести, CaO — 27.84%; несомненно, что это обстоятельство обуславливает появление белых налетов на кирпиче, представляющих собой гидраты окиси кальция; в иммерсионных препаратах эти налеты составлены ярко поляризующим минералом с низким светопреломлением: $N'_g = 1.565 \pm 0.004$ и $N'_p = 1.547 \pm 0.002$ — поргландитом $\text{Ca}(\text{OH})_2$.

Мертель представляет собой мелкозернистый серый порошок, на вид довольно однородный; однако рассев небольшой порции мертеля на ситах установил разнообразный гранулометрический состав (табл. 2).

Таблица 2

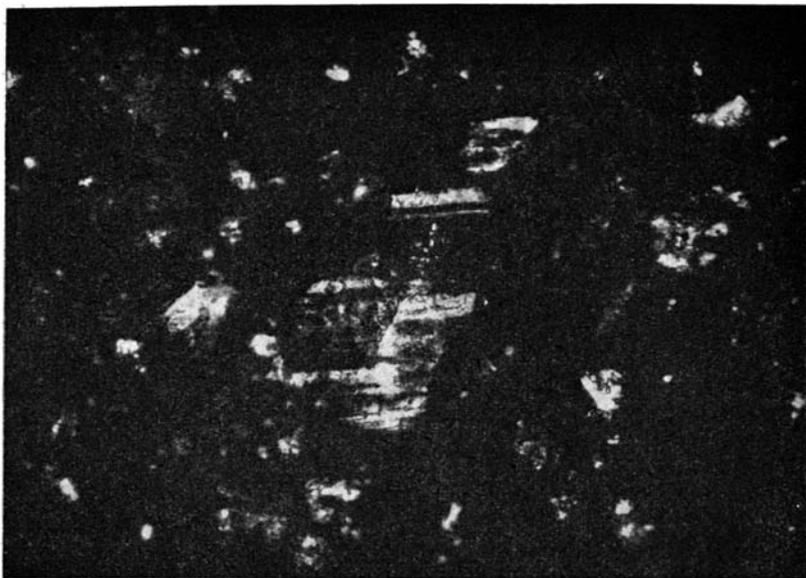
Размер зерен в мм	Вес фракции в г	% фракции
> 0.50	3.26	25.7
0.50 — 0.25	1.29	10.2
0.25 — 0.12	6.85	54.0
< 0.12	1.27	10.1
	12.67	100.0

Фракции > 0.5 и 0.50—0.25 мм представляют собой не что иное как размолотый доломитовый кирпич; в двух последних фракциях (0.25—0.12 и < 0.12 мм) на ряду с элементами кирпича ($3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$, периклаз и др.) присутствуют в заметном количестве естественные породообразующие минералы, как полевые шпаты (микроклин и плагиоклазы) и кварц. Особенно богата этими минералами фракция < 0.12 мм.

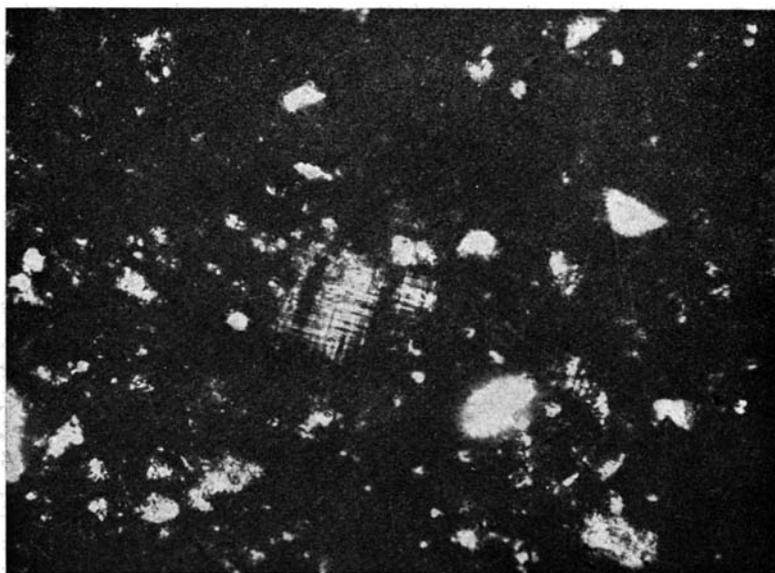
Иммерсионными определениями было установлено светопреломление плагиоклаза $N'_g = 1.536$ и $N'_p = 1.530 \pm 0.002$, что отвечает альбиту; на фиг. 2 видны характерные двойники альбита. Встречается также и полевой шпат-микроклин с показателем преломления ниже 1.532, с характерной для него решеткой (фиг. 3). На ряду с полевыми шпатами наблюдается также и кварц с $N'_e > 1.548$ и с $N_o < 1.548$.

Химический анализ мертеля, произведенный в лаборатории завода «Электросталь», показал большое сходство его с составом доломитового кирпича.

В химической лаборатории ИГН было произведено определение щелочей в мертеле, которое дало следующие результаты: K_2O — 0.07%, Na_2O — 0.03%. Исследование на щелочи фракции < 0.12 мм дало:



Фиг. 2. Мергель. Двойники альбита. $\times 240$. Николи +.



Фиг. 3. Мергель. Решетчатый микроклин. $\times 240$. Николи +.

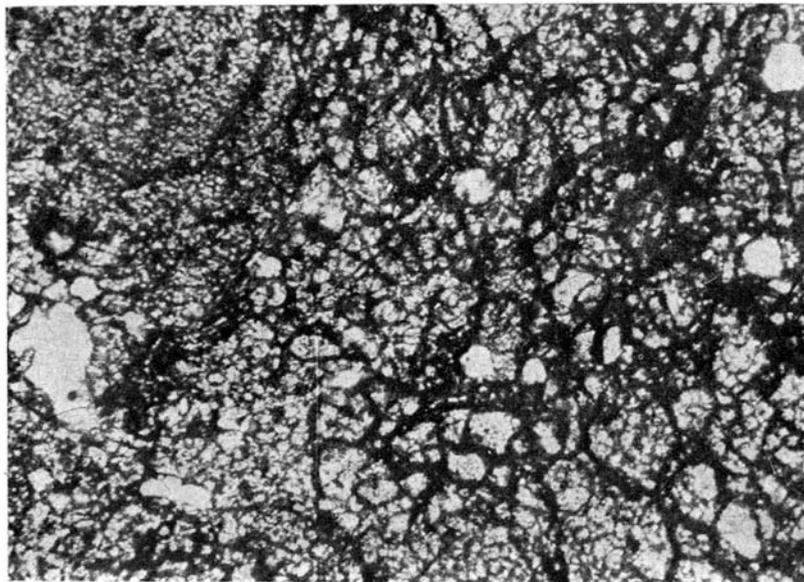
K_2O — 0.57%, Na_2O — 0.17%. Таким образом, почти вся щелочь содержится в мелкой фракции, что подтверждается и микроскопией, так как именно здесь мы наблюдаем микроклин и альбит.

Таким образом, несомненно, что 5% «общераспространенного сырья» представляют собой естественный, природный полевошпато-кварцевый материал (полевошпатовый песок).

Доломитовый кирпич после 63 плавок в стенке 8-тонной электропечи был изучен лишь на основании данных микроскопического анализа.

Для исследования был взят кусок кирпича размерами примерно 10×10 см из нижнего участка стенки. В нем было обнаружено довольно отчетливое строение из двух зон: 1) неизменной, 5 см длиной, и 2) бурой с мощностью тоже около 5 см.

Минералогический состав неизменной зоны аналогичен таковому доломитового кирпича, не служившего. Некоторое отличие имеется лишь в том, что заметно улучшается кристаллизация $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$, причем размер зерен доходит до 0.10—0.15 мм в поперечнике (фиг. 4).



Фиг. 4. Доломитовый кирпич после службы. Микроструктура неизменной зоны. $\times 90$. Николи //.

В бурой зоне обнаруживается дальнейшее улучшение кристаллизации всех минералов, слагающих кирпич, причем самый фазовый состав остается неизменным.

Трехкальциевый силикат ($3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$) выкристаллизовывается в весьма крупных кристаллах: 0.20×0.30 ; 0.15×0.40 ; 0.25×0.50 ; 0.25×0.70 мм в поперечнике. Его показатели преломления равны: $N'_g = 1.720 \pm 0.002$; $N'_p = 1.716 \pm 0.002$.

На фиг. 5 представлены крупные кристаллы $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$, ассоциирующиеся с красно-бурым веществом (на снимке — темное), $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Присутствуют мелкие округлые зернышки CaO с $N = 1.833 \pm 0.003$ и более крупные желтые зерна периклаза, MgO (до 0.10×0.10 ; 0.15×0.15 мм в поперечнике) с показателем преломления $N = 1.764 \pm 0.005$. Повышенное светопреломление периклаза мы относим за счет вхождения в него железа в виде твердого раствора.

Показатель преломления браунмиллерита, $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, благодаря его густой окраске определить трудно; получается впечатление, что N'_g и $N'_p > 1.99$ и < 2.17 .

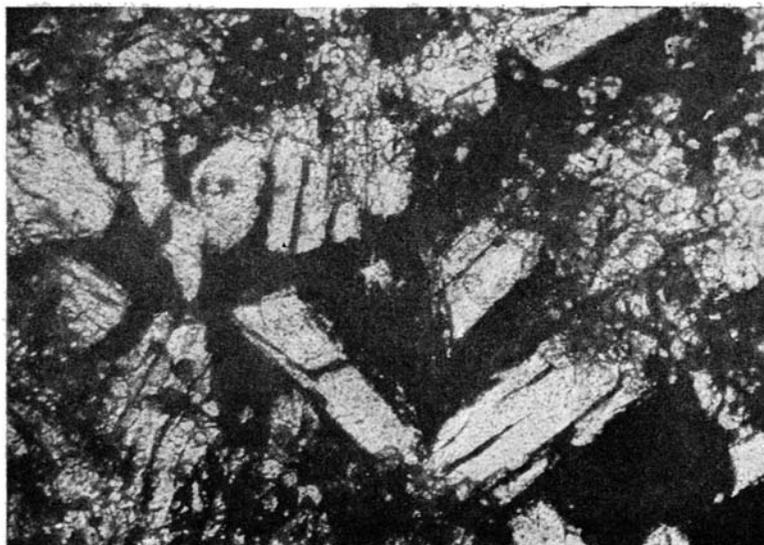
Таким образом, в результате петрографического изучения доломитового кирпича и мертеля, можно считать установленным следующее:

1. Английский доломитовый кирпич имеет такой минералогический состав в (%):

$3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$	26.4
$4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	7.8
Периклаз MgO	35.4
Известь CaO	27.8

Высокое содержание свободной извести не оказывает вредного влияния на сохранность кирпича и его службу в стенке электропечи.

2. Мертель состоит в основном из минералов самого кирпича; в небольшом количестве (5%) в нем присутствуют естественные породообразующие минералы: полевые шпаты и кварц.



Фиг. 5. Доломитовый кирпич после службы. Микроструктура бурой зоны. $\times 90$. Николи //.

Добавка в небольшом количестве полевошпатовых, аркозовых песков, являющихся весьма легкоплавким материалом, вероятно, способствует лучшему связыванию мертеля с кирпичом, в то же время огнеупорность мертеля остается достаточно высокой.

3. Во время службы доломитовый кирпич приобретает зональное строение, причем наблюдаются две зоны: 1) неизменная и 2) бурая, горячая. Любопытно при этом, что минералогический состав кирпича остается постоянным и отмечается лишь более совершенная кристаллизация слагающих его минералов в горячей, бурой зоне кирпича.

B. V. IVANOV

A PETROGRAPHIC ANALYSIS OF IMPORTED DOLOMITE BRICK

Summary

The following mineralogical composition of imported dolomite brick (in weight per cent.) has been established: periclase, 35.4; lime, 27.8; alite, 26.4, and brownmillerite, 7.8 (Table 1, Fig. 1). In spite of the high content of free lime, the brick possesses sufficient mechanical strength and withstands 62 fusions in the wall of an electric furnace. In the brick which was in actual service two zones are developed: 1) an unchanged one, and 2) a brown hot one. The mineralogical composition of the brick remains unchanged, only the crystallization of the component minerals being improved (Fig. 5).

В. П. ЛУЧИЦКИЙ

К ВОПРОСУ О ДИАГНОСТИКЕ КОРДИЕРИТА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Кордиерит (минерал ромбической системы, состава $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$) характерен в первую очередь для ряда контактно-метаморфических пород и кристаллических сланцев, но присутствует также в некоторых магматических породах; он пользуется по всем признакам значительно большим распространением в этих породах, чем это принято считать. Это обусловлено тем, что кордиерит как в отношении своей формы нахождения в горных породах, так и оптических свойств нередко трудно отличим или почти совершенно не отличим в шлифе от некоторых широко распространенных минералов, одновременно с которыми он присутствует в ряде горных пород, как кварц и олигоклаз, близкий к № 20.

С этими минералами кордиерит часто чрезвычайно сходен благодаря обычному отсутствию окраски его в шлифе, нередко полной прозрачности, близким показателям преломления, силе двойного лучепреломления. Нередко очень сходны также и очертания зерен кордиерита с очертаниями в одних случаях зерен кварца, в других плаггиоклаза.

Значение кордиерита очень велико, в особенности для изучения генезиса контактно-метаморфических пород и кристаллических сланцев, а также отдельных типов магматических пород, в частности гранитоидов; в ряде этих пород кордиерит играет роль корреляционного минерала, облегчающего установление родственных отношений между породами, его содержащими. Большое значение он имеет далее для разрешения вопросов первичного состава метаморфических пород и процессов контаминации ряда магматических пород.

С целью дать более ясную характеристику оптических свойств и облегчения возможности нахождения кордиерита в различных горных породах в дальнейшем приводится описание ряда особенностей кордиерита в шлифах различных контактно-метаморфических пород, кристаллических сланцев и пород магматических. Эти сведения могут в значительной степени облегчить установление присутствия кордиерита в шлифах по его оптическим свойствам, по продуктам его изменения, по его очертаниям, по основным чертам парагенеза, т. е. по совокупности особенностей диагностического характера этого минерала.

Кордиерит	Кварц	Олиго- клаз № 20	Канад- ский бальзам
$\frac{Ng+Nr}{2} = 1.5390 - 1.5576$	1.5488	1.5425	1.5400
$Ng-Nr = 0.008 - 0.011$ (как включение 0.030)	0.0091	0.008	0.00

С кварцем и олигоклазом № 20 кордиерит сближают, помимо обычного отсутствия окраски в шлифе, следующие оптические особенности этих трех минералов:

Основными диагностическими признаками кордиерита могут считаться следующие его свойства:

- 1) цвет и плеохроизм, плеохроичные оболочки;
- 2) сила двупреломления;
- 3) угол оптических осей $2V$ и оптический характер;
- 4) формы выделения его в породе;
- 5) особенности двойникового сложения;
- 6) включения;
- 7) продукты изменения;
- 8) расположение по отношению к другим минералам;
- 9) особенности парагенеза.

Окраска кордиерита и плеохроизм. В шлифе кордиерит обычно бесцветен. Иногда указывается на наличие окраски и плеохроизма; в частности приводится, по данным Вюльфинга и Оппенгейма, 1914 г., окраска кордиерита такого рода:

$a = Nm$	$> b = Ng$	$> c = Nr$
темный фиолетово-синий	сине-фиолетовый	светлосеровато-оранжевый

В отдельных штуфах гранат-кордиеритовых гранитов района, расположенного между Житомиром и окрестностями Бердичева, можно наблюдать светложелтую окраску кордиерита и хорошо заметный плеохроизм от светложелтого по Nr до бесцветного по Ng , т. е. абсорбция, противоположная той, которая указана Вюльфингом.

Наиболее характерной особенностью кордиерита являются плеохроичные оболочки. Последние образуются вокруг включенных в кордиерит, иногда округлых, кристалликов циркона, дюрмортиерита и других, отличающихся обычно большими показателями преломления. Плеохроичные оболочки по большей части окрашены в светлые желтые цвета с лимонным оттенком, как это наблюдается в большом числе горных пород, в гранат-кордиеритовых гранитах северной части украинского кристаллического массива, в роговиках Горного Алтая, Тарбагатая, Таймыра, гранат-кордиеритовых породах о-ва Цейлона и ряде других. В отдельных штуфах гранат-кордиеритовых гранитов, в гранатовых чарнокитах Гнивани, в породах о-ва Цейлона оболочки иногда окрашены также и в интенсивно оранжево-желтый цвет. Во всех этих оболочках наиболее интенсивная окраска их совпадает с направлением Nr' . При особенно большом количестве плеохроичных оболочек они сливаются вместе и придают пятнистую окраску и плеохроизм отдельным зернам кордиерита.

Очень редко наблюдаются плеохроичные оболочки, окрашенные в сероватый цвет, особенно интенсивный в направлении Nr' .

Сила двойного лучепреломления обычно одинакова как в плеохроичной оболочке, так и в остальной части кордиерита. Реже, в особенности при густой окраске плеохроичных оболочек, в них наблюдается понижение силы двупреломления: в одном из штуфов гранат-кордиеритовой породы Жежелева около Бердичева $Ng - Nr$ кордиерита равняется 0.011, в плеохроичной оболочке понижается до 0.008; в мамских кристаллических сланцах в плеохроичных оболочках $Ng - Nr$ понижается до 0.

В некоторых случаях в гранат-кордиеритовых гранитах севера Украинского кристаллического массива можно наблюдать резко выраженные густо окрашенные плеохроичные оболочки, внутренняя часть которых окрашена в светлый серовато-голубоватый цвет. При скрещенных николях эта последняя часть плеохроичной оболочки полностью изотропна, аналогично тому, что было описано Вюльфингом в 1926 г. (фиг. 1).

В редких случаях наблюдается слабое повышение интерференционной окраски в области п еохроичных оболочек.

Имеется еще один тип плеохроичных оболочек, повидимому особенно бледных и почти не заметных, в которых отчетливо наблюдается понижение силы двупреломления, поэтому они между скрещенными николями кажутся черными округлыми пятнами, рассеянными в кордиерите.

Следует отметить, что в некоторых, особенно густо окрашенных, плеохроичных оболочках наблюдается неодновременное угасание зерен кордиерита. В самом кордиерите угол угасания прямой, в области



Фиг. 1. Двойные плеохроичные оболочки в кордиерите. Жезелев, УССР. $\times 86$. Николи \perp .

плеохроичных оболочек он иногда доходит до 10° . Следовательно, в плеохроичной оболочке получается косое угасание, и сингония минерала в данной его части не ромбическая, а моноклинная или триклинная.

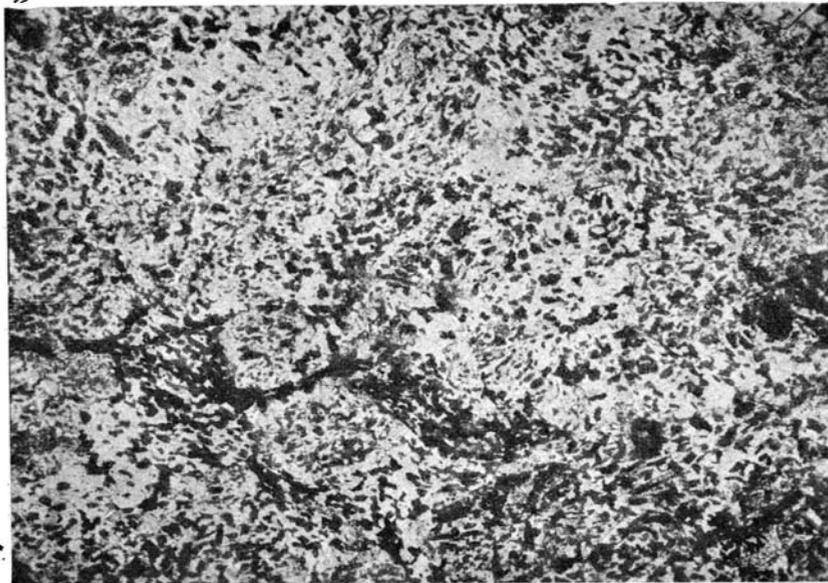
Число оболочек крайне непостоянно, иногда оно чрезвычайно велико, и оболочки покрывают свыше 50% поверхности зерна кордиерита.

Плеохроичные оболочки — чрезвычайно характерный диагностический признак кордиерита. Они, однако, не всегда улавливаются и при слабой окраске остаются для некоторых исследователей невидимыми. Особенно трудно их различать при утомленном состоянии глаз исследователя. Исследование их, как и плеохроизма кордиерита, рекомендуется производить при дневном свете или же при достаточно ярком искусственном освещении и большом накале лампы.

Сила двупреломления. В ряде случаев сила двупреломления кордиерита очень близка к силе двупреломления кварца и олигоклаза, нередко она выше, притом в некоторых случаях значительно выше. В кордиеритах Цейлона, Подолии и Волыни и других мест сила двупреломления кордиерита следующая: гранат-кордиеритовые породы района Жезелев — Бердичев: $N_g - N_p = 0.011$; в кордиеритовой породе Цейлона 0.010. Особенно часто она близка к 0.009. При более

высокой силе двупреломления кордиерит довольно легко отличить от кварца и олигоклаза, так как в этих условиях интерференционная окраска его в соответствующих разрезах при нормальной толщине шлифа желтоватая до оранжево-желтой, в то время как у кварца она белая или очень слабо желтоватая.

Это различие окрасок кварца и кордиерита, возможно, обусловлено не только различием силы двупреломления вообще, но и отличием характера двупреломления — в кварце оно супернормальное, в кордиерите, вероятно, субнормальное.



Фиг. 2. Порфиробласты кордиерита в кордиеритовых роговиках. Таймыр. Об. св. $\times 26$.

Угол оптических осей $2V$ и оптический характер минерала. До известной степени угол оптических осей $2V$ кордиерита также является характерным признаком, помогающим определять кордиерит, хотя и не всегда.

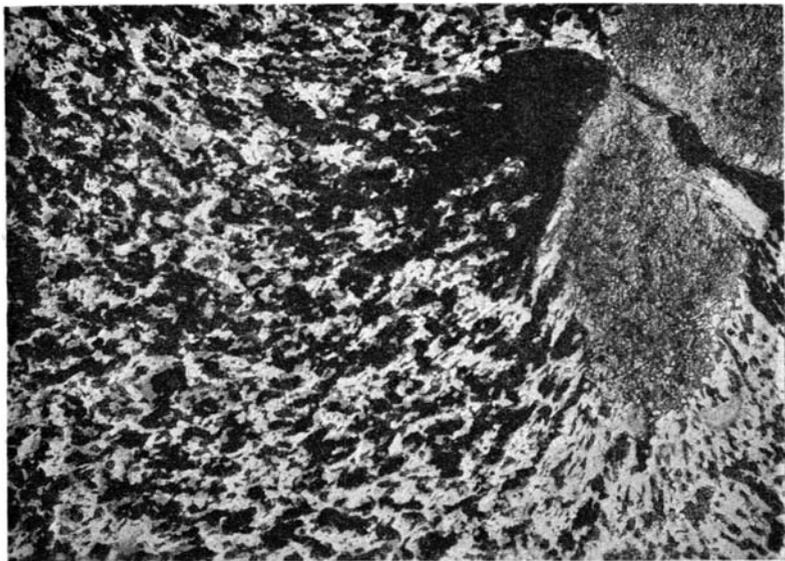
$2V$ кордиерита колеблется в широких пределах от $43^{\circ}26'$ до $85^{\circ}34'$, по Вюльфингу, при обычно отрицательном оптическом характере. Особенно часто, в частности в ряде изученных мною пород, он близок к 80° — 90° и, следовательно, близок к $2V$ олигоклаза. Оптический характер его обычно отрицательный. Имеются указания на существование оптически положительных кордиеритов. Таковые наблюдались не раз и мною в различных кордиеритовых породах.

Форма выделений кордиерита. Форма выделений кордиерита в значительной степени разнообразная и нередко характерная. Зависит она в ряде случаев от генезиса кордиеритовой породы и парагенеза кордиерита.

В некоторых магматических породах, по всем признакам в большей или меньшей степени контаминированных, кордиерит образует иногда крупные зерна, до 1—2 мм в одних случаях, измеряемые десятками сантиметров в других, частью неправильной, но почти всегда удлиненной по Np формы. Нередки также кристаллографические очертания в виде несколько вытянутого четырехугольника с притупленными углами; в отдельных случаях в них видны тонкие трещины спайности, идущие параллельно линиям ограничения таких

кристаллов и пересекающиеся друг с другом под углом, равным 90° ; удлинение таких кристаллов также совпадает с N_p . Вообще следует отметить наличие в этих породах более или менее отчетливого идиоморфизма кордиерита, в особенности по отношению к кварцу.

В кристаллических сланцах кордиерит обладает в большинстве случаев неправильными очертаниями; одновременно можно во внимательном изучении обнаружить и слабо выраженный идиоморфизм его, причем и тут с удлинением зерен его проявляется более или менее резко выраженный идиоморфизм его по отношению к кварцу.



Фиг. 3. «Кометные» порфиробласты кордиерита в кордиеритовых роговиках. Алтай. Об. св. $\times 26$.

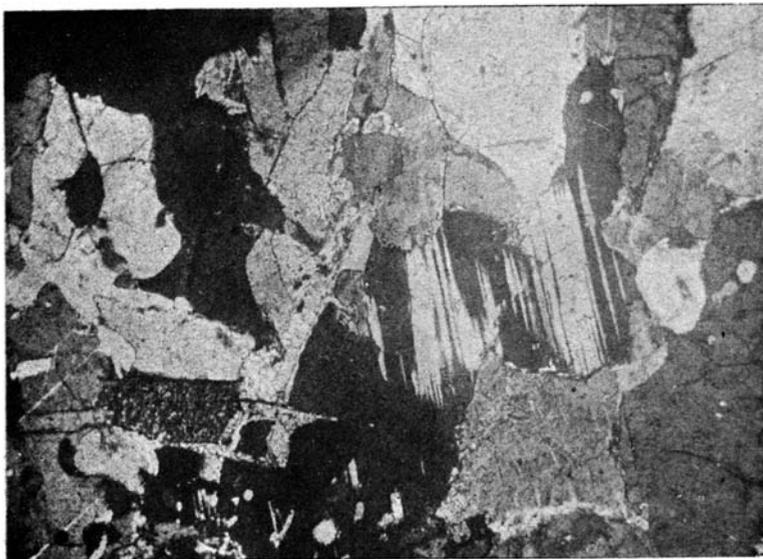
помогающий определению кордиерита. Этот факт проверен на кордиеритах, содержащих плеохроичные оболочки.

В ряде кордиеритовых роговиков, сланцев и гнейсов кордиерит образует порфиробласты (фиг. 2). Форма этих порфиробластов нередко очень характерная и отличается от порфиробластов других минералов, в частности полевых шпатов. Очень характерны овальные очертания порфиробластов кордиерита с оптически отрицательным характером удлинения (роговики ряда мест Горного Алтая, В. Забайкалья, Сретенского района и др.). В них иногда также удается отметить следы кристаллографических очертаний; в кордиеритовых породах средней части Украинского кристаллического массива порфиробласты кордиерита имеют вид таких же слабо вытянутых прямоугольников с притупленными углами, как и в некоторых магматических породах.

В некоторых роговиках (Горный Алтай, Таймыр и др.) несколько удлиненные порфиробласты имеют один конец округлый, другой — заостренный (фиг. 3). Характерны в других случаях (некоторые роговики Полярного Урала и других мест) несколько расплывчатые очертания порфиробластов, иногда довольно крупных, что связано с содержанием в них большого количества включений.

В общем форма порфиробластов округлая, удлиненная и расплывчатая — так же характерный диагностический признак кордиеритов, как и указанные выше кристаллические очертания минерала.

В большом числе роговиков, развитых в крупных массах, почти всюду, где имеются контакты глинистых пород с гранитоидными массивами, наблюдается состав из характерных изометричных зерен кордиерита с неправильными очертаниями, аналогичных на первый взгляд с очертаниями сопровождающих его кварца и полевых шпатов. Отличия иногда отмечаются в том отношении, что на ряду с очертаниями зерен кордиерита, характерными для роговиковой (мостовидной) структуры, наблюдаются также шестиугольные очертания зерен кордиерита, что особенно отчетливо проявляется тогда, когда зерна этого минерала в большей или меньшей степени разрушены и преобразованы, например, в серицитовый агрегат. В таком случае особенно ясно выступают различия в форме прежде всего кварца



Фиг. 4. Полисинтетические двойники кордиерита. Жезлев, УССР. $\times 26$. Николи +.

и кордиерита, проявляющего резкие черты идиоморфизма, вопреки общепринятому представлению о форме кордиерита. На этот вывод относительно формы кордиерита следует обратить внимание, как на имеющий также значительное диагностическое значение.

Особенности двойникового сложения чрезвычайно характерны для кордиерита как важный диагностический признак. Общеизвестны его тройники и шестерники срастания и прорастания по (110), часто наблюдаемые в ряде метаморфических пород. В ряде случаев в шлифе можно различать прямые линии, отделяющие один двойниковый индивидуум от другого и пересекающиеся друг с другом под углом около 60° . Достаточно иногда увидеть такой «клин» с таким углом или близким к нему, чтобы установить в связи с другими особенностями наличие кордиерита (например, те же продукты разрушения, включения и т. д.).

Кроме таких двойников, описываемых в руководствах, в кордиеритах несравненно чаще, чем это общепринято, присутствуют также полисинтетические двойники плагиоклазового типа, с некоторыми особенностями их, характерными для кордиерита. Такого рода двойники вводят часто в заблуждение исследователя чрезвычайно большим сходством их с двойниками плагиоклазов.

Характерные особенности таких полисинтетических двойников кордиерита следующие (фиг. 4—6):

1. В ряде случаев зерно кордиерита пересекается прямой ровной узкой полоской, угасающей неодновременно с остальной частью зерна.

2. Часто такого рода полоска очень постепенно выклинивается, острым своим концом доходя до другого края зерна, или она выклинивается внутри зерна.

3. Нередко две, три и более полос располагаются взаимно параллельно, начинаясь то от края зерна, то внутри его, не доходя до другого края зерна своими острыми концами. Получается тип полисинтетических двойников, как бы висящих в несдвойникованной части зерна кордиерита («висячие двойники»).



Фиг. 5. «Висячие» полисинтетические двойники кордиерита. Бродецкое, УССР. $\times 26$. Николи +.

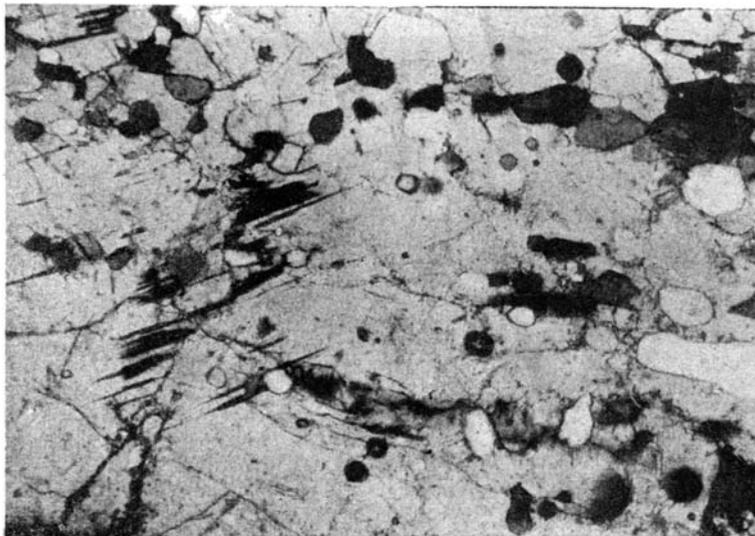
4. Часто можно наблюдать большое число взаимно параллельных полосок разной толщины, чередующихся с такими же полосками, неодновременно с первыми угасающими. Получаются на первый взгляд типичные полисинтетические двойники плагиоклазов. Отличия заключаются, до известной степени, в том, что двойниковые полоски в кордиерите часто не доходят до края зерна, так как выклиниваются в несдвойникованной части зерна кордиерита. Получаются в таком случае «гребенчатые двойники».

5. Имеются также двойники, полностью сходные с плагиоклазовыми, отличающиеся слабо заметным выклиниванием части полосок, которое, однако, может и отсутствовать.

6. В некоторых случаях встречаются также системы полосок, пересекающиеся друг с другом по двум или трем направлениям. Следует указать, что все эти типы полисинтетических двойниковых сростаний, наблюдавшиеся мною в типичных кордиеритах различных кордиеритовых пород (Украины, Алтая и других мест), притом в кордиеритах с плеохроичными оболочками, чрезвычайно характерны для кордиерита и отмечаются довольно часто. Особенно характерно для них: 1) медленное выклинивание двойниковых полосок в несдвойни-

кованной части кордиеритового зерна, 2) образование «висячих двойников» и 3) образование «гребенчатых двойников».

Включения. Включения, присутствующие в кордиерите, также в некоторых случаях могут быть использованы как диагностический признак, в особенности, когда мы имеем дело с контактными кордиеритовыми роговиками и другими близкими к ним породами. В том случае, когда структура этих пород не роговиковая, равномернозернистая, но порфиробластовая, в кордиерите, образующем порфиробласты, присутствуют многочисленные включения зерен кварца, иногда полевых шпатов, далее мелких листочков биотита, реже также мусковита и хлорита, также иногда зернышек и кристалликов апатита,



Фиг. 6. «Висячие» полисинтетические двойники кордиерита. Желез, УССР. $\times 26$. Николы +.

циркона, магнетита и других минералов. Количество включений в кордиерите таких пород обычно значительно, но содержание биотита меньше, чем во вмещающей порфиробласты массе породы. По краям порфиробластов часто количество включений уменьшается иногда до почти полного отсутствия их. В крайне редких случаях в кордиерите присутствуют включения мелких зерен граната.

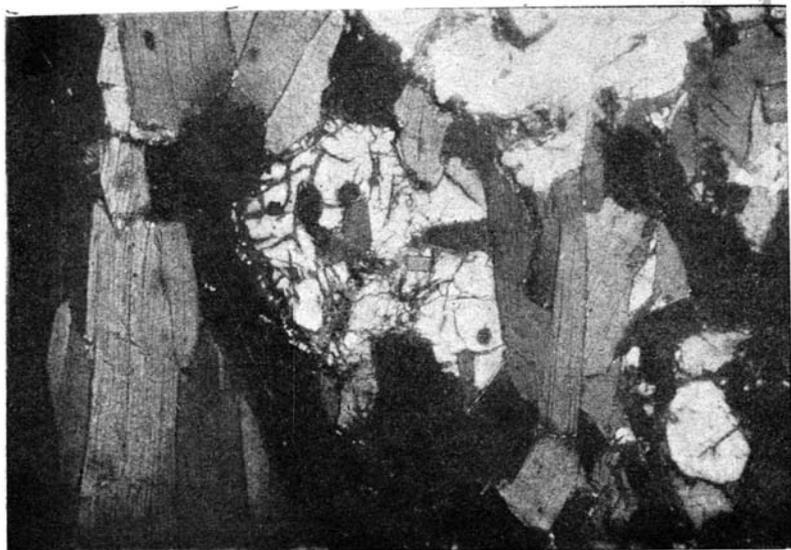
В кордиеритах, входящих в состав роговиков с равномернозернистой структурой, различных кристаллических сланцев и контактированных гранитов, обычно содержатся только отдельные округлые листочки биотита, зерна кварца и других минералов, особенно же часто присутствуют длинные волосовидные прямые и изогнутые образования силлиманита, иногда переплетающиеся друг с другом, в некоторых случаях заменяющиеся длинноигльчатыми образованиями. Иногда зерна кордиерита в агрегатах их отделены друг от друга шнурками, образованными спутанно-волоконистым агрегатом тончайших иголочек силлиманита.

В неразрушенном кордиерите присутствуют также характерные для кордиерита включения жидкостей и газов. Эти включения очень сходны с такими же включениями в кварце и обычно отсутствуют в полевых шпатах. Тем самым они могут служить диагностическим признаком, отличающим кордиерит от последних. Располагаются они в плоскостях, проектирующихся в плоскости шлифа в виде рядов

или полосок мелких и сравнительно крупных включений такого рода.

Продукты преобразования кордиеритов. Продукты, получающиеся при изменении кордиерита, также представляют собой ценный диагностический признак кордиерита. Эти продукты разнообразны.

Хорошо известны серицитовые и другие слюдяные продукты изменения кордиерита, широко распространенные в кордиеритах как метаморфических, так и магматических пород. Кроме серицита, видную роль играет накопление по кордиериту мусковита, биотита, хлорита, парагонита, носящие в минералогии разнообразные названия



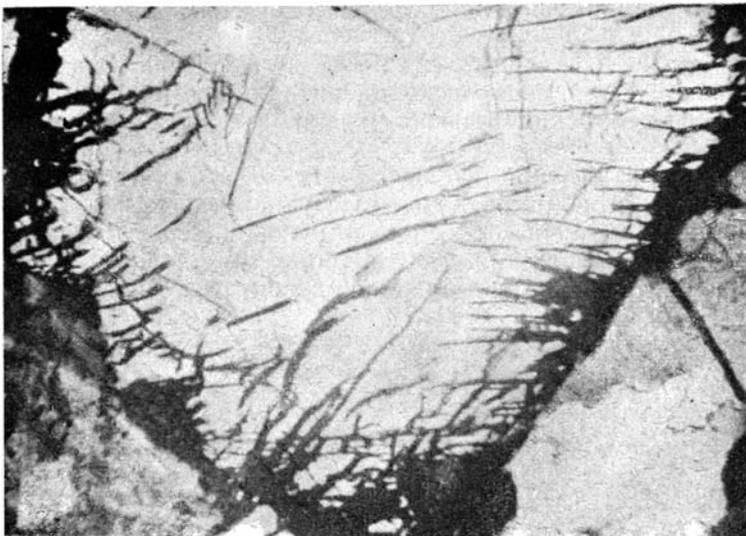
Фиг. 7. Серпентиновидное преобразование кордиерита. Начальная стадия. Жезелев, УССР. $\times 26$. Никольи +.

(пинит, гигантолит и др.). Для такого рода продуктов изменения характерно то, что на первых стадиях своего образования они, в противоположность аналогичным продуктам разрушения полевых шпатов, густо располагаются по трещинам в кордиерите, идущим по (010) и по (001), частью по неправильным трещинкам, и резко сменяются совершенно не разрушенным кордиеритом, в то время как в полевых шпатах аналогичные продукты разрушения его рассеяны и носят как бы пылевидный, облачный характер.

Иногда по краям зерен кордиерита наблюдаются мелкие листочки хлорита, как бы вклинивающиеся в кордиерит перпендикулярно его поверхности, нередко образуя по краю его как бы «частокол».

Чрезвычайно показательны продукты преобразования кордиерита, напоминающие серпентин (серпентиновидное замещение кордиерита) (фиг. 7—10).

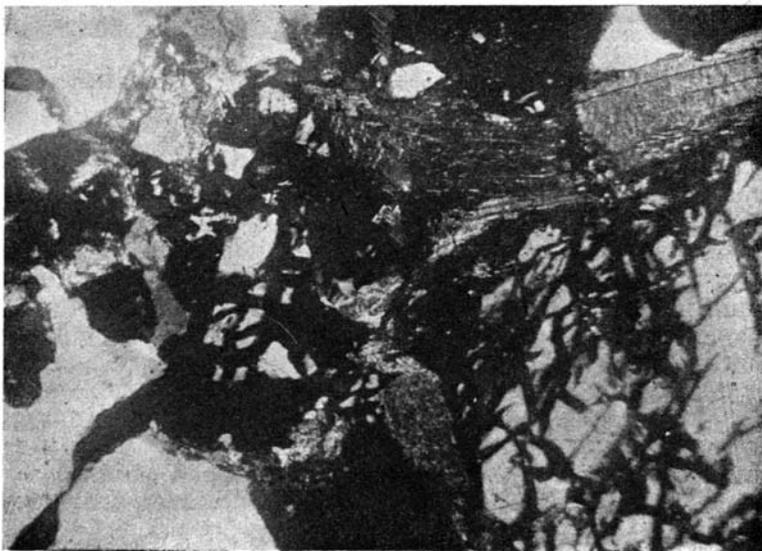
В зернах кордиерита, обычно от края их или вокруг включений, например кварца, отходят сперва тонкие прожилки, бесцветные, полностью изотропные, с показателем преломления меньшим, чем показатель преломления кордиерита. Эти тонкие полоски и прожилки, почти не заметные при одном николе и черные при скрещенных николях, постепенно утолщаются, разветвляются, часто образуя почти прямые углы изгибов. Они затем постепенно замещают все зерно кордиерита с сохранением как бы осколков его или полностью вытесняя



Фиг. 8. Серпентиновидное преобразование кордиерита. Начальная стадия. Жежелев, УССР. $\times 26$. Николи +.

его. Такие зерна кордиерита при одном никеле обнаруживают сеточную структуру, напоминающую структуру серпентина по оливину; при скрещенных никелях видно, что они совершенно изотропны.

Эти продукты разрушения кордиерита, как и хлоритовые клинышки и «частоколы», чрезвычайно характерный диагностический признак кордиерита в случае наличия такого рода преобразования его.



Фиг. 9. Серпентиновидное преобразование кордиерита. Более поздние стадии. Жежелев, УССР. $\times 26$. Николи +.

Расположение по отношению к другим минералам. В некоторых случаях характерно также и взаимное расположение кордиерита и соседних минералов. Особенно характерно взаимное расположение кордиерита и биотита. Листочки и чешуйки биотита,

реже также мусковита и хлорита, часто налегая друг на друга, обволакивают со всех сторон зерна кордиерита, как и порфиробласты его, образуя сплошную, плотную оболочку, аналогичную той, которая получается при росте граната в гранат-сланцевых сланцах; листочки биотита как бы раздвигаются растущими зернами кордиерита. Таких явлений вокруг зерен плагиоклаза и кварца не наблюдается; это связано по всем признакам с близостью, до известной степени, состава кордиерита и биотита (родственный парагенез).

Не менее характерно наблюдавшееся мною в порфиробластических роговиках Горного Алтая и гранат-кордиеритовых сланцах Таймыра кометное расположение биотита вокруг округлых с одного конца, за-



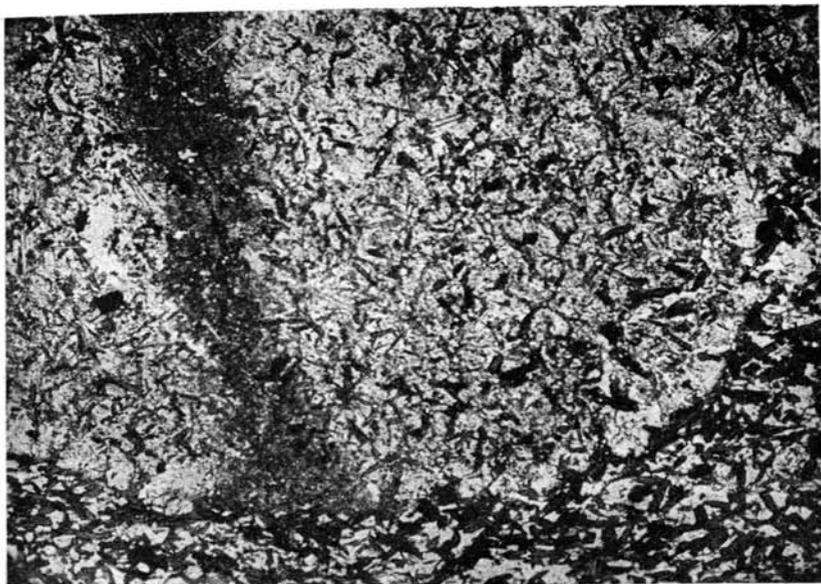
Фиг. 10. Серпентиновидное преобразование кордиерита. Более поздние стадии. Жезелев, УССР. $\times 26$. Николи +.

остренных с другого, порфиробластов кордиерита (фиг. 3). Округлый конец окружен плотной оболочкой взаимно параллельных, прилегающих друг к другу листочков биотита, частью также мусковита и хлорита; заостренный конец как бы отталкивает от себя эти листочки, и порода позади заостренного конца кордиерита содержит сравнительно мало листочков биотита и мусковита; они образуют здесь веерообразно расходящийся пучок, как бы отбрасывающийся им; эти листочки отделяются друг от друга агрегатом кварца (Горный Алтай) или кварца и плагиоклаза (Таймыр).

Парагенез. Наконец, некоторую помощь для диагноза кордиерита может дать парагенез кордиерита в метаморфических и магматических породах (фиг. 11 и 12).

Для роговиков кристаллических сланцев и контаминированных магматических пород характерен следующий наиболее обычный парагенез кордиерита: кордиерит — кварц — силлиманит — биотит — гранат — графит.

Этот парагенетический комплекс составлен из минералов по большей части антистрессовых (кроме граната и частично силлиманита); его можно выделить как родственный парагенез, т. е. связанный с близким химическим составом: минералы, богатые MgO или Al_2O_3 ;



Фиг. 11. Парагенез кордиерита с биотитом и мусковитом. Алтай. Об. св. $\times 26$.



Фиг. 12. Парагенез кордиерита с силлиманитом. Псеохронные оболочки и шагреньевая поверхность кордиерита. Гранат-кордиеритовый гранит. Жежелев, УССР. Об. св. $\times 26$.

к нему относятся также: ставролит — зеленая шпинель (плеонаст), иногда гиперстен — кианит, входящие в этот комплекс реже.

Случайный парагенез представлен следующими минералами: калиевые полевые шпаты — плагиоклазы — апатит — циркон — дюмортиерит — турмалин.

Антипарагенетичны: карбонаты, волластонит, анортит, диопсид, авгит.

Подводя итоги сказанному, можно прийти к выводу, что диагностические признаки, применимые при определении кордиерита, можно расположить в следующем порядке наибольшего их значения и показательности:

- 1) плеохроичные оболочки;
- 2) плеохроизм;
- 3) продукты преобразования;
- 4) двойники сростания и прорастания, полисинтетические двойники;
- 5) форма и спайность;
- 6) включения;
- 7) двупреломление (отчасти);
- 8) расположение среди других минералов и их взаимное отношение;
- 9) угол оптических осей (иногда).

V. I. LUCHITZKY

ON THE PROBLEM OF DIAGNOSTICS OF CORDIERITE IN METAMORPHIC AND MAGMATIC ROCKS

Summary

From a study of cordierites from a number of magmatic and metamorphic rocks (garnet-cordierite granites of the northern part of Podolia, cordierite-hypersthene granites of its southern part, biotite-cordierite gneisses of the Azov Sea region, cordierite hornstones and gneisses of the Polar Urals, the Altai, the Taimyr Peninsula and other places), as well as from literary data, the author gives a characteristic of the paragenesis of cordierite accompanied by definite types of minerals rich in Al_2O_3 and MgO . An allied paragenetic series of the former is represented mainly by biotite, garnet, sillimanite; of the latter, by hypersthene, staurolite, pleonaste; an occasional paragenesis — quartz, potash feldspar, acid plagioclase, graphite, etc. Antiparagenetic are calcite, basic plagioclases, wollastonites, diopside, and others.

Н. А. СИРИН

ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Наиболее широким распространением из глубинных пород в районе Приполярного Урала¹ пользуются граниты. В районе Ляпинского Урала (64° 30' — 65° 20') они образуют три полосы, вытянутые в северо-восточном направлении, согласно с общим простиранием пород района.

Западная полоса гранитов состоит из отдельных массивов, расположенных в следующем порядке с севера на юг: Болбань-Ю, Лимбеко-Ю, Малды, Вангур и Нер-Ойка. Эти массивы разделены между собой толщей метаморфических сланцев протерозоя и нижнего кембрия.

Центральная полоса гранитов, приуроченная к центральной части Уральского хребта, состоит из массивов: Народа, Мань-Хобе-Ю и Сале-Урне-Хум. Кроме того, к центральной полосе близко примыкает в северной части Кожимский гранитный массив и в южной части Нижне-Маньинской и Няртцо-Ю. В промежутке между названными массивами находится ряд мелких гранитных выходов. На помещаемой в этой статье карте из-за мелкого масштаба нанесены только самые крупные гранитные массивы и многие из упоминаемых здесь массивов не показаны.

Восточная гранитная полоса на севере представлена небольшим массивом, расположенным в районе р. Бадью. От него к югу в районе г. Ярота находятся четыре небольших массива, а за ними следует длинный Тынаготский массив.

Гранитные массивы находятся среди метаморфических сланцев протерозоя и нижнего палеозоя. По литологическим и стратиграфическим признакам эта толща разбивается на семь свит.

Первая, наиболее древняя, относимая к протерозою(?) сложена из буроватых стальено-серых кварцево-сланцевых сланцев с гранатом, альбито-хлоритовых и хлорито-сланцевых кварцитовых сланцев и филлитов с подчиненными в них прослоями слюдисто-кремнистых известняков и доломитов.

Вторая свита (нижний кембрий) сложен светлосерыми толсто-слоистыми кварцитами, кварцитовыми сланцами и кварцитовыми конгломератами, залегающими в ее основании. Между слоями первой и второй свит наблюдается угловое и, очевидно, стратиграфическое несогласие. Свиты эти разделяются толщей полимиктовых конгломератов, что дает основание предполагать появление в это время тектонических поднятий и последующего размыва дислоцированных толщ протерозоя(?).

Третья свита также относится к нижнему кембрию, сложена буроватыми зеленовато-серыми кварцево-сланцевыми сланцами, среди которых встречаются покровы спилитов, альбитофиров и их туфов.

¹ Под Приполярным Уралом понимается Уральский хребет в пределах 62 — 66° с. ш.

Четвертая свита (средний кембрий) представлена светлозеленоватыми и светлорозоватыми ленточными кристаллическими мраморами и мраморизованными известняками с прослоями в них слюдяно-известковистых и кварцево-сланцевых сланцев. В верху этой толщи залегают темносерые известняки, частью битуминозные. В породах этой свиты обнаружены остатки древних губок и археоциат.

К пятой свите (средний кембрий) относятся светлосерые и зеленовато-серые хлорито-сланцево-кварцевые и альбито-сланцево-кварцевые, нередко известковистые сланцы с небольшими прослоями в них белых кристаллических доломитов. В основании этой свиты лежат светлосерые слоистые альбито-микроклиновые (аркозовые) песчаники и кварциты.

Шестая свита (верхний кембрий) представлена зелеными сланцами, происшедшими по преимуществу из основных эффузивов. В основании зеленых сланцев лежит довольно мощная пачка светлосерых, грубозернистых аркозовых песчаников и конгломератов.

Седьмая свита (нижний силур) сложена темносерыми, реже черными, углито-кварцитовыми и кварцево-хлорито-сланцевыми сланцами небольшой мощности.

Описанные породы метаморфической толщи образуют сложную геологическую структуру — антиклинорий, круто опрокинутый на запад и значительно усложненный дизъюнктивными нарушениями. Ось этого антиклинория совпадает в основном с водораздельной частью Урала. К востоку и к западу от него наблюдается повторное антиклинальное поднятие, идущее параллельно общему простиранию Уральских складок.

Гранитные массивы Приполярного Урала в большинстве случаев имеют линзовидную или пластообразную форму, согласно вытянутую с вмещающими породами. Названные полосы распространения гранитов в общем совпадают с зонами антиклинальных поднятий. Так, например, центральная полоса гранитов совпадает с осевой частью центрального антиклинория, западная полоса — с западными антиклинальными поднятиями и восточная — с восточными.

Граниты западной и центральной полос макроскопически почти неотличимы друг от друга. Они, как правило, крупнозернистые, иногда порфиридные, в особенности в массивах Малды и Сале-Урне-Хум. В периферических частях массива граниты переходят в гранит-порфиры и в кварцевые порфиры. Кроме того, среди гранитов наблюдаются небольшие участки диоритов и кварцевых диоритов, повидимому, происшедших в результате ассимиляции кровли. Эти породы были встречены в массивах Нер-Ойка, Сале-Урне-Хум и др. В районе Нер-Ойка в контакте с гранитами встречается эруптивная брекчия, состоящая из обломков вмещающих пород, сцементированных плотной массой, отвечающей составу гранитов.

В гранитах довольно резко выражена гнейсовидность, которая совпадает с общим простиранием пород и часто повторяет контуры массива. Кроме того, наблюдается полосчатость, обусловленная ленточным расположением меланократовой и лейкократовой разностей гранита. Эти полосы широко наблюдаются в поле; ширина их достигает десятка метров. Они имеют простирание согласно с вмещающими породами и также часто следуют контурам массива.

Граниты восточной полосы, в отличие от западной и центральной, в общей массе мелкозернистые, лейкократовые и сильно рассланцованные.

В районе гранитных массивов западной и центральной полос широко распространены жилы лампрофиров, диабазов, кварцевых порфиров и кварца. Жилы пегматитов встречаются редко. Особенно большое количество жильных пород имеет место в районе массива Нер-Ойка. Жилы большей частью приурочены к трещине отдельности, имеющей простирание на северо-запад 340 — 350, падение на юго-запад под углом 60 — 70°.

**КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД
ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ**

Диорит. Как указывалось выше, среди гранитов встречаются небольшие участки, сложенные кварцевыми и бескварцевыми диоритами.

Минералогический состав диоритов довольно обычен: плагиоклаз-андезин, роговая обманка и моноклинный пироксен. Второстепенные минералы: биотит, кварц, рудный минерал и апатит. Из вторичных минералов: серицит, минералы эпидот-цоизитовой группы и хлорит. Роговая обманка представлена двумя генерациями. Первичная — в компактных зернах призматического габитуса и вторичная, возникающая за счет амфиболитизации моноклинного пироксена. Пироксен присутствует в виде реликтов, оставшихся в результате замещения его роговой обманкой.

Кварцевые диориты встречаются чаще, нежели диориты. Они обычно среднезернистые, реже мелкозернистые, розовато-серого цвета. Часто порфировидного сложения. В них наблюдаются атакситовая и гнейсовидная текстуры.

Минералогический состав кварцевых диоритов отличается от диоритов наличием в них кварца и повышенного содержания биотита. Из аксессуарных минералов отмечены, кроме рудного минерала, гранат и апатит.

Структура в диоритах призматически-зернистая, а в кварцевых диоритах — гипидиоморфнозернистая.

Граниты западной и центральной полос по составу довольно однообразны. В структурном отношении среди них выделяется несколько разновидностей.

Макроскопически граниты имеют розовато-серую или светлосерую с зеленоватым оттенком окраску. Среди них характерны порфировидные разности, в которых зерна розового полевого шпата достигают размера 1 см и больше.

Минералогический состав: микроклин, плагиоклаз № 6 — 7, кварц, биотит, мусковит и аксессуарные: гранат, апатит и рудный минерал. Микроклин обычно по величине зерен выделяется среди других минералов и часто образует порфировидные выделения.

Минералогический и химический анализы гранитов дали следующие результаты:

	Обр. 3617	Обр. 4112
Микроклин	37.22	27.05
Кварц	25.15	45.35
Плагиоклаз изм.	20.95	21.20
Биотит	6.92	6.03
Серицит и мусковит (в скоплениях)	9.76	—
Эпидот, гранат, сфен	—	0.37
	100.00 %	100.00 %

	Обр. I	Обр. II		Обр. I	Обр. II
SiO ₂	70.61	78.17	CaO	1.50	1.15
TiO ₂	0.27	0.07	MgO	0.53	0.63
Al ₂ O ₃	15.72	11.37	K ₂ O	6.03	3.78
Fe ₂ O ₃	0.79	0.48	Na ₂ O	2.60	2.50
FeO	1.16	1.45	H ₂ O	0.30	0.05
MnO	0.01	0.06	П. п. п.	0.72	0.48
			Σ	100.24%	100.19%

I. Обр. 3617. Гранит; р. Мань-Хобе-Ю.

II. Обр. 4112. Гранит; речка, стекающая с западного склона горы Нер-Ойка.

Структура гранитов обычно гипидиоморфнозернистая, однако она усложняется наличием порфировидных зерен микроклина и гнейсовидной текстурой. Имеют место и порфирокластические структуры.

Среди разновидностей гранитов можно отметить граниты микроклиновые, в которых микроклин преобладает над плагиоклазом, и граниты типа банатитов с преобладанием плагиоклаза над микроклином.

Как видно из приведенных выше химических анализов, увеличение кремнезема находит свое выражение и в минералогическом составе породы.

Граниты восточной полосы также однообразны. Наличие некоторых разновидностей обусловлено текстурными признаками. В общей массе граниты среднезернистые, массивные с бурой или розовой окраской. Изредка встречаются разности с зеленоватой окраской, обусловленной наличием в них эпидота и повышенным содержанием биотита.

Среднезернистые граниты преобладают в районе Тынаготского массива, а мелкозернистые граниты распространены в небольших массивах северной части восточной полосы.

Минералогический состав гранитов восточной полосы характеризуется постоянством. Главные минералы: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит и мусковит. Из акцессорных отмечены апатит и рудный минерал.

В микроклине часто встречаются микропертитовые и пойкилитовые прорастания. Плагиоклаз отвечает № 12. Он подвержен серицитизации, причем в большей степени этим процессом затеты центральные части зерен, что находится в связи с различным составом ядра и периферии.

Количественный минералогический состав, приводимый ниже, показывает значительно большее количество микроклина в гранитах восточной полосы, чем это наблюдалось в гранитах центральной и западной полос.

Минералогический состав и химический состав образца 4358 полностью это подтверждает:

Микроклин	48.31	SiO ₂	76.53	MgO	0.14
Кварц	27.87	TiO ₂	0.03	K ₂ O	4.71
Плагиоклаз	29.42	Al ₂ O ₃	12.36	Na ₂ O	3.59
Мусковит	1.71	Fe ₂ O ₃	0.94	H ₂ O	0.15
Гранат, эпидот		FeO	9.56	П. п. п.	0.54
и другие примеси	1.69	MnO	0.04		
		CaO	0.53		
				Σ 100.00%	

100.00%

Жильные породы гранитных интрузий, как указывалось выше, представлены спессартитами, диабазами, кварцевыми альбитофирами.

Кроме того, в районе гранитных интрузий огромное распространение получили кварцевые жилы, содержащие прозрачные кристаллы горного хрусталя.

Возрастные соотношения гранитных интрузий

Мы не располагаем пока достаточными материалами для суждения о возрасте гранитов. Те сведения, которые были приведены выше, не дают возможности проведения детального возрастного расчленения всех гранитных интрузий.

В качестве предварительного заключения мы допускаем, что граниты центральной и западной полос по возрасту относятся к наиболее древним глубинным породам района. Эта мысль находит под-

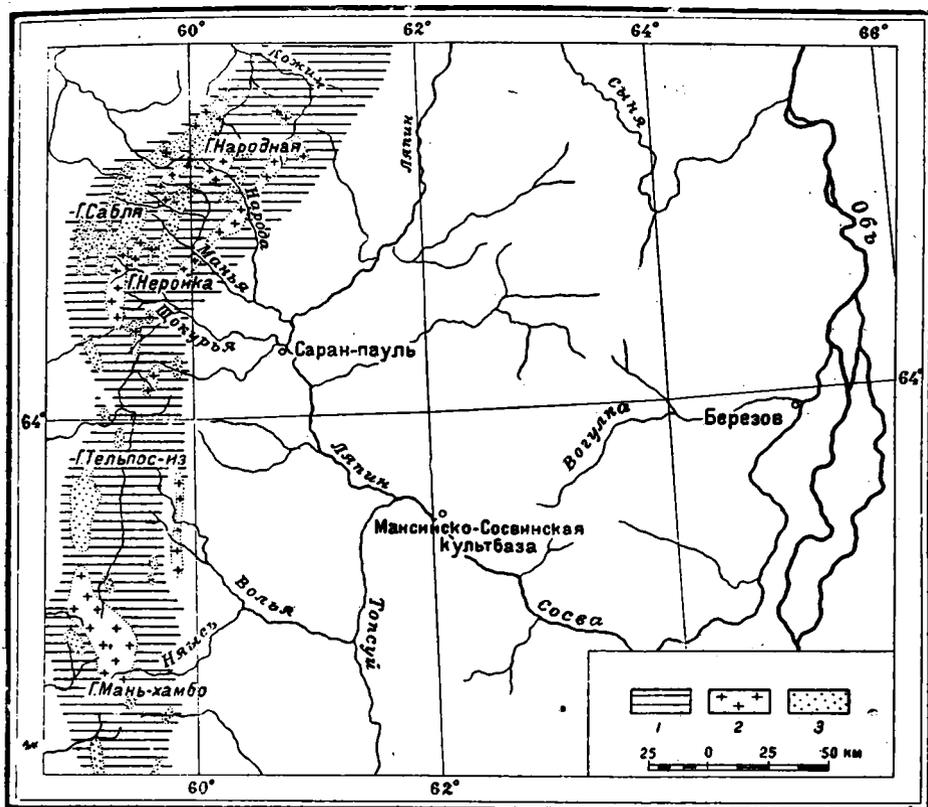


Схема геологического строения Приполярного Урала.

1 — метаморфические сланцы; 2 — граниты; 3 — габбро-диабазы, диабазы и амфиболиты.

тверждение в находках продуктов их размыва — аркозовых песчаников и конгломератов (верхов среднего кембрия), минералогический состав которых почти полностью соответствует этим гранитам. Кроме того, лавы кварцевых порфиров и спилитов г. Малды, залегающие среди измененных осадков нижнего кембрия, скорее всего могут быть генетически связаны с гранитами центральной и западной полос, территориально к которым они и тяготеют.

Далее граниты описанных массивов сильно изменены, местами превращены в гнейсы. Их минералы катаклазированы, в то время как небольшие жилы диабазов, находящиеся в одних геологических условиях с гранитами, хорошо сохраняют первичную структуру и минералогический состав.

Граниты восточной полосы и ряд мелких тел, находящихся от нее к востоку и западу, повидимому, относятся к более молодому возрасту, так как они прорывают отложения среднего, а местами и верхнего кембрия. Они значительно лучшей сохранности и менее гнейсовидные. Их возраст, возможно, соответствует раннему каледонскому диастрофизму.

Металлогения гранитов Приполярного Урала не изучена. Однако наличие в россыпях района этих массивов касситерита, шеелита

и золота, открытых автором совместно с другими сотрудниками в 1936 г., дает основание для постановки детального петрографического изучения этих массивов и связанного с ними редкометального и нематаллического (месторождения горного хрусталя) оруденения.

N. A. SIRIN

THE GRANITE INTRUSIONS OF THE POLAR URALS

Summary

Among the deep-seated rocks of the Polar Urals granites are the most widely developed. They form three belts stretched in a north-eastern direction, in accordance with the general strike of the rocks of the region.

All the granite massifs occur between the formation of metamorphic schists, which from lithological features is subdivided into seven series. Tectonically, this formation presents a composite geological structure — an anticlinorium steeply overturned westward and considerably complicated by faults. The axis of this anticlinorium coincides in general with the watershed part of the Urals. To the east and west of it a repeated anticlinal elevation is observed, running parallel to the general strike of the Uralian folds.

The granite massifs in most cases have a bed-like shape and occur, in accordance with the enclosing rocks, forming belts, in general coinciding with the zones of anticlinal elevations.

The granites of the western and central parts slightly differ from each other. As a rule they are coarse-grained, sometimes porphyry-like in the peripheral parts of a highly gneiss-like formation.

In the eastern belt the granites are leucocratic and fine-grained.

The age of the central and the eastern part is determined as Middle Cambrian from the finding of arkose sandstones and conglomerates, corresponding to the composition of granites.

The age of the granites of the eastern belt is probably not older than the lower portion of the Middle Paleozoic.

The metallogeny of the Polar Urals may be characterized by the presence in the river placers of scheelite, cassiterite and other rare-metal minerals.

И. А. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ

ОБ АВТИГЕННЫХ МИНЕРАЛАХ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

ВВЕДЕНИЕ

В нормальных осадочных породах находятся автигенные минералы, образовавшиеся в породе в течение ее диагенеза при условиях, близких к условиям дневной поверхности в отношении температуры и давления. Среди них имеются образующиеся, так сказать, у нас на глазах из различных растворов, например кальцит, арагонит, гипс и ангидрит; другие автигенные минералы, как полевые шпаты, турмалин, гранаты, обычно ассоциируются с породами изверженными или метаморфическими, образующимися в условиях высоких температур и давлений. Если зерна подобных минералов встречаются в осадочных породах, то им обычно приписывается аллотигенное происхождение, и они входят в число терригенных минералов, принесенных на место образования породы из тех или других источников, которыми, в конце концов, являются изверженные или метаморфические породы. Но в некоторых случаях эти минералы имеют такие признаки, которые позволяют допустить, что они образовались на месте в тех же условиях температуры и давления, в каких происходили диагенетические процессы в породе.

К таким признакам прежде всего относится форма зерен минералов. При переносе зерна минералов подвергаются окатыванию в большей или меньшей степени в зависимости от их стойкости в условиях переноса, их величины и продолжительности переноса. Степень окатываемости для различных минералов в значительной мере выяснена и наблюдениями, и экспериментальными работами. Если зерно какого-либо минерала в осадочной породе представляет собой кристалл с хорошо сохранившимися гранями и неглаженными (неокругленными) ребрами его углов, а источники данного минерала находятся на значительном расстоянии, то можно с большой уверенностью говорить об автигенности этого минерала, особенно если зерна других минералов в этой же породе оказываются округленными. Появление хороших граней на минерале иногда происходит вследствие растворения минерала в виде фигур вытравления. Иногда при этом получаются такие нежные формы, которые никак не могли бы сохраниться при переносе. Росс, Майзер и Стивенсон (Ross, Miser, Stephenson, 1929) описали такие формы авгита из туфогеновых пород Оклахомы, Арканзаса и Техаса; Эдельмен и Дёглес (Edelman, Doeglas, 1932) — для пироксенов и амфиболов из отложений в дельтах рек Борнео, туфов Явы, песчаников Явы и Суматры.

Но при получении фигур вытравления вещество вновь образованных граней не отличается от вещества прежнего зерна. Вещество же граней, полученных при вторичном нарастании, обычно отличается от вещества зерна или другим количеством включений, или

окраской, или другой оптической ориентировкой. На первоначальном ядре округленной формы получается часто более светлая оболочка, нередко с гранями. Иногда минерал, сравнительно редко встречающийся, находится в осадочной породе с хорошо выраженной кристаллической формой в таком большом количестве, что его концентрация в этой породе не может быть объяснена иначе, как образованием его в самой породе, ибо нет источников, которые могли бы дать такое количество этого минерала. На автигенность минерала может иногда указывать отношение его к другим составным частям породы. Полевошпатовое вещество, цементирующее округленные зерна кварца в песчанике, образовалось на месте так же, как и золото, обрастающее в виде чехлика корни растений.

Непрерывным условием возможности образования минерала в породе является наличие в породе растворов его компонентов. Все минералы более или менее подвергаются процессам разложения и растворения в поверхностных зонах. Даже такой стойкий минерал, как циркон, изменяется вследствие выветривания (Winchell, 1914, 128); он становится окрашенным, мутным, непрозрачным (Thürach, 1884).

Вадозные воды могут содержать фтор, действующий растворяющим образом на минералы (Wejfer, 1926). При разложении турмалинов получается бор, также играющий роль растворителя (Wichmann, 1880). Метеорные воды содержат аммиак и азотистую кислоту. При поверхностном разрушении пиритов образуется серная кислота. Все эти факты указывают на разнообразный химический состав грунтовых вод, которые могут действовать растворяющим образом на минералы и из которых при благоприятных условиях могут образовываться в осадочных породах разнообразные минералы.

В настоящее время имеются сведения, что следующие минералы образуются в нормальных осадочных породах: полевые шпаты (щелочные и плагиоклазы), гранат (альмандин), турмалин, анатаз, брукит, титанит, лейкоксен, рутил, циркон (?), ставролит, хлорит, роговая обманка (?), биотит (?), магнетит, железо самородное, анальцит. В этот список не входят такие минералы, как кварц, кальцит, каолинит, золото, некоторые сульфиды и другие, автигенное происхождение которых в нормальных осадочных породах не возбуждает сомнений.

АВТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Полевые шпаты. Автигенные полевые шпаты из девонских песчаников Тимана были описаны мною ранее (И. А. Преображенский, 1939). В этой статье приведена литература по автигенным полевым шпатам в песчаниках. Литература по автигенным полевым шпатам в карбонатных породах указана у Спенсера (Spencer, 1925). Мною были вновь встречены микроклины с автигенными оболочками в девонском песчанике Тимана с р. Кумушки (материалы Г. А. Чернова), на которой были найдены также песчаники с автигенными оболочками у гранатов. Микроклин с характерными двойниками и с пертитовыми вростками; в оболочке, ориентированной по-другому, также видны микроклиновые двойники. Цемент кальцитовый; он не помешал образованию оболочек. Песчаник с этими полевыми шпатами лежит среди толщи других песчаников, отделяющих его от верхнего базальтового потока. В кварците с р. Белой, левого притока р. Индиги, впадающей в Индигскую губу около «Больших Ворот», встречено продолговатое зерно микроклина (с характерными двойниками) длиной 0.45 мм, с наросшей на него с одного конца шапочкой с неясными головками кристаллов, бо ее прозрачной, чем зерно. Кварцит лежит на базальтах, перекрывается другим кварцитом. Размеры наросших кристаллов не позволили определить их состав.

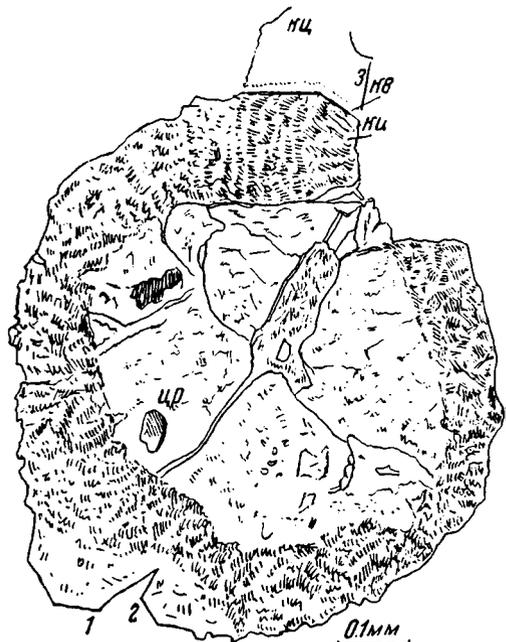
Хонесс и Джеффри (Hones, Jeffries, 1940) описали автигенный альбит из лоувильского известняка Пенсильвании, образующего идиоморфные зерна. Авторы предполагают, что альбит получился из цеолитов — натролита, анальцима и других — при почти нормальной температуре, при уплотнении известковых илов под влиянием давления.

Гранат. Зауер (Sauer, 1900; Boswell, 1933, 310, № 799), сравнивая дюнные пески окрестностей Гейдельберга с некарловскими ледниковыми песчаниками, нашел, что в дюнных песках зерна гранатов округлые, в ледниковых же песках — с кристаллическими гранями, главным образом ромбического додекаэдра с незакругленными ребрами. Подобные зерна были найдены в олигоцене и кейпере, но отсутствуют в древних кристаллических породах. Зауер считает, что формы с гранями образовались вследствие вторичного роста, может быть, вследствие действия просачивавшихся карбонатных вод. Босвелл полагает, что грани, судя по рисунку в статье Зауера, могли возникнуть скорее вследствие растворения, часто замечавшегося другими исследователями, а не вследствие вторичного роста. Статьи Зауера я не читал, но данные других исследователей позволяют сомневаться в верности заключения Босвелла. Ихикава (Ichikawa, 1917) описывает фигуры вытравления на гранатах из пустот в андезите из Вадатоге, провинция Шинано, Япония. В направлении L_4 образуются выпуклости вытравления в форме восьмиугольных пирамид, по L_3 — шестиугольных пирамид, причем ребра в трех главных плоскостях симметрии округленные или исчерченные; повидимому, получаются грани сорокавосьмигранника, а не ромбического додекаэдра. Вассерштейн (Wasserstein, 1933) наблюдал на гранях гранатов из песчаников кейпера между Нюренбергом и Вейсенбургом фигуры вытравления в виде ямок, а не выпуклостей.

Вепфер (Wepfer, 1926) приводит данные из ненапечатанной диссертации А. Земана о вторичном росте первично округлых зерен гранатов в верхнем пестром песчанике. Вепфер считает, что в породах циркулируют разнообразные растворы и что вадозные воды могут быть обогащены фтором. В шлихах, доставленных Г. А. Черновым с Тимана из аллювия р. Кумушки, левого притока р. Белой, я наблюдал гранаты (альмандины) двойного рода. Большинство зерен были округлыми, с неровной поверхностью, на которой иногда находились фигуры вытравления в виде ступенчатых граней. Но среди этих зерен попалось вполне идиоморфное зерно в форме трапецоэдра с блестящими гранями и хорошо сохранившимися ребрами, совершенно прозрачное. Повидимому, это зерно не испытало переноса и могло получиться лишь из находящихся весьма близко нормальных осадочных пород (песчаников). Зерна гранатов в этих песчаниках или микроконгломератах большей частью округлые, как и в шлихах. Источником этих гранатов являются, повидимому, метаморфические породы, подстилающие силур и девон Тимана. В нормальных песчаниках встречены гранаты с вновь образовавшимися гранями (обр. 734 и 601). Песчаник № 734 взят из разреза по правому берегу р. Кумушки-Волонги, правого притока р. Волонги, впадающей в Чешскую губу (обр. 31 и 32). Он залегает в толще нормальных осадочных пород и представляет ставролитово-гранатово-кварцевый крупнозернистый песчаник с кремнисто-кальцитовым цементом.

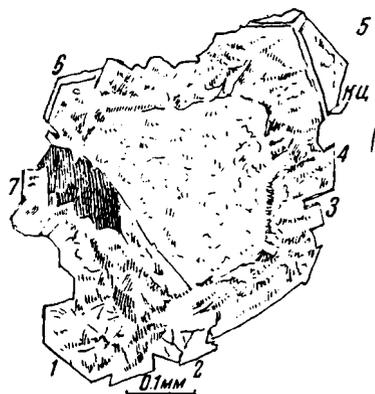
Внутри зерна граната находится округлое ядро, разбитое трещинами на несколько участков (фиг. 1). В нем имеются включения: округлые зерна, вероятно циркона; листочки бесцветной слюды, зерна кварца 0.01 мм и менее, мелкозернистый агрегат, повидимому, слюдистый. Вокруг ядра находится оболочка — шириной от 0.05 до 0.23 мм. Она резко отличается от ядра отсутствием трещин (трещины ядра

не продолжают в оболочку) и неровностью поверхности, обусловленной, главным образом, большим количеством включений мелких зерен кварца, частично же, вероятно, выростанием на ядре щеток кристаллов, захвативших между собой зерна кварца и затем сросшихся. В тех местах, где оболочка достигает наибольшей ширины (0.16 — 0.23 мм), у периферии оболочки неровности поверхности делаются такими же, как и у ядра, и образуются грани, принадлежащие, по видимому, различным кристаллам (1 — 3 на фиг. 1). Параллельно грани 3 идет узкая полоска кварца, отграниченная от находящегося далее кальцита тонкой линией пелитовых частиц.



Фиг. 1. Зерно граната с оболочкой. Обр. 734. $\times 95$. 1 — 3 — грани кристаллов; цр — циркон; кв — кварц; кц — кальцит.

У другого зерна неровность оболочки мало уменьшается на ее периферии в более толстых частях. В разрезе зерна в оболочке можно видеть не менее семи отдельных кри-



Фиг. 2. Зерно граната с оболочкой. Обр. 734. $\times 95$. 1 — 7 грани кристаллов; кц — кальцит.

сталлов, судя по граням (1 — 7 на фиг. 2). С одной стороны вновь нарощие грани отделяются на разрезе зерна от остальной части оболочки тонкой прожилкой карбоната; близ этой прожилки в породе находится скопление карбоната, представляющего цемент породы. На фиг. 3 изображено другое зерно граната с оболочкой из двух слоев: неровного и ровного. По шлифу трудно сказать, представляет ли это зерно обломок кристалла граната или же срез целого кристалла, близкий к поверхности грани.

Другие зерна гранатов в породе № 734 не имеют оболочек. Большая часть из них неправильной формы; редко встречаются идиоморфные зерна.

Песчаник № 601 взят из разреза в верхнем течении р. Белой, левого притока р. Индиги, впадающей в Индигскую губу. Он состоит из зерен кварца, ставролита, граната (альмандина), турмалина, апатита, мусковита и слюдястого сланца; цемент из очень мелких зерен кварца, слюды и окислов железа.

На одном зерне граната находится щетка параллельных неодинаковой длины тонких кристаллов, сросшихся между собой (фиг. 4), более прозрачных, чем зерно. Длина их максимум около 0.075 мм, толщина около 0.007 мм. Эти столбчатые кристаллы кончатся гранками. Так как кристаллы неодинаковой длины, то поверхность щетки

неровная. Со стороны щетки к зерну прилегает мелкозернистая светлорубая масса. Головки кристаллов щетки погружены в нее. Поверхность кристаллов в щетке ровная, обломка — шагреновая. Это зависит от того, что в обломке поверхность искусственная, получившаяся при шлифовании, а в щетках — естественные грани кристаллов, находящиеся ниже поверхности шлифа. Сравнить показатель преломления щетки и обломка не удалось. Двупреломления не наблюдается ни в щетке, ни в обломке.

На другом зерне у одного его конца видны головки кристаллов сверху (фиг. 5), с четырьмя пирамидальными гранями, похожими на грани октаэдра. Из-за положения щетки в шлифе длина кристаллов плохо видна и трудно решить, походят ли эти образования на описанные Ихикавой фигуры вытравления. Щетки кристаллов меньшего размера наблюдались в описанном шлифе еще на четырех зернах. В шлифах других пород, подобных описанным, не

найден ни оболочек, ни щеток кристаллов на зернах граната.

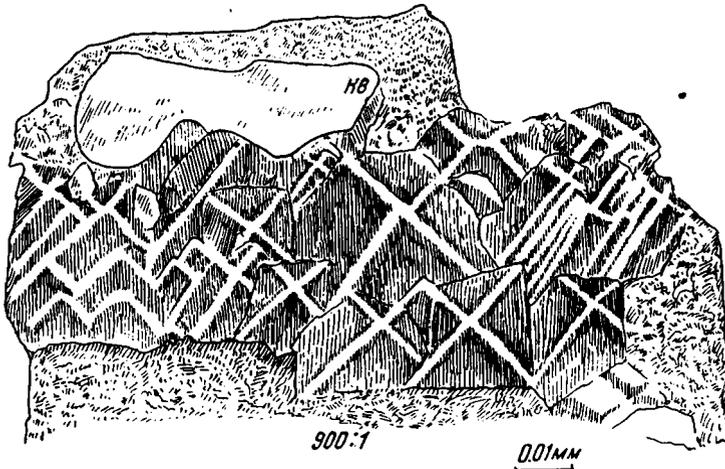
Можно представить такой процесс нарастания оболочек. Сначала вырастают щетки отдельных кристаллов, состоящие лишь из головок кристаллов, потом удлиняющиеся. Между отдельными кристаллами захватываются зерна лежащих вокруг растущего зерна минералов, в наблюдаемых случаях — кварца. Затем отдельные кристаллы сливаются между собой и растут уже целыми группами, так что на



Фиг. 3. Обломок (?) зерна граната с оболочкой. Обр. 734. $\times 95$. кц — кальцит.



Фиг. 4. Щетки кристаллов на зерне граната. Обр. 6016.



Фиг. 5. Начало роста щеток на зерне граната. Обр. 6016. кв — кварц.

периферии оболочка получается такой же структуры, как внутреннее ядро. Но отдельные группы кристаллов в приведенном примере не вполне слились между собой, отчего на поверхности оболочки получаются грани как бы нескольких кристаллов. Зауер наблюдал, вероятно, ту стадию роста, когда щетки кристаллов были еще очень короткими, что и дало повод Восвеллу заключить, что это формы не роста, а вытравления.

Турмалин. Указания на автигенный турмалин в нормальных осадочных породах имеются у нескольких авторов. Доказательствами автигенности служат хороший идиоморфизм кристаллов турмалина, оболочки с идиоморфными очертаниями и более прозрачные, чем округлое ядро, указывающие на вторичный рост зерен турмалина, и округленность зерен других минералов.

Шмид (Schmid, 1876) указывал на наличие в тюрингенском пестром песчанике кристаллов турмалина с хорошо образованными концами, длиной до 0.02 мм, в среднем 0.01 мм. Этот турмалин Шмид называет микрошпорлитом.

Вихман (Wichmann, 1880) описал автигенный турмалин из олигоценовых песчаников. Почти все они с турмалином; особенно богаты им песчаники из Тейченталья около Галле. Большая часть зерен турмалина представляет очень хорошо образованные палочковидные кристаллы различных величин, 0.05×0.02 мм и менее. Редко наблюдается диморфизм. Цвет зеленовато-серый; кристаллы иногда почти бесцветные и внутри их видно окрашенное ядро. Кварцевые зерна, составляющие главную массу песчаника, округлые. Судя по форме зерен, турмалин и кварц различного происхождения: турмалин образовался тогда, когда песчаник был уже отложен; в противном случае зерна турмалина были бы округлыми. Поэтому Вихман считает турмалин автигенным, так же как и турмалин из миоценовых песчаников Вены, плиоцена Асти и других мест. Бор для турмалина получился при разложении турмалина же; бор циркулирует с водными растворами; присутствие в них SiO_2 , Al_2O_3 и F дает возможность образоваться турмалину, который вновь растворяется, проходя таким образом несколько циклов. Вихман говорит, что одна форма еще не свидетельствует об автигенности минерала. Циркон не автигенный, но его форма сохраняется благодаря его стойкости при переносе. Тюрак (Thürsch, 1884) указывает на неокатанные очень хорошие кристаллы турмалина в осадочных породах, но полагает, что в них турмалин не образуется (стр. 22). Дерби (Derby, 1898) наблюдал в итаколумитах вторичное увеличение турмалина, темные зерна которого имели светлые оболочки (по Босвеллу).

Спенсер (Spencer, 1925) описывает турмалины из алгонкских или палеозойских известняков и доломитов Бенгала, представляющие призмы длиной 0.1—0.04 мм, от бесцветных до светложелтовато-бурых; конечные грани обычно выражены плохо. Иногда сростаются две призмы или больше. В кристаллах много углистых и известковых включений. Углистые включения в виде рассеянных зерен или расположены по зонам. Вместе с турмалином встречается альбит. В доломитах турмалин с совершенной формой кристаллов, без углистых включений. И известняки и доломиты метаморфизованы, но Спенсер считает, что альбит в них автигенный и образовался ранее метаморфизма известняков и доломитов, так как его кристаллы расположены по напластованию и химически он относительно чист и не содержит кальция; он имеет натяжения, иногда разбит. Доломиты также изменены, но альбита в них нет. Идиоморфизм кристаллов турмалина и включения в нем углистого вещества указывают, по Спенсеру, на возможность такого же происхождения большей части турмалина, как и альбита. Спенсер главное внимание обращает на альбит, доказательства его автигенного образования ранее метаморфизма достаточно веские. О турмалине сказано меньше, и потому не совсем ясно, насколько обосновано предположение о таком же происхождении его, как и альбита. Углистые включения часто наблюдаются в андалузите в метаморфических породах, они так же расположены зонально, и кристаллы андалузита так же имеют хорошие кристаллографические очертания, но несомненно, что их образование связано

с метаморфизмом. Одинакового происхождения с турмалином Спенсер считает идиоморфные кварц, пирит, рутил и большую часть слюд.

Стоу (Stow, 1932) нашел в орисканских (нижнедевонских) песчаниках Виргинии, Западной Виргинии, Мэриленда, Пенсильвании и Нью-Йорка очень хорошо округленные зерна турмалина с вторичными зубчатыми наростами, почти бесцветными, с слабым оттенком того же цвета, как и округлое зерно. Оптическая ориентировка такая же, как и у зерна. Наросты получаются по оси с, независимо от того, удлинено ли зерно по этой оси или нет, и притом лишь на одном конце оси, что, возможно, связано с гемиморфизмом турмалина. Зерен с наростами встречается много, и распространенность этого явления (в 30 из 70 исследованных мест) указывает, что оно не местного характера. Трециноватость наростов говорит об образовании их на месте, иначе они обломались бы при переносе. Здесь надо обратить внимание на различие в окраске между наростом и зерном: образовывалось новое вещество, отличное от прежнего, что не позволяет предполагать в данном случае фигур вытравления, какие наблюдались Эдельменом и Дёглесом на пироксенах и амфиболах (Edelman, Doeglas, 1932).

Асти (Asty, 1932; по Босвеллу) в нижнедевонских песчаниках и доломитах из Мичигана наблюдал вторичные бесцветные оболочки на конце оси с на хорошо округленных темных зернах турмалина, имеющие с ними одну и ту же оптическую ориентировку. По Бертуа (Bertois, 1939), турмалин обычно встречается в окатанных зернах, для которых признается детритовое происхождение. Но чаще встречаются призматические кристаллы с гемиморфными пирамидами ферромагнезиального, более натриевого, чем литиевого, турмалина. Бертуа приводит данные о таких турмалинах М. Лакруа (Lacroix, 1893), Каёо (Caueux, 1922—1923) и М. Деверэна (Déverin, 1925, 1934 и 1936). Деверэн находит в меловых породах Приморских Альп турмалины без следов окатывания вместе с окатанными кварцем, цирконом, рутилом и другими минералами (1925). Изобилие турмалина в этих породах не зависит, по Деверэну, от частоты встречаемости и степени сохранности других детритовых минералов (1934). Впоследствии Деверэн пришел к выводу, что новообразования турмалина зависят от начинающегося метаморфизма породы (1936), а Гранжан (Grandjean, 1910; по Босвеллу), измеряя обломки и перекристаллизованные концы зерен турмалина, старался проследить действие метаморфизма на осадочную породу и получал коэффициент сланцеватости (Schistosity).

Бертуа наблюдал ферромагнезиальный турмалин без следов окатывания в песках Средиземного моря, поднятых драгой «Pourquoi pas?» в 1922—1923 гг. Вместе с этим турмалином находились окатанные зерна или обломки кристаллов циркона, граната, ставролита, эпидота, амфиболов, авгита, андалузита. Несмотря на идиоморфизм кристаллов турмалина на ряду с окатанностью зерен других минералов, Бертуа полагает, что присутствие в породе такого рода лишенных следов окатывания кристаллов не дает достаточных оснований для признания происхождения этих кристаллов *in situ*, а также начинающегося (пресосе) метаморфизма. Бертуа основывается на том, что турмалин всегда имеет одинаковый облик и в изверженных, и в осадочных породах, в противоположность автигенному полевому шпату, в осадочных породах имеющему особенный вид. У оболочек турмалина цвет получается другой, кристаллы турмалина, длиной почти 0.2 мм, вряд ли могут сохранить свою форму в тех условиях, когда зерна кварца окатываются. При этом в начале своей статьи Бертуа говорит об окатанных зернах турмалина терригенного происхождения.

Поэтому правильнее считать идиоморфный турмалин из песков Средиземного моря автигенным.

Анатаз и брукит. По Скривенеру (Scrivenor, 1903), в триасовых песчаниках Англии много кристаллов анатаза 0.025—0.17 мм величиной. Иногда они торчат из вещества, подобного лейкоксену, или же нарастают на нежных кристаллах кварца. Скривенер считает анатаз образовавшимся на месте, ибо кварц в таком виде не мог быть перенесен без того, чтобы анатаз не отломился от него. Кристаллы анатаза не окатаны, а циркон, рутил, турмалин и ставролит в окатанных зернах. Тюрх (Thürsch, 1884) указывает, что анатаз образуется в осадочных породах, в которых он имеет кристаллические очертания, или находится в сростках кристаллов, не подвергшихся окатыванию.

В искусственных шлихах из девонских песчаниково-кварцевых конгломератов Тимана № 599 (материалы А. А. Чернова) мне встретилось много совершенно неокатанных табличатых кристаллов анатаза, иногда сросшихся между собой, и кристаллы брукита почти квадратного сечения, иногда заканчивающиеся доматическими гранями, часто сдвойникованные. Такие кристаллы анатаза и брукита не могли остаться целыми при переносе и, повидимому, образовались на месте. Вассерштейн (Wasserstein, 1933) анатазы и брукиты песчаников верхнего пестрого кейпера между Нюрнбергом и Вейсенбургом считает образовавшимися на месте после седиментационных процессов.

Баттерфильд (Butterfield, 1939) описал автигенные брукиты из нижнекаменноугольных жерновых песчаников Йоркшайра, богатых титановыми минералами. Брукиты семи типов; их идиоморфизм и характер сростков не оставляют сомнений в их автигенности. Баттерфильд говорит, что почти наверное весь титанит, большая часть анатаза и брукита, большое количество лейкоксена автигенны; имеются хорошие доказательства автигенности рутила. Баттерфильд считает автигенными также выросты на цирконе, находящиеся в относительно больших количествах там, где имеются автигенные титановые минералы.

Рутил. Большой обзор литературы по автигенному рутилу дает Босвелл (Boswell, 1933, 103—105).

Ставролит. Мэки (Mackie, 1923; по Босвеллу) сообщает о нахождении в песчаниках северо-восточной Шотландии детритовых зерен ставролита с выростами на них бледной окраски, представляющими ставролит вторичного образования.

Хлорит. В радиоляритах из Польских Карпат Суйковский (Sujkowski, 1932; по Босвеллу) нашел хлорит (бертьерит), заполняющий поры в породе; скелеты радиолярий состоят из хлорита. Лаппаран (Lapparent 1924; по Босвеллу) указывает, что скелеты радиолярий из девонских радиоляритов Эльзаса также замещены хлоритом.

Роговая обманка, биотит, основной плагиоклаз. Эти минералы были найдены Келюсси (Chelussi, 1911) в песках со дна Красного моря с глубины 456, 1380, 1675 и 2240 м. Келюсси считает, что они образовались на месте. Другие редкие компоненты, находящиеся в песках, принесены, вероятно, ветром. Трудно судить о правильности взгляда Келюсси, так как в его статье не указано, на каких основаниях он считает перечисленные минералы автигенными, а в описаниях этих минералов нет признаков, по которым можно было бы судить об их автигенности.

Магнетит. В верхних пестрых песчаниках Стаффордшайра, Англия, Скривенер (Scrivenor, 1903) нашел зерна магнетита 0.067 мм величиной с совершенным кристаллическим обликом в виде куба и редко в виде октаэдра. Иногда на углах куба видна красная окраска (гематит). На гранях куба видны полосы, параллельные ребрам куба. Скривенер дает два объяснения появления таких кристаллов: зер-

на породы были сцементированы сидеритом (шалибитом), после окисления перешедшим в магнетит, или же, что вероятнее, магнетит представляет псевдоморфоз по пириту, отчего и получились полоски, параллельные ребрам куба. Скривенер не называет магнетит автигенным, хотя он, несомненно, был бы таковым, если бы произошел из цемента породы. Совершенный кристаллический облик зерен магнетита, с другой стороны, может указывать на его автигенность и образование на месте из кристаллов пирита, также автигенных.

Б. П. Кротов описал автигенный магнетит из Халиловского железорудного месторождения, образующий бобы, сплошные корки на поверхности змеевика и прожилки в сложных и бобовоолитовых рудах. В бобах находятся обломки растений с сохранившейся клеточной структурой, замещенные магнетитом. Окислы железа выделялись химическим путем из растворов; часть Fe_2O_3 восстанавливалась органическим веществом в FeO . Подобный магнетит был найден только в рудных залежах, во время образования которых на Урале не было вулканических явлений (Кротов, 1940). Б. П. Кротов приводит несколько литературных указаний на автигенный магнетит.

А н а л ь ц и м. По Брэдли (Bradley, 1929), в формации Зеленой реки штатов Утаха, Колорадо и Вайоминга находятся линзы или пласти с-анальцимом до 12×0.97 м (каньон Белой реки). Кристаллы анальцима почти 2 мм диаметром, большей частью эвгедральные, с массой мелких включений. Трещины в кристаллах анальцима заполнены анальцимовым веществом без включений, очевидно, другой генерации. Трапецоэдры анальцима попадают и в нефтеносных сланцах; они прозрачные, без включений. Против приноса анальцима в породу говорит совершенная форма кристаллов; анальцима нет в родственных слоях песчаников и известняков. Гидротермальные воздействия исключаются, так как нет изменений нефтяных веществ. Брэдли полагает, что анальцим образовался при температуре ниже 30° , вероятно, из туфов. Он указывает на нахождение подобных анальцимов в Германии в глинах среднего мела.

В. П. Батурин в своих дополнениях к переводу «Петрографии осадочных пород» Г. Б. Мильнера приводит сообщение П. П. Авдусина о нахождении в песках продуктивной толщи (средний отдел, Апшерон) прекрасно образованных трапецоэдров анальцима с ребрами, слегка округленными вследствие растворения (стр. 317). Судя по сохранности кристаллической формы, анальцим в этих песках автигенный.

Н. В. Ренгартен (1940) нашел автигенный анальцим в песчаниках казанского яруса Кировской области. Анальцим образует оболочки вокруг обломков эффузивов и пропитывает эти обломки.

Железо. По М. Сидоренко, пирротин, очень редко встречающийся в антраците Грушевки, превращается в металлическое железо в виде точек, тонких нитей и тонких чешуй величиной до 1 мм (Сидоренко, 1903).

А. Купфер (1908) описал теллурическое железо из болотной руды вблизи Кубинского озера около Вологды. Под торфом идет слой болотной руды; близ ее поверхности найден кусок железа весом 1100 г с включениями магнетита, зернисто-оолитового строения, как у болотной руды. Анализ дал: $Fe - 99.08\%$, $P_2O_5 - 0.28\%$, $Si - 0.07\%$, гумусового вещества — 0.57% (по разности). Купфер полагает, что железо было восстановлено из руды органическими веществами из торфа.

При исследовании шлихов, доставленных мне А. Ю. Первухиной и Г. А. Черновым из аллювия рек Тимана, мною были найдены зерна металлического железа разнообразной формы. По словам А. А. Чернова, возможность попадания в шлик обломков железных орудий исключается. Зерна восстанавливают медь из раствора мед-

ного купороса; некоторые из них дали реакцию на никель с диметилглиоксимом. Теми же лицами были доставлены магнитные минералы, извлеченные простым магнитом из измельченных кварцевых девонских песчаников Тимана. Среди них также оказалось металлическое железо. Особенно много металлического железа оказалось в песчанике № 459. В магнитной части видны округлые зерна титаномагнетита диаметром около 0.2 мм; внутри некоторых из них видна пустота, иногда заполненная кристаллами брукита и частью железной охрой. Иногда кристаллы брукита находятся снаружи зерен титаномагнетита. Железные зерна разнообразной формы, длиной до 0.5 мм; они активно магнитны. Сходство некоторых зерен железа с остатками скорлуповатых зерен титаномагнетита, находящие на последних и внутри их кристаллов брукита и железной охры наводит на мысль о восстановлении железа из титаномагнетита при действии органических соединений.

О МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

Изучение литературы по автигенным минералам и наблюдения над автигенными полевыми шпатами и гранатами привели к постановке вопроса об условиях образования минералов.

Как в природе, так и искусственно химические соединения и определенная структура в них могут получаться различными способами, в различных средах и при различных температуре и давлении. Кальцит нередко образуется путем кристаллизации из водных растворов, причем и температура, и давление в этих растворах могут быть весьма различными. Кальцит может быть первичной составной частью изверженных пород и получаться искусственно расплавлением CaCO_3 при определенном давлении CO_2 при высоких температурах. Подобный же пример представляет и кварц. Пределы температуры и давления, при которых эти минералы образуются в природе и могут быть получены в лаборатории, весьма велики. Для полевых шпатов и гранатов, турмалина и рутила и других минералов, могущих образовываться в условиях дневной поверхности и из расплава или высокотемпературных паров, эти пределы также весьма велики. Необходимо, чтобы эти минералы могли существовать в тех пределах давления и температуры, в которых они могут образовываться, иначе они не могли бы получаться при этих условиях.

Но нельзя ли сделать и обратное заключение: если данный минерал или вообще химическое соединение с данной структурой может существовать при данных пределах температуры и давления, то оно может и образовываться при этих пределах при наличии, само собой разумеется, составляющих его компонентов. Под существованием данного соединения подразумевается такое состояние системы из этого соединения и окружающей его среды, при котором это соединение или не изменяется (правильнее: или изменяется бесконечно мало), или же процессы могут идти в сторону его изменения, или в сторону его образования, в зависимости от масс, вступающих в реакцию. Например, при наличии CO_2 и H_2 или CO и H_2O реакция может идти в сторону образования CO и H_2O или в сторону образования CO_2 и H_2 , т. е. может происходить или экзотермическая, или эндотермическая реакция при одних и тех же давлении и температуре в зависимости от относительных количеств масс данных веществ.

Но надо принять во внимание, что данное соединение может находиться не в закрытой системе — что для минералов является, можно сказать, правилом, — и тогда возможен приток тепла и реагентов из окружающей среды. При медленно идущих реакциях температура около образующегося соединения и масса (концентрация) реагентов могут восстанавливаться за счет окружающей среды; то

же можно сказать и про давление, если происходит поглощение или выделение газов. На скорость реакции образования соединения или какой-либо модификации могут влиять концентрация реагентов, температура, давление и присутствие катализаторов. Для образования каждого соединения при наличии его компонентов и для образования каждой модификации соединения должен быть определенный оптимум температуры и давления, на изменения которого влияют состав среды, наличие катализаторов, относительные количества масс, вступающих в реакцию, и, вероятно, степень дисперсности вещества, вступающего в реакцию. При этом оптимуме имеет место наибольшая скорость образования соединения или получения данной его модификации. Иначе говоря, скорость образования соединений или их модификаций представляет функцию от перечисленных условий, включая температуру и давление. При других условиях, при которых данное соединение или его модификация существуют, образование их будет идти тем медленнее, чем дальше эти условия находятся от оптимальных. Но как бы медленно ни происходило это образование, все же оно происходить может. Поэтому пределы условий образования соединений, при наличии их компонентов, или образования модификаций соединений определяются пределами условий существования этих соединений или модификаций. Иначе говоря, всякое химическое соединение и всякая модификация соединений могут образовываться из составляющих их частей при тех условиях, при которых они могут существовать.

Это правило объясняет образование в условиях дневной поверхности таких минералов, образование которых обычно связывается с процессами, происходящими при высоких температурах и давлениях.

По Ферсману (1934), «устойчивость минералов обуславливается пределами изменения трех факторов: 1) термодинамических условий, 2) определенных сочетаний элементов или их радикалов, 3) определенных соотношений масс». Поле равновесия «шире, если пределы этих факторов шире» (стр. 38). «Замедленный темп химической жизни земли создает условия очень медленно протекающих реакций и неизбежно этот ход приводит к образованию таких промежуточных форм, которые не находят себе места в конечном виде химического равновесия» (стр. 39). «Поле существования» химических соединений вообще много шире теоретического «поля равновесия». «Таким образом, в природе наравне с формами истинного равновесия существуют ложные неустойчивые системы, и одинаково в наших руках лежат алмаз и графит, пирит и марказит» (стр. 145):

Ферсман не указывает, чем же определяется «поле существования» химических соединений. Три условия «поля равновесия», от которых зависит устойчивость минералов, очевидно, являются в то же время условиями образования минералов. Существование при одинаковых условиях различных минералов или различных модификаций химических соединений может указывать не на «ложные неустойчивые системы», а на отсутствие определенного сочетания элементов или их радикалов, при котором эти минералы будут разлагаться или одна модификация переходить в другую. Большая сводка относительно алмаза и попыток его искусственного получения, приведенная у Меллора (Mellor, 1924), указывает, что вопрос о получении алмазов при низких температурах и давлениях не имеет определенного решения. Холлута (Holluta, 1934) указывает, что не исключена возможность увеличить скорость превращения графита в алмаз при низких температурах и давлениях каталитическими процессами (стр. 59). Пирит получается при низких температурах в нефтеносных песках Апшерона в виде хорошо образованных кристаллов. В покрывающих

соленосные отложения Прикамья пластах известковых глин и мергелей находятся прекрасно образованные кристаллы пирита в виде октаэдров с маленькими гранями куба и ромбического додекаэдра. Марказит входит в состав рудных образований в оловянном месторождении Ллаллагуа в Боливии на ряду с касситеритом. Эллен (Allen, 1932) говорит, что в глинах, подстилающих угольные пласты в Дэй-тоне, Иллинойс, находятся цилиндрические образования, внешняя сторона которых состоит из пирита с пятнами марказита, затем идет корка пирита и в центре находится галенит. Эти сульфиды отложены холодными водами, так как глинистые минералы не изменены. Эти факты указывают, что «поле образования» минерала может быть очень широким. Если при температуре, при которой существуют две модификации минерала, получается значительно чаще одна из них, то это может означать не ббльшую устойчивость этой модификации при данной температуре, а ббльшую вероятность такой комбинации других условий «поля равновесия», при которых эта модификация получается.

Из формулированного правила относительно условий образования минералов можно сделать следующие выводы:

1. Минералы могут получаться искусственным путем при тех же пределах давления и температуры, при которых они могут существовать; скорость реакции, вероятно, может быть увеличена катализаторами.

2. Одно наличие минерала в каком-либо геологическом теле не может еще указывать на температуру и давление, при котором это тело образовалось. Необходимо принять во внимание все обстоятельства, которые могли существовать при образовании данного геологического тела и в период от его образования до времени наблюдения.

3. В осадочных породах для каждого минерала может ставиться вопрос о его автигенности.

I. A. PREOBRAZHENSKY

ON AUTHIGENOUS MINERALS AND MINERAL FORMATION

S u m m a r y

Authigenous minerals in normal sedimentary rocks are recognized by their idiomorphism, the difference between the substance of the allothigenous grains and the authigenous shell, and the relation to the other component parts of the rock (cementation of allothigenous grains). In sedimentary rocks circulate solutions containing components for the formation of authigenous minerals. There is information available on the following authigenous minerals in normal sedimentary rocks: feldspars, garnets, tourmaline, anatase, brookite, rutile, staurolite, chlorite, hornblende, biotite, magnetite, analcite. In addition, there are other authigenous minerals common for normal sedimentary rocks—quartz, calcite, etc. The author presents literary data on the enumerated minerals and his observations on feldspars, garnet, anatase, brookite and rutile from the Devonian sandstones of the Timan. Observations on the authigenous minerals lead to a discussion of the conditions of mineral formations. The wide range of conditions of the formation and existence of minerals suggest to the author the idea of the possibility of the formation of a mineral or generally a chemical substances or their modification within the same range of temperature and pressure, at which they may exist. For the formation of a given combination or a given modification the existence of their components is necessary. The rate of reaction may be accelerated by catalysts. From this assumption the author makes the following conclusions: (1) minerals

may be artificially produced within the same range of pressure and temperature at which they exist; (2) to determine the pressure and temperature at which the geological body was formed it is necessary to take into consideration all the conditions under which were the component minerals; (3) with respect to every mineral of sedimentary rocks the question as to its being authigenous may be advanced.

ЛИТЕРАТУРА

- Кротов Б. П. О нахождении в Халиловских железорудных месторождениях магнетита, образовавшегося из растворов поверхностного происхождения при низкой температуре. Докл. Акад. Наук, 1940, 26, № 8, 808—810.
- Купфер А. К вопросу об образовании теллурического железа из болотных руд. Зап. Горн. инст., 1908, 1, ч. 4, 318.
- Преображенский И. А. Автигенные полевые шпаты в песчаниках Тимана. Тр. Геол. инст.
- Ренгартен Н. В. Автигенный анальцит в песчаниках казанского яруса Кировской области. Зап. Мин. общ., 1941, 69, № 1, 50—53.
- Сидоренко М. Магнитный колчедан из грушевого антрацита и продукты его метаморфоза (самородное железо и бурый железняк). Зап. Новоросс. общ. естеств., 1903, 25, ч. 1, 71—81.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 2. Л. 1934.
- Allen V. T. Galena Replacing Pennsylvanian Rootlet. Amer. Miner., 1932, 17, № 4, 156—157.
- Alty S. W. Secondary Crystallisation of Tourmaline in Lower Devonian Sediments in Michigan. U. S. Ref. Brit. Assoc. (York), 1932, 330.
- Bertois L. Remarques sur l'origine de la tourmaline dans les roches sedimentaires. C. R. Acad. Sci., Paris, 1939, 208, № 3, 207—209.
- Boswell P. G. H. On the Mineralogy of Sedimentary Rocks. London, 1933, 393.
- Bradley W. H. The occurrence and Origin of Alcalite and Meerschaum Beds in the Green River Formation of Utah, Colorado and Wyoming. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1929, 153—A, 1—7.
- Butterfield J. A. Brookite in the Millstone Grit of Yorkshire, Geol. Mag., 1939, 76, № 899, 220—228.
- Honess A. P., Jeffries Ch. D. Authigenic Albite from the Lowville Limestone at Bellefonte, Pennsylvania, Journ. Sed. Petr., 1940, 10, № 1, 12—18.
- Cayeux M. L. Bull. Surv. Carte Geol. France, 1922—1923, № 150, 26.
- Chelussi T. Di alcuni saggi di fondo del Mar Rosso raccolti della regia nave «Scilla» nell'anno 1895. Atti Soc. lig. Sci. nat., 1911, 22, 305—312.
- Derby O. A. On the Accessory Elements of Itacolomite and the Secondary Enlargement of Tourmaline. Amer. Journ. Sci., 1898, 5, 187—192.
- Deverin L. Mineraux authigenes dans les roches sedimentaires. Act. Soc. Helv. Sci. Nat., Aarau, 1925, 2, 138.
- Deverin L. Act. Soc. Helv. Sci. Nat., Zürich, 1934, 2, 317—328.
- Deverin L. Bull. Soc. Vand. Sci. Nat., Lausanne, 1936, 59, № 239, 41—44.
- Edelman C. H., Doeglas D. J. Relictstructuren detritischer Pyroxene und Amphibole. Min. Petr. Mitt., 1932, 42, 482—490.
- Grandjean F. Sur une mesure du luminage des sediments (calcaires et schistes) par celui de leurs cristaux clastiques de tourmaline. C. R. Acad. Sci., Paris, 1910, 151, 907—909.
- Holluta J. Die technische Anwendungen der physicalischen Chemie, Stuttgart, 1934.
- Ichikawa Sh. Beobachtungen an Mineralien aus Japan. 11, Amer. Journ. Sci. (4), 1917, 44, 63—68.
- Lacroix M. L. Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris, 1893, 1, 110.
- Lapparent J. de. Roches a Radiolarites du Devonien de la vallée de la Bruche. Bull. Surv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine (1923) 1924, 1, 47—64.
- Mackie W. The Principles that Regulate the Distribution of Particles of Heavy Minerals in Sedimentary Rocks as illustrated by the Sandstones of the NE of Scotland. Trans. Ed. Geol. Soc., 1923, 9, 138—164.
- Mellor S. W. A Comprehensive Treatise on Anorganic and Theoretical Chemistry. 1924.
- Ross C. S., Miser H. D., Stephenson L. W. Water-laid Volcanic Rocks of Early Upper Cretaceous Age in Southwestern Arkansas, Southeastern Oklahoma and Northeastern Texas. U. S. Geol. Surv., Prof. pap., 1929, 154. F. 175—202.
- Sauer A. Granat als authigener Gemengtheil im Bunten Keuper. Ber. Oberrhein. geol. Ver., 1900, 33, 42—46.
- Schmid E. E. Der Kaolin des thüringischen Buntsandsteins. Zs. dtsh. geol. Ges., 1876, 23, 87—110.
- Scrivener J. B. 1. Anatase in the Trias of the Midlands of England. 2. A Peculiar Occurrence of Magnetite in the Bunter Sands. Miner. Mag., 1903, 13, 348—352.
- Spencer E. Albite and other Authigenic Minerals in Limestone from Bengal. Miner. Mag., 1925, 20, 365—381.

- Stow M. H. Authigenic Tourmaline in the Oriskany Sandstone. Amer. Miner., 1932, 17, № 4, 150 — 152.
- Sujkowski Z. Radiolarites des Karpates Polonaises Orientales et leur comparaison avec les Radiolarites de la Tatra. Bull. Surv. Géol. Pologne, 1932, 7, 97 — 168.
- Thürach H. Ueber das Vorkommen mikroskopischer Zirkone und Titanmineralien in den Gesteinen. Verh. Phys.-Med. Ges. Würzburg, 1884, 18, 203 — 284 (1 — 82).
- Wasserstein B. Zur Petrogenese des Jurasandsteins zwischen Nürnberg und Weissenburg i. B. Neues Jb. Min., 1933, 70, 335 — 391.
- Wepfer E. Die Auslaugungs-Diagenese, ihre Wirkung auf Gestein und Fossilinhalt. Neues Jb. Min., 1926, B, 54, 17 — 94.
- Wichmann H. Turmalin als authigener Gemengtheil von Sanden. Neues Jb. Min., 1880, 2, 294 — 297.
- Winchell A. N. Mining Districts of the Dillon Quadrangle, Montana and Adjacent Areas, U. S. Geol. Surv. Bull., 1914, 574.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	<i>Стр.</i>
1. Б е л я к к и н. Современные успехи советской технической петрографии — основа дальнейших ее перспектив	1
3. Л а п и н. О составе фаялитового силиката в шлаке медного штейна . .	5
3. И в а н о в. Петрографический анализ импортного доломитового кирпича	15
4. Л у ч и ц к и й. К вопросу о диагностике корднерита в метаморфических и магматических породах	21
А. С и р и н. Гранитные интрузии Приполярного Урала	35
А. П р е о б р а ж е н с к и й. Об автигенных минералах и минералообразовании	41

Цена 3 руб. 80 коп.