

СИГНАЛЬНЫЙ

1941

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК №. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 9)

И. В. Сморгков. ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ ЗЕРЕНСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ). — В. М. Куплетский. ПАЛАГОНИТОВЫЕ БАЗАЛТЫ ТИМАНА. — И. А. Преображенский. АВТИГЕННЫЕ ПСЛЕДЫЕ ШПАТЫ В ДЕВОНСКИХ ПЕСЧАНИКАХ ТИМАНА. — И. А. Островский. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВАРИАЦИОННЫХ ДИАГРАММ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЛОЖНЫХ МИНЕРАЛОВ. — В. В. Лаппе. О НЕКОТОРЫХ ЯВЛЕНИЯХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТА И МРАМОРА В СООРУЖЕНИЯХ. — М. П. Воларович и Л. И. Корчемкин. О ВЛИЯНИИ ГАЗОВ НА КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ РАСПЛАВОВ ГОРНЫХ ПОРОД. — С. А. Вельфсон и В. В. Лаппе. К ВОПРОСУ О СОСТАВЕ „ВЫПОЛНЯЮЩЕГО ВЕЩЕСТВА“ В СТРУКТУРЕ ПОРТЛАНДСКОГО ЦЕМЕНТНОГО КЛИНКЕРА. — В. В. Иванов. К ПЕТРОГРАФИИ ЗОНАЛЬНОГО ДИНАСА ИЗ СВОДА ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ ПЕЧИ КИРОВГРАДСКОГО МЕДЕПЛАВИЛЬНОГО ЗАВОДА.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

И. Е. СМОРЧКОВ

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ ЗЕРЕНСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

ВВЕДЕНИЕ

Летом 1937 г. СОПС Академии Наук СССР организовал Забайкальскую комплексную экспедицию с целью детального геологического изучения отдельных районов Восточного Забайкалья, выяснения генетических типов оловорудных проявлений.

В состав экспедиции входили геологические, петрографические и минералого-геохимические отряды.

Исследованная автором территория имела следующие границы: с северо-запада — водораздельный хребет между р. Урюмканом и Газимуром; с северо-востока — линия, проходящая через устье пади Джамбрия; с юго-востока — водораздельный хребет между рр. Урюмканом и Уровом; с юго-запада — линия, проходящая через с. Богдат. Район среднего течения р. Урюмкана представляет собой гористую местность, где отдельные сопки имеют высотные отметки в 1000—1200 м, относительные высоты достигают 400—500 м. Характерные для данного района параллельные, вытянутые в северо-восточном направлении водораздельные хребты в свою очередь расчленены многочисленными падами и распадками. В результате этого местами образуются совершенно изолированные хребтики и сопки.

В данном районе господствуют мягкие, сглаженные формы рельефа с плоскими, округленными контурами. Повсеместно в районе развита вечная мерзлота, залегающая на небольшой глубине от поверхности. В связи с этим обращает внимание асимметрия склонов сопок. Южные склоны крутые, и на них редко растет лес, северные — пологие, затаяжены, часто заболочены. Вся эта местность, вообще говоря, покрыта густой тайгой.

Р. Урюмкан с ее боковыми притоками образует довольно густую гидрографическую сеть. Ширина долины р. Урюмкана 0,5—2 км. Ширина долин боковых притоков Урюмкана не превышает 0,4 км.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Комплекс пород, принимающих участие в геологическом строении Зеренского района, весьма разнообразен. По площади распространения главная роль принадлежит известнякам, порфирирам, гранитам. На долю остальных приходится незначительная площадь.

На основании данных сравнительного анализа Зеренского и смежного ему районов, а также учитывая результаты, полученные геологическим отрядом И. И. Катушенка, работавшего летом 1937 г. на р. Урюмкане,

возрастные взаимоотношения горных пород нашего района могут быть охарактеризованы следующей схемой:

- С_м — кварциты, известняки с подчиненным развитием метаморфических сланцев,
- S — филитообразные и глинистые сланцы,
- C — J — граниты, гранодиориты, диориты, габбро,
- J — порфиры, кварцевые порфиры,
- J₃ — Cr₁ — конгломераты, песчаники,
- Q (?) — базальты, андезиты,
- Q — аллювий.

Осадочная толща в Зеренском районе представлена, главным образом, палеозойскими (фаунистически не охарактеризованы) известняками, сланцами, кварцитами и мезозойскими конгломератами.

Известняки и сланцы сравнительно интенсивно дислоцированы, господствующее простирание складок северо-восточное. Нередко в известняках фиксируются зоны тектонических нарушений (сбросы, надвиги) северо-восточного и северо-западного направления. Эти зоны представлены брекчированными известняками, нередко известняками, разрушенными в песок, мощностью от 0.7—1 м до 5—8 м. Кварцевые жилы, а также жилы порфиритов в известняках и сланцах имеют простирание того же направления, что и вышеуказанные линии тектонических нарушений, наиболее часто 50—60° СВ с крутым падением на ЮВ. Вопрос о возрасте изверженных пород до сих пор остается неразрешенным. Отдельные исследователи возраст гранитов Зеренского района определяют неодинаково: одни приписывают гранитам доюрский возраст, другие считают эти граниты послемеловыми. Объясняется это тем, что фактический материал, полученный в результате геологического изучения Газимурзаводского и Уровского районов, переносится на взаимоотношения гранитов с осадочной толщей Зеренского района. И в этом случае, совершенно естественно, возможны самые противоречивые выводы. Полевые наблюдения дают возможность утверждать, что граниты рвут палеозойскую толщу, местами существенно ее метаморфизуют. Известняки в контакте с гранитами метаморфизованы, очень часто в известняках появляется пирит, тремолит; глинистые сланцы переходят в метаморфические, нередко с андалузитом, турмалином. Контактно-метаморфическое воздействие гранитов на осадочную толщу иногда сказывается на расстоянии 1—1.5 км от видимых контактов. Вопрос относительно верхней возрастной границы гранитов этого района до сих пор остается открытым.

Граниты слагают повышенные части современного рельефа (Мзотгорская, Ягодная гряда, гора Столбы), они представлены сравнительно небольшими (10—15 км²) куполообразными телами. Последние, повидимому, нужно рассматривать как своеобразные отпрыски, разветвления каких-то больших интрузивных масс, залегающих на глубине и не вскрытых еще процессами эрозии. Развитие диоритовых пород невелико. Ими сложен небольшой (сколо 3 км²) участок на левом берегу в среднем течении пади Зерен, кроме того, диориты имеют развитие на площади, приблизительно, в 12 км² по обоим берегам падей Яриничной и Ревенной.

Весьма большой интерес представляют собою породы с левого берега пади Зерен. Здесь мы имеем диориты с постепенными переходами к габбро; здесь же были встречены породы, занимающие промежуточное положение между диоритами и сиенитами, а также кварцевые диориты.

К северу от этого комплекса пород выходят гранодиоритовые и кварцдиоритовые породы, а еще севернее — биотитовые граниты. Наличие постепенных переходов от гранитов к габброидным породам, возможно, может быть объяснено контактовыми взаимодействиями гранитов с габброидными породами.

На левом берегу в нижнем течении р. Олентой габброидные породы представлены дайкообразным телом, вытянутым в С—СВ направлении

Широким распространением в Зеренском районе пользуются эффузивные породы. Они образуют сравнительно небольшие потоки и покровы. Обращает на себя внимание большое разнообразие излившихся пород: здесь и кварцевые порфиры, и порфириты, и андезиты, и базальты. Наибольшее развитие имеют порфириты, которые иногда образуют жильные разности, встречающиеся в виде даек среди осадочных пород, а в редких случаях и среди гранитов.

Жильные породы принимают весьма небольшое участие в геологическом строении данного района, кроме уже отмеченных жил порфиритов, в редких случаях встречаются кварцевые жилы, жилы диабазов. Довольно четко вырисовываются два основных направления простираний жил—это СВ 40—60° и СЗ 290—310°. Падение чаще всего крутое (60—80°). Следует отметить, что нами совершенно не было встречено пегматитовых жил.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ

Уже с 1930 г. известно о широкой распространенности касситерита в аллювиальных отложениях Зеренского района. Работами минералогического отряда (С. Д. Попов, А. А. Тимофеев) летом 1937 г. установлено присутствие SnO_2 в шлихах большинства падей р. Урюмкана от пос. Зерен до истоков этой реки. В течение последних двух лет в пади Ильдикан-Зеренской разрабатываются две оловосодержащие россыпи (ключ Талый, Ямный участок).

В 1936 г. геолого-разведочная партия (инж. Л. Н. Постников) Иркутского отделения СНОР обнаружила коренное рудопроявление в верховьях пади Ильдикан, где оловянный камень вместе с окисленным пиритом приурочен к брекчированным зонам метаморфизованных известняков. В результате работ нашего отряда установлено присутствие единичных зерен, а в отдельных случаях—заметных количеств SnO_2 в искусственных шлихах (8—12 кг породы измельчалось до 1 мм с последующей отмывкой на лотке) почти всех гранитов данного района. В отдельных случаях присутствие SnO_2 констатировалось в измененных диоритах с левого берега пади Зерен.

В гранит-порфирах Мотогорской гряды содержание SnO_2 достигает 100—150, а в отдельных случаях 1000 зерен на 8—10 кг породы. Величина зерен колеблется в пределах 0.2—1.5 мм. Куски дымчатого кварца, взятые из делювиальных отложений пади Ильдикан, также содержат единичные зерна касситерита.

Путем шлихового анализа установлено присутствие касситерита в следующих породах (табл. 1).

Весьма вероятно, что известные нам в настоящее время и разрабатываемые Ильдиканские оловосодержащие россыпи образовались, главным образом, за счет оловянного камня, который содержит граниты Мотогорской гряды, тем более что процессы физической дезинтеграции этих пород зашли очень далеко.

По внешним признакам оловосодержащие граниты Зеренского района можно подразделить на следующие пять типов: 1) порфировидные биотитовые граниты, 2) аляскитовые гранит-порфиры, 3) лейкократовые мелко- и среднезернистые граниты с большим содержанием турмадина и флюорита, 4) аляскитовые граниты с дымчатым кварцем, 5) существенно огнейсоавные, биотитовые граниты. В большинстве случаев вышеназванные разности гранита расположены обособленно, в виде отдельных, небольшой площади, куполообразных тел.

Для характеристики минералогического состава оловосодержащих гранитов приводим данные подсчета количественно-минералогического состава этих пород в объемных процентах (табл. 2).

К характерным особенностям минералогического состава нужно отнести следующее: 1) преобладание в составе полевошпатовой составляющей части породы микроклин-пертита, присутствие плагиоклаза

Таблица 1

№ образца	Наименование породы	Место-нахождение образца	Число зерен на 8—12 кг породы	Величина зерен, цвет
				212
71	Гранит-порфир	Мотогорская грива	100—150	0,2—1,5 мм; светло- и темносерые, иногда с красноватым оттенком
73	Гранит-порфир	Мотогорская грива	Около 1000	
250	Аляскитовый гранит	гора Столбы	Единичные зерна	0,2—0,5 мм; красновато-бурый
46	Огнейсованный биотитовый гранит	падь Олентой	Единичные зерна	0,1—0,2 мм; светлосерый, красновато-бурый
413	Измененный диорит	падь Зерен	Около 100	0,5—2 мм; светлосерый до темнубурого, почти черного. Иногда окраска меняется в пределах одного зерна

Таблица 2

Минералы	Мотогорская грива		Ягодная грива	Гора Столбы	Падь Олентой	
	порфи-ровидный гранит	гранит-порфир	лейко-кратовый гранит	аляски-товый гранит	аляски-товый гранит	огнейсо-ванный гранит
Микроклин-пертит	53.2	36.5	48.6	53.9	38.4	42.7
Плагиоклаз (альбит, реже альбит-олигоклаз)	9.4	19.0	3.1	10.4	13.4	22.4
Кварц	27.0	38.8	41.2	31.1	45.3	26.7
Биотит	6.7	1.9	—	1.3	—	5.8
Флюорит	0.1	0.1	0.4	0.2	—	—
Мусковит	3.3	2.6	0.6	1.2	1.3	1.5
Турмалин	—	0.7	5.7	—	—	—
Остальные	0.3	0.4	0.4	1.9	1.6	1.5

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
I	75.17	0.29	13.11	1.04	1.08	0.02	0.08	0.50	2.87
II	75.98	0.12	12.36	0.40	0.98	0.03	0.29	0.53	3.69
III	77.06	0.29	11.97	0.56	0.94	0.02	0.19	0.54	2.64
IV	76.01	0.19	12.55	0.54	0.77	0.07	0.10	0.77	3.98
V1	71.54	0.26	15.84	1.19	0.22	0.03	0.36	0.57	2.98

¹ I. Порфиroidный гранит (обр. № 1155-а), Мотогорская грива. II. Гранит-порфир (обр. итовый гранит (обр. № 1123-а), гора Столбы. V. Аляскитовый гранит (обр. № 364), падь

№ образца	Наименование и местонахождение породы	Минералогический состав шлиха								
		касситерит	циркон	пирит	магнетит	флюорит	турмалин	сфен	апатит	роговая обманка
73	Гранит-порфир, Мотогорская грива	+	+	+	+	+	+	—	—	—
71	Гранит-порфир, Мотогорская грива	+	+	+	+	+	—	—	—	—
212	Лейкократовый гранит, Ягодная грива	+	—	+	+	+	+	—	—	—
250 ¹	Аляскитовый гранит, гора Столбы	+	+	+	+	+	—	—	—	—
46	Огнейсованный биотитовый гранит, падь Олентой . .	+	+	+	+	—	—	+	+	—

(главным образом, альбит, реже альбит-олигоклаз) в сравнительно незначительных количествах; 2) заметные количества флюорита, турмалина; 3) пониженное содержание, нередко почти полное отсутствие темноцветных компонентов.

Отмечаемые некоторыми исследователями в качестве характерного признака для оловоносных гранитов процессы замещения плагиоклаза калишпатом, а также кварцем, в гранитах Зеренского района имеют сравнительно ограниченное развитие.

Необходимо указать на широкое развитие процессов мусковитизации полевых шпатов, на отсутствие хлоритизации, эпидотизации. В качестве структурного признака характерен сильный катаклиз оловоносных гранитов.

В шлифах касситерит встречается очень редко, главным образом, в шлифах из образцов гранит-порфиров Мотогорской гривы. Большей частью, наблюдаемые нами мелкие зерна касситерита приурочены к мусковитизированным частям полевых шпатов. Нередко они ассоциируются с флюоритом. Повидимому, касситериту этих пород необходимо приписывать пневматолитический характер образования.

Изучение искусственных шлихов (шлиховая лаборатория Института геологических наук, А. А. Тимофеев) из гранитов дает возможность установить целый ряд минералов, которые присутствуют в горной породе в качестве незначительных примесей. В этом отношении характерно (табл. 3) для оловоносных гранитов присутствие в шлихах пирита, магнетита, флюорита, циркона и отсутствие сфена, роговой обманки, апатита. Состав шлихов оловоносных гранитов дан на табл. 3.

Таблица 4

K ₂ O	H ₂ O(110°)	Потеря при прокале	P ₂ O ₅	Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу		
				$\frac{m}{n} RO \cdot R_2O_3 \cdot \frac{p}{n} SiO_2$	R ₂ O:RO	α
5.05	0.20	0.62	0.36	0.89 $\bar{R}\bar{O} \cdot R_2O_3 \cdot 9.35 SiO_2$	5.6:1	4.81
4.60	0.26	0.38	0.09	1.12 $\bar{R}\bar{O} \cdot R_2O_3 \cdot 10.16 SiO_2$	3.9:1	4.93
5.36	0.08	0.66	следы	1.05 $\bar{R}\bar{O} \cdot R_2O_3 \cdot 10.53 SiO_2$	3.6:1	5.2
4.78	0.24	0.15	0.32	1.09 $\bar{R}\bar{O} \cdot R_2O_3 \cdot 9.97 SiO_2$	5.3:1	4.87
6.58	—	0.35	—	0.84 $\bar{R}\bar{O} \cdot R_2O_3 \cdot 7.18 SiO_2$	5.4:1	3.74

№ 119), Мотогорская грива. III. Лейкократовый гранит (обр. № 196), Ягодная грива. IV. Аляско-Олентой.

Для химического состава (см. табл. 4 — данные химических анализов, произведенных в лаборатории Института геологических наук оловосодержащих гранитов нашего района) характерно повышенное содержание кремнекислоты, преобладание щелочей над одноокисями (отношение $R_2O:RO$ для среднего состава гранитов СССР обычно равно 1.5:1). Отношение $RO:R_2O_3$ близко к единице, что, как известно, характерно для собственно гранитов в отличие последних от гранититов (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу). В качестве общих геологических особенностей гранитов Зеренского района необходимо отметить следующее: 1) сравнительно небольшую площадь распространения, 2) отсутствие пегматитовых жил как в самих гранитах, так и во вмещающих их осадочных породах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерные особенности в химическом и минералогическом составе и в структуре гранитов Зеренского района только в некоторой мере могут иметь значение признаков оловоносности гранитов вообще. Совершенно понятно, что разрешение весьма важной задачи — установления признаков оловоносных гранитов — будет возможно лишь на материалах целого ряда отдельных районов.

Полученные данные в результате изучения искусственных шлихов изверженных пород заставляют предположить, что Ильдиканские оловосодержащие россыпи образовались, главным образом, за счет оловянного камня, который содержат граниты Мотогорской гряды. Довольно широкая распространенность оловосодержащих пород в районе создает благоприятные перспективы нахождения россыпных месторождений касситерита в этом районе. Наиболее благонадежными в этом отношении, по видимому, нужно считать следующие пади: Ильдикан, Зерен, Волга, Олентой, Уняя. Известные в Зеренском районе коренные оловорудные проявления пока не имеют никакого практического интереса.

I. E. SMORCHKOV

CHARACTERISTIC PECULIARITIES OF TIN-BEARING GRANITES OF THE ZERENSKY REGION (EASTERN TRANSBAIKAL)

Summary

The granites of the Zeren sky region (Transbaikal) have characteristic peculiarities of the mineralogical and chemical composition, which might be to a certain extent considered as indications of the presence of tin in granites in general.

Characteristic of the mineralogical composition of these granites is the predominance in the feldspar component part of the rock of microcline-perthite, a small content of albite or albite-oligoclase, appreciable quantities of fluorite, tourmaline, an extensive development of muscovitization of feldspars.

As to the chemical composition, the granites studied are characterized by a high silica content, a predominance of alkalis over monoxides.

Б. М. КУПЛЕТСКИЙ**ПАЛАГОНИТОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ ТИМАНА****ВВЕДЕНИЕ**

Осенью 1937 г. проф. А. А. Чернов передал для обработки в Петрографический институт Академии Наук собранную им коллекцию базальтовых пород Тимана. Породы этого района уже и раньше служили предметом исследования Д. С. Белянкина и В. И. Влодавца (1927), Э. А. Сазоновой (1938) и ряда других авторов, и поэтому в настоящей статье мы останавливаем свое внимание не на всех базальтовых породах, а только на тех, которые содержат в своем составе своеобразный водный минерал, который различными авторами определяется различными терминами: палагонит, хлорофеит, гуллит и т. п.

В нижеследующем описании мы употребляем принятый русскими петрографами термин палагонит, понимая под этим определением весь комплекс водных образований переменного состава, охватывающий все разновидности водных стекол и минералов типа гуллита, хлорофента и палагонита. Соответствующие породы, содержащие эти минералы, мы определяем термином „палагонитовые базальты“. Особенность этих пород заключается в том, что они демонстрируют богатство основной магмы водою, а выяснение условий образования в магматических породах воду содержащих минералов представляет собою, несомненно, большой научный интерес.

По отношению к палагонитовым базальтам Тимана это подчеркивается еще и тем, что они неоднократно изучались за последние годы рядом авторов. Так, Д. С. Белянкиным и В. И. Влодавцем (1927) был описан ряд образцов базальта с побережья Чешской губы, привезенных экспедицией Арктического института.

В палагонитовом базальте с Румяничного мыса (обр. № 8) ими отмечается содержание в породе 11.6 вес. % палагонита светлобурого цвета с показателем преломления от 1.463 до 1.475. Этот аморфный палагонит заполняет угловатые промежутки между остальными минералами, и авторами высказывается мысль „о первичном происхождении его в магматической породе“. Исключительную свежесть породы и отсутствие каких-либо деформаций в интерсертальной структуре породы трудно, по мнению авторов, примирить „со вторичной гидратацией ее стекла, первоначально сухого“.

В другом образце (№ 30) из обнажений по р. Лямце, в районе Чайщина камня, мезостазис, а также миндалинки породы заполнены „ярко поляризующим тонкоагрегатным веществом светлобурого цвета со средним преломлением от 1.564 до 1.589“.

Присутствие в миндалинах, на ряду с гуллитом, также халцедона и опала приводит авторов к предположению, что „светлобурое гуллитовое вещество представляет собою не что иное, как продукт кристаллизации первоначального силикатного геля, подобного палагониту“.

В третьем базальте с Румяничного мыса (обр. № 11) нет палагонита, зато довольно много оливина, превращенного в грязно-зеленое тонкоагрегатное хлоритовидное вещество с довольно сильным двупреломлением, с n_m от 1.564 до 1.571. Это вещество авторы отождествляют с гуллитом, установленным О. О. Баклундом (1910) в базальтах Большой земельской тундры. Аналогичные псевдоморфозы по оливину установлены авторами в анальцимовом базальте (обр. № 16) Румяничного мыса на побережье Чешской губы. Там эти псевдоморфозы составляют 5.5 вес. % породы. Анальцима содержится в породе 3.8%.

Подробно были описаны базальты Чешской губы, в том числе палагонитовые и анальцимовые, в 1938 г. также З. А. Сазоновой, которая рассматривает палагонит как первичное образование базальтовой магмы, обособляющееся в виде жидких капель в магматическом расплаве. З. А. Сазоновой приводится ряд новых анализов и подсчетов тиманских базальтов, которые частично использованы в заключительной части настоящей работы.

Судя по материалам, служившим предметом исследования для автора настоящей статьи и представленным в сборах проф. А. А. Чернова, палагонитовые базальты очень широко распространены на Тимане. Кроме описанных ранее рядом авторов выходов палагонитовых базальтов на Чайщином носу, на берегах Чешской губы у Северного Румяничного мыса и у Большого Падуна по р. Каменной, в сборах А. А. Чернова имеется большое количество палагонитовых базальтов из обнажений по всему Тиманскому кряжу. Они встречены на рр. Вырей и Иевке, в сопке Тале-безе у Лямцы, у р. Чайщиной на берегу моря, у Бесового носа, на р. Черной, на Болванской сопке и в ряде других выходов. Создается впечатление, что каждый выход базальтов Тимана сопровождается появлением палагонитовых базальтов. Возраст тиманских базальтов определяется почти всеми геологами, работавшими здесь, как девонский, и только Р. Д. Гершевский, как указывает З. А. Сазонова, считает тиманские базальты послепермскими.

Геологическое положение этих разновидностей базальтов и тиманских базальтов вообще может быть иллюстрировано следующими данными А. А. Чернова.

В нижнем течении р. Черной и на берегу моря палагонитовые базальты (обр. № 332) образуют шестиугольные колонны более 1 м в поперечнике и до 2 м высоты. В трещинах отдельности, кроме кварца и халцедона, выделяются слоистые разности того же палагонитового базальта (обр. № 333).

На р. Вырее А. А. Черновым установлено общее направление базальтовых излияний с запада на восток. Поверхностные части базальтового покрова представлены мелкопузырчатыми разностями базальта. В палагонитовых базальтах здесь местами хорошо выражена столбчатая отдельность (обр. № 74). В другом обнажении, в базальте, наблюдается горизонтальное переслаивание участков более плотной породы со слоями мелкопузырчатого базальта. Здесь зоны, обогащенные миндалинами, выступают в нижней части базальтовых обнажений. В миндалинах, кроме халцедона и палагонита, нередко наблюдается натролит и другие цеолиты (обр. № 87).

По левой рассохе р. Малой Иевки выходит один базальтовый поток, залегающий на верхнедевонских песчаниках и имеющий мощность 40—50 м. Базальт здесь плотный с редкими халцедоновыми миндалинами и представлен нормальным плагиоклазовым базальтом.

В базальтах правой рассохи р. Малой Иевки можно различить три базальтовых покрова. Нижний покров представлен рыхлыми базальтами видимой мощности до 6—7 м. Верхний покров, залегающий на неровной поверхности первого, представлен плотным палагонитовым базальтом мощностью до 10 м. Падение границы между двумя базальтовыми покро-

вами идет по направлению с ЮЗ на СВ. Для базальтов р. Малой Иевки характерно частое присутствие в них андезитовой структуры вместо наиболее распространенной в базальтах Тимана интерсертальной структуры, а также довольно частое присутствие здесь палагонитовых и анальцимовых разностей. Последние приурочены к верхним частям базальтовых покровов.

Хорошая столбчатая отдельность базальта наблюдалась в выходах ручьев Тале-бесе. Базальтовые столбы имеют четырех-, пяти- и шестиугольную форму с диаметром столбов до 1 м в поперечнике и до 3 м высоты. Здесь А. А. Чернов устанавливает по крайней мере три базальтовых покрова, причем нижний представлен рыхлыми разностями базальта и имеет мощность 7—8 м, средний сложен столбчатыми разностями и обладает суммарной мощностью в 50 м и верхний располагается восточнее русла ручьев.

Болванская сопка сложена исключительно плотными базальтами, и пузырчатых разностей здесь не наблюдалось. По мнению А. А. Чернова, она представляет собою останец одного мощного базальтового потока. Небольшой выход аналогичного базальта был встречен в 1 км к СЗ от Болванской сопки в обрывах Белого камня.

Базальтовые выходы Бесова Носа на морском побережье образуют скалы в 4—10 м высотой, часто со столбчатой отдельностью, в одном месте — со сферической. В базальтах много секретий кремнезема, кальцито-халцедоновых жил, жеод горного хрусталя, аметиста, кальцита и т. п. Некоторые кварцевые жилы, мощностью от 3 до 10 см, прослеживаются на 25 м, имея простирание СЗ 320—335°.

На берегу моря около р. Чайщиной базальты образуют ряд небольших мысов, прихотливо выдающихся в море. Базальт в большей своей части мелкопузырчатый с шаровидными миндалинами 1—2 мм в поперечнике и секретиями халцедона, кварцево-кальцитовыми и т. п.

Некоторые выходы достигают 6—7 м высоты. Нередко базальты имеют горизонтальные трещины, придающие базальту характер пластовой отдельности. В одном из выходов в 3 м высотой нижняя половина образована плотным базальтом с крупной столбчатой отдельностью, верхняя половина сложена мелкопузырчатым базальтом без такой отдельности. В крайнем восточном мысу на уровне высокого прилива воды видны головы крупных, до 0.5 м и более в поперечнике, базальтовых столбов с выпуклыми поверхностями. Над ними расположены более мелкие колонны с поперечником в 0.1 м, достигающие 3 м высоты. Самая верхняя часть базальта обнаруживает неясную сферическую или комковатую отдельность.

В 1 км к западу от устья р. Чайщиной снова отчетливо различаются два потока в обнажениях высотой выше 12 м. Верхняя часть нижнего потока состоит из разрушенной пузырчатой массы с большими миндалинами, поперечник которых достигает более полуметра. В них много кальцита и крупных, хорошо образованных кристаллов анальцима. В основании верхнего потока базальт еще содержит вертикально вытянутые пустоты, но уже в 10 см от контакта переходит в более плотную массу с мелкими шариками делессита (? обр. № 196). В нижней части верхнего потока хорошо развита столбчатая отдельность. Хорошо развита она также в базальтах северо-западной окраины Чайщиных носов, достигающих 6 м высоты.

Для большинства базальтовых выходов Тимана характерным является обилие миндалин, секретий и жильных выполнений, в которых выделяются кальцит, кварц, халцедон, цеолиты, хлорит и некоторые другие воду содержащие минералы. Это обстоятельство говорит о том, что базальтовая магма Тимана была богата водяными парами и что позднематматические эманации и гидротермальные растворы этой магмы играли большую роль в магматической жизни района.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

По характеру распространения в породе палагонитового вещества палагонитовые базальты Тимана могут быть разделены на следующие три группы:

1. Базальты с палагонитом в основной массе породы, где палагонит заполняет неправильные интерстиции между зернами плагиоклаза и пироксена и представлен обычно несколькими разностями, неодинаковыми по цвету в одной и той же породе.

2. Базальты с шаровыми выполнениями палагонита, который в основной массе породы здесь почти всегда отсутствует. Многие из выделений палагонита этого типа напоминают выполнения миндалинов.

3. Базальты с зелеными псевдоморфозами по оливину, без миндалинов и обычно без палагонита в интерстициях породы.

1-я группа — палагонитовые базальты — встречаются: на р. Вырей (обр. № 74); на сопке Тале-безе (обр. № 133-а, 134, 139); на Бесовом Носу (обр. № 153-а); на берегу Чешской губы, к северу от Румяничного мыса (обр. № 294); в устьи р. Черной (обр. № 317-а, 318, 322-а, 332); в Белом камне, к СЗ от Болванской сопки (обр. № 143); на Большой Иевке (обр. № 18) и на Малой Иевке (обр. № 35).

2-я группа — палагонитовые выполнения шаровой формы — развиты по преимуществу в базальтах р. Вырей (обр. № 82, 85, 86, 87, 90); на берегу моря в выходах у р. Чайщиной (обр. № 182-а), а также на р. Малой Иевке (обр. № 39).

3-я группа — оливиновые псевдоморфозы — встречаются в базальтах Тимана, повидимому, довольно редко. В изученной коллекции к ним относятся образцы с р. Иевки (обр. № 104); с Болванской сопки (обр. № 142-а); с р. Черной — на берегу Чешской губы, к северу от Румяничного мыса (обр. № 295-а, 295-в, 333), а также некоторые образцы с р. Большой Иевки (№ 29).

Палагонитовые базальты 1-й группы обычно имеют офитовую, пойкилоофитовую или интерсертальную структуру и, как правило, вовсе не содержат стекла или стекло встречается лишь в очень малом количестве. Исключение составляют лишь три породы: с Тале-безе (обр. № 133-а), с Бесова Носа (обр. № 153-а) и базальт Чешской губы — к северу от Румяничного мыса (обр. № 294).

Иногда в породах замечается порфиристая структура с более крупными вкрапленниками плагиоклаза и пироксена (обр. № 74, 139, 153-а). Иногда (обр. № 139, 153-а) наблюдается неравномерное чередование участков, в которых преобладают то плагиоклаз с пироксеном, то пироксен с бурым стеклом, то поровну пироксен, плагиоклаз и рудные зерна, и структура приобретает такситовый характер.

Минералогический состав базальта состоит из плагиоклаза, пироксена, магнетита и палагонита, к которым в отдельных образцах присоединяются: зеленый хлорит в интерстициях; пирит в виде отдельных зерен или радиальнолучистых секреций (обр. № 317-а, 318); мелкие и редкие призмочки апатита.

Для плагиоклазов получены следующие определения:

Таблица 1

№ образца породы	74	133-а	134	139	153-а	317-а	318
Погасание в симметричной зоне	35—36°	32°	35—35°5	29—30°	30°5—31°5	31—33°	32—33°
№ плагиоклаза . .	58	56—57	54	53—54	54—55	55—57	56—57

В обр. № 139 вкрапленники плагиоклаза часто разведены, причем по спайности плагиоклаза, раздвигая трещинки, выделяются зерна пироксена и руды. Может быть, этот состав отвечает тому железистому стеклу, которое развело вкрапленники и затем закристаллизовалось в виде смеси пироксена и руды. О железистом характере стекла в породе говорит и буровато-зеленый цвет с показателем преломления большим, чем канадский бальзам.

Пироксен представлен маложелезистым и бесцветным авгитом с погасанием $36-38^\circ$ или же слегка буроватой и, очевидно, более железистой разностью. Для пироксена на федоровском столике были получены такие константы:

Обр. № 139	Ру вкрапления	$2V = +48^\circ, +47^\circ;$	$CNg = 43^\circ$
	Ру основной массы		$CNg = 36-37^\circ$
Обр. № 318	$2V = 29^\circ, +50-52^\circ, +54^\circ;$	$CNg = 36^\circ$
Обр. № 294	$2V = +51^\circ, +47^\circ$	

В случае присутствия в породе стекла, оно — темнобурое и буровато-зеленое; когда среди стекла наблюдаются крупные рудные зерна, стекло вокруг них просветляется и становится желто-бурым. В отдельных образцах стекло, как таковое, не сохранилось и превращено в оливково-зеленое хлоритовое вещество.

Палагонитовое вещество в этих породах обычно заполняет интерстиции между плагиоклазом и зернами пироксенов и реже заполняет шаровые миндалины. В отдельных участках пород палагонит имеет различную окраску, то светложелтую или зеленовато-желтую, то темножелтую или желто-бурую, причем переходов между этими разновидностями нет. Он, в большинстве, изотропен или имеет слабое двупреломление, и показатель преломления его меньше канадского бальзама. Заметное двупреломление обнаруживают зеленые разности палагонита, очевидно, являющиеся переходом его в хлоритовое вещество, а также оранжево-красный палагонит, всегда обнаруживающий как бы зернистое строение (фиг. 1).

В тех случаях, когда в породе присутствует стекло, палагонит имеет режкий контакт со стеклом и всегда имеет выпуклые в сторону стекла очертания.

Выделения палагонита в интерстициях производят впечатление заполнения пустых пространств между зернами пироксена и плагиоклаза.

Отдельные и редкие шаровые и округлые выделения желтого изотропного палагонита (обр. № 133-а, 134) характерны появлением в них радиальных и неправильных трещин, которые производят впечатление трещин усыхания при затвердевании желеподобного вещества (фиг. 2).

Шаровые выделения палагонита окружены обычно призмочками плагиоклаза, расположенными касательно к их периферии. Палагонит с Румяничного мыса (обр. № 294) имеет очень своеобразную песчано-желтую и бледнозеленую окраску, причем его выделения, неправильной формы, имеют значительные размеры и производят впечатление, что палагонит, расширяясь, отталкивал в стороны кристаллы пироксена и плагиоклаза. Микролиты последнего часто располагаются при этом параллельно краям палагонитового вещества.

Нередко выделения палагонита имеют зональную структуру с более заметно двупреломляющей периферией, которая в простом свете имеет более интенсивную окраску.

Иногда в породах (обр. № 134) можно подметить расположение палагонитовых выделений неясными полосами, что, может быть, указывает на связь его выделений с распределением в породе гидротермальных растворов (?).

Изменчивость химического состава палагонита, выраженная в его окраске, подтверждается и колебаниями его показателя преломления, что видно из нижеследующего:

1. Желтый палагонит в породе, обр. № 74, р. Вырей	1.463—1.468
2. Светлозеленый палагонит в породе, обр. № 104, р. Иевка	1.473
3. Бледножелтый палагонит в породе, обр. № 139, Тале-беве	1.540
4. Бледножелтый палагонит в породе, обр. № 294, к С от Румяничного мыса	1.562—1.568
5. Оранжево-красный палагонит в породе, обр. № 139, Тале-беве	1.590

Второй тип палагонитовых выделений в форме шаровых выполнений приурочен всегда к сильно стекловатым разностям базальтов с интерсертальной и реже андезитовой структурой; при этом здесь, как правило, совершенно отсутствуют выделения палагонита в интерстициях между кристаллами плагиоклаза и пироксена, встреченные в небольшом развитии только в единичных образцах (№ 85 и 90) с р. Вырей. И в этих выделениях палагонит не обладает постоянным составом, что видно из сравнения его показателей преломления:

1. Бурый палагонит в миндалинах базальта р. Вырей (обр. № 85)	1.476
2. Палагонит в миндалинах Северного Румяничного мыса (по Д. С. Белянкину)	1.463—1.475
3. Желто-зеленый палагонит р. Чайдиной (обр. № 182-а)	1.587
4. Палагонит в миндалинах Чайцина камня (по Д. С. Белянкину)	1.564—1.589

Кроме того, мною были определены показатели преломления палагонита в краевых частях миндалин, выполненных халцедоном и кальцитом в ряде следующих мест:

5. Зеленый палагонит в секрети (обр. № 156 Бесова ручья)	1.476
6. Зеленые оторочки вокруг халцедона (обр. № 154 Бесова ручья)	1.497—1.503
7. Зеленый двупреломляющий палагонит по периферии миндалин в породе (обр. № 81 с р. Вырей)	1.488—1.505
8. Зеленые миндалины в базальте (обр. № 163 Бесова ручья)	1.576—1.582

Типичным примером базальта с шаровыми выделениями палагонита могут служить обр. № 82, 85 и 90 с р. Вырей. Эти желтовато-серые базальты, пузыристые, с отдельными миндалинами халцедона, обнаруживают под микроскопом андезитовую или интерсертальную структуру с мелкими призмочками плагиоклаза в темнобуром стекле. Плагиоклаз, по погасанию в симметрической зоне 29—36°, относится к лабрадору (обр. № 58—60). Бесцветный пироксен или распылен в стекле мелкими зернами, или в отдельных случаях дает вкрапленники крупных призмочек с $CNg = 40-42^\circ$ и $2V = +49, +48, +51^\circ$ (обр. № 90). На ряду с бурым стеклом, в котором выделяются дендриты рудных образований, в основной массе породы встречаются желто-зеленые круглые выделения, а также несправаильной формы изотропные участки палагонита, тесно переплетающиеся с кристаллами пироксена и плагиоклаза основной массы, и всегда резко обособленные от бурого стекла породы. Такие формы выделения палагонита напоминают обособления той части базальтового расплава, которая была насыщена водяными парами, и никак не могут рассматриваться как продукты вторичного изменения бурого стекла породы.

В палагоните обычно наблюдается зональное строение, причем то периферическая зона имеет волнистолучистое строение, ясно двупреломляет и не гаснет в скрещенных николях, то двупреломляющей оказывается срединная часть шаровидных выделений, а периферия остается изотропной. В других образцах (например, обр. № 85) отчетливо выражено радиальнолучистое строение в центральных частях круглых выделений палагонита и резко проявляется ритмическое сложение периферии, где чередуются кольца светлоокрашенного и темного палагонита. Шаровые выделения палагонита часто пересечены неправильными трещинами усыхания.

Иногда (обр. № 90) средняя часть палагонитовых выделений настолько раскристаллизована, что дает сферолитовые выделения зеленого хлорита или высоко двупреломляющего слюдоподобного вещества, плотно соприкасающихся друг с другом; в ядре сферолитов всегда наблюдается желто-бурое стекло. В этом образце палагонит, кроме круглых стяжений, дает в ряде мест неправильные выделения, вместе с халцедоном, причем весь палагонит в этих выделениях раскристаллизован и имеет концентрическую структуру. Здесь так же, как и в других образцах, палагонит выделяется совершенно независимо от главной массы темнубурого стекла породы. Так как палагонит концентрируется вместе с халцедоном в неправильных участках основной массы или образует шаровидные выделения, то можно предполагать, что его выделение было приурочено к конечным фазам кристаллизации базальтовой магмы, обогащенной водой и кремнеземом.

Совместное выделение палагонита с халцедоном очень хорошо выражено также в образце с р. Чайщиной (№ 182-а), где халцедоновые сферолиты или появляются в изотропной периферической кайме палагонитовых выделений, или образуют тонкую оторочку вокруг палагонитовых шариков (фиг. 3).

Если в вышеуказанных породах шаровые выделения палагонита в трактовке их генезиса могли допускать два объяснения: либо как выполнение пустот, либо как своеобразные каплеподобные концентрации геля в стекловатой массе базальта, — то в ряде нижеописываемых пород образование палагонита в процессе заполнения пустот и миндалин в базальтах становится совершенно несомненным.

В базальте (обр. № 86) с р. Вырей желто-бурый палагонит в большей части раскристаллизован в пластинки и волоконца бледнозеленого хлорита с положительной главной зоной, $2V = -22, -26^\circ$ и двупреломлением порядка 0.020. Здесь он ясно выполняет пустотки, причем то халцедон выделяется по периферии пустот, а хлорит в середине, то палагонит образует периферию миндалин, и халцедон выполняет центр ее. В округлых пустотах хлорит имеет радиальнолучистое строение. Судя по оптическим свойствам, хлорит этого выполнения состоит на 50% из антигорита $H_4Mg_3Si_2O_8$ и на 50% из амезита $H_4Mg_2Al_2SiO_9$ с отношением $\frac{Fe''}{Mg} = 0.5$ и $\frac{Fe''}{Al} = 1.0$.

В базальте (обр. № 87) с андезитовой структурой, где микролиты плагиоклаза по погасанию в симметрической зоне $32-33^\circ$ принадлежат к лабрадору (обр. № 56—57), наблюдается значительное количество крупных миндалин, выполненных по краям бурым палагонитовым веществом, а в центре халцедоном, часто сферолитового сложения. Неправильные червеобразные трещины в породе заполнены только палагонитом, более светлым, с заметным двупреломлением по краям и более темным по середине. В двух пустотах этой породы сферолиты халцедона окружены розетками цеолита с погасанием $25-30^\circ$, $2V = +28^\circ$ и светопреломлением больше халцедона и меньше канадского бальзама. Кроме того, здесь много тонких иголок другого цеолита, бесцветного, с показателем преломления, меньшим канадского бальзама, повидимому, птилолита (фиг. 4).

Палагонит, слагающий оторочку миндалин, имеет зональное строение. Периферия сложена бурым изотропным палагонитом, далее идет желто-бурая кайма палагонита волокнистого строения и, наконец, внутренняя зона сложена песчано-желтым палагонитом, слабо двупреломляющим с радиальнолучистым строением.

В базальте Белого камня (обр. № 149), на ряду с оранжевым палагонитом в пустотах, выделяется бесцветный изотропный анальцим, развивающийся не только в пустотах, но также и в прилегающих частях породы.

Следует еще раз подчеркнуть, что среди базальтов Тимана в большом количестве встречаются: секрещии, заполненные гидротермальными минералами; крупные миндалины и жеоды с халцедоном и кальцитом в середине и палагонитовой или иногда хлоритовой оторочкой.

Таковы секрещии р. Черной (обр. № 329-а) с опалом и халцедоном; кальцито-халцедоновые выполнения с хлоритом с р. Черной (обр. № 337, 345), с Болванской сопки (обр. № 143) и с Бесова ручья (обр. № 164, 165-а), (фиг. 5).

Таковы же анальцимо-натролито-халцедоновые выделения с кальцитом или без него с Бесова носа (обр. № 156); с р. Чайщиной (обр. № 195, 205-а) и с р. Белой (обр. № 591-а), а также аналогичные образования в ряде других мест Тимана. Подробное изучение их дается минералогами в другом месте.

Для некоторых цеолитов из выделений в пустотах базальтов были получены следующие константы: светлокрасный плотный цеолит в секрещии Бесова ручья (обр. № 156) имеет $1.479 \leq N < 1.483$, что позволяет определить цеолит как гмелинит или фюзит.

Красный темный радиальнолучистый и пластинчатый цеолит в пустотах базальта р. Вырей (обр. № 90) имеет светопреломление $N_p = 1.485$, $N_g = 1.493$, чем соответствует гейландиту.

Обилие этих образований с несомненностью показывает богатство базальтовой магмы водяными парами, которые, концентрируясь в последние фазы магматической деятельности, дают выполнение пустот и гидротермальные жильные образования и секрещии.

Третьим типом палагонитовых образований в базальтах Тимана являются ясно двупреломляющие волокнистые оливково-зеленые псевдоморфозы палагонитового вещества по оливину, встреченные в некоторых базальтах Иевки (обр. № 104), Болванской сопки (обр. № 142-а) и берегов Чешской губы (обр. № 295-а, 295-б, 333).

Эти выделения имеют следующие показатели преломления:

1.559—1.562 в базальте р. Иевки (обр. № 104)

1.564—1.571 в базальте устья р. Черной, с Чешской губы (по Д. С. Белянкину)

1.571—1.581 в базальте к северу от Румяничного мыса (обр. № 294).

Эти псевдоморфозы обычно образуют резко очерченные овальные выделения в буром стекле и то имеют слабое двупреломление и близки к изотропным, то двупреломление поднимается до слюдяного.

Структура базальтов с этим типом выделения палагонита, обычно, интерсертальная, иногда с переходами в трахитовую. Плаггиоклазы принадлежат такому же лабрадору, как и в вышеописанных шлифах, с $2V = +81^\circ$; моноклинный бесцветный авгит иногда с хорошо выраженными двойниками имеет $CNg = 39^\circ$ и $2V = +47^\circ$, $+50^\circ$, $+48^\circ$. Время кристаллизации пироксена и плаггиоклаза, вероятно, были близки, так как иногда призмы плаггиоклаза пересекают зерна пироксена; иногда же зерна пироксена включены в плаггиоклазе, причем в этом случае всегда можно видеть проникновение бурого стекла в плаггиоклаз.

Как правило, в базальтах этого типа палагонитовых выполнений в интерстициях между плаггиоклазами нет, а если иногда они и присутствуют, то лишь в небольших количествах.

АНАЛЬЦИМОВЫЕ БАЗАЛТЫ

Появление своеобразных анальцимовых базальтов, впервые отмеченных на берегах Чешской губы Д. С. Белянкиным, становится совершенно понятным, если учесть вышеприведенные данные о появлении в позднемагматическую стадию в базальтах Тимана анальцима, цеолитов и других содержащих воду минералов. Поэтому вполне естественно, что среди нормальных базальтов Тимана местами появляются разности, обогащенные анальцимом. Среди сборов А. А. Чернова могут быть отмечены следующие породы этого типа.

Компоненты	Аввалиты															
Палагозитовый базальт. Собачья сопка у Чайцина мыса (З. А. Сазонова)	О. Н. Кобылкина	99,79	52,19	0,66	14,25	3,74	8,03	0,20	6,34	10,13	0,91	0,57	0,19	0,71	1,87	—
Палагонитовый базальт. Тиманский камень у Чешской губы (З. А. Сазонова) (обр. № 15)	О. Н. Кобылкина	99,92	49,19	1,96	14,04	3,07	9,72	0,22	6,30	10,82	1,45	0,45	0,19	1,10	1,60	—
Палагонитовый базальт. Румяничный мыс (Д. С. Белянкин)	Н. А. Игнатьев	101,18	48,35	0,50	17,88	—	11,55	0,14	6,53	10,82	1,72	0,62	0,76	0,71	1,60	—
Шарики палагонита. Большой Падун, р. Каменка (З. А. Сазонова) (обр. № 65)	О. Н. Кобылкина	98,53	30,13	—	15,31	12,16	10,18	нет	11,87	0,78	2,29	0,69	—	15,12	—	—
Шарики палагонита. Р. Белая, ворота Чайцина камня (З. А. Сазонова) (обр. № 140)	О. Н. Кобылкина	—	31,05	—	—	27,56	—	—	—	—	—	—	—	13,98	—	—
Анальцимовый базальт. Северный Румяничный мыс (З. А. Сазонова) (обр. № 19)	О. Н. Кобылкина	100,36	46,91	0,55	16,75	3,63	6,19	0,11	8,25	10,53	3,01	0,74	—	—	3,69	—
Анальцимовый базальт. Румяничный мыс (Д. С. Белянкин)	Н. А. Игнатьев	100,51	48,41	0,46	16,45	5,11	4,20	0,12	9,85	11,54	1,60	0,32	—	1,42	0,43	—
Мандельштейн. Б. Падун, р. Каменка (З. А. Сазонова) (обр. № 165)	В. А. Егоров	99,82	49,59	0,92	16,27	5,94	3,67	0,57	8,86	1,76	4,30	0,76	—	2,38	4,80	—
Палагонитовый базальт. Р. Большая Иевка (Из сборов А. А. Чернова) (обр. № 28)	В. А. Молева	100,27	46,30	1,98	13,74	5,60	7,20	0,22	7,19	9,90	0,75	0,18	0,16	0,24	1,36	3,84
Σ																

Минералогический состав

Платиокава
 Пироксен
 Стекло
 Палагонит
 Хлорит
 Анальцим
 Рууда
 Сфен
 Псевдоморфозы по
 оникиту
 Апатит

27,3
35,0
25,3
4,9

28,4
37,1
14,7
7,0

36,0
43,4
—
12,2

—
—
—
—

—
—
—
—

19,0
62,5
—
—

39,8
46,8
—
—

32,0
—
6,1
—

—
—
4,4
—

—
—
—
—

—
—
—
—

На берегу Чешской губы, к северу от Румяничного мыса, анальцимовый базальт (обр. № 295-а и 295-в) имеет плотный вид, цвет — темносерый, почти черный. Он обладает офитовой структурой с заполнением промежутков между зернами плагиоклаза и пироксена анальцимом, который хорошо выделяется в шлифах породы своей розоватой окраской и характерной спайностью, а также изотропностью.

На морском берегу, вблизи р. Чайдиной, в анальцимовых базальтах (обр. № 188) анальцим выделяется на ряду с бурым стеклом в интерстициях между призмочками плагиоклаза, образуя бесцветные или слабожелтые изотропные участки. Он же встречается здесь и в центре некоторых миндалин с халцедоновыми оторочками.

Третий образец анальцимового базальта, близкий к предыдущему, был взят А. А. Черновым среди базальтов Белого камня, к СЗ от Болванской сопки (обр. № 149).

Наконец, заметную роль играют анальцимовые базальты и среди пород средней рассохи р. Малой Иевки, где базальты обладают андезитовой структурой и богаты стеклом (обр. № 32, 37, 40). Анальцим в изобилии заполняет здесь круглые миндалины в породе и местами замещает частично или полностью микролиты плагиоклаза. В отдельных миндалинах (обр. № 18) анальцим ассоциируется с палагонитом, который образует тонкую оболочку по периферии миндалин (фиг. 6). Анальцимовые разности базальта приурочены здесь, главным образом, к верхней части нижнего базальтового потока, что доказывает обогащение этой части летучими компонентами.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Химическая характеристика базальтов Тимана может быть обоснована теми анализами, которые были опубликованы в работах Д. С. Белякина с В. И. Влодавцем (1937) и З. А. Сазоновой (1938) и приведены в табл. 2, а также анализом палагонитового базальта (обр. № 18) из сборов Г. А. Чернова с р. Большой Иевки, включенного в ту же таблицу.

Как уже отмечала в своей работе З. А. Сазонова, основным отличием тиманских базальтов от других арктических базальтов, в частности послееюрских базальтов Земли Франца Иосифа, является пониженное содержание двуокиси титана и щелочей. Однако исключением из этого положения являются базальты с р. Большой Иевки и Тиманского камня, где содержание TiO_2 достигает 1.96%. В основном же содержание палагонита не влияет на отклонение химического состава пород от общего типа магмы.

В минералогическом составе пород наиболее интересным объектом тиманских базальтов является палагонит.

О распространении его в породах дают представление следующие подсчеты (табл. 3) минералогического состава палагонитовых базальтов из сборов А. А. Чернова (в объемных процентах, по одному шлифу)

Таблица 3

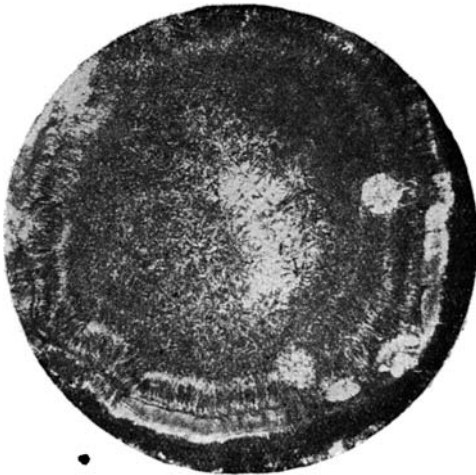
Минералогический состав палагонитовых базальтов	Сопка Тале-безе у р. Лямцы Обр. № 133-а	Чешская губа Обр. № 294	р. Черная Обр. № 318	Северный Румяничный мыс Обр. № 295-а
Пироксен	38.7	56.7	45.1	} 83.0
Плагиоклаз	34.9	24.0	41.1	
Бурое стекло	17.1	—	—	—
Палагонит	5.9	14.2	8.3	8.6
Магнетит	3.4	5.1	5.5	3.8
Анальцим	—	—	—	1.6



Фиг. 1. Палагонит в интерстициях базальта. Устье р. Черной. Обр. № 317-а. $\times 80$, николи ||.



Фиг. 2. Трещины палагонита в базальте сопки Тага-беве. Видны призмочки плагиоклаза, расположенные касательно к миндалице. Обр. № 134. $\times 80$, николи ||.



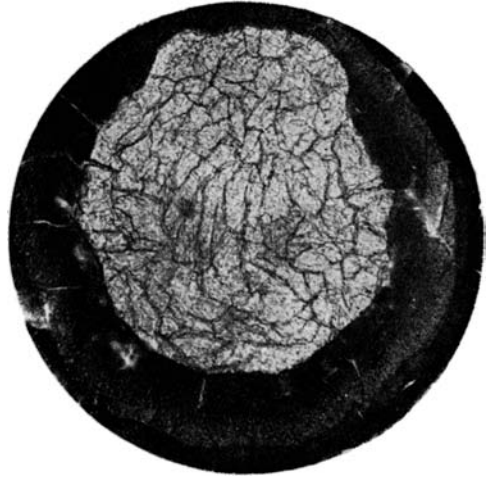
Фиг. 3. Сферолиты халцедона в периферии палагонитовой миндалинны в базальте берега моря у р. Чайцовой. Обр. № 182-а. $\times 80$, николи +.



Фиг. 4. Иголочки пидалоита в халцедоне. Светло-серое — изотропный цеолит, темное — палагонит. Из базальта р. Вырей. Обр. № 87. $\times 80$, николи ||



Фиг. 5. Концентрическое нарастание халцедона в секрциях базальта с берега моря у р. Чайдиной. Обр. № 180. $\times 25$, николи \perp .



Фиг. 6. Миндалина с анальцитом в центре и палагонитом по периферии. Базальт с р. Большая Иевка. Обр. № 18. $\times 80$, николи \parallel .



Фиг. 7. Сферолиты халцедона и палагонит в выполениях базальта Болванской сопки. Обр. № 143. $\times 25$, николи \perp .



Фиг. 8. Иголочки птилолита в халцедоне. Темное — бурый цеолит. Из секрции в базальте Бесова Носа. Обр. № 156. $\times 80$, николи \parallel .

Как видно, наши данные в отношении содержания палагонита и анальцима в тиманских базальтах вполне совпадают с прежде опубликованными данными других авторов.

Для выяснения генезиса палагонита можно привести следующие соображения.

Под названием палагонит в настоящей работе описана вся совокупность богатых водой аморфных или слабо двупреломляющих образований светлорурой, желтой и зеленой окраски, которые выполняют мезостазы в базальтах и выделяются местами в миндалинах пород.

Оптическое изучение палагонитов Тиманского камня показывает сильно изменчивый состав их, так как показатели преломления этих палагонитов варьируют от 1.463 до 1.590. Если базироваться на классификации М. Пиккока и Р. Фуллера (М. А. Peacock and R. R. Fuller, 1928), то здесь должны быть и типичный палагонит с $N=1.45-1.47$, и хлорофейт с $N=1.50-1.54$, и сидеромелан с $N=1.583$. Аналогичные образования в базальтах Антрим (Великобритания) с $N=1.464$ Хеддле и Хардман выделяли под названием гуллит, а С. Томкеев в 1933 г. установил на основании анализа полное тождество его с хлорофейтом.

М. Пиккок (М. А. Peacock, 1930) пытается разграничить понятие палагонит и хлорофейт по генетическому признаку.

По его представлению, палагонит является продуктом гидратации прозрачного базальтового стекла (сидеромелан) при низкой или умеренной температуре. Он имеет, обычно, светлорурый цвет и пятнистый вид, вследствие частичной дегидратации и начавшейся кристаллизации. Его невозможно принять за хлорофейт, который в образцах имеет смолоподобный вид. Хлорофейт образуется в долеритовых породах при реакции магматических флюидов с железисто-магнезиальными минералами, чаще всего с оливином и отчасти с ультра-основным стекловатым остатком. Строго основной характер хлорофейта отвечает потенциальному хлориту. Бурные и зеленые разновидности хлорофейта не могут быть систематически разграничены. Бурные разновидности приближаются к составу $3R_2O_3 \cdot 5RO \cdot 12SiO_2 + nH_2O$, где R_2O_3 почти полностью относится к Fe_2O_3 , и колеблется от 24 до 35, и RO представлен преимущественно MgO . В зеленых разновидностях начинает преобладать Al_2O_3 и FeO , и в небольшом количестве появляются щелочи.

Характерные отличия хлорофейта от палагонита в химическом отношении заключаются, согласно Пиккоку, в том, что палагонит, по сравнению с хлорофейтом, вдвое беднее железисто-магнезиальными окислами и почти вдвое богаче глиноземом.

	Хлорофейт	Палагонит
В среднем ($Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO$)	31.3	17.1
В среднем Al_2O_3	4.5	11.6

Опубликованные за последнее время в литературе анализы этих образований позволяют составить следующую таблицу химического состава палагонитов и хлорофейтов (табл. 4).

Из приведенных данных видно, что между хлорофейтом и палагонитом существуют все последовательные переходы, и потому оба эти понятия, по существу, являются сборными, обнимающими комплекс образований переменного состава.

Поэтому попытку Пиккока генетически отграничить палагонит от хлорофейта следует рассматривать лишь как попытку придать этим терминам более узкое значение. С генетической точки зрения это разделение очень условно, так как при наличии переходных форм между палагонитом и хлорофейтом и случаев одновременного нахождения в базальтах Тимана водных стекол различного типа (заполнение интерстиций, псевдоморфозы по оливину, выполнение миндалин) крайне маловероятно, чтобы

Аналитик	Удельный вес	Компоненты											
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O + H ₂ O ₂	P ₂ O ₅
Хэддль	100,24	36,00	—	—	22,80	2,45	0,0	9,50	2,52	следы	7,23	19,23	Хлорофент. Sgurr Mor, Rusi Шо.ландия (Heddle, 1880)
Рой	100,40	35,15	1,00	1,00	21,77	2,18	0,35	5,07	2,01	—	4,98	27,44	Хлорофент. Nagpur, Индия (Fermer L, 1925)
Леду	99,65	38,67	0,24	1,54	26,11	2,06	0,31	6,77	1,72	нет	0,10	12,54	Хлорофент. Anatone, Columbia river
Штейгер	99,86	40,35	0,20	5,11	24,99	3,55	0,22	5,43	1,32	0,18	1,44	8,51	Хлорофент. New Reservoir, Holyoke, Massachusetts (messon, 1905)
Хердеман	99,79	32,95	0,62	5,40	12,37	9,18	0,33	4,75	3,07	1,68	0,36	5,20	Хлорофент. Ravelrig Quarry, Edinburg (Campbell, 1925)
Хэддль	100,05	35,99	10,49	11,89	1,63	0,08	10,52	5,15	0,76	0,36	9,04	14,16	Глинозем содержащий хлорофент Giant's Causeway (Heddle, 1880)
Томкеев	99,90 2,071	34,30	—	3,74	19,63	1,52	0,09	6,49	1,50	0,93	1,85	7,00	Хлорофент из долерита. Saramoney Hill, Belfast (Томкеев, 1934)
Х. С. Никогосян	100,11	42,86	0,49	2,15	21,11	3,25	0,09	11,72	1,25	—	4,26	5,67	Палагонит (хлорофент). Мыс Ниль, Земля Фр.-Иосифа
Тилль	99,54	35,48	8,30	12,30	14,60	—	7,10	1,04	3,92	следы	—	16,80	Палагонит, Мыс Флора. Земля Фр.-Иосифа (Till, 1897)
Мюррей	100,0	37,8	—	13,7	12,3	—	2,5	1,9	1,6	3,8	3,4	8,0	Палагонит, вычислен по анализу. Дно Тихого океана (1891)
—	100,0	33,2	2,8	9,6	13,3	1,6	0,3	2,3	8,0	нет	0,3	7,6	Палагонит, вычислен по анализу породы. Hvalfjörður, Исландия (1925)
О. О. Баклуна	99,44	39,55	0,18	17,20	2,41	6,39	нет	8,0	2,24	0,37	0,19	15,88	Гулит из базальта Большеземельской тундры (Баклуна, 1910)
О. Н. Кобылкина	98,53	30,13	—	15,31	12,16	10,18	нет	11,87	0,78	2,29	0,69	15,12	Палагонитовые шарики. Б. Падун на р. Каменке (Сазонова, 1937)

палагонит образовался гидратацией базальтового стекла, а хлорофенит — метасоматическим замещением оливина и стекла.

Базальты Тимана позволяют с уверенностью говорить о том, что здесь палагонит вовсе не является продуктом гидратации базальтового стекла, а присутствует рядом с ним и одновременно с ним, являясь первичным образованием, вероятно, позднемагматического происхождения.

За такое первичное происхождение палагонита в базальтах Тимана высказывался и Д. С. Белянкин с В. И. Влодавцем, как это отмечено нами в начале работы.

Еще более резко ставит вопрос о первичности палагонитов З. А. Сазонова.

В вопросе о палагоните в базальтах Тимана З. А. Сазонова приходит к заключению „о первичности палагонитового вещества, хлорита, а также, возможно, анальцита“, и считает, что „эти минералы в наблюдаемых ею породах сами по себе обуславливают шаровые и неправильные формы миндалин“.

„Зональность в шаровых образованиях (палагонита), считая, что они первичны, могла бы явиться следствием отложения вещества различного состава, подобно зональным кристаллам. Но, с другой стороны, она может явиться и следствием кристаллизационной дифференциации внутри самой капли. Думается, что именно так следует объяснить совместное нахождение в некоторых шаровых образованиях хлорита, палагонита и кальцита, палагонита и цеолитов, ибо для шаровых образований, находящихся в чрезвычайно свежей основной массе базальта, трудно представить себе вторичное выполнение миндалин“ (З. А. Сазонова, 1938, стр. 112). В числе доказательств первичного происхождения палагонита в базальте Сазонова приводит следующие: „Свежий вид, отсутствие трещин в породе, распределение палагонитового вещества отдельными, резко ограниченными пятнами на общем фоне породы, а также всюду сплошное выполнение миндалин не увязываются с вторичным заполнением палагонитом газowych пустот.“

Шаровые формы палагонита, на ряду с указанными выше фактами, говорящими о сомнительности вторичного происхождения этих образований, приводят нас к предположению о капельножидком состоянии палагонитового вещества в магматическом расплаве. В таком случае наличие участков палагонита, имеющего известные очертания или выполняющего промежутки между кристаллами плагиоклаза и пироксена, может быть объяснено деформацией кристаллизующейся основной массой породы капель палагонитового вещества до их затвердевания“ (стр. 144).

Соглашаясь с первичным происхождением палагонита в базальтах, можно тем не менее сомневаться в правильности выводов З. А. Сазоновой относительно шаровых выделений палагонита и полного отсутствия в базальтах миндалин. Очень трудно представить себе такую деформацию „капель“ палагонита, которая привела бы к заполнению интерстиция между зернами пироксена и плагиоклазов. Поэтому данное З. А. Сазоновой объяснение появления палагонита мы считаем мало удовлетворительным. В то же время в сборах А. А. Чернова, несомненно, подтверждается факт выделения палагонита в процессе заполнения миндалин, вместе с халцедоном и цеолитами (фиг. 7 и 8). Несомненно, что выделения палагонита в интерстициях, в шаровых образованиях и в миндалинах должны являться отдельными фазами единого процесса выделения палагонитового вещества из базальтовой магмы, богатой водяными парами. Следовательно, этот процесс надо рассматривать как своего рода процесс аутометасмита и накопления в позднемагматической стадии образования пород, содержащих воду минералов.

Образование палагонита, как это показывают его обособления в шаровых пустотах и резкие контакты с бурым стеклом, конечно, не является вторичным процессом изменения и преобразования стекла базальтов.

Палагонит появляется с равным успехом и в стекловатых породах и в базальтах полнокристаллических, вовсе не содержащих стекла. При совместном нахождении в породе стекла и палагонита последний всегда обособляется внутри стекла. Ни разу не наблюдалось включения стекла в палагоните; следовательно, палагонит обособился до полного застывания стекла и образовался в последние фазы застывания пород не за счет ранее образовавшихся минералов и стекла базальтов, а за счет того остаточного расплава базальта, который был обогащен водяными парами и остыл в коллоидальном состоянии.

Частое совместное нахождение двупреломляющего палагонита с халцедоном и цеолитами заставляет нас присоединиться к мнению М. Пиккока (М. А. Peacock, 1930), Д. С. Белянкина и О. О. Баклунда, что изотропный палагонит выделяется в гелеобразном виде и при последующей кристаллизации давал хлоритовые продукты и цеолиты, или же, вследствие адсорбции, в нем возникали натяжения и появлялось слабое двупреломление и намеки на радиальнолучистое строение.

О таком его происхождении говорят и зональность шаровых выделений палагонита, напоминающая полосатость агатовых миндалин в базальтах, и наблюдаемые в большинстве палагонитовых выделений неправильные трещины, напоминающие трещины усыхания и растрескивания.

Кроме того, очень характерной особенностью палагонитового вещества является легкая потеря им воды. Напомним, что О. О. Баклунд при исследовании гуллита не мог достичь постоянного веса, и после 1.5 суток хранения гуллита в эксикаторе потеря воды была определена в 10.87%.

Трудно представить себе, чтобы совместное нахождение с палагонитом хлорита, кальцита и цеолитов являлось результатом „кристаллизационной дифференциации внутри капли“, как это считает Э. А. Сазонова. Весь парагенезис минералов в шаровых миндалинах и пустотах, на ряду с выделением палагонита в интерстициях, т. е. в последние фазы образования пород, — все это указывает, что мы имеем дело с относительно низкотемпературным процессом, причем обилие водяных паров в остаточной магме способствовало обособлению части раствора не в виде стекла, а в виде гидрогелей. Считая, таким образом, наши содержащие воду минералы позднемагматическими образованиями, мы в то же время не считаем их постмагматическими, вторичными. Мы имеем здесь дело с таким процессом автопневматолитиза, когда палагонит, хлорит и цеолиты выделяются в позднемагматическую стадию затвердевания пород и процесс образования этих минералов генетически тесно связан с процессами кристаллизации самой базальтовой магмы.

Аналогичный взгляд на первичную природу палагонита, как выше отмечено, высказывался неоднократно. Однако и образование цеолитов как первичных минералов в горных породах за последнее время приобретает все большее число сторонников. Упомянем, хотя бы, работы С. Томкеева (S. Tomkejeff, 1934) и А. Холмса (A. Holmes, 1916).

Таким образом, наш вывод о первичной природе палагонитовых и анальцимовых базальтов Тимана подтверждает точку зрения ряда советских и иностранных петрографов на возможность образования содержащих воду минералов в последние фазы кристаллизации магматических пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Баклунд О. О. Базальты Большеземельской тундры. Тр. Геол. музея Акад. Наук 1910, 4, вып. 6, 75—97.
Белянкин Д. С. и Влодавец В. И. К петрографии восточного побережья Чешской губы. Изв. Акад. Наук. 1927, 967—996.
О граните Шпидбергена и базальтах Земли Франца-Иосифа. Тр. Инст. по изуч. Севера, 1931, вып. 50.

- Сазонова З. А. Петрография базальтов Чешской губы. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1938, вып. 12, 107—154.
- Holmes, A. The Tertiary volcanic rocks of Mozambique. Quart. Journ. Geol. Soc., 1916, 72, 222.
- Рясосок М. А. The distinction between Chlorophaeite and Palagonite. Geol. Magaz., 1930, 67, 170—178.
- Рясосок М. А. а. Fuller R. E. Chlorophaeite, Sideromelane and Palagonite from the Columbia River Plateau. Amer. Min., 1928, 73, 360—382.
- Tomkejeff S. Differentiation in basalt lava, Island Magee Co Antrim. Geol. Mag. 1934, 71, 501—512.

B. M. KUPLETSKY.

THE PALAGONITE BASALTS OF TIMAN

Summary

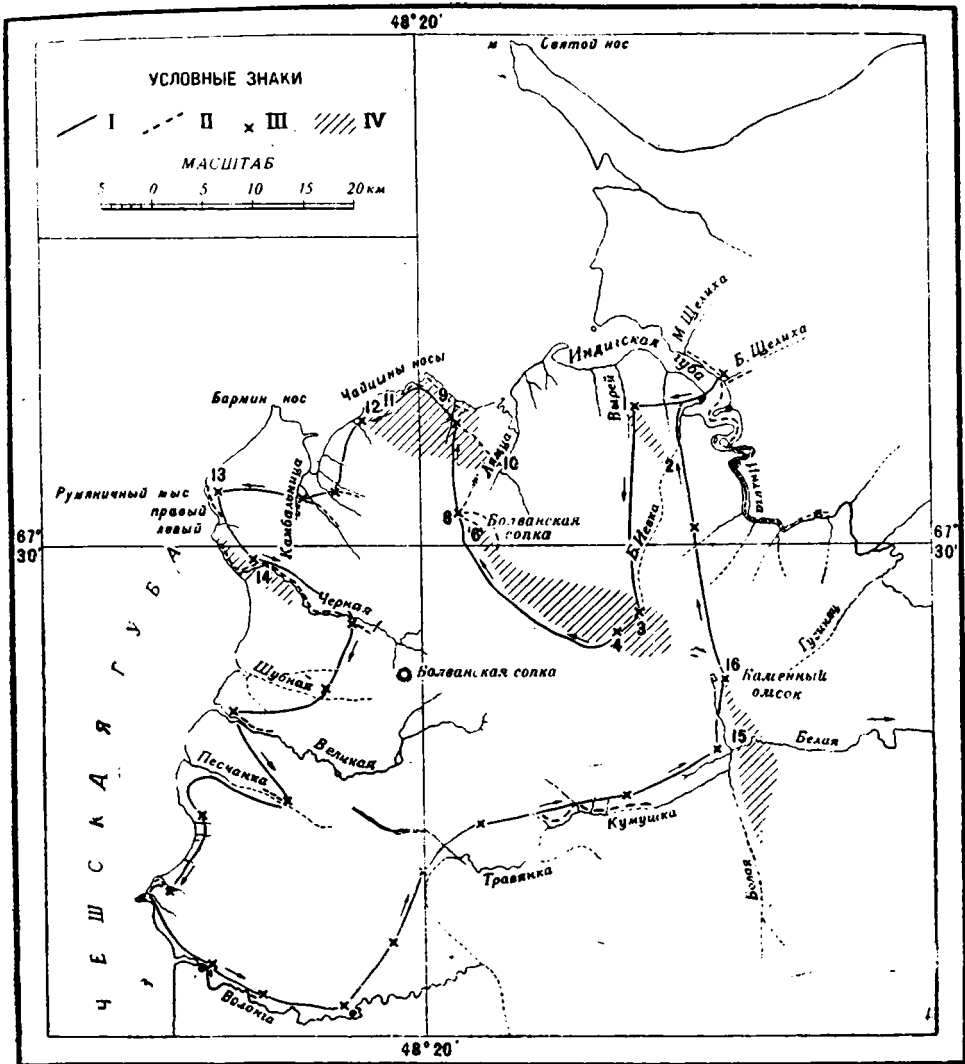
In B. M. Kupletsky's paper on „The palagonite basalts of Timan“ a detailed petrographical characteristic of these interesting rocks is given. Under the name of palagonite the author unites all the peculiar water-bearing minerals of a variable composition, which were studied by different authors under the names of hullite, chlorophaeite, palagonite, etc.

According to the nature of the palagonite segregations the author distinguishes three types of palagonite basalts: 1) basalts with a variously coloured palagonite in the interstices of rocks; 2) basalts with globular fillings of palagonite in cavities and amygdaloids; 3) basalts with pseudomorphoses of palagonite after olivine without amygdaloids and without palagonite in the interstices.

On the basis of a determination of light refraction of palagonite in the basalts of Timan and the variability of their colour and birefringence, the author emphasizes the instability of the chemical composition of the palagonite matter and notes that the different forms of segregation of palagonite are separate phases of a single process of segregation of the palagonite matter from the basalt magma, rich in water vapours.

In discussing the question of the origin of palagonite the author arrives at the conclusion, that the formation of palagonite is not a secondary process of alteration and transformation of the glass of basalts, as it has been assumed by some authors, but that palagonite appears in the late magmatic stage of rock formation as a result of autopenmatolytic processes of a basalt magma rich in water vapours.

Of the same nature of primary formation in the late magmatic stage are the analcite segregations in a number of basalts of Timan.



Карта маршрутов Тиманской экспедиции Северной базы Академии Наук в 1937 г. I — маршруты всей экспедиции на оленях; II — отдельные маршруты; III — стоянки экспедиции; IV — выходы базальтов.

1. Вырей; 2. Нижняя Ивекка; 3. Малая Ивекка; 4. Сопка Тала-бэ; 5. Болванская сопка; 6. Болванская сопки; 7. Белый камень; 8. Белый камень; 9. Бесов ручей и ближайшая часть морского побережья; 10. Ляцца; 11. Морской берег близ Чайциной речки; 12. Северо-западная окраина Чайциных носов; 13. К северу от Рухляничного мыса; 14. Черная; 15. Белая; 16. Каменистый омысок.

И. А. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ

**АВТИГЕННЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ В ДЕВОНСКИХ ПЕСЧАНИКАХ
ТИМАНА**

Полевые шпаты, образовавшиеся в осадочных породах в условиях дневной поверхности, описывались многими исследователями. Большой список литературы об автигенных полевых шпатах из карбонатных пород приводит Е. Спенсер (E. Spenser, 1925); у Босвелла вместе с указанием на литературу по этому предмету имеется краткое содержание каждой работы (P. Boswell, 1933). Список русской литературы находится в работе В. П. Батурина (1928). М. Гранжан (M. F. Grandjean, 1909—1910) очень подробно описывает полевые шпаты из карбонатных пород; он указывает, что свойства этих полевых шпатов и шпатов, встречающихся в изверженных породах, различны.

Об автигенных полевых шпатах в песчаниках имеется значительно меньше указаний, чем о карбонатных породах.

В 1832 г. Шмид описал микроскопические кристаллы автигенного альбита из верхнего пестрого песчаника Восточной Тюрингии. Кроме альбита, в этом песчанике автигенными являются доломит, гипс, апатит, пирит, сера и медные руды (E. E. Schmid, 1882).

Ванхайз нашел в свите Кевенаван полевые шпаты с новыми оболочками; в зернах ортоклаза оболочки гаснут одновременно с ядром, отличаясь от ядра отсутствием следов разложения и трещин спайности. У плагиоклазов двойники переходят в оболочку. Ванхайз считает, что образование этих оболочек связано с проникновением нагретых щелочных вод из налегающих на свиту основных эффузивов (C. P. Van Hise, 1885).

Поэтому в этом случае нельзя говорить об образовании полевых шпатов при температурах дневной поверхности. Другие авторы указывают на образование полевых шпатов еще в то время, когда в осадочной породе не закончилось отвердевание (Гранжан). Дорис Рейнольдс описала автигенные полевые шпаты из триасовых песчаников северо-восточной Ирландии (D. L. Reynolds, 1929). Она отмечает, что свойства этих полевых шпатов несколько особые. По оптическому характеру они представляют анортоклазы, но по преобладанию калия над натрием — микроклины; удельный вес их 2.54, ниже минимального для полевых шпатов (2.55 — микроклин и натровый ортоклаз).

Нахождение каолиновых зерен с торчащими из них кристаллами автигенного полевого шпата приводит Рейнольдс к заключению, что эти полевые шпаты образовались из каолина прямым или косвенным путем, при привносе калия.

Регенерированные полевые шпаты девонских песков с р. Ловати описаны О. М. Аншелесом и В. Б. Татарским (1931). Зерна полевых шпатов большею частью ограненные, внутри мутные, снаружи прозрачные; внутри изредка видна микроклиновая решетка, не переходящая на оболочку. Неоднородность кристаллов мешала применению федоровского метода: состоит ли оболочка из микроклина или из ортоклаза, устано-

вить не удалось. Внутренние ядра дают константы микроклина и ортоклаза.

Тестер исследовал автигенные полевые шпаты в песчаниках Джордан отдела кембрия — ордович из верхней долины Миссисипи в нижнепенсильванских песчаниках штата Иова и Дакоты. Гордон, по различным типам вторичных полевых шпатов, отделил киватинскую формацию северо-восточной Миннесоты от дресбахской формации. Тестер и Гордон указывают, что этот корреляционный признак обычно пропускается, так как исследуется преимущественно тяжелая фракция. Минералы, которые сопровождают автигенные полевые шпаты, не указывают на какие-либо гидротермальные процессы. Против процессов, отличающихся от происходящих в нормальных осадочных породах, говорит также широкое распространение автигенных полевых шпатов в осадочных породах Соединенных Штатов Америки (А. С. Tester, A. J. Gordon, 1934).

Тестер и Гордон выделяют три рода вторичных полевых шпатов: автигенные полевые шпаты, возникшие в осадочной породе, как кристаллографические единицы; оболочки автигенных полевых шпатов вокруг зерен того же состава и той же оптической ориентировки; оболочки автигенных полевых шпатов вокруг полевощпатовых зерен другого состава и другой оптической ориентировки.

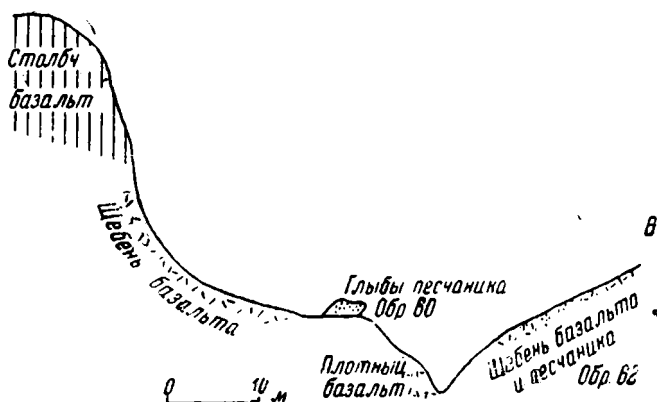
О видах автигенных полевых шпатов, встреченных различными авторами в осадочных породах, дает представление табл. 1. В ней указания на полевые шпаты, встреченные в карбонатных породах, приведены не полностью, лишь для сравнения с встречающимися в песчаниках.

Таблица 1

Авторы и год работы	Полевые шпаты							
	ортоклаз	адуляр	Na — ортоклаз	анортоклаз	микроклин	Na — микроклин	альбит	плагиоклаз
	В карбонатных породах							
В. Батурин, 1928	+	..
М. Гранджан, 1909—1910	+	+	+	+	+	..
П. Земятченский, 1916	+	..	+	..	+
Н. С. Зингвальд, 1929	№ 20
Э. Спенсер, 1925	+	..
	В песчаниках							
П. Чирвинский, 1916	+	+?
О. Аншелес и В. Татарский, 1931	+	+
К. Ванхайз, 1885	+	+
И. Преображенский, 1938	+	+	+	..	+	..
Д. Рейнольдс, 1929	+?	+?
А. Тестер и К. Гордон, 1934	+	+	+	..	+	лабрадор
Е. Шмид, 1882	+	дор

Мною наблюдались регенерированные полевые шпаты в песчаниках Тимана, образцы которых с указанием их месторождения были любезно предоставлены мне А. А. Черновым. Обр. № 60 и 62-а были взяты на Каменном ручье (по местному Тале-безе), притоке р. Лямцы, впадающей в Баренцево море.

На левом берегу ручья, поднимающемся на 10 м, лежат большие глыбы рыхлого песчаника (обр. № 60), размерами до 2×0.5 м. Песчаник легко разбивается молотком. Местами видна косая слоистость. По всей вероятности, песчаник — местного происхождения (не валуны). Большая часть глыб лежит с небольшим падением на восток. Метров на 5—6 ниже — небольшой выход плотного базальта (фиг. 1). При подъеме по правому берегу среди осыпей базальта встречаются небольшие кусочки песчаника (обр. № 62-а), но не выше выходов песчаника на левом берегу. Вверху, на левом склоне находятся выходы базальта с столбчатой отдельностью. Песчаник несомненно межбазальтовый; по А. А. Чернову, он залегает над нижней свитой верхнего девона. Обр. № 517 представляет тоже верхнедевонский песчаник, но из верхней свиты, залегающий выше базальтов. Он взят на другом Каменном ручье — притоке р. Волонги, впадающей в Чешскую губу.



Фиг. 1. Разрез по Каменному ручью. По А. А. Чернову.

Регенерированные полевые шпаты наблюдались и в других песчаниках из верхней свиты верхнего девона (обр. № 375-а, 409-а, 426).

Порода обр. № 60 представляет слабо сцементированный пористый кварцевый песчаник, отчасти рассыпающийся в руках, светлобурового цвета, с мало заметной слоистостью, с плохо сохранившимися растительными остатками.

Средний диаметр песчинок 0.2 мм; песчинки изометрические, угловато-округлые, неправильные, иногда зубчатые: форма кварцевых и полевошпатовых песчинок несколько изменена вследствие вторичного роста.

Состав песчинок следующий: кварц — монокристаллические зерна и песчинки из агрегатов кварцевых зерен; полевые шпаты, зеленая слюда, турмалин, титанит или циркон, роговик, серицитово-кварцевый сланец, глинистый сланец.

Зерна кварца с волнистым и почти ровным погасением; нередко включения — жидкости с пузырьком газа, извитой формы, коричневого цвета и точечные (кокки). В некоторых зернах наблюдается морщинистость: полосы с меньшим, чем у остальной массы кварца, показателем преломления, идущие под углом к Ng. В этих зернах погасение слабее мраморовидное. В редких зернах включены длинные тонкие иглы (актинолит?). У части зерен кварца вторичные оболочки, свободные от включений, с ровным погасением. Иногда вокруг кварца очень мелкие листочки биотита.

Слюда с плеохронизмом от синевато-зеленого до светлогозеленого; в шлифе всего два зерна. Турмалин с плеохронизмом от зеленовато-бурого до светлогозеленоватого; одно зерно округлой анизометрической формы, другое — несколько зубчатое, состоящее из лучистых агрегатов мелких зерен.

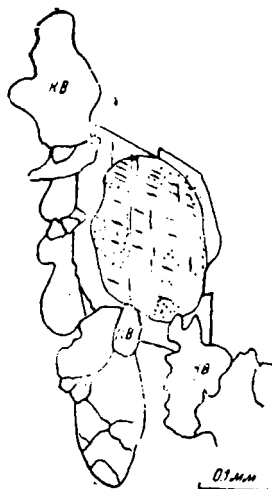
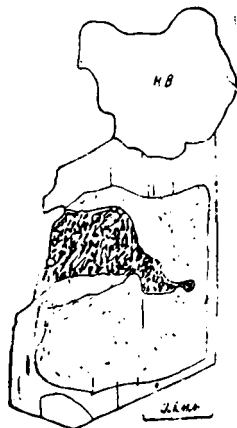
Редко попадают в шлифе мелкие сильно преломляющие и двупреломляющие зерна титанита или циркона.

В песчинках, состоящих из агрегатов кварцевых зерен, зерна соединяются между собою грубыми зубцами, как в гидротермальных жилах; в них оптических деформаций больше, чем в монокристаллических зернах кварца.

Песчинки роговика состоят из очень мелких извитых зерен кварца; иногда вместе с мелкими попадают гнезда крупных; вероятно, эти песчинки получились от разрушения яшмовидных пород. Серицитово-кварцевый сланец состоит из очень мелких зерен. Его песчинки иногда окружены оболочкой прозрачного нового кварца (фиг. 2).



Фиг. 2. Песчинка серицито-кварцевого сланца с оболочкой автигенного кварца.
Обр. № 60.



Фиг. 3 и 4. Полевой шпат с отчасти идиоморфными очертаниями оболочки. Кругом зерна кварца. Обр. № 60.

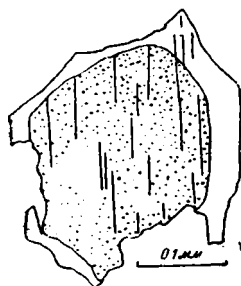
Главный интерес в породе представляют песчинки полевых шпатов. Можно сказать, что они все обросли оболочками новообразованного полевого шпата. Эти оболочки иногда бывают видны лишь при некотором наклоне на федоровском столике; обычно же их видно и без николей, так как они, как и оболочки кварца, свободны от включений, которых много в средней части полевошпатовых зерен. Внутренняя часть обычно округлой формы. Наружная оболочка имеет иногда частью прямолинейные очертания, соответствующие, очевидно, граням (фиг. 3, 4).

Иногда видны трещины спайности, проходящие в двух направлениях: одни из них видны яснее (первая спайность), другие — хуже (вторая спайность).

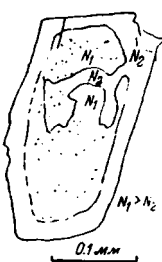
В тех случаях, когда в ядре видны трещины спайности, они продолжают и в оболочке без изменения их направления (фиг. 5). Но погасание ядра и оболочки несколько неодинаково. Изредка можно видеть, как наружная оболочка входит в бухточки ядра (фиг. 6). Иногда зерно полевого шпата примыкает к нескольким кварцевым зернам; его оболочка входит узкими заливчиками в пространство между ними (фиг. 7—9). Это служит доказательством того, что оболочка полевого шпата появилась уже после того, как образовался агрегат кварцевых и полевошпатовых зерен. Округленность внутреннего ядра указывает, что песчинки полевого шпата, до образования оболочки, вероятно, подверглись переносу и окатыванию.

Десять зерен были измерены на федоровском столике (оптические константы автигенных полевых шпатов даны в табл. 2).

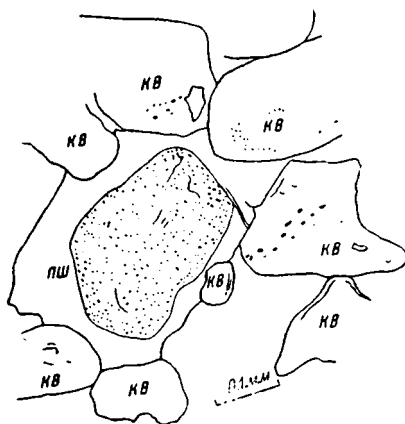
Точность измерений невелика, так как большая часть зерен оптически деформирована и трудно устанавливать погасание. Только в двух случаях удалось, хотя бы отчасти, установить оптическую ориентировку в оболочке.



Фиг. 5. Трещины спайности в ядре продолжаются в оболочке. Обр. № 60.



Фиг. 6. Оболочка полевого шпата, заходящая внутрь ядра. Обр. № 60.



Фиг. 7. Оболочка полевого шпата заходит в промежутки между зернами кварца. Обр. № 60.

В большинстве случаев оказалось, что плоскость оптических осей в ядре идет под разными углами к более выраженной спайности (первая спайность): от 6° до 80° . N_p находится к спайности под углом от

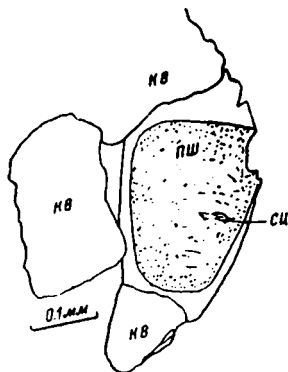
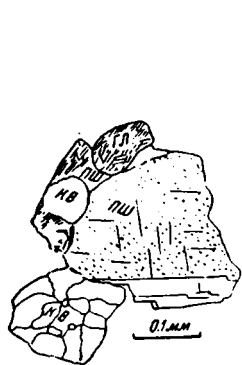


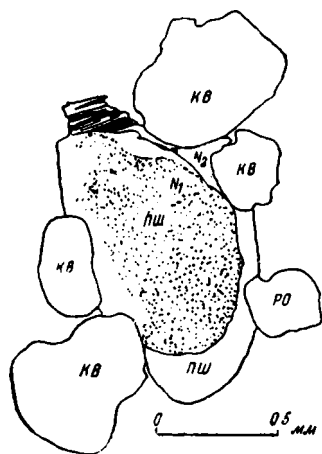
Рис. 8 и 9. Оболочка полевого шпата заходит в промежутки между зернами кварца. Обр. № 60.

2° до 24° . Угол оптических осей различен в различных зернах: от -56° до -86° . Вторая спайность устанавливается хуже первой. Во всяком случае, по отношению к ней погасание ясно косое. Установка трещин по первой спайности очень неточна и на измеренные углы нельзя вполне положиться. У оболочек показатели преломления почти всегда меньше, чем у ядер. В четырех случаях удалось определить угол между N_g ядра и N_m оболочки (6° — 61°); выходов оптических осей в оболочке не наблюдалось.

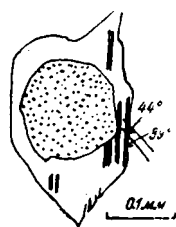
Так как спайность продолжается и в оболочку, а оболочка погасает одновременно с ядром, то очевидно, что оптическая ориентировка в оболочке другая, чем у ядра. Плоскости оптических осей у оболочки и у ядра приблизительно перпендикулярны.

В двух случаях в оболочке видны полисинтетические двойники, напоминающие двойники микроклина, и здесь показатель преломления, как будто, меньше, чем у ядра. Полоска Бекке улавливается с трудом из-за включений в ядре (фиг. 10 и 11).

Порядковый №	№ образца	№ фигуры	Ядро или оболочка	⊥ первой спайности			⊥ второй спайности		
				Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np
1	60	5	Ядро	14	80	81	83.5	11.5	80
			Оболочка . .	—	—	—	—	—	—
2	60	3	Ядро	75	28	66	66	82	25.5
			Оболочка . .	46.5	45	81	61.5	81.5	30
3	60	8	Ядро	82	10	82	81	83	12
4	60	—	Ядро	90	7	83	80	87	10
5	60	4	Ядро	86	6	88	44	71	51
			Оболочка . .	—	—	—	—	—	—
6	60	—	Ядро	81	12	82	85	83	8
7	60	6	Ядро	79	16	79	—	—	—
8	60	7	Ядро	—	—	—	—	—	—
			Оболочка . .	—	—	—	—	—	—
9	60	9	Ядро	—	—	—	—	—	—
			Оболочка . .	—	—	—	—	—	—
10	60	—	Ядро	85	7	86	36	66	64
11	409-а	18	Ядро	74	17	84	—	—	—
			Оболочка . .	16	75	84	—	—	—
12	409-а	19	Ядро	87	7	84	54	88	37
13	60	10	Ядро	—	—	—	—	—	—
			Оболочка с двойник.	—	—	—	—	—	—
			Оболочка без двойник.	—	—	—	—	—	—



Определение угла оптических осей также вызывает сомнение, так как нередко зерно погасает не все сразу. Так как и спайности устанавливаются с трудом, то определение рода полевого шпата следует считать приблизительным. Степень приблизительности определения координат для полюсов спайностей видна из табл. 3, где приводятся данные отдельных определений для трех зерен.



Фиг. 10 и 11. Микроклиновая двойниковая решетка в оболочке полевого шпата. Обр. № 60.

При нанесении на диаграмму Никитина по найденным координатам полюсов спайностей обычно не получалось совпадения с точками для щелочных полевых шпатов, имеющимися на диаграмме.

Возможно, что такое не-

совпадение зависит от двух причин: от особых свойств автигенных полевых шпатов в осадочных породах, на что указывали М. Ф. Гранжан и Д. Л. Рейнольдс (M. F. Grandjean, 1909; D. L. Reynolds, 1929), и от

2V	Угол № ядра: Nm оболочки	Угол спайности	Показатели преломления			Определения
			Ng'	Nm'	Np'	
-56	—	85.5	—	1.523	—	} Анортоклазы
—	—	—	—	1.523	—	
+79	30	70	—	—	—	} Альбит (плаггиоклаз № 0) ⊥ (001)
—	—	—	—	—	—	
-64	—	73	1.524 (5)	—	—	} Анортоклазы
-76	—	87	—	—	—	
-60	—	77	1.524	—	1.522	} Ортоклаз ⊥ (001)
—	—	—	1.524	—	1.522	
-56	—	75	—	—	—	} Анортоклазы
-86	—	—	—	—	—	
-62	6	—	1.529 (8)	—	1.525	
—	7	—	1.529 (30)	—	1.525 (6)	
-51	—	—	—	—	> 1.522	
-70	—	70	—	—	> 1.522	
-78	—	—	—	—	—	} Плаггиоклаз № 3?
-78	61	—	—	—	—	
—	—	86.5	—	—	—	
—	—	—	1.530 (5)	—	> 1.522	} Микроклин
—	—	—	1.529	—	> 1.522	
—	—	—	1.526	—	> 1.519 < 1.522	

малого количества точек для щелочных полевых шпатов на диаграмме. Для шести измеренных зерен удалось определить некоторые показатели преломления (табл. 2). Определения полевых шпатов даются в этих случаях по показателям преломления.

Таблица 3

Порядковый № по табл. 2	№ опреде- ления	Первая спайность			Вторая спайность			Угол спайностей
		Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	
1-е ядро	1	14	83	78	83.5	12.5	79	87
	2	12.5	80.5	82.5	86	9.5	81	83.5
	3	14	80	81	83.5	11.5	80	85.5
3-е ядро	1	88.5	7.5	83	87	78	12	70
	2	86	9.5	82	88	78	13	70
	3	87	9	82	85	78.5	13	70
	4	82	10	82	81	83	12	79
4-е ядро	1	89	6	85	86.5	80	12	74.5
	2	88	8	83	85	80	11.5	73
	3	88.5	9	81.5	86.5	80	11.5	70.5
	4	90	7	83	80	87	10	87

В табл. 2 приводятся определения исследованных полевых шпатов, частью приближительные. В ядрах зерен полевых шпатов, являющихся, повидимому, аллотигенными, определены микроклин, альбит, ортоклаз и триклинные калиево-натриевые полевые шпаты.

Микроклин был определен по характерному для микроклина двойникованию (см. фиг. 11, 14 и 15). У полевого шпата, определенного как альбит, координаты осей упругостей по нормали к первой спайности дают на диаграмме Никитина точку для плагиоклаза № 0, \perp (001) (табл. 2, № 2); положительный угол оптических осей подтверждает это определение.

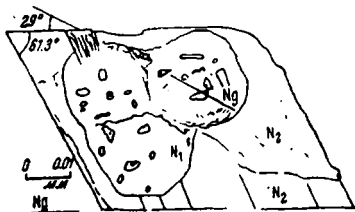
В других зернах координаты осей упругостей по полюсам спайностей не дают прямых углов. Это указывает на триклинический характер, если одну из спайностей (первую) считать за (001), что вероятно для № 3—7 и 10—12 табл. 2. Здесь угол Nm относительно первой спайности колеблется от 6 до 17° . В остальных трех случаях этот угол слишком велик ($45-70^\circ$). По показателям преломления эти полевые шпаты подходят к калиево-натриевым. Наименьший Nm у них получается равным 1.523 (табл. 2, № 1), наибольший — 1.528 (табл. 2, № 8). Так как содержание плагиоклаза неизвестно, то по диаграмме Д. С. Белянкина (1925) приходится брать лишь пределы содержания альбита в этих полевых шпатах — от 15% (табл. 2, № 1) до 64% (табл. 2, № 8) и считать их, согласно предложению Д. С. Белянкина, анортоклазами без подразделения на типы (1927, 1937).

В оболочках зерен полевых шпатов ни разу не получилось прямых углов для координат осей упругостей по спайностям; повидимому, ортоклазов здесь нет, если считать первую спайность за (001). У ортоклаза и зерен с микроклиновой решеткой константы оболочек не могли быть измерены из-за их узкости; двойников в оболочках в этих случаях не видно, показатели преломления меньше, чем у ядра, что наблюдалось в большинстве других случаев. У альбитового ядра оболочка с константами, указывающими на триклинический ее характер. В одном случае (табл. 2, № 13) часть оболочка имеет микроклиновую решетку; показатели преломления у нее больше, чем у не имеющей этой решетки. В другом случае (фиг. № 11) микроклиновая решетка видна только в оболочке. Можно считать, что в этих случаях оболочка (или часть ее) представлена микроклином. Неясные двойники в оболочке и ядре наблюдались в зерне с Np , большим 1.522 для зерна и почти равным 1.522 для оболочки в № 9 табл. 2. Содержание альбита в оболочках, судя по немногим измерениям показателей преломления, колеблется, по диаграмме Д. С. Белянкина, от 15% (табл. 2, № 13) до 73% (табл. 2, № 9). В последнем случае показатели преломления у оболочек оказались выше, чем у ядра, в противоположность, обычно, обратному отношению. Таким образом, в оболочках наблюдались микроклины и анортоклазы различного состава.

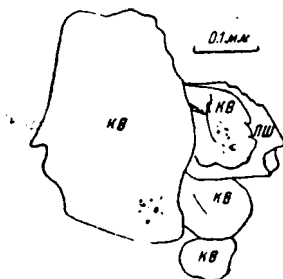
В одном случае оболочка полевого шпата охватывает три мелких округлых зерна, повидимому, полевого шпата (фиг. 12). Оболочка с идиоморфными очертаниями в виде ромба с углами 61.3° и 118.7° , величиной по длинной диагонали 0.09 мм. Погасание крайне неравномерное; в оболочке $N\sigma$ идет по отношению к одной стороне под углом 0° , в зернах — около 29° . Между зернами ядра и оболочкой ясно видна полоска Бекке, указывающая на значительно больший показатель преломления зерен, но двупреломление их ниже, чем у кварца. В другом случае наблюдалась оболочка полевого шпата вокруг зерна кварца (фиг. 13). Зерно кварца округлое, изометрическое, неправильное, слабо зубчатое; диаметр его около 0.1 мм; с одной стороны оно примыкает к другому зерну кварца, что дает возможность установить одинаковость их показателей преломления; с другой стороны, оно окружается полевошпатовой оболочкой до 0.05 мм ширины, с ясными ступенчатыми полевошпатовыми гранями и с показателями преломления меньшими, чем у бальзама. Определить полевой шпат в оболочке не удалось вследствие ее узкости и неравномерного погасания.

В обр. № 62-а кварц в монокристаллических и сложных зернах. Первые — неправильные округлые изометрические беззубчатые; они обросли оболочками нового кварца, иногда заходящими в промежутки между другими зернами, образуя таким образом зубчатые очертания и представляя

цемент между зернами. Зерна полевых шпатов без двойников, они имеют вторичную каемку.



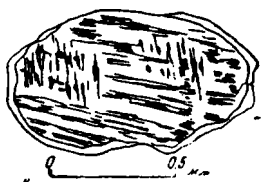
Фиг. 12. Три зерна полевого шпата в общей оболочке. Обр. № 60.



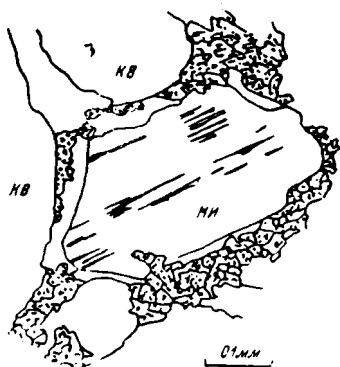
Фиг. 13. Оболочка полевого шпата вокруг зерна кварца. Обр. № 60.

Обр. № 517 представляет неясно слоистый, рыжеватый-белый кварцевый песчаник с белым кальцитовым цементом. Галечки кварца до 5 мм диаметром. Зерна кварца, находящиеся между галечками, — до 2 мм; они угловато-округлые и округло-зубчатые. Кварц с ровным или крупномозаичным погасанием. Его зерна часто разъедены кальцитом.

Кроме кварца, в породе находятся ставролит, мусковит и микроклин. Ставролит, длиной 1.7 мм, ситовидной структуры, в петлях зерна кварца. Мусковита очень мало; он в разорванных стопках с неправильными очертаниями. Микроклин встречается изредка. Внутренняя часть его зерен, размерами до 1 мм, неправильно округлых очертаний; в ней ясно видна микроклиновая решетка. Снаружи имеется оболочка с меньшим, чем у ядра, показателем преломления, гаснущая неодновременно с ядром и не имеющая двойников (фиг. 14). Ширина оболочки менее 0.03 мм. В другом



Фиг. 14. Оболочка без двойников вокруг зерна микроклина. Обр. № 517.



Фиг. 15. Кальцит разъедает оболочку и ядро микроклина. Обр. № 517.



Фиг. 16. Трещины спайности ядра переходят в оболочку, отчасти разъеденную кальцитом. Обр. № 517.

случае оболочка имеет отчасти идиоморфные очертания (фиг. 15). В одном полевошпатовом зерне двойники не видны (фиг. 16); трещины спайности ядра переходят, не прерываясь, в оболочку.

Кальцит цемента заполняет промежутки между зернами кварца, полевого шпата и других минералов. Нередко на границе с ним кварц принимает зубчатые очертания. При более сильных увеличениях видно, что кристаллы кальцита заходят своими головками в зерна кварца. Повидимому, кальцит метасоматически замещал кварц. Такое же явление наблюдается и на границе кальцитовых зерен и полевого шпата без двойников. Кальцит внедряется идиоморфными концами кристаллов в оболочку, иногда проедавая ее и входя заливчиками в ядро (фиг. 15 и 16).

Повидимому, образование кальцитового цемента происходило позже обрастания вторичными оболочками кварца и микроклина. Эти вторичные оболочки уничтожались карбонатом, и поэтому от них остались только узкие полоски. Такая же картина наблюдается в обр. № 426 верхнедевонского песчаника с кальцитовым цементом с зёрнами кварца и микроклина. Кальцит разъедает зёрна кварца и микроклина, вторичных оболочек в кварце не видно. В микроклине в двух зёрнах двойниковая штриховка не продолжается на периферию зёрна с одной его стороны; вероятно, это остаток вторичной оболочки, в других местах полностью замещенной кальцитом. В обр. № 375-а цементом кварцевого песчаника является сидерит. Зёрна кварца неправильные зубчатые, повидимому, разъеденные сидеритом, заходящим в них заливчиками (фиг. 17). Также



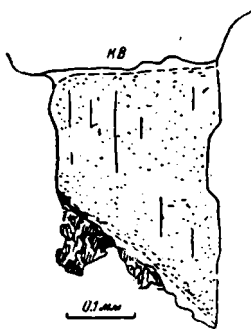
Фиг. 17 Зёрна кварца, зубчатые от разъедания сидеритом Обр. № 375-а.

разъедены редко попадающиеся зёрна микроклина. Ни у микроклина, ни у кварца нет новых оболочек; они или резорбированы при образовании сидеритового цемента, или вовсе не образовывались. Более вероятно первое предположение, если принять во внимание остатки оболочек у микроклина в обр. № 517 и 426.

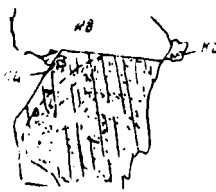
Известны случаи, когда в известняках и других карбонатных породах образуется автигенный микроклин. Здесь система кальцит — микроклин является устойчивой, в противоположность той же системе в песчаниках Тимана. Очевидно, что в поверхностных условиях устойчивость этой системы меняется в зависимости от обстановки.

В кварцевом песчанике (обр. № 409-а), относящемся к верхней свите верхнего девона, между округло-угловатыми зёрнами кварца нередко находится однопреломляющее вещество с показателем преломления ниже,

чем у бальзама, без спайности, с трещинами, напоминающими трещины у высохшего геля. Вероятно, — это опал. Кроме того, иногда нахо-



Фиг. 18. Плаггиоклаз № 3 с идиоморфной оболочкой с меньшим №. Обр. № 409-а.



Фиг. 19. Полевой шпат с идиоморфной оболочкой. Обр. № 409-а.

дятся цеолитоподобные пластинки и волокна с положительным знаком главной зоны и с показателем преломления меньшим, чем у бальзама. В цементе встречаются зёрна кальцита. Среди зёрен встречены турмалин, дистен, гранат и полевой шпат. Полевой шпат с вторичной оболочкой, резорбции кальцитом не заметно. Оболочка с меньшим показателем преломления, чем у ядра, и с другой ориентировкой. По диаграмме Никитина получается в одном случае (табл. 2, № 11, фиг. 18) точка, близкая к точке плаггиоклаза № 3 [001]; в другом случае подходящей точки на диаграмме не оказывается (табл. 2, № 12, фиг. 19).

Образование автигенных полевых шпатов в межбазальтовых песчаниках (обр. № 60 и 62-а) могло бы быть связано с гидротермальными растворами из базальтовых эффузий; на сходное обстоятельство указывает Ванхайз (Van Hise, 1881) для свиты Кевенаван. Но автигенные полевые шпаты находятся и в верхней свите верхнедевонских песчаников, лежащей выше базальтовых потоков, причем и морфологически, и оптически эти полевые шпаты не отличаются от находящихся в межбазальтовых песчаниках. Поэтому можно предположить, что и те и другие образовались в условиях, обычных для нормальных осадочных пород.

В нижней свите, лежащей под базальтовым покровом, имеются горизонты конгломератов с баритовым цементом, относительно которого является вопрос, в каких условиях он образовался; но автигенные полевые шпаты находятся как раз в тех породах, в которых нет барита, которые лежат, повидимому, выше баритовых конгломератов.

Полевые шпаты были получены в лаборатории только при повышенных температурах. Могло получиться представление, что и в природе полевые шпаты образуются только при высоких температурах. Но такое представление не имеет под собою достаточных оснований. Свойства полевых шпатов ничего не говорят против возможности получения их при низких температурах.

Полевые шпаты — микроклин и адуляр — представляют соединения экзотермические. По Эйтелю, теплота образования микроклина + 104.2 кал/мол., адуляра + 131.2 кал/мол. Поэтому после начала образования этих полевых шпатов не требуется притока тепла.

Полевые шпаты представляют соединения весьма устойчивые при низких температурах.

В грунтовых водах могут находиться все элементы, необходимые для образования полевых шпатов.

Верхнедевонские песчаники Тимана слабо дислоцированы. Пористость их нередко весьма значительна, почему в них могли свободно циркулировать грунтовые воды. С ними приносилась кремнекислота, отложение которой привело к образованию автигенных оболочек вокруг кварцевых зерен; в них могли находиться все компоненты, которые были необходимы для образования автигенных оболочек полевых шпатов.

Процессы минералообразования в природной обстановке могут происходить продолжительное время, исчисляемое миллионами лет. Суммирование минимальных реакций такого длительного срока может дать весьма заметные результаты. Минералы, „нерастворимые“ в воде при низких температурах, за это время разлагаются и целиком переходят в раствор, а при благоприятных обстоятельствах при тех же температурах образуются из растворов. Поэтому нелогично говорить о высоких температурах образования минералов только на основании их обычной встречаемости в геологических телах, образовавшихся при высоких температурах, если нет для такого утверждения физико-химических доказательств.

В главе об автигенных минералах П. Босвелл (P. Boswell, 1933) приводит ряд литературных данных о наличии в осадочных породах, вне зависимости от метаморфизма и термальных вод, таких минералов, как турмалин, гранат, роговая обманка, биотит.

Поэтому необходимо для каждого минерала осадочных пород решать вопрос, аллотигенный он или автигенный. При таком подходе можно воспользоваться автигенностью минералов как корреляционным признаком, так как образование автигенных минералов, как указывают Тестер и Гордон, может быть свойственно определенным стратиграфическим горизонтам.

ЛИТЕРАТУРА

Аншелес О. М., Татарский В. Б. Регенерация полевых шпатов в додевонских песках. Изв. Главн. геол.-развед. управл., 1931, 50, вып. 25.

- Батурин В. П. Альбитизация некоторых осадочных пород района Военно-Грузинской дороги. Изв. Геол. ком., 1928, 47, № 1, 55—63.
- Болякин Д. С. Второе издание диаграммы светопреломления калиево-натриевых полевых шпатов. Зап. Мин. общ., 2 сер., 1925, 52, 196—219.
- Болякин Д. С. Об „анортоклазе“ и кавказитах. Изв. Акад. Наук, 1927, 1115—1124.
- Болякин Д. С. К определению понятия и к практике анортоклазов. Изв. Акад. Наук, 1937, № 2, 225—233.
- Землячский П. А. Фельдшпатизация известняков. Изв. Акад. Наук, 1916, № 3, 99—122.
- Чирвинский П. Н. Фельдшпатизация киевского мела. Геол. вестн., 1916, 2, № 3.
- Boswell P. G. H. On the Mineralogy of Sedimentary Rocks. London, 1933.
- Grandjean M. F. Le feldspath néogène de terrains sédimentaires non métamorphiques. Bull. Soc. Fr. Min., 1909, 32, 103—133.
- Grandjean M. F. Le deuxième note sur le feldspath néogène de terrains sédimentaires non métamorphiques. Bull. Soc. Fr. Min., 1919, 32, № 2, 92—97.
- Reynolds Doris L. Some new Occurrences of Authigenic Potash Feldspath, Geol. Mag., 1929, 46, № 783, 390—399.
- Schmid E. E. Das ostthüringische Roth. Jb. Preus. Geol. Landanst., 1882, 100—102.
- Singewald J. T. jr., Milton Ch. Authigenic Feldspar in Limestone at Glens Falls, New-York. Bull. Geol. Soc. Amer., 1929, 40, № 6, 463—468.
- Spenser Edmonson. Albite and other Authigenic Minerals in Limestone from Bengal. Min. Mag., 1925, 20, № 110, 365—331.
- Tester Allen C., Gordon Atwater J. The Occurrence of Authigenic Feldspar in Sediments. J. Sed. Petr., 1934, 4, № 1, 23—31.
- Van Hise C P. Enlargements of Feldspar Fragments in Certain Keweenawan Sandstones. Bull. Un. St. Geol. Surv., 1885, 2, № 8, 228—231.

I. A. PREOBRAZHENSKY

AUTHIGENOUS FELDSPARS IN THE DEVONIAN SANDSTONES OF TIMAN

Summary

In the Upper Devonian sandstones of Timan authigenous envelops of feldspar around feldspar cores have been observed. Not unfrequently the envelops have almost idiomorphic outlines; the cores are always rounded. The feldspar of the core is orthoclase, anorthoclase, microcline, plagioclases Nos 0; the feldspar of the envelop has been determined as an orthoclase (?) and in two cases has a microcline twin lattice. Optical anomalies interfere with the identification. In one case a feldspar envelop around a quartz grain has been observed. A calcitic and sideritic cement in some sandstones corrode both the quartz and the authigenous envelop and sometimes the core of the feldspars; probably the system feldspar-quartz-carbonate in the given sandstones has been an unstable one. In addition to feldspars, as judged from literary data, authigenous in normal sedimentary rocks may be tourmaline, garnet, hornblende, biotite. For each mineral in sedimentary rocks the question must be settled, whether it is an allothigenous or an authigenous one. The authigenity of the minerals may be a correlation feature.

И. А. ОСТРОВСКИЙ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВАРИАЦИОННЫХ ДИАГРАММ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЛОЖНЫХ МИНЕРАЛОВ

В петрографии широко применяется графический способ сопоставления химических анализов горных пород в виде так называемых вариационных диаграмм. Особое развитие он получил у английских и американских авторов. Ряд выгодных особенностей вариационных диаграмм позволяет думать, что они могут с пользой применяться при изучении химизма минералов, образующих сложные группы с членами переменного состава.

Вариационные диаграммы по данным полным химическим анализам строятся следующим образом. В системе прямоугольных координат по оси абсцисс откладывается содержание одного какого-либо окисла в анализе. От этой точки на абсциссе откладываются по ординате поочередно все другие окислы того же анализа. Общим нулем для окислов, отложенных по ординате, остается ось абсцисс. Так, один за другим наносятся все анализы, предназначенные для составления диаграммы. Далее, точки одноименных окислов всех анализов соединяются между собою линиями (плавными кривыми). Так составленная диаграмма наглядно показывает характер изменения (вариации) окислов, отложенных по ординатам в связи с постепенным изменением содержания окисла, отложенного по абсциссе.

Очень важным свойством диаграммы является следующее. Нанесем на диаграмму два состава А и В и соединим прямыми линиями точки всех одноименных окислов (фиг. 1). Смешивая между собою составы А и В, мы получим некоторый третий состав С. Он будет состоять из тех же окислов, что А и В, но в иных количественных соотношениях. Нанесем на нашу диаграмму (фиг. 1) подобный смешанный состав С. Точки, отвечающие содержанию различных окислов в составе С, совершенно точно лягут на те прямые, которые соединяют соответствующие окислы составов А и В. Справедливость вышесказанного легко показать путем элементарных геометрических рассуждений.

Обратно, если точки, отвечающие окислам некоторого состава D (фиг. 1), не ложатся на прямые, соединяющие соответствующие окислы состава А и В, то состав D не может образоваться в результате простого смешения составов А и В.

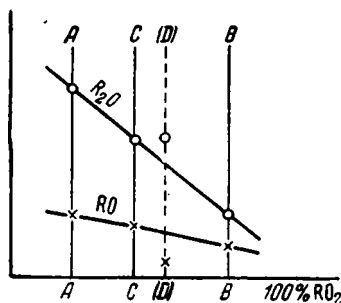
Относительное количество составов А и В, образующих смесь С, легко определить по отношению отрезков абсциссы, отсекаемых ординатами этих трех составов. Именно, отрезок А—С относится к отрезку С—В, как количество состава В относится к количеству состава А.

А. Харкер (A. Harker, 1909) и Н. Боуэн (1934), характеризуя вариационную диаграмму, особенно подчеркивают ту легкость, с которой диаграмма позволяет „складывать“ и „вычитать“ горные породы, что имеет большое значение при изучении процессов дифференциации и ассимиляции.

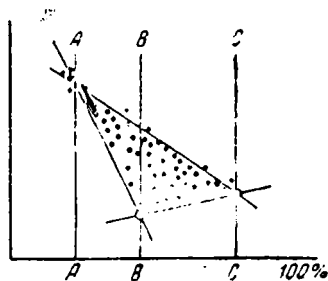
Рассмотрим некоторые частные случаи. Пусть нам даны два компонента А и В сложного состава и могущие непрерывно смешиваться между собою. Нанеся на диаграмму их анализы, а также анализы нескольких промежуточных членов, мы сможем соединить точки всех одноименных окислов прямыми линиями (в пределах точности анализа). Если в рас-

Компоненты	Магнезиты												
	№ 1	№ 5	№ 6	№ 7	№ 11	№ 15	№ 35	№ 37	№ 60	№ 78	№ 100	№ 102	№ 106
MgO	45.95	20.34	31.60	39.47	42.71	27.12	35.19	17.36	40.06	37.28	32.01	34.55	33.34
CaO	—	—	1.97	—	—	0.22	3.89	1.85	4.79	5.64	15.30	13.03	11.80
FeO	1.07	35.53	16.09	10.53	5.00	26.61	11.68	36.38	—	—	2.16	2.01	—
CO ₂	51.60	44.09	49.17	50.16	50.92	46.05	50.18	42.50	47.43	45.08	48.55	50.09	47.00

смаатриваемом ряду, кроме А и В, есть третий компонент С, то его присутствие должно обнаружиться по отклонению точек окислов промежуточных членов от прямых линий, соединяющих окислы А и В. Отклоняться будут те промежуточные члены, которые содержат в себе некоторую примесь третьего компонента. Отклонение будет тем больше, чем больше эта примесь. Отклонение это может иногда наблюдаться лишь для некоторых окислов. Другие окислы при этом могут прекрасно укладываться на прямые, соединяющие соответствующие окислы компонентов А и В. В полных анализах сумма окислов равна 100%, и там отклонение должно наблюдаться одновременно минимум на двух окислах. Однако и в этом случае отклонение может быть явственным только для одного окисла и понемногу разверстаться и быть мало заметным в других. Ясно, что ошибка аналитика, когда окислы определяются по разности, дает на диаграмме картину подобного же „отклонения“.



Фиг. 1.



Фиг. 2.

Пусть нам даны три сложных компонента А, В и С, могущие непрерывно смешиваться между собою. Наносим на диаграмму их анализы. Если эти три компонента независимы (т. е. ни один из них не может быть образован смешением двух других), то на диаграмме точки их окислов не лягут на одну прямую. Соединяя точки какого-либо одного окисла этих компонентов прямыми линиями, мы получим треугольник (фиг. 2). Если мы нанесем на диаграмму анализы промежуточных членов, образованных смешением А, В и С, то треугольник будет заполнен точками, соответствующими содержанию этого окисла в промежуточных членах.

В общем случае при изучении системы нескольких взаимно смешивающихся компонентов, точки содержания какого-либо окисла во всевозможных промежуточных членах будет на вариационной диаграмме выполнять многоугольник. Углы этого многоугольника будут соответствовать содержанию данного окисла в исходных и независимых компонентах системы. Однако некоторые компоненты (см. выше) могут не обнаруживать своего присутствия при рассмотрении точек данного окисла, а будут проявлять себя в каком-либо другом окисле, либо даже окажутся вообще. Тогда можно определить число и состав главнейших

MgCO ₃	Сидериты				FeCO ₃	Кальциты				CaCO ₃
	№ 37	№ 38	№ 65	№ 68		№ 6	№ 7	№ 9	№ 10	
47.82	4.67	1.05	3.63	12.18	—	0.63	—	1.83	0.77	—
—	6.65	—	—	—	—	54.65	54.82	50.74	51.02	56.04
—	45.03	58.98	57.19	46.30	62.02	0.52	1.28	3.56	4.55	—
52.18	40.11	38.07	38.99	41.55	37.98	43.20	43.68	43.87	43.66	43.96

компонентов системы, лишь рассмотрев поочередно все остальные окислы.

Практически, при рассмотрении серии анализов природных объектов, мы будем сталкиваться с недостаточным количеством анализов. При изучении распределения точек какого-либо окисла неполнота данных может быть серьезным препятствием.

В частности, будут очень редки точки, непосредственно лежащие в вершины углов многоугольника, т. е. отвечающие непосредственно независимым компонентом. Однако углы могут определяться *графически*, пересечением сторон многоугольника. Вероятность встречи точек, образующих стороны многоугольника и, следовательно, отвечающих смеси двух компонентов, значительно выше. Повидимому, надлежит стороны многоугольника проводить в определенном порядке, начиная с тех, где точки дают наиболее убедительную *прямолинейность*, и руководствоваться стремлением к упрощению геометрических форм многоугольника.

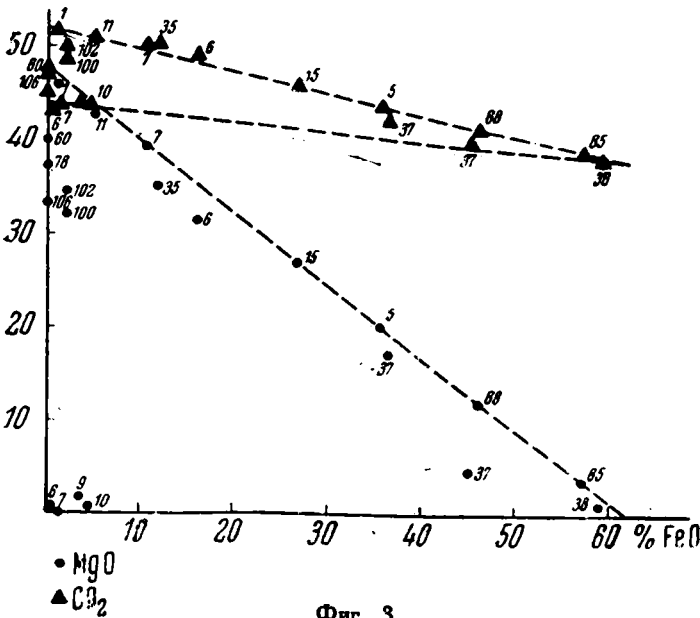
Вариационные диаграммы могут быть использованы при изучении сложных минералов (амфиболы, пироксены, слюды и т. п.), позволяя объективное одновременное сопоставление большого фактического материала. Очень большим достоинством, по нашему мнению, является то удобство, с которым диаграммы позволяют наблюдать влияние химического состава на оптические свойства минерала. Оптические константы минералов могут быть нанесены в особом масштабе на тех же ординатах, на которых нанесен химический состав этих минералов. При этом становится наглядным соотношение форм кривых отдельных окислов и оптических данных.

При нанесении на диаграмму молекулярных процентов должны наглядно обрисоваться явления замещения отдельных окислов. В идеальном случае при наличии большого числа точных анализов диаграмма поможет определить число и составы главных компонентов рассматриваемой минеральной группы, а также пределы их взаимной смесимости.

Для некоторой иллюстрации мы приводим неполную диаграмму химического состава карбонатов магния, железа и кальция. Анализы взяты из Дельтера (Doelter, 1912). Выбирались анализы, по возможности, больше отличающиеся друг от друга и содержащие в основном только MgO, CaO, FeO и CO₂. Из данных Дольтера выписаны содержания только этих главных окислов. Для упрощения диаграммы содержания CaO на ней не показано. Вариационная диаграмма карбонатов приведена на фиг. 3 (анализы карбонатов по Дельтеру даны в таблице 1).

По абсциссе отложено содержание FeO, а по ординатам — все прочие окислы. Точки CO₂ и MgO в своем расположении образуют незавершенные треугольники (обведены пунктиром), некоторые стороны которых совпадают с осями координат. Согласно предыдущему, вершины этих треугольников отвечают содержанию соответствующих окислов в независимых компонентах. В нашем случае сразу видно, что первым компонентом является состав с CO₂ 37.98%, MgO 00.00% и FeO 62.02% (сидерит), отвечающий правым углам своих треугольников. Прочие углы обоих треугольников все находятся на нулевой ординате, т. е. все осталь-

ные компоненты лишены железа. Имея в виду равенство суммы окислов каждого компонента 100%, можно найти, что верхние (левые) углы треугольников магнезии и углекислоты образуют второй компонент с CO_2 52.18%, MgO 47.82% и FeO 00.00% (магнезит). При этом полезно заметить номера анализов точек, расположенных в вершине (или вблизи



Фиг. 3.

ее) одного из треугольников, чтобы найти в другом треугольнике место, к которому тяготеют точки этих же анализов. Третий компонент лишён и железа и магния, поскольку соответствующий угол треугольника магнезии лежит в начале координат. Таким образом, третий компонент содержит CO_2 43.96%, MgO 00.00% и FeO 00.00%. Такое неполное решение обусловлено тем, что на диаграмме не нанесены точки

и треугольник CaO . Если эти данные нанести, то в соответствующем углу треугольника CaO можно будет найти величину CaO 56.04%, которая как раз дополнит до 100% сумму окислов третьего компонента (кальцита), выведенную из треугольников CO_2 и MgO .

Диаграмма (фиг. 3) не показывает пределов природной смесимости карбонатов. Для этого количество использованных анализов просто недостаточно.

Если мы будем откладывать по оси абсцисс содержание углекислоты (присутствующей во всех компонентах), вместо закиси железа, — этим мы изменим конфигурацию диаграммы. Тогда одновременно на одной ординате будут находиться лишь те углы треугольников, которые соответствуют какому-либо одному компоненту.

ЛИТЕРАТУРА

- Боуэн Н. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
Doelter. Handbuch der Mineralchemie, 1912, 7.
Harker A. The Natural History of Igneous Rocks, 1909, 122.

J. A. OSTROVSKY

THE USE OF VARIATION DIAGRAMS IN THE STUDY OF COMPLEX MINERALS

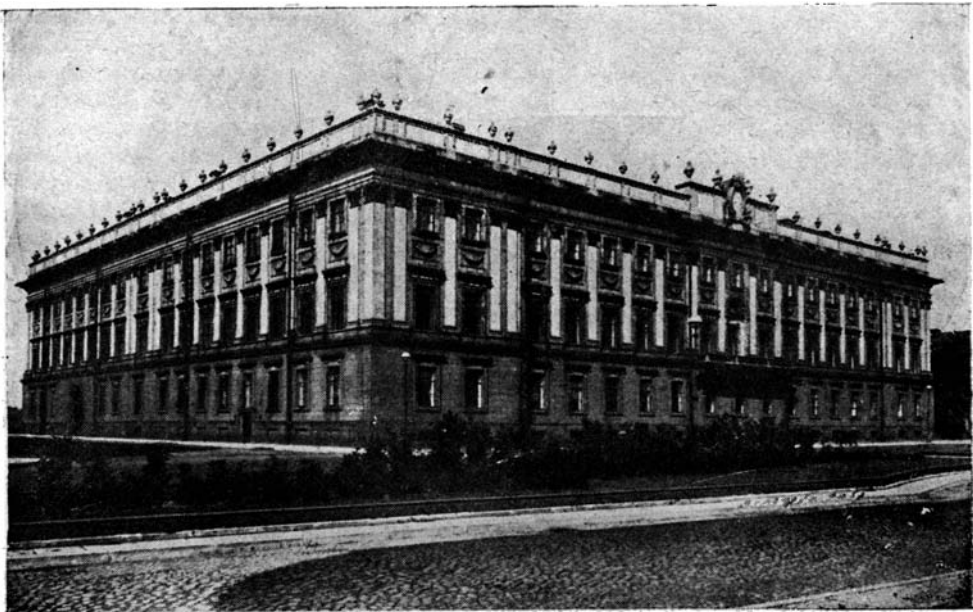
Summary

A number of favourable geometrical peculiarities of variation diagrams enable the author to suggest their use in the study of complex minerals (micas, pyroxenes, amphiboles) for a determination of the composition and number of independent components forming these minerals. The variation diagrams make possible an objective comparison of a large chemo-analytical material and optical properties of the minerals. At the end of the note a brief example of a variation diagram for the group of carbonates is given.

В. В. ЛАПИН

О НЕКОТОРЫХ ЯВЛЕНИЯХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТА И МРАМОРА В СООРУЖЕНИЯХ

Нам удалось наблюдать довольно интересные случаи выветривания горных пород в стенах Мраморного дворца и Дворца труда в Ленинграде. Мраморный дворец построен архитектором Ринальди в период 1768—1785 гг., т. е. существует около 160 лет (фиг. 1).



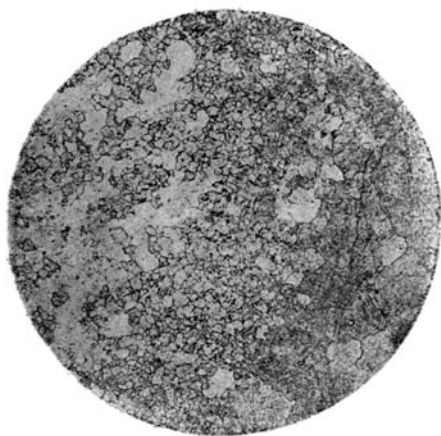
Фиг. 1. Общий вид Мраморного дворца в Ленинграде.

Академией истории материальной культуры, которая занимала во время производства настоящего исследования помещение Мраморного дворца, была создана комиссия для выяснения характера и причин разрушений, возникших в строительном камне дворца. Петрографическое исследование материалов, собранных комиссией и лично самим автором, было произведено последним. Кроме того, им как совместно с членами комиссии, так и самостоятельно производились тщательные осмотры разрушенных мест в стенах дворца. Результаты его наблюдений и петрографического исследования изложены в настоящей публикации.

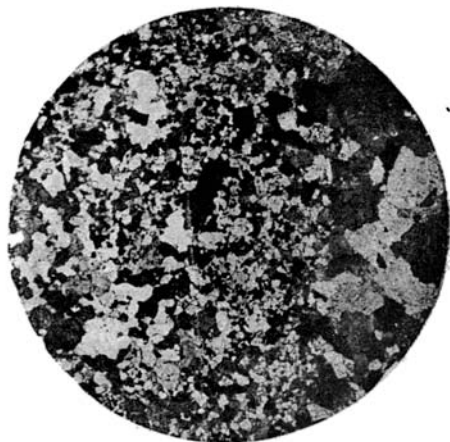
ВЫВЕТРИВАНИЕ МРАМОРА

Стены Мраморного дворца сложены из мрамора и гранита. Разрушение захватило и ту и другую породу.

Мрамор, из которого сложены пилястры дворца, преимущественно белого цвета, но местами он имеет розоватую окраску или же небольшие его участки окрашены в красный цвет. Мрамор этот взят из Белогорского месторождения Олонецкого района. Как показало петрографическое исследование белогорского мрамора, он представляет собою под микроскопом неравнозернистую породу с колебаниями в размере зерен карбонатного минерала от 0.08 до 1.0 мм в поперечнике, причем все же преобладают зерна с размером 0.1—0.3 мм. Форма зерен неправильная, зазубренная, хотя нередки и прямолинейные стыки между соседними зернами. Иммерсионное исследование дало для карбоната преобладающее светопреломление $n_0 = 1.681$, поднимающееся в ряде зерен до $n_0 = 1.695—1.702$. Таким образом, основным минералом породы является доломит, причем, кроме доломита ($n_0 = 1.681$), присутствует в ней также и железистый доломит ($n_0 = 1.695—1.702$). В простом свете они иногда мутноватые, повидимому, вследствие загрязняющих выделений окислов железа. На ряду с карбонатом присутствует значительное количество кварца (до 15%) в виде неправильной формы зерен, иногда обладающих идиоморфными очертаниями. Размер зерен кварца колеблется от 0.05 до 0.5 мм в поперечнике. Кроме кварца, между зернами карбо-



Фиг. 2. Микрофотография мрамора. Ув. 12, свет простой.

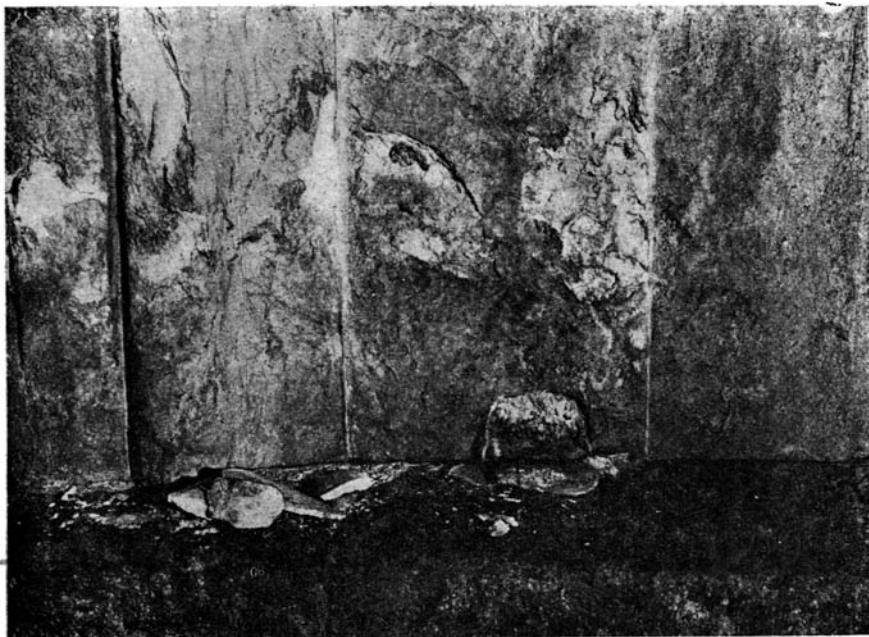


Фиг. 3. То же. Свет поляризованный.

натных минералов встречаются мелкие листочки бесцветной слюды-мусковита в количестве до 1%. В общем, наша порода вполне сходна с описанными В. М. Тимофеевым (1920) разностями под названием: „белгородский № 1 бледнорозовый“ и „белгородский светлокрасный № 5“. Общий вид мрамора в шлифе представлен на микрофотографиях (фиг. 2 и 3). Среди мелкозернистой основной массы карбоната на микрографиях видны (в правой части снимков) прожилки из более крупных карбонатных зерен; скопление зерен кварца видно в одном месте, в левой части снимков.

Нам удалось наблюдать три разновидности разрушения мрамора: появление трещин и отскакивание целых кусков породы, выкрашивание породы и, наконец, появление на поверхности мрамора порошковатых образований. Появление трещин в мраморе обуславливается рядом причин, как-то: наличием в породе микротрещиноватости, неравнозернистостью и неоднородностью породы (присутствие включений и прожилков кварца в карбонате), нарушениями, возникшими при обработке породы, а также при осадке всего сооружения. В процессе выветривания под влиянием различных агентов: влаги, химических (действие дымовых газов), температурных колебаний, морозного выветривания, — скрытая трещино-

ватость переходила в трещиноватость явную. В частности, наиболее легко эти трещины могли возникать на границах разнородных участков породы (кварцевые прожилки и скопления кварцевых зерен среди основной карбонатной массы). Случай интенсивного разрушения мрамора, в виде отделения от породы целых ее кусков, можно видеть на фиг. 4, где изображена часть наличника окна; отпавшие куски мрамора видны на подоконнике. Обращает на себя внимание форма отделяющихся от стены кусков мрамора. В большинстве случаев это — пластинки толщиной до 10 мм. Отделение кусков более неправильной формы связано, по видимому, с наличием в этих местах скоплений кварца. На причинах, обусловивших этот вид разрушения мрамора, мы остановимся несколько ниже. Явление отскакивания кусочков породы и ее выкрашивания особенно интенсивно происходило в капителях и базах мраморных пилястров, сложенных из более крупнозернистого мрамора, с размером зерен до



Фиг. 4. Мраморный наличник окна с явлениями интенсивного выветривания породы (появление трещин и отскакивание кусков).

2 мм в поперечнике. Этот случай разрушения мрамора на выступах баз хорошо передан фиг. 5. Что касается капителей, то нам приходилось наблюдать случаи отскакивания от них, в процессе их разрушения, очень крупных кусков мрамора (до 15—20 см в поперечнике). Указанные выше агенты выветривания (влага, мороз, колебания температуры) имели в этом случае особо благоприятные условия для своего воздействия (большая поверхность породы на углах базовых выступов и архитектурных деталей в капителях и задерживание в этом месте снега и дождевой влаги). С другой стороны, благодаря более сложной и интенсивной обработке камня, с целью получения таких архитектурных деталей, как базы и капители, в этих местах камня значительно легче возникали механические нарушения в виде мелких трещин, остававшихся вначале скрытыми. Эти обстоятельства естественно влекли за собою более интенсивное разрушение этой части фасада. Д. С. Белякин (1923) отмечает также быстрое разрушение мраморных крестов на их углах и ребрах

двугранных углов, а также на всех выдающихся частях фигур на памятниках. Пьедесталы мраморных памятников, простоявших 50—60 лет, не пострадали от времени, тогда как выступы на крестах и фигурах памятников подверглись сильному разрушению.

Третьей разновидностью разрушения мрамора было, как выше указывалось, появление на поверхности мраморных пилястр фасада порошковатых образований грязносерого цвета, уничтоживших красивую поли-



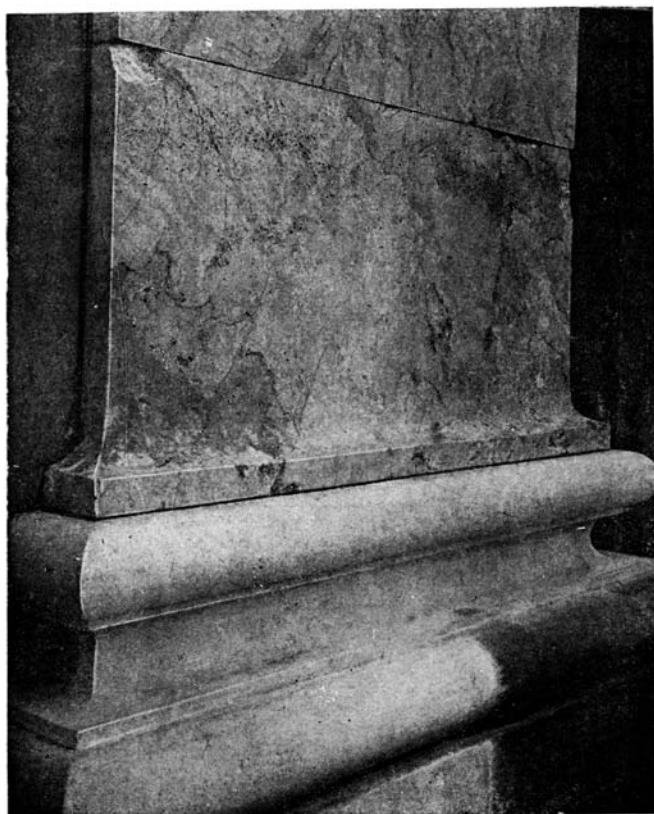
Фиг. 5. Базы одного из пилястров дворца с явлениями выкрашивания мрамора на углах выступов базы. Светлое пятно в левой части снимка представляет собою след отслоившейся от гранитной стены пластинки.

рованную поверхность породы. На фиг. 6 и 7 видны полированная поверхность мраморного пилястра и детали пилястра, подвергшегося выветриванию с появлением на его поверхности порошковатых образований.

Описанные выше явления разрушения строительного камня в виде образования корок и мучнисто-пылеватых образований на поверхности камня наблюдались почти всеми исследователями, занимавшимися этим вопросом.

Наиболее основными работами по исследованию горных пород, как строительных материалов, являются работы Гиршвальда (J. Hirschwald, 1903), А. Кислингера (A. Kieslinger, 1932) и сотрудников лондонского Building Research Board.

Кислингер, разбирая случаи коркообразования на горных породах, выделял три характерные разновидности этого типа разрушения камня: 1) образование внутренних корок с прилегающим к ним пылеватым рыхлым слоем, 2) образование внешних корок; сюда же он относит появление наплывов и бородавчатых образований на поверхности камня, 3) выцветы. Образование внутренних корок Кислингер объясняет периодическим движением внутри камня влаги, связанным с испарением ее с поверхностных частей камня. Растворенные в воде соли отлагаются и создают более плотные корочки, а места, в которых растворяющее действие воды, содержащей CO_2 , SO_4 и другие анионы, максимально, становятся рыхлыми, мучнистыми и создают ослабленную зону в породе. Внутренние корки имеют иногда, по мнению Е. Кайзера (E. Kaiser, 1929), зональное строение.



Фиг. 6. Подпирывающая поверхность мраморного пилястра, не затронутого выветриванием

что находится в связи с наличием в пределах корки оптимальных условий для отложения солей в той или иной зоне. Т. Шаффер (T. Schaffer, 1932) объясняет образование и отставание корочек от породы тем, что 1) при переходе карбонатов в сульфаты происходит увеличение объема в 2.5 раза, 2) различие коэффициентов расширения у кальцита и образовавшегося CaSO_4 и 3) колебаниями температуры и связанными с этим остаточными деформациями в камне.

В журнале U. S. Bureau of Stand (1936) описаны опыты попеременного выдерживания мрамора в сухом SO_2 и во влажном пространстве. В результате, на поверхности породы наблюдалось сахарообразное выветривание, т. е. возникновение неровной шероховатой изъеденной поверхности, на глубину 1" через 25 циклов.

В описанном нами случае как отделение пластинчатых кусков от мрамора, так и появление порошковатых образований на его поверхности происходили на участках стен, открытых для действия разрушающих агентов (мороз, ветер, дождь, дымовые газы); нередко эти явления наблюдались именно в местах, наиболее подверженных воздействию влаги, а в связи с этим, и других агентов выветривания, так как влага является главным условием для эффективного проявления действия мороза, дымовых газов и пр.

Образования внутренних корок в мраморе мы не наблюдали. Порошковатые образования на мраморных стенах, как показало исследование, находились только на поверхности мрамора и, судя по осмотру мест



Фиг. 7. Выветрелая поверхность мраморного пилеастра с появлением на ней порошковатых образований.

разрушения, не относятся к тем мучнистым образованиям, которые Кислинггер описывает в связи с возникновением внутренних корок в породе. Как отслаивание пластинок, так и появление порошковатых образований может быть отнесено ко второй разновидности коркообразования, по Кислинггеру (внешние корки и бородавчатые образования), а также к типу сахарообразного выветривания, упомянутому выше.

Для выяснения причин, обусловивших указанные выше явления разрушения мрамора, нами было произведено петрографическое исследование, а также химическое исследование порошковатых образований на мраморе и самого мрамора, не затронутого выветриванием, но находящегося в непосредственной близости к шероховатой разрушенной поверхности стены.

Петрографическое исследование порошка, произведенное нами иммерсионным способом, не обнаружило каких-либо новообразований; были установлены лишь те же минералы, что и в неразрушенном мраморе. Не было обнаружено в сколько-нибудь значительном количестве и углестых образований, которые находил Кислингер в своих образцах. Химический анализ дал более интересные результаты. Как видно из табл. 1, где приведен для сравнения анализ мрамора, заимствованный нами из упоминавшейся выше работы В. М. Тимофеева, SO_3 в породе отсутствует (или, возможно, присутствует, но в весьма незначительном количестве); в образце мрамора, взятом из стены Мраморного дворца, вблизи от порошковатых образований, SO_3 присутствует уже в количестве 0.18%, а в самих порошковатых образованиях содержание SO_3 увеличивается почти в три раза и достигает 0.50%. Таким образом, наблюдается несомненное участие в разрушающем действии на мрамор дымовых газов и пыли, содержащих SO_3 . Повидимому, возникшие в результате воздействия содержащей SO_3 влаги на карбонатный минерал мрамора новообразования сульфатов кальция настолько дисперсны, что не могли быть установлены под микроскопом. Вследствие дисперсности подобных образований Кислингер при своих исследованиях не мог определенно распознать их и отнести к тому или иному минералу.

Таблица 1

Наименование материала	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	Потеря при прокаливании	Сумма
Мрамор (доломит) из Лязмоверской ломки (светлорозовая разность)	3.31	0.48	0.13	29.07	20.84	—	45.62	99.45
Порошковатые образования на мраморе Мраморного дворца	9.48	0.75	0.04	28.86	18.71	0.50	41.09	99.43
Мрамор из стены дворца . . .	9.54	1.66	0.91	28.90	14.60	0.18	43.03	98.82

Примечание. Содержание кварца в олонечких мраморах, согласно работе В. М. Тимофеева (1920), колеблется в широких пределах (от 0 до 20% и выше).

Таким образом, одной из основных причин появления порошковатых образований на мраморе в стенах Мраморного дворца является действие на поверхность камня химических агентов выветривания. Воздействие дымовых газов и пыли на поверхность стен могло быть не только в сухую погоду, но и при осаждении влаги на стены, в виде туманов, столь обычных в условиях ленинградского климата. В последнем случае, вследствие явлений капиллярности, облегчалось проникновение серной кислоты в тело камня на некоторую, повидимому, незначительную глубину. То, что места, на которых обнаружены порошковатые образования, были незащищены от действия дождя, способствовало вымыванию значительной части легко растворимого сульфата кальция и приводило к возникновению бородавчатой шероховатой поверхности камня, состоящей, главным образом, из уцелевших от вымывания и растворения карбонатных зерен.

Другим и, может быть, не менее существенным фактором, чем химическое выветривание, являлся процесс воздействия физических агентов. Последние безусловно имеют и самостоятельное значение, хотя бы, например, в виде разрушающего действия влаги, попадающей в скрытые трещинки и неровности камня в периоды частой смены замерзания и оттаивания этой влаги. Но особенно интенсивным становится действие

морозного выветривания после того, как химические агенты вызвали уже первые следы разрушений мрамора. С этого момента, когда оба процесса объединяются (не совпадая, как правило, по времени своего проявления), разрушение камня идет значительно интенсивнее. В результате, мы наблюдаем отслаивание от поверхности мрамора пластинчатых кусков и появление на ней, сильно портящей внешний вид сооружения, грязно-серой шероховатости.

Отметим, кстати, что А. Дрейер (1923), сравнивая действие на каменные строительные материалы химических и физических факторов выветривания в условиях ленинградского климата, констатирует, что „физико-механические причины необходимо считать наиболее вредными для построек в г. Петрограде“.

ВЫВЕТРИВАНИЕ ГРАНИТА

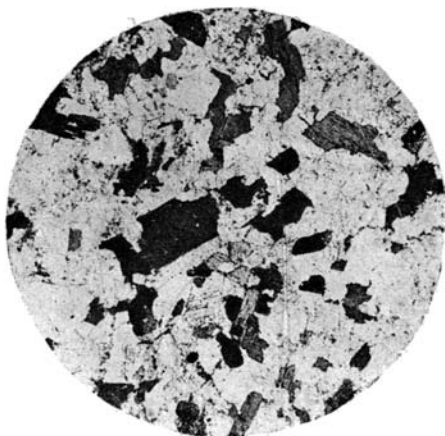
Довольно своеобразными оказались явления разрушения гранита. Гранит Мраморного дворца принадлежит к двум типам: один — мелкозернистый серый гранит, из которого сложены стены второго и третьего этажей дворца, и другой — крупнозернистый красный финляндский гранит типа рапакиви; им облицован первый этаж дворца. Наиболее интересным оказался характер разрушения серого гранита, почему мы и остановимся на нем несколько подробнее.

Серый гранит под микроскопом представляет довольно равномерно зернистую породу с преобладающим размером зерен 0.25—0.75 мм и максимальным до 1.25 мм в поперечнике. Подсчет под микроскопом дал такой минералогический состав в объемных процентах.

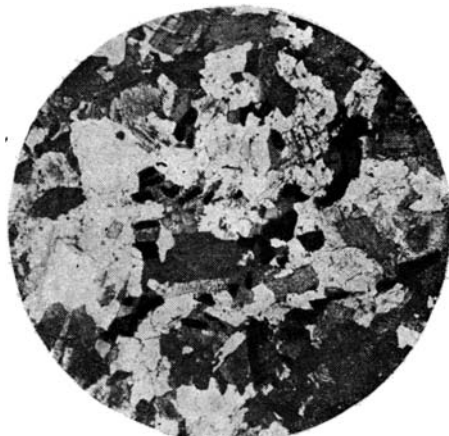
	1-й шлиф	2-й шлиф	Среднее
Кварц	24.6	26.8	25.7
Кальцевый полевой шпат	12.0	17.0	14.5
Плагиоклаз	38.5	39.7	39.1
Биотит	18.0	15.6	16.8
Роговая обманка	5.1	0.3	2.7
Сфен	1.8	0.6	1.2
Σ	100%	100%	100%

В качестве аксессуарных минералов присутствуют также апатит и циркон. Полевой шпат предстал решетчатым микроклином. Плагиоклаз имеет угол погасания в разрезах \perp РМ $+ 8^\circ$, что соответствует олигоклазу № 25. Полевые шпаты довольно свежие, слабо затронутые выветриванием. В очень незначительном количестве присутствуют мирмецитовые вросстки кварца в плагиоклазе. Слюда представлена биотитом, плеохроичным, от светлорычного до темнокоричневого или черного цвета. Роговая обманка зеленая (от светло- до темнозеленой) с плеохроизмом и с углом погасания в разрезах с одной спайностью в 16° . Сфен — в виде неправильных зерен или идиоморфных, хорошо образованных, кристаллов (ромбовидные разрезы) с резким рельефом, шагреновой поверхностью и пятнистой высокой интерференционной окраской. Цветные минералы распределены в породе не вполне равномерно, как это видно из приводимых подсчетов минералогического состава. На микрофотографиях, в простом (фиг. 8) и поляризованном (фиг. 9) свете, представлен общий вид гранита (черные и темносерые зерна на фиг. 8 принадлежат биотиту и роговой обманке). В ряде мест в стенах дворца, особенно около наличников и подоконников и под концами сандриков, т. е. в тех местах, где особенно сильно действовала влага и где она имела возможность задерживаться, мы наблюдаем интенсивное разрушение серого гранита. Поверхность гранита не полированная. Разрушение гранита состоит в том, что от его массы в указанных выше местах на известной площади (до 120 см², а иногда и больше) отстает слой гранита в виде тонкой

ровной пластинки, толщина которой в разных местах стен здания варьирует от 2 до 4 мм. Образования ослабленного, разрыхленного слоя между отстающей корочкой и основной массой гранита не наблюдалось. Внешняя поверхность корочки имеет грязноватосерый цвет, а внутренняя поверхность не загрязнена. Как мы уже указывали выше, на фиг. 6, в левой ее части (налево от мраморного пилэстра), виден более светлый участок гранита, представляющий собою след отслаивания гранита в виде тонкой корочки толщиной в 3 мм. В одном месте стены нам удалось наблюдать выпучивание отслоившейся части гранита с образованием „пузыря“ размером, примерно, 15 × 15 см и с толщиной стенки пузыря в 2—3 мм, причем с одного края корка, составляющая этот пузырь, отделилась от стены вследствие происшедшего в этом месте разрыва сплошности породы. В точке наибольшего выпучивания пузыря он отстал от поверхности стены на 1 см. По внешнему виду это явление совершенно сходно с выпучиванием и появлением пузырей на фанерном



Фиг. 8 Микрофотография серого гранита.
Ув. 12, свет простой.



Фиг. 9. То же. Свет поляризованный.

листе, смоченном водой. Сходный случай выпучивания мрамора описан в неоднократно уже упоминавшейся нами работе Д. С. Белякина; причину выпучивания мраморной доски на кладбищенском памятнике автор видит в набухании мрамора.

В работе И. А. Ковельмана (1937) приводится ряд случаев пластической деформации, главным образом карбонатных пород — известняков, мраморов, доломитов. Ряд авторов (Кислингер, Бойер, Шмидт) в качестве причин, обуславливающих изгибание камня, приводят, помимо воздействия долговременных нагрузок, также и влияние одностороннего нагревания и связанного с этим неравномерного изменения объема, колебания влажности в камне (Кислингер), воздействия солнца и влаги (Бойер, Шмидт).

В нашем случае образование пузыря на граните следует объяснить тем, что под насыщенный влагой поверхностный слой гранита (соответствующий толщине стенки „пузыря“) при нарушении связи этого слоя с основной массой породы проникала в значительном количестве влага; замерзание этой влаги и увеличение в связи с этим объема вызвали местное поднимание поверхностной корочки гранита и создавали остаточную пластическую деформацию этой корочки с образованием „пузыря“. Одностороннее нагревание солнцем поверхности корочки также влекло к неравномерному изменению объема во внешней и внутренней зонах

корочки, что способствовало ее изгибанию. Наличие очень большого количества слюды в нашем граните, возможно, способствовало пластической деформации корочки.

По поводу причин, обусловивших такое отслаивание гранита, в комиссии, обследовавшей явление частичных разрушений в стенах дворца, возник ряд предположений. Часть членов комиссии считала, что причиной отслаивания является то, что именно на такую глубину (2—4 мм) проникал в тело гранита флюат при флюатировании стен дворца, что и обусловило иное строение и иные свойства этого поверхностного слоя породы по сравнению со всей остальной ее массой. Некоторые из участвовавших в комиссии архитекторов склонялись даже к тому, что этот отстающий слой не является одним целым с телом гранита, а был в свое время нанесен на него в виде своеобразной гранитной „штукатурки“. Петрографическое исследование отставшего слоя гранита показало, однако, что оба приведенные объяснения должны быть отвергнуты. Просмотр шлифов подтвердил отсутствие в отставшем слое гранита какого-нибудь постороннего флюатирующего вещества.

Подсчет под микроскопом минералогического состава отслоившегося гранита дал цифры (в объемных процентах), приведенные ниже в первых трех колонках. В четвертой колонке даны для сравнения соответствующие величины для основной массы гранита:

	1-й шлиф	2-й шлиф	Среднее	Среднее из основной массы
Кварц	22.1	22.3	22.2	25.7
Калиевый полевой шпат	19.0	17.2	18.1	14.5
Плагиоклаз	37.8	39.1	38.5	39.1
Биотит	15.5	16.4	16.0	16.8
Роговая обманка	3.2	3.5	3.3	2.7
Сфен	2.4	1.5	1.9	1.2
Σ	100%	100%	100%	100%

Таким образом, при совершенно одинаковом качественном минералогическом составе мы имеем и одинаковый количественный состав; такое же полное сходство имеется и в структуре породы. Петрографическое исследование показало, следовательно, что отслоившаяся часть и сам гранит представляли собою, до выветривания породы, одно целое.

Так как месторождение гранита, использованного для постройки Мраморного дворца, по словам архитекторов, обслуживающих дворец, точно не установлено, то нами было произведено сравнение минералогического состава нашего гранита с гранитом ряда месторождений, причем оказалось, что гранит Мраморного дворца вполне подходит к серому финляндскому граниту Антреа из карьера Вайнио. Минералогический состав для нескольких образцов этого финляндского гранита приводится в работе Д. С. Белянкина (1923), посвященной микроскопическому исследованию горных пород, испытанных в механической лаборатории Института инженеров путей сообщения в период с 1896 по 1912 гг.

В табл. 2 мы приводим для сравнения минералогический состав двух образцов нашего гранита и пяти образцов финляндского гранита (последние заимствованы из упомянутой работы Д. С. Белянкина; цифры даны в объемных процентах).

Как видно из табл. 2, особенно близкое сходство существует между нашим гранитом (обр. № 2) и финляндским гранитом обр. № 7976.

Как известно, меньшее содержание кварца в граните и, наоборот, обогащение гранита цветными составными частями ослабляют устойчивость породы против выветривания (J. Hirschwald, 1908). В упомянутой работе Д. С. Белянкина на ряду с цифрами минералогического состава приводятся величины временного сопротивления (в килограммах на 1 см²)

Таблица 2

Название минерала	Гранит Мраморного дворца		Финляндские граниты				
	1-й образец	2-й образец	Серый гранит Антреа, карьер Вайнло, обр. № 7976	Красный гранит Антреа, обр. № 6680	Серый гранит Антреа, карьер Вайнло, обр. № 7974	Серый гранит ломки Антреа, обр. № 8192	Красный гранит Антреа, обр. № 6687
Кварц	25.7	22.2	22.0	27.5	26.4	21.7	19.0
Микроклин	14.5	18.1	17.9	12.9	24.3	4.4	21.1
Плагиоклаз	39.1	38.5	40.0	36.0	30.2	41.1	41.7
Биотит	16.8	16.0	15.5	19.1	17.6	21.0	15.5
Роговая обманка	2.7	3.3	—	1.7	—	10.3	—
Сфен (титанит)	1.2	1.9	1.7	1.9	1.0	0.8	1.6
Руда	—	—	1.4	0.4	0.5	0.5	0.5
							мирме- кит 0.5
Σ	100.0%	100.0%	—	—	—	—	—

для образцов финляндского гранита. Ниже мы даем сравнения этих величин с величинами временного сопротивления сжатию гранитов по Ханишу, а также для русских гранитов — по данным механической лаборатории Белелубского; цифры заимствованы нами из „Петрографии“ Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1935):

	Максимальное	Минимальное	Среднее
По Ханишу	2401	1232	1581
Русские граниты	2629	1149	1723
Финляндские граниты:			
№ 7976	—	—	1243
№ 7976	—	—	1308
№ 8192	—	—	1173

Из приведенных цифр видно, что серые финляндские граниты, вполне сходные по минералогическому составу и структуре с гранитом Мраморного дворца, имеют близкие к минимальным величины механической прочности. Конечно, на основании испытания трех образцов нельзя сделать определенных выводов; к тому же, как установлено, величины сопротивления сжатию мало характеризуют стойкость каменных строительных материалов. Все-таки пониженное содержание кварца и повышенное содержание цветных минералов в нашем граните оказали, возможно, неблагоприятное влияние на его стойкость.

Точно такой же характер выветривания гранита мы наблюдаем в стенах ленинградского Дворца труда (здание существует около 70 лет), выложенных в нижней своей части из мелкозернистого гранита, совершенно сходного по внешнему виду с гранитом Мраморного дворца. Как показало петрографическое исследование, минералогический состав в граните Дворца труда и качественно и количественно такой же, как и в Мраморном дворце. Микроструктура обеих пород также совершенно одинакова. Таким образом, гранит обоих сооружений — финляндский.

В здании Дворца труда разрушение происходит в стенах полуподвального этажа, под карнизами его окон и вблизи от них, причем гранит отслаивается на довольно больших по площади участках (до 150 см²) равным слоем, толщиной в 1.25—1.50 мм.

Структура серого гранита, повидимому, не имеет решающего влияния на характер его выветривания. В том же Мраморном дворце, в его цоколе, сложенном из очень крупнозернистого гранита — рапакиви, мы наблюдаем явления отделения от гранита в результате его выветривания пластинок толщиной до 3—4 мм. Правда, пластинки эти значительно меньше по площади, чем в случае серого гранита (20 см², а у серого гранита 120—150 см²) и не так равномерны по своей толщине. Мелкозернистость и равномерностность серого гранита, безусловно, способствовали все же отделению от него слоев, равномерных по толщине и сравнительно больших по площади.

Явных признаков гнейсовидности в породе ни макроскопически, ни микроскопически не обнаружено, однако в ряде шлифов нам удалось констатировать, что на известных участках большинство зерен слюды располагается в породе ориентированно. Так, в некоторых шлифах, приготовленных из гранита параллельно наружной поверхности стены, значительная часть слюды представлена в виде листочков без спайности, т. е. зерна слюды ориентированы параллельно плоскостям спайности по базису. Напротив того, в шлифах из отслоившейся части гранита, вышлифованных перпендикулярно к плоскости отслаивания, большинство зерен слюды имело вид уже не листочков, а удлинённых зерен со спайностью в одном направлении, т. е. тоже располагались ориентированно, но уже перпендикулярно к спайности. Такое расположение значительного количества листочков слюды параллельно поверхности стены, несомненно, не могло не способствовать отслаиванию от породы в процессе ее выветривания тонких пластинок гранитов. Особенно это становится очевидным, если учесть специальное обогащение нашего гранита слюдой; ее содержание в породе, как указано выше, доходит до 17%.

Кислингер (1932) указывает, что на полированных гранитах коркообразование наблюдается редко, а на тесаных камнях оно обычно. Он констатирует также в своих выводах, что на гранитах весьма часты диффузионные корки, связанные, как правило, с поднятием влажности.

Если в случае выветривания мрамора первичную и основную роль, на ряду с физическими процессами выветривания, мы приписывали все же воздействию химических агентов, то в случае разрушения гранита нам представляется более существенной роль физических процессов.

Проникновение влаги (дождь, туман, иней) внутрь камня шло, повидимому, на небольшую глубину (2—4 мм). Попеременное напитывание и испарение влаги из этого поверхностного слоя вели, на ряду с возможными химическими процессами (действие CO₂, SO₃ и пр.), к возникновению иной, по сравнению с основной массой гранита, структуры этого слоя. Просмотр корочки в петрографических шлифах показал большую выветрелость в ней полевых шпатов и наличие большей трещиноватости зерен по сравнению с не затронутой разрушением частью гранита. Влияние морозного выветривания особенно сильно сказывалось в зоне, доступной действию влаги, в результате чего поверхностный слой камня обособлялся от его основной массы и получалось отделение от нее внешней корочки. Как мы указывали выше, этому способствовало, повидимому, обильное содержание в породе слюды и ориентированное расположение ее листочков на некоторых участках породы.

В заключение выражаю благодарность Д. С. Белянкину за ряд ценных указаний по настоящей работе.

- Белянкин Д. С. Наблюдения над выветриванием строительных камней на Лазаревском кладбище Александро-Невской лавры. Каменные строит. материалы, Сборн. I, Мат. для изуч. естеств. производ. сил России, изд. Комиссии при Росс. Акад. Наук, 1923, вып. 41, 151—159.
- Белянкин Д. С. Материалы по микроскопическому исследованию гранитов и других изверженных горных пород, испытанных в механической лаборатории Института инженеров путей сообщения в период времени с 1896 по 1912 г. Там же, 1923, 106—145.
- Дрейер А. Разрушение каменных строительных материалов в городских постройках в г. Петрограде. Каменные строит. материалы, Сборн. I, Мат. для изуч. естеств. производ. сил России, изд. Комиссии при Росс. Акад. Наук, 1923, вып. 41, 91—105.
- Ковальман И. А. Изгибаемость и пластические деформации камня. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1937, вып. 10, 179—196.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Л.—М. ОНТИ. 1935.
- Тимофеев В. М. Мраморы Олонцкого края. Мат. для изуч. естеств. производ. сил России, изд. Комиссии при Росс. Акад. Наук, 1920, вып. 37, 1—91.
- Hirschwald J. Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit. Berlin, 1908.
- Kaiser E. Ueber eine Grundfrage der natürlichen Verwitterung usw. Chem. d. Erde, 1929, 4, H. 2, 290—342.
- Kieslinger A. Zerstörungen an Steinbauten. Wien, 1932.
- Schaffer T. The weathering of natural building stones, 1932. Building Research special Report, London, 1932. № 18. The Quarry and Roadmaking. U. S. Bureau of Stand, 1936, № 6, 474.

V. V. LAPIN

ON SOME WEATHERING PHENOMENA OF GRANITE AND MARBLE IN CONSTRUCTIONS

Summary

A description is given of the cases of weathering of the granite and marble in the facing of the Marble Palace and the Palace of Labour in Leningrad.

The weathering of the marble was manifested in the following: 1) a detaching of rock fragments in the bases and capitals of pilasters; 2) a detaching of lamellar pieces from the marble; 3) a formation on the marble wall of an uneven rough (warty) surface, destroying the beautiful polished surface of the stone. The two latter kinds of decay of marble are explained by the action of chemical agencies (smoke gases and dust, effect of SO_2) as a primary factor joined by the frost weathering, which is also vigorously promoting the decay of the stone.

The weathering of the granite was manifested in the formation and detaching from it of superficial crusts 2—4 mm thick. In this case along with the action of chemical agencies the main influence is ascribed to the effect of moisture upon the surface of the stone and to the frost weathering.

A peculiar case of the formation of a „bubble“ from the granite crust on the wall surface is described.

М. П. ВОЛАРОВИЧ и Л. И. КОРЧЕМКИН

**О ВЛИЯНИИ ГАЗОВ НА КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ РАСПЛАВОВ
ГОРНЫХ ПОРОД**

Настоящая работа представляет собою продолжение доложенной нами на Первом минералогическом совещании при Ломоносовском институте Академии Наук в мае 1937 г.

Вследствие большого значения, которое имеет для петрологии и вулканологии изучение влияния летучих компонентов на физические и физико-химические свойства силикатных расплавов, и почти полного отсутствия исследований в этой области, мы сочли целесообразным произвести наблюдения над кристаллизацией таких силикатных расплавов, через которые при нормальном давлении пропускались различные газы типа минерализаторов (H_2O , HCl , HF , N_2 , NH_4OH , воздух). Полученные результаты сравнивали с кристаллизацией „сухих“ расплавов.

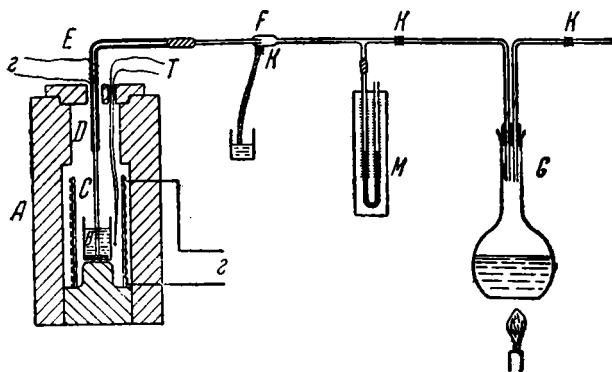
Следует отметить, что эксперименты по пропусканию паров воды над расплавленным базальтом в печи при нормальном давлении производил акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, который обнаружил при анализе содержание 0.1% воды в поверхностном слое затвердевшего расплава. Работы других авторов по получению содержащих воду расплавов горных пород и других силикатных расплавов связаны с применением высоких давлений (С. Barus, 1891; R. W. Goranson, 1931, 1932; G. W. Morey, 1917; Ф. В. Сыромятников, 1937 и др.).

МЕТОДИКА

Схема установки, сконструированной для пропускания паров воды через расплав горной породы, изображена на фиг. 1. В электрической печи *A* помещался платиновый цилиндрический тигель *B* (высота 3 см и диаметр 1 см), в котором расплавлялась порода. В расплав погружалась платиновая трубка *C* (внутренний диаметр 1 мм), изогнутая внизу в виде кольца. В изогнутой части трубки было просверлено несколько отверстий диаметром 0.1 мм. Платиновая трубка соединялась посредством специальной замазки с фарфоровой трубкой *D*, которая с другого конца, с помощью резиновой трубки была присоединена к сухопарнику *F*. Пары поступали в трубку *C* из колбы *G*. Вследствие того, что расплав находился под атмосферным давлением, для пропускания через него паров достаточно было создать в колбе лишь небольшое давление (порядка 5—8 см ртутного столба), необходимое для преодоления гидростатического давления и вязкого сопротивления расплава; давление паров в колбе измерялось манометром *M*. Буквою *K* обозначены на схеме краны. Температура печи измерялась термопарой *T*. Для подогрева паров, поступающих в расплав, на трубке *D* помещалась специальная платиновая обмотка *E*, которую можно было нагревать электрическим током до высокой температуры.

Кусочки горной породы плавилась, и расплав нагревался до температуры 140°, при которой он выдерживался около 20 минут для полного переплавления и удаления выделяющихся при этом пузырьков газа. Затем начиналось пропускание через расплав упомянутых газов, и печь охлаждалась до требуемой температуры. При этой температуре расплав выдерживался в течение определенного времени, при непрерывном пропускании через него газа; после этого он вынимался из печи и закаливался в воде.

При пропускании через расплав паров H_2O , HCl и NH_4OH в колбе нагревали соответственно воду, соляную кислоту плотностью 1.19 и 25% раствор аммиака.



Фиг. 1. Схема установки для пропускания паров воды через расплав горной породы.

Вместо колбы устанавливали бомбу с этим газом и регулировали его приток специальным гоферовским краном.

Значительные затруднения встретились при пропускании через расплав паров HF , поскольку при этом невозможно было пользоваться стеклянными колбой, манометром и трубками. В этом случае вместо колбы G применялась платиновая реторта емкостью около 200 см³, которая с помощью каучуковой трубки присоединялась непосредственно к фарфоровой трубке D . Следует отметить, что при этом трубка D довольно быстро разрушалась и пропускание HF удавалось продолжать не более одного часа.

В ряде опытов вместо платиновых цилиндрика B и трубки C приходилось пользоваться фарфоровым тиглем емкостью 15 см³ и для пропускания паров воды и других газов погружать в расплав фарфоровую трубку с внутренним диаметром в 1 мм. Приведенные ниже микрофотографии шлифов относятся в большинстве случаев к испытаниям, произведенным в фарфоровых тиглях.¹

Необходимо отметить, что при такого рода методике получается система, весьма далекая от равновесного состояния. В этом смысле опыты Баруса, Горансона, Морья и Феннера, произведенные при повышенном давлении, имеют преимущество. Следует, однако, иметь в виду, что магма, и в частности лава, в естественных условиях также представляет собою неравновесную систему.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

Опыты пропускания газов через расплавы были нами проведены для следующих горных пород: базальта из Закавказья, онежского диабазы

¹ При плавке в платиновых тиглях, при прочих равных условиях, кристаллизация часто шла заметно медленнее.

из Щелики и диорита из Красноуральского месторождения хризотил-асбеста. Анализы этих горных пород приведены в табл. 1.

Таблица 1

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O (+) H ₂ O (-)	P ₂ O ₅	SO ₃	Потеря при прокалке.
Базальт . .	49.03	0.57	19.25	1.56	7.68	0.16	9.61	8.84	0.38	0.84	0.15	—	0.89	0.75
Диабаз, обр. № 101	51.63	1.98	12.96	4.01	11.97	0.22	8.54	4.56	1.34	2.75	0.20	—	0.19	—
Диорит . .	53.83	0.58	18.13	3.58	5.21	0.29	8.68	3.87	1.49	2.73	1.84	0.05	—	—

На основании наблюдений пропускания паров воды через расплавы оказалось возможным качественно установить понижение при этом вязкости расплавов всех вышеупомянутых пород. Так, для базальта еще при 1000° можно было видеть, как пузырьки паров воды выделялись с поверхности расплава. Следовательно, при этой температуре расплав базальта с парами воды находился в состоянии вязкой жидкости, тогда как „сухой“ расплав затвердевал уже при 1080°; аналогичное явление понижения вязкости наблюдалось при пропускании через расплав паров: HCl, HF и, в особенности, NH₄OH. При пропускании через расплавы воздуха и азота такого значительного понижения вязкости не наблюдалось, и пузырьки этих газов проходили значительно труднее и реже, чем у вышеупомянутых.

Предварительные опыты по прямому определению количества воды, задерживающейся в стекле базальта после закалки расплава, через который пропускались пары воды, производились при 700°, в обычной установке с поглотителями в виде трубок с хлористым кальцием и серной кислотой. Опыты эти указали на количество воды, порядка 0.5%. С другой стороны, нам представлялось интересным выяснить, не происходило ли улетучивания SiO₂ из расплавов при пропускании H₂O и HF. Анализы, произведенные в химической лаборатории, показали, что, при пропускании через расплав диабаза HF в течение одного часа при 1250°, наблюдалось улетучивание SiO₂, порядка 0.5%. При пропускании через расплав того же диабаза паров H₂O при 1250°, в течение 1.5 часа, улетучивания SiO₂ обнаружить не удалось.

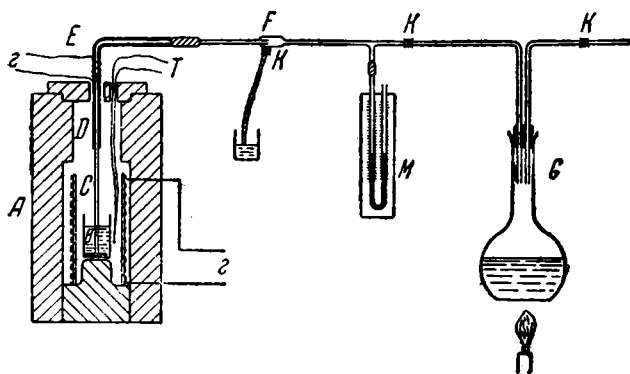
На Первом минералогическом совещании мы сообщили, что в расплаве базальта при 1200° при пропускании паров воды и воздуха по всему объему тигля получилась хорошая кристаллизация основного плагиоклаза и магнетита; при 1250° при этих же условиях из расплава базальта кристаллизовалось много магнетита, а плагиоклаз появлялся только в небольшом количестве на стенках тигля. При выдерживании же расплава базальта при 1250 и 1200° в спокойном состоянии и без пропускания через него паров воды и воздуха, как магнетита, так и плагиоклаза выделилось очень мало, причем плагиоклаз находился только на стенках тигля. На фиг. 2 приведена для примера микрофотография (никола +, увеличение в 80 раз) плавленного базальта, выдержанного при 1200°, при пропускании через него воздуха в течение 1.5 часа; здесь хорошо видна кристаллизация плагиоклаза.

После этих предварительных опытов необходимо было выяснить — не сводится ли влияние паров воды и воздуха на кристаллизацию базальтового расплава к механическому перемешиванию. Была поставлена новая серия опытов с расплавами диабаза.¹ При этом, кроме паров воды и воздуха, через расплав пропускали азот, пары HCl, HF и NH₄OH, а также

¹ Вследствие отсутствия в нашем распоряжении образцов описанного базальта.

Кусочки горной породы плавилась, и расплав нагревался до температуры 1400°, при которой он выдерживался около 20 минут для полного переплавления и удаления выделяющихся при этом пузырьков газа. Затем начиналось пропускание через расплав упомянутых газов, и печь охлаждалась до требуемой температуры. При этой температуре расплав выдерживался в течение определенного времени, при непрерывном пропускании через него газа; после этого он вынимался из печи и закаливался в воде.

При пропускании через расплав паров H_2O , HCl и NH_4OH в колбе нагревали соответственно воду, соляную кислоту плотностью 1.19 и 25% раствор аммиака.



Фиг. 1. Схема установки для пропускания паров воды через расплав горной породы.

Для пропускания через расплав воздуха вместо колбы *G* применяли, в виде манометра, стеклянный сосуд емкостью в несколько десятков литров, в который насосом накачивался воздух. В таком случае сухопарник убирала и скорость пропускания воздуха через расплав регулировали краном. Для пропускания через расплав азота на

место колбы устанавливали бомбу с этим газом и регулировали его приток специальным гоферовским краном.

Значительные затруднения встретились при пропускании через расплав паров HF , поскольку при этом невозможно было пользоваться стеклянными колбой, манометром и трубками. В этом случае вместо колбы *G* применялась платиновая реторта емкостью около 200 см³, которая с помощью каучуковой трубки присоединялась непосредственно к фарфоровой трубке *D*. Следует отметить, что при этом трубка *D* довольно быстро разрушалась и пропускание HF удавалось продолжать не более одного часа.

В ряде опытов вместо платиновых цилиндрика *B* и трубки *C* приходилось пользоваться фарфоровым тиглем емкостью 15 см³ и для пропускания паров воды и других газов погружать в расплав фарфоровую трубку с внутренним диаметром в 1 мм. Приведенные ниже микрофотографии шлифов относятся в большинстве случаев к испытаниям, произведенным в фарфоровых тиглях.¹

Необходимо отметить, что при такого рода методике получается система, весьма далекая от равновесного состояния. В этом смысле опыты Баруса, Горансона, Морая и Феннера, произведенные при повышенном давлении, имеют преимущество. Следует, однако, иметь в виду, что магма, в частности лава, в естественных условиях также представляет собою неравновесную систему.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

Опыты пропускания газов через расплавы были нами проведены для следующих горных пород: базальта из Закавказья, онежского диабаз

¹ При плавке в платиновых тиглях, при прочих равных условиях, кристаллизация часто шла заметно медленнее.

из Щелики и диорита из Красноуральского месторождения хризотил-асбеста. Анализы этих горных пород приведены в табл. 1.

Таблица 1

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O (+) (-)	P ₂ O ₅	SO ₃	Потери при прокалив.
Базальт . .	49.03	0.57	19.25	1.56	7.68	0.16	9.61	8.84	0.38	0.84	0.15	—	0.89	0.75
Диабаз, обр. № 101	51.63	1.98	12.96	4.01	11.97	0.22	8.54	4.56	1.34	2.75	0.20	—	0.19	—
Диорит . .	53.83	0.58	18.13	3.58	5.21	0.29	8.68	3.87	1.49	2.73	1.84	0.05	—	—

На основании наблюдений пропускания паров воды через расплавы оказалось возможным качественно установить понижение при этом вязкости расплавов всех вышеупомянутых пород. Так, для базальта еще при 1000° можно было видеть, как пузырьки паров воды выделялись с поверхности расплава. Следовательно, при этой температуре расплав базальта с парами воды находился в состоянии вязкой жидкости, тогда как „сухой“ расплав затвердевал уже при 1080°; аналогичное явление понижения вязкости наблюдалось при пропускании через расплав паров: HCl, HF и, в особенности, NH₄OH. При пропускании через расплавы воздуха и азота такого значительного понижения вязкости не наблюдалось, и пузырьки этих газов проходили значительно труднее и реже, чем у вышеупомянутых.

Предварительные опыты по прямому определению количества воды, задерживающейся в стекле базальта после закалки расплава, через который пропускались пары воды, производились при 700°, в обычной установке с поглотителями в виде трубок с хлористым кальцием и серной кислотой. Опыты эти указали на количество воды, порядка 0.5%. С другой стороны, нам представлялось интересным выяснить, не происходило ли улетучивания SiO₂ из расплавов при пропускании H₂O и HF. Анализы, произведенные в химической лаборатории, показали, что, при пропускании через расплав диабаза HF в течение одного часа при 1250°, наблюдалось улетучивание SiO₂, порядка 0.5%. При пропускании через расплав того же диабаза паров H₂O при 1250°, в течение 1.5 часа, улетучивания SiO₂ обнаружить не удалось.

На Первом минералогическом совещании мы сообщили, что в расплаве базальта при 1200° при пропускании паров воды и воздуха по всему объему тигля получилась хорошая кристаллизация основного плагиоклаза и магнетита; при 1250° при этих же условиях из расплава базальта кристаллизовалось много магнетита, а плагиоклаз появлялся только в небольшом количестве на стенках тигля. При выдерживании же расплава базальта при 1250 и 1200° в спокойном состоянии и без пропускания через него паров воды и воздуха, как магнетита, так и плагиоклаза выделилось очень мало, причем плагиоклаз находился только на стенках тигля. На фиг. 2 приведена для примера микрофотография (николя +, увеличение в 80 раз) плавящего базальта, выдержанного при 1200°, при пропускании через него воздуха в течение 1.5 часа; здесь хорошо видна кристаллизация плагиоклаза.

После этих предварительных опытов необходимо было выяснить — не сводится ли влияние паров воды и воздуха на кристаллизацию базальтового расплава к механическому перемешиванию. Была поставлена новая серия опытов с расплавами диабаза.¹ При этом, кроме паров воды и воздуха, через расплав пропускали азот, пары HCl, HF и NH₄OH, а также

¹ Вследствие отсутствия в нашем распоряжении образцов описанного базальта.

выдерживали „сухой“ расплав при тех же температурных условиях, но с непрерывным механическим перемешиванием его фарфоровой трубкой.

При этом выяснилось, что у расплавленного диабазы результаты кристаллизации оказываются одинаковыми как при пропускании паров воды и воздуха, так и при механическом перемешивании. Однако HF и HCl влияют на кристаллизацию несколько сильнее, в особенности HF; действие HCl оказывается промежуточным между HF и парами воды. С другой стороны, если принять условно за меру нормальной кристаллизации опыт с механическим перемешиванием фарфоровой трубкой, то азот ухудшает условия кристаллизации, что, возможно, объясняется, как было отмечено выше, более медленным прохождением его пузырьков через расплав, чем пузырьков других газов. Наконец, весьма любопытно влияние паров NH_4OH , который почти совсем прекращает кристаллизацию, несмотря на весьма легкое и обильное прохождение его пузырьков через расплав.

Для иллюстрации указанных выше фактов приводим следующие, наиболее интересные, микрофотографии. На фиг. 3 изображен шлиф при || николях, при увеличении в 42 раза расплава диабазы, закаленного после пропускания воздуха в течение 1.5 часа при 1300° . Как видно, расплав содержит значительное количество магнетита. Такой же, примерно, результат наблюдается и для паров воды и механического перемешивания. Совершенно другая картина, как это видно из фиг. 4, получается при пропускании азота¹ при тех же условиях; здесь количество магнетита оказывается, примерно, в 30 раз меньше.

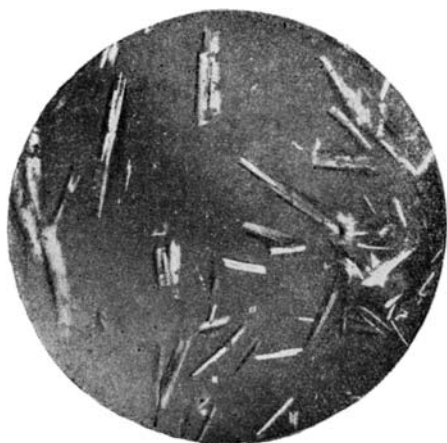
На фиг. 5 изображена микрофотография (никколи ||, увеличение в 42 раза) шлифа из плавленного диабазы, полученного при пропускании через него HF в течение 1 часа при 1250° . Здесь число кристаллов магнетита весьма велико. При пропускании азота в течение 1.5 часа при той же температуре их получается значительно меньше, как это видно из фиг. 6. При пропускании воздуха, паров воды или при механическом перемешивании получается средний результат. Затем на фиг. 7 изображен шлиф из плавленного диабазы, выдержанного в течение 1.5 часа при 1250° с пропусканием NH_4OH (никколи ||, увеличение 25 раз). Кристаллизация при этом вообще почти не происходит, но наблюдается большое количество пузырьков газа (диаметром порядка 0.2—0.4 мм) на фоне темного стекла. В данном случае стекло оказывается темным вследствие того, что в нем сохранилось не выделившееся в виде магнетита железо.

Микрофотография другого застывшего расплава того же диабазы, полученного при пропускании NH_4OH в течение 1.5 часа при 1200° , приведена на фиг. 8 (при увеличении в 42 раза и при || николях). При этой температуре также не наблюдается появления магнетита, откуда очевидно, что NH_4OH препятствует кристаллизации расплава диабазы при обычной для его кристаллизации температуре. На микрофотографии расплава диабазы, выдержанного с пропусканием воздуха при той же температуре 1200° (фиг. 9), видно, что магнетит выкристаллизовывается в весьма большом количестве; то же наблюдается и при пропускании паров воды при этой температуре.

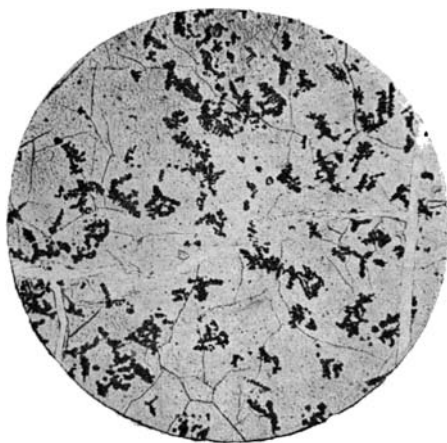
При опытах с механическим перемешиванием расплава диабазы, а также с пропусканием паров воды и воздуха при температурах 1250 и 1200° по стенкам фарфорового тигля выделялся в небольшом количестве плагиоклаз, о чем также упоминает А. И. Цветков (1937). В середине тигля плагиоклаз не наблюдался. Интересно, что магнетит, наоборот, обычно не кристаллизуется близ стенок тигля, а как бы несколько отступает от них.

Интересно было также знать, каким образом время выдерживания

¹ Необходимо отметить, что азот заключал в себе около 0.5% кислорода.



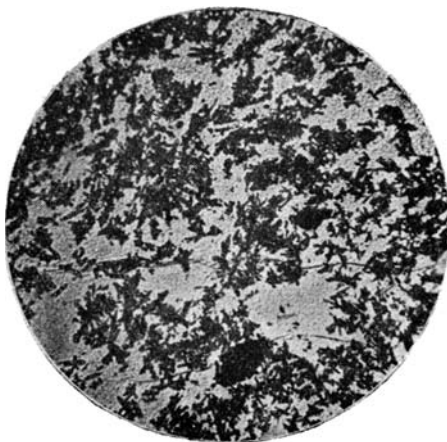
Фиг. 2. Расплав базальта, закаленный в воде после выдерживания при 1200° в течение 1,5 часа с пропусканием воздуха. $\times 80$, николи \perp .



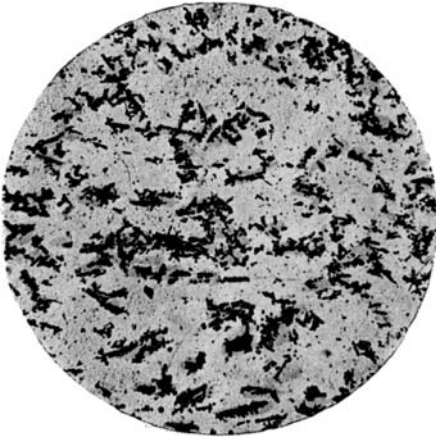
Фиг. 3. Расплав диабазы (обр. № 101), закаленный в воде после выдерживания при 1300° в течение 1,5 часа с пропусканием воздуха. $\times 80$, николи \parallel .



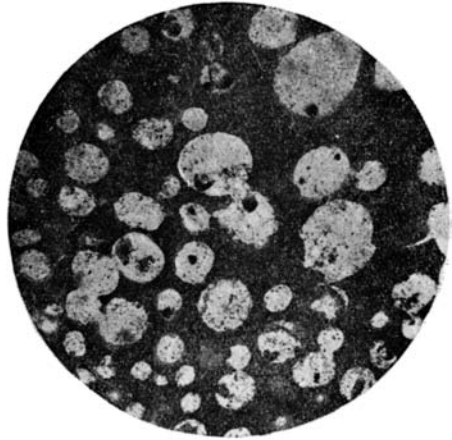
Фиг. 4. То же, что на фиг. 3, но с пропусканием азота.



Фиг. 5. Расплав диабазы (обр. № 101), закаленный в воде после выдерживания при 1250° , в течение 1 часа с пропусканием HF. $\times 42$, николи \parallel .



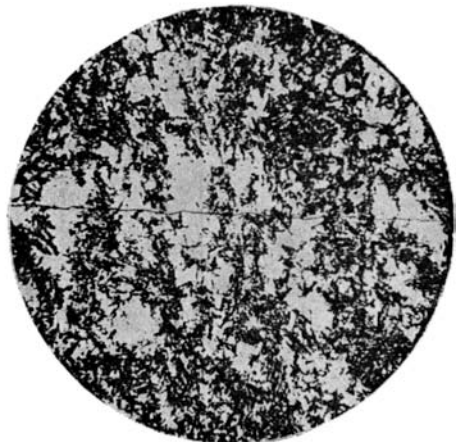
Фиг. 6. То же, что на фиг. 5, но с пропуском азота в течение 15 часа.



Фиг. 7. Расплав диабазы (обр. № 101), закаленный в воде после выдерживания при 1250° в течение 1.5 часа с пропуском NH_4OH . $\times 25$, николи||.



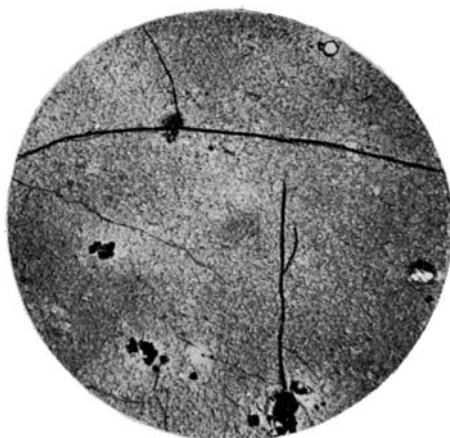
Фиг. 8. Расплав диабазы (обр. № 101), закаленный в воде после выдерживания при 1200° в течение 1.5 часа с пропуском NH_4OH . $\times 42$, николи||.



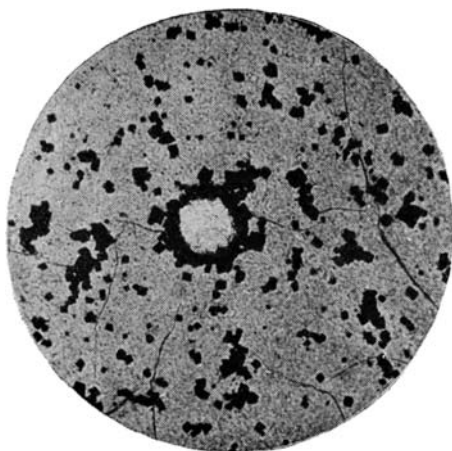
Фиг. 9. То же, что на фиг. 8, но с пропуском воздуха. $\times 42$, николи||.



Фиг. 10. Расплав диабаза (обр. № 101), закаленный в воде после выдерживания при 1250° в течение 1.5 часа с добавкой 4% CaF_2 .



Фиг. 11. То же, что на фиг. 10, но с добавкой 4% CaO .



Фиг. 12. Пузырек воздуха, заключенный в закаленном расплаве базальта и окруженный кристалликами магнетита. $\times 90$, николи ||.

расплава при определенной температуре влияет на количество магнетита, выкристаллизовавшегося при тех или иных условиях. Для этого при 1250° расплав диабаз был выдержан в течение 1, 0.5 и 0.25 часа как с пропусканием паров воды и HF, так и с механическим перемешиванием. При этом оказалось, что независимо от указанной продолжительности выдерживания расплава количество магнетита получается почти точно одинаковым и только для времени в 0.25 часа кристаллов оказывается немного меньше, чем в других случаях. Это указывает на то, что мы при своих опытах обычно наблюдали количество кристаллов, близкое к тому максимальному, которое может выделиться при соответственных условиях.

Нам представлялось интересным выяснить более подробно роль отдельных ионов в наших опытах по кристаллизации. Для этой цели мы произвели серию плавок диабаз при 1200, 1250 и 1300° с добавкой 4% CaO, CaCl₂ и CaF₂. При этом выдерживание расплавов в спокойном состоянии при соответственных температурах продолжалось 1.5 часа и перед уменьшением температуры от наивысшей, до которой был нагрет расплав, до температуры выдерживания — он перемешивался фарфоровой трубкой. Как видно на микрофотографии (фиг. 10), диабаз, плавильный с добавкой 4% CaF₂ и выдержанный при 1250°, выделяет значительное количество магнетита в виде дендритов. При тех же условиях диабаз, плавильный с добавкой 4% CaO, дает после закалки почти чистое стекло, лишь с небольшим количеством кристалликов магнетита (фиг. 11). Добавка 4% CaCl₂ оказала такое же действие, как добавка 4% CaF₂.

В связи с вышеизложенным и с предыдущей работой М. П. Волаговича, А. Леонтьевой, Л. И. Корчемкина и Р. Фридман (1939), в которой изучалось влияние CaF₂ на вязкость и плотность расплавленного диорита, было произведено также несколько опытов по кристаллизации диорита с пропусканием через расплав паров HF. В результате работы выяснилось, что при различных температурах, а именно 1250, 1200 и 1100°, по мере добавления CaF₂ в количестве 1, 2, 4 и 13% количество магнетита становится все меньше и меньше, а количество плагиоклаза все увеличивается. В расплаве диорита без добавок кристаллизуется при 1200° и при механическом перемешивании фарфоровой трубкой в значительном количестве магнетит и в небольшом — плагиоклаз. При добавке 13% CaF₂ и при 1200° магнетита почти нет, плагиоклаза же значительное количество. При пропускании через расплав диорита паров HF при 1250° в течение 1 часа наблюдался в значительном количестве магнетит, а плагиоклаза обнаружено не было, за исключением мелких кристалликов его на поверхности тигля. При этой же температуре, с добавкой 13% CaF₂ и при механическом перемешивании фарфоровой трубкой в течение 1.5 часа, закаленный расплав диорита представляет собой чистое стекло.

Таким образом, следует считать, что добавка ионов Ca изменяет порядок выделения фаз в этих расплавах, и при постоянной температуре с увеличением концентрации ионов Ca уменьшается количество выделяющегося магнетита.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из описанных выше результатов следует прежде всего остановиться на понижении вязкости расплавов при пропускании паров воды и других газов. Пока не вполне ясен механизм этого влияния, а именно: растворяются ли газы в расплавах и тем обуславливается понижение вязкости, или же газы находятся в них в виде мельчайших пузырьков, и, таким образом, мы имеем своеобразную дисперсную систему типа жидкость — газ. Наконец, мыслимо и одновременное наличие этих двух причин. Для

воды и HF можно предполагать, главным образом, первый случай, а для NH₄OH скорее второй, поскольку, как указано выше, в шлифах образцов, полученных при пропускании NH₄OH, наблюдается большое количество пузырьков газа. Мы считаем, что частичное разрешение этого вопроса можно получить при постановке непосредственных измерений вязкости расплавов с летучими компонентами как при нормальных, так и при высоких давлениях.

При рассмотрении изложенного выше процесса улетучивания SiO₂ при пропускании HF, можно думать, что он имеет связь с реакцией, равновесие которой было изучено Бауром (В. Эйтель, 1936), а именно: $\text{SiO}_2 + 4\text{HF} \rightleftharpoons \text{SiF}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$.

При этом газообразный SiF₄ легко улетучивается. Переноса кремнекислоты парами воды, о чем пишет в своих трудах Д. С. Белянкин (1933 (1 и 2), 1936), в наших опытах обнаружить не удалось, возможно, вследствие незначительного количества материала, имевшегося для анализов. Следует напомнить, что, согласно А. Престону и В. Тернеру (E. Preston a. W. E. S. Turner, 1932), при пропускании паров воды над поверхностью расплавленного кварца в течение 20 час., с каждого 1 см² при 1400° улетучивается 0.14 мг SiO₂, а при 1500° улетучивается 0.28 мг.

Переходя к рассмотрению результатов микроскопического изучения шлифов из плавяных пород, следует отметить, что температура выделения первичной фазы (магнетит) из расплава диабазы и базальта при плавке без пропускания газов и без добавок, но с механическим перемешиванием, по данным наших опытов, заключается в пределах 1300—1250°. А. И. Цветков путем отжига определил для диабазы температуру начала выпадения магнетита 1250°, а Кани и Гозокава (K. Kani a. H. Hosokawa, 1936) дают соответственно для базальта 1300°. Как видно, температура, полученная нами, близка к данным этих авторов.

Сопоставляя результаты плавки с пропусканием газов и с добавками, можно вывести заключение, что и катионы и анионы оказывают на кристаллизацию свое действие, которое, по всей вероятности, сложной природы и не может быть объяснено одним химизмом, связанным с обычной диссоциацией молекул на ионы без учета степени устойчивости комплексных ионов в высокотемпературных условиях, например, NH₄⁽⁺⁾ и OH⁽⁻⁾, явлений катализа, поверхностных явлений и др.

В случае кристаллизации расплавов базальта, диабазы и диорита из сказанного выше следует, что добавка ионов OH⁽⁻⁾, Cl⁽⁻⁾, F⁽⁻⁾ и H⁽⁺⁾ способствует кристаллизации магнетита, а добавка ионов NH₄⁽⁺⁾ и Ca⁽⁺⁺⁾ препятствует. Если пропускаемый через расплав водяной пар отчасти диссоциирован на ионы H⁽⁺⁾ и OH⁽⁻⁾ или, хотя бы в небольшой степени, на водород и кислород, то водород, повидимому, не играет главной роли в кристаллизации магнетита, так как воздух, который содержит водород в весьма небольшом количестве,¹ действует так же, как водяной пар, содержащий много водорода.

Кислород является компонентом, присутствующим в значительном количестве и в воздухе и в парах воды. Однако, против объяснения эффекта окислением также есть возражения, а именно: рудный минерал всегда представляем магнетитом и никогда в описанных расплавах не наблюдалось кристаллизации гематита, тогда как, например, в опытах с эгириновой породой, даже в „сухом“ ее расплаве, первичной кристаллической фазой бывает гематит. Затем, в расплавах с пропусканием паров воды и воздуха хорошо кристаллизуется плагиоклаз, появление которого нельзя объяснить окислением. Кроме того, окислительное действие кислорода водяных паров должно уменьшиться восстановительным действием водорода, находящегося „in statu nascendi“.

¹ Главным образом, водород водяного пара, содержащегося в воздухе.

С другой стороны, в пользу процесса окисления говорит тот факт, что воздух, не понижая заметно вязкости расплава и потому меньше воздействуя механически, так как пузырьки его проходят значительно медленнее, однако, действует не меньше чем пары воды. Это происходит, возможно, потому, что в водяном паре процентное содержание свободного кислорода меньше, чем в воздухе, в последнем также отсутствует водород, связывающий действие кислорода.

Наконец, несомненно, что газообразные компоненты в расплаве обладают особым специфическим действием минерализаторов, природа которых еще не ясна. Несомненно, что механическое перемешивание расплавов движущимися пузырьками газов играет при кристаллизации существенную роль.

Если расплав механически перемешивать фарфоровой трубкой, что также весьма способствует кристаллизации, то необходимо учитывать, что при этом в расплав захватывается также газообразная фаза из окружающей среды.

В связи с изложенным следует отметить также известный факт, что кристаллизация стекол наблюдается часто на границе с газообразной фазой, в особенности по линии раздела газ — жидкость — твердое тело. Значительное влияние, хотя и несколько меньшее, оказывают на кристаллизацию стекла заключающиеся в нем пузырьки газов (P. Gilard et L. Dubruil, 1937). Возможно, что этот эффект имел место и в наших опытах; пузырьки газов, окруженные кристалликами, можно часто видеть в наших многочисленных шлифах из плавленных пород. На микрофотографии (фиг. 12) виден окруженный кристалликами магнетита пузырек, заключенный в закаленном расплаве базальта. Расплав этот был выдержан 1.5 часа при 1250° с пропусканием через него воздуха. Однако мы скорее склонны объяснить это действием сил поверхностного натяжения, притягивающих кристаллики к пузырьку. Доказательством этого может служить незначительное время прохождения пузырька через расплав и то, что размеры кристалликов, окружающих пузырьки, одного порядка с кристалликами, находящимися вдали, тогда как время роста последних значительно больше и может быть измерено продолжительностью выдерживания расплава при определенной температуре.

Что касается влияния поверхности твердого тела на кристаллизацию, — явление хорошо известное в литературе, — то результаты наших опытов, как было описано выше (влияние на кристаллизацию стенки тиглей), подтверждают этот факт.

Результаты наших опытов не противоречат современным взглядам на процесс кристаллизации, изложенным В. Д. Кузнецовым (1937), согласно которым, в противовес теории Таммана, образование центров кристаллизации не происходит самопроизвольно, а обусловлено, в первую очередь, наличием примесей, в особенности, в виде мельчайших частиц твердого тела.

В заключение необходимо подчеркнуть, что данные наших экспериментов являются скорее качественными, так как, вследствие недостаточной чистоты материалов и сложности систем, образованных расплавами естественных горных пород, нельзя было учесть многих деталей.

Тем не менее несомненно, что различные газы по разному влияют на процесс кристаллизации расплавов горных пород, что особенно хорошо видно на примерах с HF и NH₄OH.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. 1. О переносе кремнекислоты посредством надкритического водяного пара. „Природа“, 1933, № 3—4, 132.
Белянкин Д. С. 2. Еще о кремнекислоте и ее газовом переносе. „Природа“, 1933, № 8—9, 93.
Белянкин Д. С. Об одном случае переноса SiO₂ в газовой форме. Тр. Петр. инст., 1936, вып. 7—8, 5.

- Воларович М. П., Леонтьева А., Корчемкин Л. И. и Фридман Р.
О влиянии плавикового шпата на плотность и вязкость расплавленного диорита.
Тр. Инст. геол. наук. Акад. Наук, сер. петр., вып. 20, 52—57.
- Кузнецов В. Д. Физика твердого тела. Томск, 1937, 70.
- Сыромятников Ф. В. Исследования в области гидротермального синтеза некоторых силикатов. Тр. 2-го совещ. по экспер. мин. и петр. Акад. Наук, 1937, 103.
- Цветков А. И. Некоторые данные по кристаллизации плавленого диабазы. Тр. 2-го совещ. по экспер. мин. и петр. Акад. Наук, 1937, 209.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. Перевод с немецкого под редакцией Д. С. Белякина, Химтеорет., 1936, 383.
- Barus C. The Compressibility of Hot Water and its Solvent Action on Glass. Amer. J. Sci., 1891, (3), 41, 110.
- Gilard P. et Dubrul L. Base physico-chim. de l'industrie du verre. Paris, 1937, 116.
- Goranson R. W. The solubility of water in granite magmas. Amer. J. Sci., 1931, 32, 481.
- Goranson R. W. Some note on the melting of granite. Amer. J. Sci., 1932, 33, 227.
- Kani K. a. Hosokawa H. On the viscosities of silicate rockforming minerals and igneous rocks. Res. Elect. Lab., Tokyo, 1936 № 391, 1—105.
- Morey G. W. a. Fenner C. N. Ternary System $H_2O - K_2SiO_3 - SiO_2$. J. Amer. Chem. Soc., 1917, 39, 1173.
- Preston E. a. Turner W. E. S. A Study of the Volatilisation and Vapour Tension at High Temperature of an Alkali-Lead Oxide-Silica Glass. J. Soc. Glass Techn., 1932, 16, 219.

M. P. VOLAROVICH and L. J. KORCHEMKN

THE EFFECT OF GASES UPON THE CRYSTALLIZATION OF SOME MOLTEN ROCKS

Summary

A number of experiments are described, in which the effect of some gases (vapours of H_2O , HCl , HF and NH_4OH as well as nitrogen and air) upon the crystallization of some molten rocks (basalt, diabase, diorite) was observed, using a special method of bubbling the gases through the molten rock specimens.

Qualitative observations revealed a decrease in the viscosity of the melts, through which vapours of H_2O , HCl , HF , and especially NH_4OH , had been bubbled. After chilling the basalt specimens they proved to contain some water (0.5%). Bubbling through HF for 1 hour resulted in the volatilization of about 0.5% of SiO_2 .

The temperature at which magnetite separated out in molten basalt and diabase was found to lie within the limits of from 1250 to 1300°, which agrees with the data of other authors. The vapours of H_2O , HCl and especially HF , as well as air, tend to assist crystallization, whilst NH_4OH vapour hampers it. Nitrogen produces no effect. The reason for such effects is not altogether clear. It is worth mentioning that the gas bubbles were often surrounded with magnetite crystals.

С. А. ВОЛЬФОН и В. В. ЛАПИН

**К ВОПРОСУ О СОСТАВЕ „ВЫПОЛНЯЮЩЕГО ВЕЩЕСТВА“
В СТРУКТУРЕ ПОРТЛАНДСКОГО ЦЕМЕНТНОГО КЛИНКЕРА**

В портландском цементном клинкере при изучении его в прозрачном шлифе под микроскопом легко различима силикатная составляющая часть клинкера в виде минералов алита ($3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ и белита ($2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$). Первый из них бесцветен и слабо поляризует, второй — обычно буроватый и обладает довольно яркой интерференционной окраской.

Последняя работа Яндера и Вурера (Jander a. Wuhrer, 1938) указывает на вхождение в $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ 6—7% $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. Наши наблюдения над клинкером цветного цемента говорят о вхождении окислов хрома в алит с соответствующим повышением его светопреломления. На это же указывает Торопов (1937) и детальное исследование Белякина и Иванова (1939). Белит, судя по его окраске, воспринимает в свой состав окислы железа.

Менее изученным и ясным является состав выполняющего вещества цементного клинкера, т. е. тех образований, которые в процессе спекания клинкера выделяются из жидкой фазы и выполняют тонкие промежутки между алитовыми и белитовыми зернами.

В результате петрографического исследования очень большого количества цементных клинкеров (свыше 200 образцов) самого разнообразного состава, изготовленных в лаборатории силикатов ленинградского Химико-технологического института, а также изучения заводских клинкеров, нам удалось получить некоторые данные о составе этого выполняющего вещества.

В его составе участвует железосодержащий минерал в виде браунмиллерита ($4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) или твердого раствора его с $2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Этот минерал выделяется в виде мелких удлиненных призмочек или, нередко, в виде тонких волокнистых образований. В шлифе он при хорошей кристаллизации легко распознается по своей красно-бурой окраске, плеохроизму и яркой интерференционной окраске.

Если алит и белит при подсчете клинкерных минералов хорошо отличимы друг от друга и легко подсчитываются в шлифе (за исключением случаев весьма мелкой их кристаллизации), то в отношении железосодержащего минерала мы наблюдаем иногда затруднения при подсчете его. Как показал наш опыт подсчета этого минерала, в случаях значительного содержания его в клинкере и тонковолокнистого характера кристаллизации минерала часто получаются преувеличенные цифры при подсчете в шлифе против расчетных количеств. Так, например, в клинкере, расчетное содержание браунмиллерита в котором составляло 12.5%, по подсчету в шлифе получалась цифра в 18% (объемные проценты, так что при пересчете на весовые проценты последняя цифра еще несколько увеличится).

Объясняется это тем, что скопления тонковолокнистых образований браунмиллерита, перекрывая и захватывая в своих тончайших проме-

жутках остальные минералы клинкера (алит, белит, алюминат кальция), скрывают от подсчета некоторое количество последних и увеличивают содержание браунмиллерита. С другой стороны, тонковолокнистая кристаллизация этого минерала при небольшом содержании его в клинкере часто приводит к уменьшению его количества по данным подсчета в шлифе против расчетного.

Применение более крупных увеличений микроскопа (400 и более), естественно, должно уменьшить ошибку в определении количества браунмиллерита в шлифе.

При нормальной кристаллизации железосодержащего минерала в виде мелких призмочек, как это часто и наблюдается в клинкерах (фиг. 1), получается почти полное совпадение цифр, полученных по подсчету под микроскопом, и расчетных данных.

В ряде клинкеров с большим содержанием железа (например, по расчету $5\% 4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ и $10\% 2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) мы наблюдали в выполняющем веществе, на ряду с железосодержащим минералом, также и мало прозрачное стекло темнубурого цвета. Контуры зерен этого минерала в простом свете плохо различимы среди стекла, и минерал легко распознается по его двупреломлению лишь в скрещенных николях. Характер такой промежуточной фазы можно видеть на прилагаемой микрофотографии (фиг. 2).

Наконец, в состав выполняющего вещества должен входить и алюминат кальция.

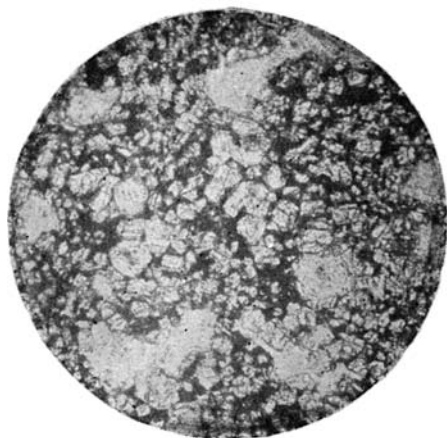
Как показало наше исследование под микроскопом большого количества клинкеров (см. выше), трехкальциевый алюминат с трудом распознается в прозрачных шлифах, даже и с применением больших увеличений. Обычно мы получали при подсчете содержания изотропных зерен в клинкере около 2—4%, тогда как по расчету содержание изотропного трехкальциевого алюмината в ряде клинкеров должно достигать 15%.

В этом отношении интересно вспомнить работы Браунмиллера. В работе, проведенной им совместно с Боггом (L. T. Brawnmliller a. R. H. Vogue, 1930), авторы констатировали с помощью рентгена наличие в клинкерах трехкальциевого алюмината (при содержании его в клинкере свыше 6%).

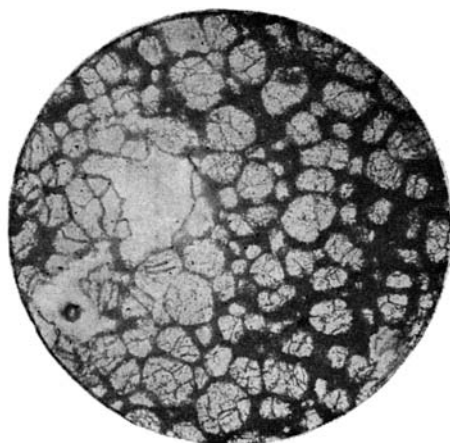
Однако в недавно опубликованной работе того же автора (Brawnmliller, 1938) установлено, что линии $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ появляются даже при отсутствии в клинкере глинозема. Эти линии автор приписывает особой метастабильной фазе, имеющей, по мнению автора, одинаковую внутреннюю структуру и различный химический состав. Браунмиллер указывает, что на основании одного только рентгена нельзя, следовательно, судить о наличии в клинкере $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$.

Выводы автора, таким образом, очень усложняют вопрос о природе выполняющего вещества в клинкере и о трехкальциевом алюминате. Возможно, что в своих опытах автор имел не возникновение какой-то необычной метастабильной фазы, промежуточной между истинным стеклом и истинным кристаллическим состоянием, а обычный процесс девитрификации стекловатой фазы с образованием нескольких фаз, которые не давали возможности достаточно четко разобратся в рентгенограммах. Надо полагать, что продолжение этой работы Браунмиллера должно внести ясность в этот вопрос.

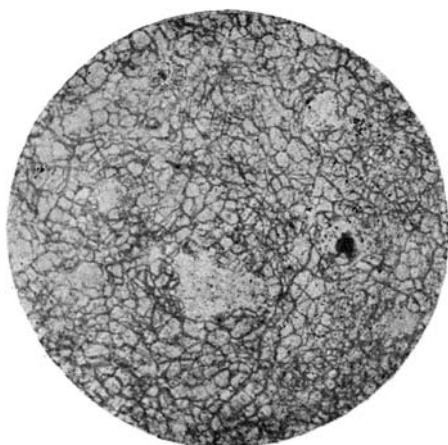
На ряду с этим некоторые исследователи, например Тавасчи, Инсли и Мёрди, Браун, Паркер и Норс, используя методику исследования в отраженном свете и травления полированных шлифов (B. Tavasci, 1935; H. Inasley a. Mc. Murdie, 1933, Parker a. Norse, 1939) или применяя специальные условия спекания и охлаждения клинкеров и исследование их в прозрачных шлифах (L. Brown, 1937), констатировали присутствие трехкальциевого алюмината в клинкерах.



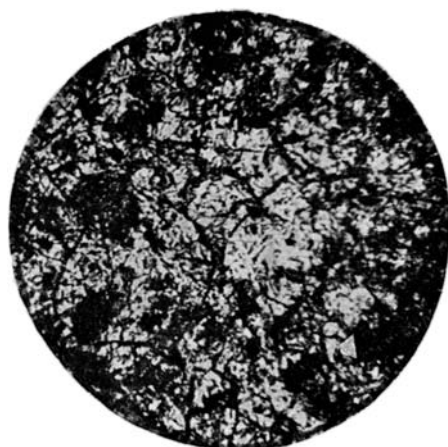
Фиг. 1. Совершенная кристаллизация алита и железосодержащего минерала ($4\text{CaOAl}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) в цементном клинкере. Обр. № 13. Свет простой. $\times 80$.



Фиг. 2. Характер промежуточной фазы из железосодержащего минерала ($4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) и стекла среди зерен белита в клинкере. Обр. № 17. Свет простой. $\times 80$.



Фиг. 3. Вид в шлифе клинкера с расчетным составом: белит 75% , трехкальциевый алюминат — 25% . Видно лишь сплошное поле из зерен белита. Стекловатая фаза, присутствующая в виде тонких пленок среди зерен белита, в шлифе почти неразличима. Свет простой. $\times 80$.



Фиг. 4. Образования трехкальциевого алюмината (крупное зерно $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ в центре снимка) среди белита. Свет простой. $\times 280$.



Фиг. 5. То же, что и на фиг. 4. Свет поляризованный.

Применяя большие увеличения (750) и травление щавелевой кислотой, Тавасчи установил, что $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ выделяется в тонких промежутках среди скелетных форм роста браунмиллерита. Такую же кристаллизацию $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ наблюдал и Браун, но, кроме того, в клинкерах, богатых $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ и охлажденных в специальных условиях, Браун наблюдал образование крупных кристаллов (кубы) $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$.

Инсли и Мёрди нашли в составе выполняющего вещества $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, стекло, $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ и „призматическую фазу“, состоящую, предположительно, из CaO , Al_2O_3 и щелочей с малым количеством $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ в твердом растворе.

Среди исследованных нами клинкеров была серия образцов, содержащих по расчету большое количество $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. Охлаждение этих образцов после обжига при температуре в $1420\text{—}1525^\circ$ (в зависимости от состава) происходило быстрое — на воздухе.

Приведем состав некоторых образцов из этой серии (в весовых процентах):

Таблица 1

Компоненты	№ образцов				
	41	3	42	43	44
$2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$	75	75	60	45	45
$3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$	—	—	—	—	15
$3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$	20	25	35	50	35
$4\text{CO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	5	—	5	5	5
Σ	100	100	100	100	100

На микрофотографии (фиг. 3) представлен в шлифе клинкер обр. № 3. Как видно, структура клинкера однородна. Просмотр шлифа этого клинкера в скрещенных николях не обнаружил совершенно изотропных зерен или изотропных участков; в шлифе распознавались лишь зерна белита. Однако, в иммерзионных

препаратах установлено присутствие в большом количестве стекловатой изотропной фазы в виде тонких пленок вокруг зерен белита. Светопреломление точно установить не удалось, но оно много ниже, чем у белита. Повидимому, в состав этой стекловатой фазы и входит алюминат кальция.

В клинкере обр. № 41 и, особенно, в клинкерах обр. № 42, 43 и 44 в шлифе при больших увеличениях (500) ясно видна между зернами алита и белита изотропная фаза, присутствующая или в виде квадратной формы разрезов с несовершенной спайностью по двум направлениям, или в виде неправильной формы участков в промежутках между белитом и алитом. Светопреломление ее много ниже, чем n_D (1.735—1.737) у белита и несколько ниже, чем n_D (1.715—1.717) у того же минерала. Таким образом, светопреломление этой изотропной фазы близко к таковому у $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ ($n = 1710$). На микрофотографиях представлен в шлифе клинкер обр. № 43 в простом свете (фиг. 4) и в поляризованном (фиг. 5). На снимках видны белит и $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ (крупное зерно в центре снимка).

На ряду с этой изотропной фазой ($3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$) в указанных клинкерах иммерзией установлено также присутствие описанной выше стекловатой фазы в виде тонких пленок между зернами клинкера с более низким, чем у $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, светопреломлением.

Вследствие присутствия этой стекловатой фазы, учесть которую при подсчете в шлифе невозможно, мы получали в результате подсчетов в шлифах значительные расхождения с цифрами расчетного состава, как это видно из цифр, приводимых ниже в табл. 2.

Качественная реакция Уайта показала, что во всех указанных клинкерах свободная известь отсутствует и что она, таким образом, связана в клинкерных минералах (силикаты, алюминат кальция) и стекле.

- Lea F. M. a. Parker T. W. The quaternary system $\text{CaO}-\text{C}_2\text{S}-\text{C}_5\text{A}_3-\text{C}_4\text{AF}$. Philosophical Trans., London, 1934, 234, № 731, 1.
- Murdie H. F. Study on a portion of the system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3$. Journ. Res. Nat. Bureau Stand., 1937, 18, 475.
- Parker T. W. a. Nurse R. W. Microscopic examination of portland cement clinker. Journ. Soc. Chem. Ind. 1939, 58, 255-261.
- Tavasci B. Ricerche sulla costituzione del clinker di cemento Portland. Il cemento armato, 1935, № 2, 13-24.
- Tosiyosi Yamauti. The system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3$ и $\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (celite VI). Journ. Japan Ceram. Ass., 1938, 46, 12-20; Celite VII, Journ. Japan Ceram. Ass. 1938, 46, 66-76; реф. Chem. Abstr., 1938, 33, № 21, 8950 и 1939, 33, № 22, 9574.

S. L. VOLFSOŃ and V. V. LAPIN

ON THE PROBLEM OF THE COMPOSITION OF THE FILLING SUBSTANCE IN THE STRUCTURE OF PORTLAND-CEMENT CLINKER

Summary

On the basis of a petrographical study in transparent sections and immersion preparations of a large number (over 200) cement clinkers, made at the laboratory (calcination in an oil furnace), the following composition of the filling substance of the portland-cement clinker has been established: braunmillerite or its solid solutions with bicalcium ferrite, tricalcium aluminate and the vitreous phase with a low refraction of light.

A calculation under the microscope of the components of the filling substance has shown that with a normal crystallization (small prisms) of braunmillerite such quantities of it are produced that approach those estimated. With a finely fibrous crystallization of the iron-bearing mineral a considerable divergence between the data of calculation in the thin section and the estimated figures is obtained. The inaccuracy of calculation in these cases may be decreased by using high magnifications of the microscope (400 and over).

The tricalcium aluminate, when contained in the clinker in a large amount (20 per cent, and over), is well distinguished in the thin section under the microscope; it is either filling irregularly-shaped interstices among the clinker minerals or gives in the thin section regularly shaped sections (of a square shape) with an imperfect cleavage.

In clinkers with a lower tricalcium aluminate content its detection in the thin section is difficult.

As a rule, the amount of the tricalcium aluminate as calculated in the thin section is considerably lower than the estimated one, which is considered by the authors as related to the simultaneous presence of the vitreous phase in the clinker; the latter phase, either being formed in the very thin interstices between the grains of the clinker (celite, alite, $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$) or forming thin films on these grains, escapes calculation in the thin section, even with high magnifications of the microscope (400).

The undervaluation under the microscope of the isotropic substances ($3\text{CaO} \cdot \text{Al}$ and glass) in the cement clinker is accounted for also by the fact that the thickness of those filling the interstices between the anisotropic substance of the clinker (alite, celite), and closely intergrown with it, is less than the thickness of the transparent section; due to this the anisotropic substance overlaps in the section the isotropic one and conceals them from the calculation under the microscope.

Some work is necessary to verify the possibilities of calculating the tricalcium aluminate of the vitreous phase using the methods for the investigation of clinkers in reflected light and etching of polished sections.

Б. В. ИВАНОВ

**К ПЕТРОГРАФИИ ЗОНАЛЬНОГО ДИНАСА ИЗ СВОДА
ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ ПЕЧИ КИРОВГРАДСКОГО МЕДЕПЛАВИЛЬНОГО
ЗАВОДА**

ВВЕДЕНИЕ

Отражательная медеплавильная печь, как известно, относится к типу пламенных печей и получила свое название благодаря отражению тепла от раскаленных стенок и свода печи. Отсюда и самый процесс плавки медных руд и концентратов называется сокращенно „отражательной плавкой“ (В. И. Смирнов, 1936).

Хотя отражательная плавка известна уже более двух столетий, а в последние 30 лет получила особенно широкое развитие, до сих пор вопросы службы огнеупоров в отражательной печи освещались в печати довольно слабо. Наиболее серьезной работой в этом направлении является публикация Г. Олдрайта и Ф. Шредера (G. L. Oldright a. F. W. Schroeder, 1928). Разбирая условия службы огнеупоров в печи, они останавливаются вначале на влиянии самой конструкции печи на работу огнеупоров, а затем переходят к шлаковому проникновению в огнеупор. Изучение отдельных кирпичей, взятых из различных мест свода печи, показало, что глубина проникновения шлака в кирпич уменьшается к концу печи, т. е. уменьшается с понижением температуры. На глубину шлакопроницаемости влияет также длина кирпича вследствие разности температурных градиентов. Чем короче кирпич, тем резче сказывается температурный градиент и тем в меньшей степени происходит проникновение шлака.

Большое влияние на коррозию сводового кирпича, по мнению авторов, оказывает пыль, образующаяся из составных частей самого флотационного концентрата. Пыль эта обладает основным характером, что подтверждается химическим анализом натеков со сводового кирпича (табл. 1).

Таблица I

Где взята проба	Расстояние от отопляемой стенки в м	Химический состав в %						№ конуса	Приблизительная температура плавления в °С
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	Cu ₂ O		
Завод № 1	Отапливаемый конец	70.7	5.9	0.8	7.7	1.0	8.3	13—14	1400°
	15—18	58.7	6.6	5.8	9.4	2.6	9.3	9	1315
	22—25	66.6	5.3	0.6	8.5	1.4	10.6	9	1315
Завод № 2	Аптейк	60.9	7.6	1.1	7.3	1.5	12.5	8—9	1300
	13—15	60.6	16.9	2.9	4.5	3.6	1.0	9—10	1325

Данные табл. 1 говорят о наличии известной закономерности в содержании меди: содержание ее увеличивается по мере удаления от отапливаемой стенки; также слегка увеличивается содержание глинозема и извести, в то время как содержание закиси железа остается более или менее постоянным. Меняющиеся количества оснований показывают селективный характер всплывания.

Специальному исследованию был подвергнут авторами динасовый кирпич из центральной части свода, на расстоянии около 15 м от отапливаемой стенки. Структура кирпича по внешнему виду показала четкую зональность по его длине; всего установлено было 5 отдельных зон.

В табл. 2 приводится по зонам химический состав служившего свода динаса:

Таблица 2

Где взята проба	Химический состав в %						№ конуса	Приблизительная температура плавления в °С
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	Cu ₂ O		
Капли (натёки)	60.8	7.3	3.0	9.1	1.6	8.7	11	1355°
Зона I	83.8	4.6	3.8	0.7	0.8	3.4	26	1600
„ II	86.2	4.8	2.1	следы	2.1	3.9	28	1635
„ III	86.7	5.3	1.2	следы	3.7	2.8	28	1635
„ IV	93.6	3.5	0.7	—	1.5	—	30 - 31	1670
„ V	93.6	3.2	0.5	—	1.5	—	31—32	1710

Аналогично зональному динасу из мартеновской печи здесь также наблюдается концентрация извести и глинозема в зоне III. Объясняется это тем, что известь дает с уносимой пылью и кремнеземом очень флюидные шлаки, которые, вследствие капиллярности, легко проходят в кирпич, образуя здесь, в месте затвердевания, обогащенный известью слой; нижние зоны кирпича при этом будут содержать нерастворившийся кремнезем и шлак, свободный от извести.

Медь присутствует в кирпиче в первых трех зонах в уменьшающихся количествах и несомненно оказывает влияние на понижение температуры плавления этих зон. Зоны IV и V имеют почти одинаковый химический состав, указывающий на то, что зона III является предельной в отношении проникновения шлака.

Структура отработанного кирпича в разных зонах показывает различный характер кварцевых зерен: в зонах I и II, вследствие постепенного растворения, зерна кварца совершенно исчезают, а в зоне III и IV они окружены шлаком. По сечению кирпича самое слабое место найдено в плоскости разделения зон III и IV, ограничивающей проникновение шлака. Когда печь останавливают для ремонта, то после ее охлаждения можно часто наблюдать, что сводовые кирпичи дают трещины или раскалываются именно по этой границе.

На основании химических анализов и определения веса и объема отработанных и не служивших кирпичей авторами подсчитали примерное содержание окислов FeO, Fe₂O₃, CaO и Cu₂O в шлаке, поглощенном кирпичом в различных секциях свода отражательной печи. Эти подсчеты показали, что состав флюсующей пыли не остается постоянным по длине печи и происходит преференциальное всплывание: некоторые составные части шихты, вследствие своих физических особенностей (величина частиц, удельный вес и др.), уносятся дальше потоком газов.

Максимальная температура в печи практически определяется в том месте, где силикаты, образующиеся за счет контакта шихтной пыли со сводом, становятся текучими, плавятся и медленно стекают в ванну

печи. Замер температур в одной работающей печи в зоне выплавления шлаковых капель со свода дал 1430°.

Авторы считают, что до тех пор, пока почти полностью не будет исключено всплывание, температура плавления огнеупорного кирпича будет понижаться, хотя бы за счет незначительного проникновения шлака. С повышением температуры то же самое количество оснований в состоянии ошлаковать большее количество кремнезема; кроме того, при повышенной температуре скорее происходит выплавление из кирпича связующих веществ, и крупные, нерасплавленные кусочки кварца образуют сводовые потеки и наросты.

Поэтому дальнейшее увеличение производительности отражательной печи требует, наряду с уменьшением всплывания шихты и повышением температуры в плавильной зоне, также еще и применения более высококачественных огнеупоров для футеровки печи.

В своей статье А. А. Бабаджан и Ф. В. Муратов (1938) считают, что быстрый износ свода вызывается, главным образом, следующими причинами: 1) неправильным расположением форсунок; 2) недоброкачеством кирпича; 3) быстрым разогревом печи после ремонтов и 4) высокой температурой в печи (до 1650°).

Особо останавливаются авторы на износе свода, происходящем за счет шлакообразования. Их наблюдения показывают, что внутренняя поверхность кирпича, взятого на расстоянии 6 м от передней стенки, сравнительно гладкая и лишена больших потеков; с приближением же к концу печи (кирпич с 17-го м) размер потеков увеличивается. Наибольшее шлакование наблюдается в местах загрузки шихты (в пятах свода). В табл. 3 приведены анализы шлаковых потеков, взятых из различных участков свода.

Таблица 3

Расстояние от передней стенки до места взятия пробы в м	Химический состав в %							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	Cu ₂ O	Zn	S
4.5 (в середине секции)	44.0	4.80	8.50	18.00	1.14	6.60	5.88	0.24
17.0 (в середине секции) . . .	43.12	6.35	4.50	22.50	2.88	8.92	0.96	0.13
6.0 (около загрузочных воронок)	48.60	1.31	10.30	28.20	1.19	8.20	8.32	0.13
Средняя проба потеков, взятых во 2-й, 3-й и 4-й секциях .	47.88	5.80	7.60	17.20	1.79	8.75	4.90	0.24

Так как содержание FeO и Fe₂O₃ в пробе около загрузочных воронок больше, чем в остальных пробах, то это позволило авторам высказать предположение, что в местах загрузки сульфид железа окисляется за счет подсоса воздуха в большей степени, чем в других участках свода.

Затем авторами были взяты два отработанных кирпича из центральной части свода на расстоянии 8 и 15 м от передней стенки; оба кирпича по внешнему виду были разделены по длине на шесть зон и проанализированы (табл. 4).

Данные табл. 4 показывают, что в кирпиче, взятом на расстоянии 8 м, зона IV является предельной в отношении проникновения шлака, а в кирпиче, взятом на расстоянии 15 м, предельной является зона III. Таким образом, в кирпиче, взятом в начале печи, проникновение шлака большее, чем в середине печи. По этой причине свод первой трети печи изнашивается быстрее, чем в остальной части печи.

Заключение авторов: форсированный ход отражательной плавки, обеспечаивающей стахановский проплав, требует применения высококачествен-

Оксиды	Химический состав в % кирпича с 8 м (по зонам)						Химический состав в % кирпича с 15 м (по зонам)				
	I	II	III	IV	V	VI	II	III	IV	V	VI
SiO ₂ . . .	84.88	87.20	94.44	95.92	92.76	95.16	83.32	91.68	94.36	93.32	96.32
Al ₂ O ₃ . . .	3.01	3.60	2.75	2.80	1.35	1.24	3.63	2.85	1.39	1.51	1.47
Fe ₂ O ₃ . . .	6.23	4.04	0.93	1.24	1.09	1.24	9.81	1.55	0.93	0.93	1.09
CaO	0.33	2.78	0.11	0.05	0.92	1.80	0.72	3.27	2.12	0.11	0.11
Cu	1.82	1.12	следы	следы	следы	следы	1.42	0.45	следы	следы	следы
Zn	1.35	1.08	0.15	следы	0.15	следы	1.74	0.24	следы	следы	следы

ного динасового кирпича для кладки сводов и организации надлежащего хранения и транспортировки его в условиях завода.

Б. В. Иванов (1938) опубликовал результаты петрографического изучения служившего динаса с 10-го метра от отапливаемой стенки из свода отражательной печи.

Этому же вопросу посвящена довольно обстоятельная статья Н. И. Воронина (1939).

ЗОНАЛЬНЫЙ ДИНАС КИРОВГРАДСКОЙ ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ ПЕЧИ

Рассмотренными статьями исчерпывается вся существующая литература по службе динасового кирпича в своде отражательной медеплавильной печи. Переходя к нашим собственным материалам, прежде всего остановимся на том, при каких условиях были взяты кирпичи для исследования.

Зональный динас был отобран во время горячего ремонта отражательной печи при любезном содействии работников Кировградского завода. В ночь с 20 на 21 декабря 1937 г. было остановлено поступление горючего (мазута) в печь, свод стал быстро охлаждаться и затем обрушился, примерно, до половины длины печи, на первых ее секциях.

Через несколько часов, когда обрушившийся свод несколько охладился и под ним на штейне образовалась корка, были выломаны кирпичи из различных мест свода по длине печи. При этом особое внимание обращалось на то, чтобы кирпичи были из центральной, осевой части свода.

Так как свод обрушился в плавильное пространство, не удалось собрать натеков, о которых упоминали предыдущие авторы.

В табл. 5 приведены некоторые данные (откуда взято, размер и др.) касательно отобранных образцов:

Таблица 5

№ образца	Расстояние от передней стенки в м	Длина кирпича в мм			Продолжительность службы в месяцах	Глубина шлакового проникновения в мм
		дослужбы	после службы	износ		
27	5 (центральная часть свода) .	475	235	240	2.5	70
28	То же (с большей коррозией)	475	50	425	2.5	25
29	10 (центральная часть свода)	475	115—155	320—360	2.5	35—65
30	То же (из засыпной воронки)	475	450	25	—	180
33	15 (центральная часть свода)	475	170	305	10	55
31	Боров (3 м от аптейка) . . .	475	270	205	7	90
32	Черные налеты со стен борова	—	—	—	—	—

Отражательная печь Кировградского завода имеет в длину 32 м и в ширину 6 м. Отопление нефтяное (мазут). Плавка ведется на сыром концентрате, который характеризуется весьма значительным содержанием цинка (табл. 6):

Таблица 6

Компонент	Химический состав концентратов в % по секциям обогатительной фабрики (октябрь 1937 г.)			
	1	2	3	4
Cu	11.77	14.36	15.43	12.94
Zn	10.05	12.97	12.00	11.68
Fe	—	23.93	25.23	23.50
S	—	34.68	33.39	32.18
H ₂ O	—	—	—	13.80

Кроме концентрата, в шихту добавляются следующие компоненты: ватержетная пыль (горячая), ватержетная очистка, конверторный шлак, золотосодержащий кварц, известняк, медные хвосты и блявинский огарок.

МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Все образцы зонального, сводового динаса были подвергнуты изучению под микроскопом в шлифах и по иммерсионному методу. Ниже приводится описание всех указанных образцов, причем для одного из них (обр. № 29) — более подробное; так как, в основном, все образцы схожи между собою, в дальнейшем описании помещены лишь некоторые, специфические для данного образца, моменты минералогического характера.

Обр. № 27. Взят в 5 м от передней стенки, из центральной части свода; после службы в течение 2.5 мес. „угорел“ с 475 до 235 мм. Будучи распилен вдоль длинной своей оси, он показал следующее зональное строение (фиг. 1): со стороны, обращенной в плавильное пространство, образец имеет характерный, шероховатый вид; обломки кварцита различной степени округленности отчетливо выделяются из общей массы кирпича (фиг. 2). По внешнему виду, главным образом по цвету кирпича, в нем можно выделить пять отдельных зон: 1) черную, наиболее горячую, 2) бурую, 3) светложелтую, 4) темножелтую и 5) светложелтую. Как показал просмотр шлифов, три последних зоны в действительности представляют одну и ту же зону, так что на самом деле мы имеем всего навсего лишь три зоны: 1) черную — тридимитовую, 2) бурую — переходную и 3) неизмененную, состоящую из трех, различных по скраске, участков.

Неизмененная зона делится, как указано выше, на три участка, по 55 мм длиной каждый. Граница ее со следующей, переходной, зоной — четкая; по самой линии разграничения проходит большая трещина, что указывает на слабое место в кирпиче. Неизмененная зона, по сути дела, ничем не отличается от свежего, неработавшего динаса; она содержит большое количество белых, округлых или угловатых зерен кварцита размером от весьма мелких до 5—6 мм в поперечнике. В ней имеется также большое количество пор и мелких трещин.

Под микроскопом наблюдается большое количество обломков кварца и кварцита размерами: 0.10 × 0.19; 0.69 × 0.79; 1.98 × 2.10; 1.19 × 3.40 мм. Кварц в обломках растрескался довольно значительно; самые трещины заполнены метастабильным кристобалитом (Д. С. Белянкин и Н. Г. Казакова, 1934). С периферии обломки окружены бурой, изотропной каймой. В некоторых обломках, во внутренней их части, можно заметить черное вещество, которое проникло туда по тонким каналам из цемента.

В цементирующей массе обнаружены: а) мелкие пластинки и копьевидные двойники тридимита с размерами 0.06×0.12 ; 0.04×0.20 мм; б) бурое вещество, не действующее на поляризованный свет, и в) мелкие, яркополяризующие кристаллики и зернышки псевдоволластонита, $\alpha\text{-CaSiO}_3$.

Переходная зона — бурого цвета, с колеблющейся мощностью — от 10—15 до 40 мм. Граница со следующей, тридимитовой, зоной — нечеткая. Внимательный осмотр показывает, что переходная и тридимитовая зоны часто заходят друг к другу, образуя своеобразные языки. Переходная зона также богата крупными обломками кварцита, особенно выделяется один обломок размером 7×12 мм (отчетливо виден на фиг. 1).

В цементе переходной зоны много желтого стекла, а также бурого девитрификата. Количество псевдоволластонита сравнительно невелико. Сильно увеличивается количество тридимита.

Тридимитовая зона — черного цвета, со средней мощностью в 30 мм. Количество белых обломков кварцита уменьшается по сравнению с двумя предыдущими зонами, размер их достигает 4 мм в поперечнике. Со стороны, обращенной в печь, обломки выделяются очень рельефно и глазурию не покрыты.

Под микроскопом видна большая степень перерождения кварцитовых обломков; в основном они заполнены метастабильным кристобалитом и только местами сохранились небольшие обломки неизмененного кварца.

В цементе главную роль играет тридимит, пластинки и двойники которого достигают размера 0.10×0.30 мм (фиг. 3). На ряду с тридимитом в этой зоне обнаружены: черное изотропное вещество в виде характерных дендритов (магнетит) и бурый девитрификат.

Обр. № 28. Также был отобран в 5 м от передней стенки и отличался от предыдущего образца большей коррозией, в результате которой он уменьшился до 35—50 мм длины. Кирпич этот также состоит из трех зон: 1) неизменной — желтого цвета, 2) переходной — бурой и 3) тридимитовой — черной.

В части микроскопической следует отметить исключительное богатство *неизменной зоны* кирпича известковым силикатом — псевдоволластонитом (фиг. 4), возникшим во время фабрикации динаса. Кроме того, в цементе присутствуют тридимит и девитрификат.

В *переходной зоне* улучшается кристаллизация тридимита; кроме псевдоволластонита ($\alpha\text{-CaSiO}_3$), появляется еще и волластонит ($\beta\text{-CaSiO}_3$). Последний возникает в переходной зоне в результате миграции CaO во время службы кирпича (в шихту добавляется известняк). В цементе этой зоны встречены в небольшом количестве мелкие зерна зеленозатобурого сильно двупреломляющего минерала со светопреломлением: $N_p' = 1.83 \pm 0.01$; $N_g' > 1.85$.

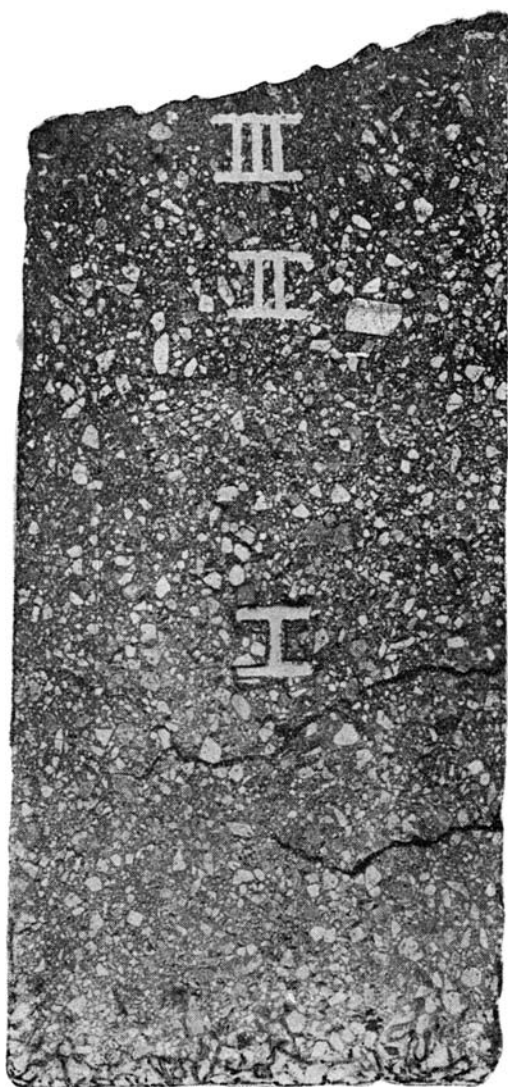
Приведенные константы отвечают минералу — фаялиту, $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$.

Тридимитовая зона состоит из крупных обломков кварцита, затронутых в значительной степени температурными условиями службы; цемент состоит из крупных кристаллов тридимита и магнетита.

Обр. № 29. Взят на расстоянии 10 м, изготовлен на Первоуральском динасовом заводе. Общая длина его, в результате службы, уменьшилась с 475 до 115—155 мм. Так же, как и предыдущие образцы, он сложен тремя зонами: 1) неизменной, 2) переходной и 3) тридимитовой.

Неизменная зона — желтого цвета, мощность 80—90 мм, имеет довольно четкую границу со следующей переходной зоной. Содержит много крупных белых обломков, размер которых доходит до 3×8 мм. Количество пор и трещин, видимых невооруженным глазом, сравнительно невелико.

В шлифе под микроскопом различаются обломки кварцита с размерами от 0.13×0.13 до 1.56×3.95 мм; все обломки сильно растреска-



Фиг. 1. Зональный динас с 5-го м. Обр. № 27.
Ум. 1.7.



Фиг. 2. Зональный дуннас с 5-го м. Обр. № 27. Вид на поверхность кирпича, обращенную внутрь печи. Ум. 1.5.



Фиг. 3. Зональный дуннас с 5-го м. Обр. № 27. Тридимитовая зона. Ув. 88. Свет простой.

лись, причем го трещинам выделился метастабильный, изотропный кристобалит с $N = 1.490 \pm 0.002$.

В цементирующей массе значительную роль играют мелкие, ярко-поляризующие зернышки псевдволластонита ($\alpha\text{-CaSiO}_3$), с которым в весьма тесном сростании находятся характерные пластинки и, чаще, копьезидные двойники тридимита. Его показатели преломления равны: $Ng' = 1.477 \pm 0.002$; $Np' = 1.474 \pm 0.002$.

Присутствует в цементе также темное бурое вещество, повидимому, представляющее собою окислы железа.

Переходная зона — бурого цвета, с колеблющейся мощностью от 20 до 45 мм, имеет весьма причудливую границу с черной, тридимитовой зоной. Количество белых обломков кварцита и размер их, примерно, такие же, как и в неизменной зоне.

Под микроскопом размер обломков колеблется от 0.02×0.04 до 0.71×1.00 мм; по трещинам в обломках выделился метастабильный кристобалит.

Цемент переходной зоны имеет более сложный минералогический состав. На ряду с ярко поляризующими выделениями псевдволластонита ($\alpha\text{-CaSiO}_3$) присутствуют хорошо образованные кристаллы со средним двупреломлением, косым погасанием и отрицательным знаком. Этот минерал показан на прилагаемой микрофотографии (фиг. 5). Показатели преломления минерала следующие: $Ng' = 1.631 \pm 0.002$; $Np' = 1.615 \pm 0.002$.

Все приведенные данные указывают на этот минерал, как на волластонит ($\beta\text{-CaSiO}_3$).

Кроме указанных двух минералов, в цементе переходной зоны, содержатся хорошие кристаллы тридимита и бурое, девитрифицированное вещество.

Тридимитовая черная зона — мощность от 10 до 20 мм; весьма плотная, содержит еще значительное количество обломков кварцита, приобретающих здесь слегка серый оттенок.

Под микроскопом — картина типичной тридимитовой зоны с большим развитием крупных кристаллов тридимита в цементе, с присутствием магнетита. В шлифах, приготовленных из области контакта тридимитовой зоны с переходной, имеются желтое стекло с $N = 1.684 \pm 0.002$ и бурый девитрификат.

Обр. № 30. Взят также на расстоянии 10 м от передней стенки, но из засыпной воронки. Кирпич был изготовлен на Кыштымском заводе и отличался крайне низкой механической прочностью (легко разбивался молотком, а мелкие куски можно было раздавить пальцами) и очень слабой степенью перерождения кварцевых зерен. Кирпич этот после 2.5 месяцев службы уменьшился всего лишь на 25 мм. Так же, как и предыдущие образцы, состоит из 3 зон: 1) неизменной, 2) переходной и 3) тридимитовой.

Для *неизменной зоны* характерно наличие большого количества белых крупных (до 3×8 мм) стеклянноподобных зерен кварцита. Часто наблюдается излом не по зернам, которые к тому же легко выкрашиваются. В кирпиче заметно большое количество пор и мелких трещин. Мощность зоны около 270 мм.

Под микроскопом видно, что обломки кварцита крайне слабо изменились в результате обжига во время фабрикации и после службы в печи. В цементирующей массе — тридимит и псевдволластонит.

Переходная зона, мощностью около 80 мм, ничем примечательным от предыдущих образцов не отличается. Цвет зоны — бурый.

Тридимитовая зона — черного цвета, мощностью около 100 мм. Среди черной массы отчетливо выделяются белые обломки кварцита.

Под микроскопом наблюдается большее проникновение бурого вещества в обломки кварцита и лучшая кристаллизация тридимита. Весьма любопытна также кристаллизация псевдволластонита в виде каемок

вокруг магнетита (фиг. 6 и фиг. 7). Цемент тридимитовой зоны весьма богат магнетитом.

Со стороны, обращенной в плавильное пространство, тридимитовая зона прикрывается черной, пористой коркой, имеющей в изломе характерный металлический блеск.

В шлифе под микроскопом эта черная корка представляет собою красно-бурое стекло, пронизанное черными дендритами и кристаллами магнетита (фиг. 8). Показатель преломления стекла колеблется от $N=1.642$ до $N=1.649$.

Обр. № 33. Выломан из центральной части свода, в 15 м от передней стенки. Кирпич прослужил 10 месяцев и уменьшился по длине с 475 до 170 мм. В противоположность предыдущим образцам он покрыт весьма тонким слоем глазури и имеет небольшие (2—3 мм длины) потеки (фиг. 9). В потеках, как показал микроскоп, мы впервые встречаемся со стабильным β -кристобалитом, вполне аналогичным таковому из серой зоны служившего мартеновского динаса. Таким образом, в этом образце имеются уже четыре зоны: 1) неизменная, 2) переходная, 3) тридимитовая и 4) слабо развитая кристобалитовая.

Неизменная и переходная зоны, с суммарной мощностью в 145 мм, ничем не выделяются от ранее описанных образцов.

В *тридимитовой зоне* под микроскопом видно весьма слабое изменение кварцитовых обломков. В цементе много тридимита и магнетита; кроме того, встречаются мелкие, желтовато-зеленые кристаллики с косым погасанием [фогтит $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_2\text{Si}_3\text{O}_8$?].

Кристобалитовая зона получила в этом кирпиче очень слабое развитие, достигая мощности всего лишь 2—3 мм. Цвет зоны темносерый, сложение — скорлуповатое.

Под микроскопом она представляет собою скопление характерных дендритов магнетита, находящихся в тесном соединении с псевдоморфозами кристобалита по тридимиту. С магнетитом ассоциируются: зеленоватый силикат с косым погасанием (фогтит), красно-бурое вещество, не действующее на поляризованный свет (Cu_2O ?), и светложелтое стекло. Показатель преломления кристобалита $N > 1.483$ и < 1.493 .

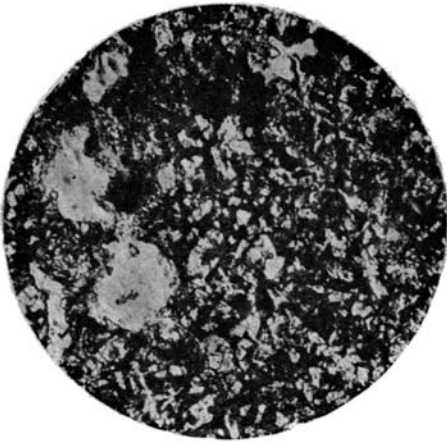
В участке кристобалитовой зоны, граничащей с тридимитовой зоной, мы уже не встречаем кристобалитовых псевдоморфоз — весь участок заполнен хорошо образованными кристаллами тридимита и магнетита. Присутствует здесь также зеленовато-бурое стекло с $N \cong 1.685$; в стекле этом кристаллизуется прозрачный, слегка голубоватый минерал с прямым погасанием, средним дупреломлением. Его показатели преломления: $N_p' \geq 1.691$ и $N_g' \leq 1.726$.

Приведенные константы характерны для минерала — виллемита, $2\text{ZnO} \cdot \text{SiO}_2$.

Обр. № 31. Взят со свода в борове в 3 м от аптейка. Кирпич производства Кыштымского завода и прослужил 7 месяцев. Как и все кирпичи производства Кыштымского завода, он отличается слабой механической прочностью и невысокой степенью перерождения обломков кварцита; эти его качества ясно указывают на недостаточный обжиг кирпича во время его фабрикации. За время службы кирпич уменьшился с 475 до 270 мм по длине.

В противоположность всем, ранее описанным, образцам настоящий динас приобрел в результате службы всего лишь только две зоны: 1) неизменную — светложелтую и 2) переходно-тридимитовую — бурую. Последняя названа нами переходно-тридимитовой потому, что она содержит в себе элементы как переходной, так и тридимитовой зон и в то же время по внешнему виду не может быть разделена на указанные две зоны.

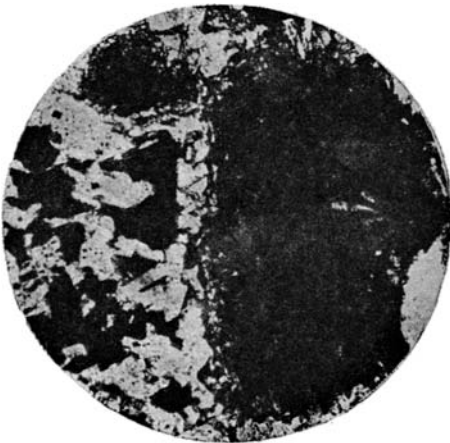
Неизменная зона, длиной 180 мм, делится по окраске на три участка: 1) светложелтого, 2) темножелтого и 3) палевого цвета. Микроскоп установил полную идентичность всех трех участков. Граница неиз-



Фиг. 4. Зональный динас с 5-го м. Обр. № 28. Неизменная зона. Ув. 88. Свет простой.



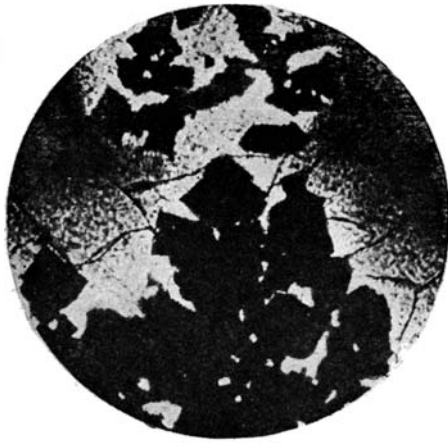
Фиг. 5. Зональный динас с 10-го м. Обр. № 29. Переходная зона. Ув. 240. Свет поляризованный.



Фиг. 6. Зональный динас с 10-го м, из засыпной воронки. Обр. № 30. Трехмерная зона. Ув. 88. Свет простой.



Фиг. 7. То же, что и фиг. 6. Свет поляризованный.



Фиг. 8. Зональный динас с 10-го м, из засыпной воронки. Обр. № 30. Черная пористая корка на кирпиче. Ув. 88. Свет простой



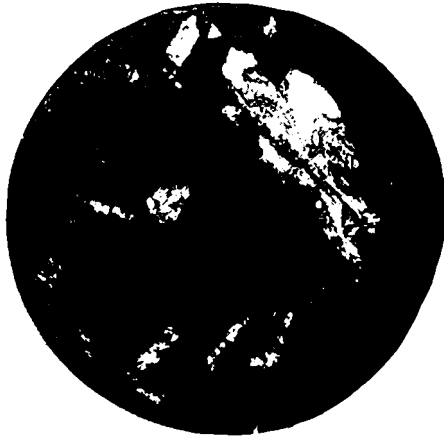
Фиг. 9. Зональный динас с 15-го м. Обр. № 33. Вид на поверхность кирпича, обращенную внутрь печи. Натуральная величина.



Фиг. 10. Зональный диаспор из борова.
Обр. № 31. Неизменная зона. Ув. 15.
Свет простой.



Фиг. 11. Зональный диаспор из борова.
Обр. № 31. Переходно-тридимитовая зона.
Ув. 100. Свет простой.



Фиг. 12. То же, что и фиг. 11. Свет
поляризованный.



Фиг. 13. Черные палеты на динасе из стен борова. Обр. № 32.
Натуральная величина.

мененной зоны и бурой переходно-тридимитовой вполне отчетливая. Размер кварцитовых обломков доходит до 5×10 мм, количество их значительно (фиг. 10).

В цементирующей массе: псевдоволастонит, тридимит и бурое вещество.

Переходно-тридимитовая зона — бурого цвета, длиной около 90 мм, имеет большое количество белых обломков кварцита; в отличие от предыдущей зоны характеризуется высокой механической прочностью (с трудом разбивается молотком).

Под микроскопом выявляется ее переходный характер близ контакта с неизменной зоной, и, наоборот, по мере удаления к горячему концу она становится все более похожей на типичную тридимитовую зону.

Минералогический состав цемента усложняется, в нем присутствуют тридимит, магнетит, псевдоволастонит, воластонит, оливково-зеленое стекло.

В шлифах переходно-тридимитовой зоны, приготовленных из более горячей ее части, появляется также весьма интересный голубой минерал с очень слабым плеохроизмом — розовато-фиолетовым по N_0 и голубовато-фиолетовым по N_e (фиг. 11 и 12). Минерал — одноосный, положительный. Двупреломление, измеренное компенсатором Берека, оказалось равным 0.028. Показатели преломления голубого минерала, определенные иммерсионным методом из отмытых шлифов, равны: $N_0 = 1.694$; $N_e' = 1.724 \pm 0.002$; $N_e - N_0 = 0.030$.

Все константы отвечают минералу виллемиту, $2ZnO \cdot SiO_2$.

Показатели преломления нашего виллемита близки к таковым для синтезированного $2ZnO \cdot SiO_2$, описанного А. Н. Винчеллом (1933): $N_e = 1.720$; $N_0 = 1.692$; $N_e - N_0 = 0.028$, и мало отличаются от виллемита из свинцовых шлаков, описанного В. Фабером (W. Faber, 1935): $N_e = 1.726 \pm 0.002$; $N_0 = 1.701 \pm 0.002$; $N_e - N_0 = 0.025$.

Для переходно-тридимитовой зоны динаса, взятого из борова, весьма характерно присутствие большого количества мало измененных обломков кварцита.

Обр. № 32. Со стороны, обращенной внутрь борова, как сводовый динас, так, в особенности, динас из боковых стенок покрываются черным налетом, имеющим часто ветвистую, струйчатую форму (фиг. 13). Обыкновенно эти черные налеты достигают мощности нескольких десятков сантиметров и сильно сужают поперечное сечение борова, особенно в месте его поворота (поперечный столбик). Это обстоятельство крайне неблагоприятно отражается на использовании паровыми котлами тепла отходящих газов отражательной печи.

Шлифы, изготовленные из черных налетов, показывают, что они состоят, в основном, из двух фаз: 1) зеленовато-бурого стекла с показателем преломления, колеблющимся от $N = 1.642$ до $N = 1.649$, и 2) черного вещества в виде дендритов или кубиков (магнетит), переполняющего зеленовато-бурое стекло. Черное вещество весьма сильно притягивается магнитом.

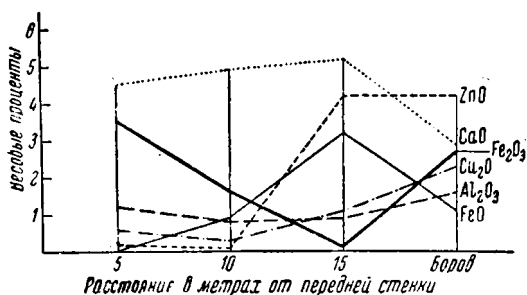
ХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Образцы служившего сводового динаса, а также черные налеты из борова были подвергнуты химическому исследованию. Так как неизменная зона служивших кирпичей аналогична не работавшему динасу, то ее химический анализ произведен не был, и анализировались лишь переходная и тридимитовая зоны кирпичей. Результаты химических анализов (в весовых процентах) даны в табл. 7.

Для наглядности построены мною, на основании цифр табл. 7, две диаграммы (фиг. 14 — для переходной зоны всех кирпичей и фиг. 15 — для тридимитовой). В виду того, что бурая зона сводового кирпича из

Оксиды	Обр. № 27		Обр. № 29		Обр. № 33		Обр. № 31	Обр. № 32
	переходная зона	тридмитовая зона	переходная зона	тридмитовая зона	переходная зона	тридмитовая зона	переходная зона	тридмитовая зона
SiO ₂	89.38	81.82	91.07	85.88	84.87	79.39	82.68	9.92
TiO ₂	0.18	0.15	0.16	0.11	0.02	0.03	0.05	0.16
Al ₂ O ₃	1.15	1.41	0.82	1.69	0.90	2.47	1.59	2.98
Fe ₂ O ₃	3.47	6.31	1.55	4.32	0.14	3.51	2.65	50.88
FeO	—	3.78	0.94	2.81	3.19	5.84	1.08	2.88
MnO	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.05	0.05
Cu ₂ O	0.63	1.49	0.29	1.19	1.05	1.71	2.29	8.38
ZnO	0.21	2.18	0.11	1.84	4.16	4.92	4.17	12.10
PbO	—	0.22	—	0.19	0.17	0.52	0.25	5.51
CaO	4.48	1.90	4.90	1.68	5.17	0.96	2.89	2.04
MgO	0.34	0.42	0.30	0.36	0.19	0.13	0.22	1.30
Na ₂ O	0.08	не опр.	не опр.	не опр.	0.06	не опр.	0.14	0.20
K ₂ O	0.18	не опр.	не опр.	не опр.	0.20	не опр.	0.25	0.54
H ₂ O _{-110°}	0.01	0.04	0.12	0.12	0.04	—	0.02	—
П. п. п.	—	0.12	0.01	0.09	0.35	0.16	0.06	0.08
SO ₃	—	—	—	—	—	—	0.37	1.75
Σ	100.15	99.86	100.31	100.30	100.52	99.65	98.76	98.77
Аналитики:	И. М. Шумило	Н. Х. Айдиньян	И. М. Шумило	И. М. Шумило	В. А. Егоров	В. А. Егоров	Л. Б. Тумилевич	В. А. Молева

борова обладает одновременно особенностями той и другой зон, она помещена на обеих диаграммах; как микроскопия, так и химия отчетливо выявили ее своеобразный, двойственный характер.



Фиг. 14. Содержание оксидов (в весовых процентах) в переходной зоне служившего динаса из отражательной печи.

Для глинозема Al₂O₃ мы имеем в кирпиче, взятом на расстоянии 10 м, минимум 0.82%, затем его количество возрастает, доходя в кирпиче из борова до 1.59%.

Для Fe₂O₃, наоборот, минимальное содержание найдено в кирпиче с 15 м (0.14%); наибольшее — в кирпиче с 5 м (3.47%).

Совершенно обратную картину показывает закись железа FeO; ее максимум находится в кирпиче с 15 м, а именно — 3.19%. Фиг. 14 отчетливо показывает различие в миграции для FeO и Fe₂O₃, причем в тех случаях, когда содержание FeO наибольшее, для Fe₂O₃ мы имеем мин.

мальное содержание, и обратно, когда для FeO — минимум, то для Fe_2O_3 , соответственно, максимум.

Cu_2O ведет себя, примерно, так же, как и Al_2O_3 , с явственным минимумом в кирпиче с 10 м.

То же самое можно сказать относительно ZnO , с той лишь разницей, что последняя с большей охотой проникает в переходную зону динасового кирпича, чем закись меди.

Для CaO максимум в кирпиче с 15 м — 5.17%; вообще, переходная зона служивших кирпичей богата известью, что подтверждается микроскопическим изучением — большим содержанием в переходной зоне известковых силикатов: волластонита ($\beta\text{-CaSiO}_3$) и псевдо-волластонита ($\alpha\text{-CaSiO}_3$).

Тридимитовая зона служивших кирпичей находилась под непосредственным воздействием шихтной пыли, шлаков и высокой температуры (до 1650°); не удивительно поэтому, что миграция в кирпич металлических окислов достигла здесь значительного развития. Соответственно, понижается здесь содержание кремнезема: в кирпиче, взятом на расстоянии 5 м 81.82%; с 10 м 85.88%; с 15 м 79.39% и в кирпиче из борова 82.68%.

Миграция Al_2O_3 , в общих чертах, повторяет такую же для переходной зоны.

В содержании Fe_2O_3 имеется различие: максимум для кирпича, взятого на расстоянии 5 м, 6.31% и затем постепенное падение до 2.65% в кирпиче из борова.

Для FeO максимальное содержание найдено в кирпиче с 15 м — 5.84%, минимум в кирпиче из борова — 1.08%.

Аналогично закиси железа ведет себя окись цинка, ZnO , с той лишь разницей, что в кирпиче из борова ее содержание весьма значительное — 4.17%.

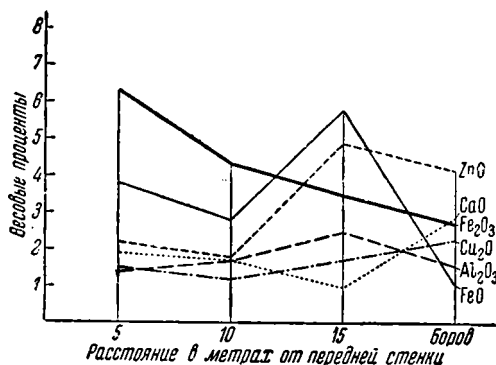
Для Cu_2O имеем наименьшее содержание в кирпиче с 10 м — 1.19% и постепенный рост к концу печи (в борове — 2.29%).

Содержание CaO — наименьшее в кирпиче с 15 м — 0.96% и наибольшее — в кирпиче из борова — 2.89%.

Диаграмма на фиг. 15 свидетельствует о сравнительно слабом проникновении металлических окислов в динасовый кирпич с 10 м; в то же время этот кирпич подвергся в печи наибольшей коррозии.

Обращаясь теперь к химическому составу черных налетов со стен борова (обр. № 32), мы видим исключительное богатство их окисью железа — 50.88%; весьма значительное содержание Cu_2O — 8.38% и ZnO — 12.10%. Наконец, крайне любопытна концентрация в этих налетах окиси свинца, PbO (5.51%), при ничтожном ее содержании в динасе. Глинозема в черных налетах — 2.98%, что значительно выше обычного его присутствия в неслужившем огнеупоре. Известни в налетах, сравнительно, немного (2.04%) и, наоборот, значительное количество окиси магнезия, MgO 1.30%. Содержание SO_3 также увеличивается: 1.75% при 0.37% в кирпиче из борова.

Так как микроскоп дал возможность установить в черных налетах, по существу, лишь две фазы: 1) темное бурое стекло и 2) черное вещество, следует предположить, исходя из анализа, что стекло это богато осно-



Фиг. 15. Содержание окислов (в весовых процентах) в тридимитовой зоне служившего динаса из отражательной печи.

ваниями, а черное вещество, повидимому, представляет собою смесь различных ферритов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование служивших кирпичей из различных мест свода отражательной печи показало, в согласии с предыдущими авторами, неодинаковый характер коррозии кирпичей. Кирпичи, взятые на расстоянии 5 и 10 м от передней стенки, имеют со стороны, обращенной в печь, характерный, шероховатый вид (фиг. 2); обломки кварцита отчетливо выделяются из общей массы кирпича. Такой характер поверхности является своеобразным и отличается от данных предыдущих исследователей (Олдрайт и Шредер — натеки до 15 см длиной и Бабаджан и Муратов — гладкая поверхность).

В дальнейшей работе мы этому вопросу уделим специальное внимание. Как показал микроскоп, самые обломки кварцита претерпевают крайне незначительные изменения во всех зонах кирпича, не исключая и наиболее высокотемпературной, обращенной в плавильное пространство; меняется лишь цемент, связывающий отдельные обломки кварца и кварцита (см. детали микроскопического описания). Самый механизм износа кирпича рисуется нам в следующем виде: основная пыль и брызги железистого шлака охотно образуют легкоплавкие эвтектики с цементирующей массой кирпича, которая постепенно вытекает, обнажая крупные обломки кварцита; последние остаются в кирпиче до тех пор, пока сохраняется механическая связность обломков между собою. Конечно, процессу износа кирпича способствует сравнительно высокая температура плавильного пространства (1400—1600°), но основная причина заключается в химическом разрушении огнеупора в результате всплывания. Местное, более интенсивное разрушение динаса может происходить также в результате неправильного расположения форсунок.

В кирпичах, взятых на расстоянии 15 и 33 м (боров) от передней стенки, часть, обращенная в печь, уже оглазурована и содержит небольшие натеки (фиг. 9). Очевидно, здесь слабее проявляется действие температуры на износ кирпича.

Относительно уменьшения глубины проникновения шлака в кирпич по мере продвижения к концу печи в нашем случае нет отчетливого подтверждения этого факта (табл. 5). Температурный градиент различных по длине кирпичей, взятых с одного места, действительно имеет большее значение — в обр. № 27 глубина шлакового проникновения 70 мм, а в обр. № 28 — 25 мм (табл. 5).

Обращаясь к самим образцам зонального динаса, нам удалось с помощью микроскопа и химии значительно уточнить высказывания предыдущих авторов. Для большинства кирпичей нами установлено лишь только три зоны: неизменная, переходная и тридимитовая, тогда как у Олдрайта и Шредера — пять зон, а у Бабаджана и Муратова — даже шесть. Нетрудно убедиться в том, что у первых авторов зоны II и III весьма близки по химическому составу и их следует объединить; то же самое и в отношении IV и V (табл. 2). У вторых авторов близки по составу зоны III, IV, V и VI; все они должны быть объединены в одну, а тогда здесь также мы будем иметь те же три зоны, что в нашем случае (табл. 4).

К этим основным зонам в кирпиче с 15-го м присоединяется очень маломощная и слабо выраженная кристобалитовая, достигающая 2—3 мм длины. Так как она распространяется лишь на верхнюю часть натека (фиг. 9), возможно, правильнее будет специально ее не выделять; тогда у нас останутся лишь три главные зоны, названные выше.

Как известно, в зональном динасе из мартеновской печи имеются четыре зоны: 1) неизменная, 2) переходная, 3) тридимитовая и 4) кристобалитовая, наиболее горячая.

Отсутствие кристобалитовой зоны в зональном динасе из отражательной медеплавильной печи мы склонны объяснить более легкими условиями службы последнего, чем динаса из мартена.

Наконец, в сводовом динасе из борова мы имеем всего лишь две зоны: 1) неизменную и 2) переходнотридимитовую.

Для переходной зоны всех сводовых кирпичей характерно большое содержание CaO ; микроскоп установил одновременное присутствие в этой зоне двух модификаций известкового силиката: псевдоволластонита ($\alpha\text{-CaSiO}_3$) и волластонита ($\beta\text{-CaSiO}_3$). Это весьма интересное явление может быть удовлетворительно объяснено лишь следующим образом: псевдоволластонит ($\alpha\text{-CaSiO}_3$) образуется в динасовом кирпиче во время его фабрикации; волластонит же ($\beta\text{-CaSiO}_3$) возникает в переходной зоне за счет той известки, которая поступает в плавильное пространство. О присутствии в кирпиче зоны, обогащенной известью, упоминает Олдрайт и Шредер (табл. 2, зона III). В содержании Al_2O_3 мы наблюдаем медленный рост по направлению к концу печи. Обращает на себя внимание большое содержание ZnO в кирпиче с 15 м (4.16%); это обстоятельство говорит о большой способности соединений цинка к миграции в кирпич. Относительно содержания Cu_2O следует отметить увеличение ее по направлению к борову; в кирпиче определялась по анализу медь электролизом, а затем пересчитывалась нами на Cu_2O . Химики, производившие анализ, более склонны считать медь в переходной зоне не в форме Cu_2O , а скорее в форме CuO ; этот вопрос также подлежит дальнейшему изучению. О содержании остальных окислов см. в разделе: химические данные.

В тридимитовой зоне зональных кирпичей, как и следовало ожидать, увеличивается содержание металлических окислов: Fe_2O_3 , FeO , ZnO , Cu_2O . Поскольку эта зона является наиболее горячей и подвергается наибольшему воздействию пыли и шлаков, данные по миграции окислов могут быть вообще использованы для суждения о том, в какой части свода отражательной печи задерживаются те или иные окислы. Переходная зона, как указывалось и предыдущими исследователями, является предельной для проникновения шлаковых элементов и в главных чертах повторяет характер миграции в тридимитовой зоне. Как вполне правильно отмечают предыдущие авторы, наиболее слабым местом в зональных кирпичах является граница между переходной и неизменной зонами. Тридимитовая зона, впитавшая в себя наибольшее количество окислов из плавильного пространства, обладает большой механической прочностью и весьма плотным сложением.

Переходя к рассмотрению химических особенностей тридимитовой зоны, сразу же замечаем значительное содержание в ней окиси железа, Fe_2O_3 . В кирпиче, взятом на расстоянии 5 м, Fe_2O_3 6.31% ; в борове содержание окиси железа постепенно падает до 2.65% и, наконец, резко увеличивается в черных налетах, взятых из борова (50.88%). Такое значительное содержание Fe_2O_3 в черных налетах говорит о значительной летучести соединений окисного железа. В какой форме находится Fe_2O_3 в кирпиче, в виде магнетита ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) или гематита (Fe_2O_3), пока еще окончательно не установлено.

В отношении закиси железа, FeO , замечается максимум в кирпиче с 15 м — 5.84% ; весьма вероятно, что распределение FeO по длине печи регулируется состоянием атмосферы в самой печи, которая по литературным данным обычно нейтральная или окислительная. Не исключается также возможность привноса FeO из шлака, так как в обр. № 28 нами достоверно установлен фаялит $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$. Кроме того, часть закиси железа идет на соединение с окисью железа и образует минерал — магнетит ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$).

Окись цинка, ZnO , обладает, как известно, высокой летучестью, и поэтому вполне закономерно ее большое содержание в более удален-

ных участках свода: в кирпиче, взятом на расстоянии 15 м, 4.92%, в кирпиче из борова 4.17% и, наконец, в черных налетах 12.10%. Повышенное содержание окиси цинка в кирпичах находится в тесной связи с применяемыми флотационными концентратами, которые содержат значительное количество Zn (табл. 6). Интересно отметить, что в тех случаях, когда имеется ZnO больше 4% (кирпичи с 15 м и из борова), она вступает во взаимодействие с кремнеземом кирпича и образует минерал — виллемит, $2\text{ZnO} \cdot \text{SiO}_2$. Когда окиси цинка меньше 4%, она входит в состав стекловатой фазы. В черных налетах, где ее содержание исключительно высоко (12.10%), ZnO, весьма вероятно, образует с Fe_2O_3 феррит типа $\text{ZnO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Это предположение, однако, нуждается в дальнейшей проверке.

Запись меди, Cu_2O , отчетливо выявлена лишь в нескольких шлифах, приготовленных из наиболее горячих участков тридимитовой зоны. Ее количество постепенно увеличивается с 1.19% в кирпиче, взятом на расстоянии с 10 м, до 2.29% в кирпиче из борова; еще больше Cu_2O в черных налетах (8.38%). Силикаты меди не найдены. Весьма интересен вопрос о форме меди в черных налетах. Надо надеяться, что дальнейшие исследования разрешат этот вопрос.

Извести, CaO, в тридимитовой зоне гораздо меньше, чем в переходной. Наибольшее ее количество обнаружено в кирпиче из борова (2.89%). Так как кирпич из борова представляет собою переходно-тридимитовую зону, сделать вывод о специальной концентрации извести в этом кирпиче будет неправильно, тем более что это количество мало отличается от обычного содержания CaO в только что сфабрикованном кирпиче. Известь в тридимитовой зоне, большей частью, присутствует в форме минералов псевдоволастонита ($\alpha\text{-CaSiO}_3$) и воластонита ($\beta\text{-CaSiO}_3$).

Любопытна концентрация глинозема, Al_2O_3 , в кирпиче, взятом на расстоянии 15 м — 2.47%, и, особенно, в черных налетах — 2.98%. Учитывая, что в черных налетах содержится K_2O 0.54%, можно с большой долей вероятности связать эти два окисла в форму минерала — серицита, находящегося в виде примеси в концентрате.

Обращает на себя внимание концентрация MgO в черных налетах (1.30%) по сравнению с содержанием ее в кирпичах (0.13—0.42%); вероятнее всего, она попала в боры в виде минералов талька или хлорита, примешанных в незначительном количестве к концентрату после его флотации.

Природа черных налетов нами далеко еще не выяснена и ждет в дальнейшем своей разгадки; нужно упомянуть здесь, что расшифровать полностью черные налеты — задача нелегкая.

На этом мы заканчиваем обсуждение результатов нашего исследования, которое мы рассматриваем лишь как предварительное; целый ряд отдельных вопросов заслуживает более углубленной работы, которая и намечается нами на ближайшее будущее.

ВЫВОДЫ

I. В результате проведенного исследования служивших динасовых кирпичей из свода отражательной печи выявлено, в противоположность предыдущим авторам, наличие в них всего лишь трех зон: 1) неизменной, 2) переходной и 3) тридимитовой.

Неизменная зона, как это установлено с помощью химии и микроскопа, целиком отвечает еще не работавшему динасу: она состоит из крупных обломков кварцита и цементирующей их массы, в которой главную роль играет псевдоволастонит ($\alpha\text{-CaSiO}_3$).

Переходная зона обладает таким же, примерно, количеством мало измененных во время службы кирпича обломков кварцита; в цементе увеличивается содержание тридимита и появляется в большом количе-

стве, на ряду с псевдоволластонитом, также и волластонит (β -CaSiO₃). Наблюдающуюся в переходной зоне высокую концентрацию извести автор объясняет привнесом ее из плавильного пространства.

Тридимитовая зона содержит значительное количество таких же, как и в предыдущей зоне, обломков кварцита. В цементе преобладает магнетит ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$), а ближе к концу печи (кирпич с 15 м, боров) появляется в нем также и вилемит ($2\text{ZnO} \cdot \text{SiO}_2$). Химия тридимитовой зоны характеризуется высоким содержанием Fe_2O_3 , FeO , Cu_2O и ZnO .

II. Проведенное изучение зонального динаса подтвердило мнение предыдущих исследователей о наличии так называемого „преференциального“ всплывания, т. е. меняющегося состава флюсующей пыли по длине печи. Приведенные диаграммы (фиг. 14 и 15) наглядно иллюстрируют своеобразную миграцию окислов Fe_2O_3 , FeO , Cu_2O , ZnO , CaO и Al_2O_3 в динасовый кирпич в различных местах свода отражательной печи. Причины, более или менее удовлетворительно объясняющие указанное явление, еще не установлены, и выяснение их представляет собою задачу для дальнейших исследований.

III. Отсутствие в зональном динасе кристобалитовой зоны, столь характерной для служившего динаса из мартеновской печи, с одной стороны, и крайне слабое перерождение кварцитовых обломков во время службы кирпича, с другой, свидетельствуют о более легких температурных условиях в отражательной печи по сравнению с мартеном.

Наблюдаемая на первых секциях свода значительная коррозия динаса обусловлена, следовательно, не тепловым режимом печи, а химическим разведением огнеупора шихтной пылью и железистым шлаком.

Отрицательное влияние на продолжительность службы кирпича, несомненно, оказывает также и неправильное расположение форсунок.

IV. Поскольку, судя по литературным данным, полное устранение всплывания (химического разведения) представляет собою очень трудную задачу, следует рекомендовать применение на первых секциях свода высококачественного динаса с повышенным содержанием кремнезема и более огнеупорной связкой в кирпиче. Радикальное разрешение вопроса, повидимому, будет заключаться в применении основных огнеупоров, например, магнезитового кирпича.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабаджан А. А. и Муратов Ф. В. Износ динасового свода Кировградской отражательной печи. Цвет мет., 1938, № 2, 39—46.
- Белянкин Д. С. и Казнакова Н. Г. К вопросу о кристобалите. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1934, вып. 6, 361—367.
- Винчелл А. Н. Оптика и микроскопия искусственных минералов. Перевод под редакцией проф. Д. С. Белянкина, 1933, 127.
- Воронин Н. И. Служба огнеупорных материалов в медеплавильных печах. Огнеупоры, 1939, № 4, 237—245; № 5, 329—332.
- Иванов Б. В. Особенности службы динаса в своде отражательной медеплавильной печи. Цвет. мет., 1938, № 9, 95—97.
- Смирнов В. И. Отражательная плавка. 1936, 144.
- Faber W. Die Mineralien der Bleischlacken. Anwendung gesteinkundlicher Untersuchungsmethoden auf Schlacken. Chemie der Erde, 1935, 70, Heft 1, 67—115.
- Oldright G. L. a. Schroeder F. W. Suggested Improvements for Smelting Copper in the Reverberatory Furnace. Techn. Publ. AIMME., 1928, № 49, 1—20.

TO THE PETROGRAPHY OF THE ZONAL DINAS FROM THE ARCH OF THE REVERBERATORY FURNACE OF THE KIROVGRAD COPPER-SMELTING WORKS

Summary

The author has made a study of the zonal dinas bricks from the 5, 10 and 15 m of the arch of the reverberatory furnace, from the furnace bridge (3 meters from the uptake) as well as of black coatings on the walls of the bridge. The chemical composition of the products investigated is given in Table 7.

In all the bricks after service three zones are developed: 1) an unaltered zone, 2) a transitional zone, and 3) a tridymite zone. The unaltered zone in microstructure is analogous to that of the brick, which had not yet been in service. In the transitional zone, in a considerable amount appears wollastonite, β -CaSiO₃. In the tridymite zone of bricks from the 15 m and from the bridge, along with tridymites, willemite is present, 2ZnO · SiO₂.

The absence of the cristobalite zone and the slight deformation of large fragments of quartzite are evidence of lighter temperature conditions for the dinas from the copper-smelting furnace as compared to the open-hearth furnace.

Since the chief cause of the increased wear of dinas in the first sections of the arch is its chemical corrosion by a basic charge, the author recommends the substitution of dinas in the hot section of the furnace by magnesite brick.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
И. Е. См ор ч ков. Характерные особенности оловоносных гранитов Зеренского района (Восточное Забайкалье)	1
Б. М. Куплетский. Палагонитовые базальты Тимана	7
И. А. Преображенский. Автигенные полевые шпаты в девонских песчаниках Тимана	23
И. А. Островский. Использование вариационных диаграмм при изучении сложных минералов	35
В. В. Лапин. О некоторых явлениях выветривания гранита и мрамора в сооружениях	39
М. П. Воларович и Л. И. Корчемкин. О влиянии газов на кристаллизацию расплавов горных пород	53
С. Л. Вольфсон и В. В. Лапин. К вопросу о составе „выполняющего вещества“ в структуре портландского цементного клинкера	61
Б. В. Иванов. К петрографии зонального динаса из свода отражательной печи Кировградского медешлавильного завода	67

Ведущий редактор *А. С. Зайцев*

Технический редактор *И. П. Пошешулин*.

Корректор *И. А. Головчинер*.

Сдано в набор 27/ХП 1939 г. Подписано к печати 4/Х 1940 г. Формат 70 X 108¹/₁₆. Объем 5¹/₄ п. л. и 7 вкл.
В 1 п. л. 58 000 экз. Уч.-над. л. 8,41. Тираж 800 экз.

А-26060, РИСО № 961, АНИ № 1282.

Заказ № 291

Типо-литография Издательства Академии Наук СССР, Ленинград, В. О., 9 линия, 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

- Петрография СССР.** Под ред. акад. *Ф. Ю. Левинсон-Лессинга*. Серия 1. Региональная петрография, вып. 1. *Б. М. Куплетский*. Петрография Кольского полуострова. 1932. Стр. 152. Ц. 3 р.
- Петрография СССР.** Серия 1, вып. 2. *А. С. Гинзберг*. Петрография республика Армении. 1934. Стр. 127. 10 фиг. 1 карта. Ц. 4 р.
- Петрография СССР.** Вып. 3. *В. И. Луцицкий* и *П. И. Лебедев*. Петрография Украины. 1934. Стр. 324. 1 карта. 14 табл. Ц. в пер. 6 р.
- Петрография СССР.** Вып. 4. *И. А. Преображенский*. Петрография Азербайджана. 1934. Стр. 161. С 27 табл. и 22 рис. Ц. 4 р.
- Петрография СССР.** Вып. 5. *В. М. Тимофеев*. Петрография Карелии. 1935. Стр. 256 + 1 карта. Ц. 7 р.
- Петрография СССР.** Вып. 6. *Н. А. Елисеев*. Петрография рудного Алтая и Калбы. 1938. Стр. 248. 8 табл. Ц. в пер. 18 р.
- Петрография СССР.** Вып. 7. Петрография Урала. Ч. 1. 1937. Стр. 140. С 75 карт. Ц. в пер. 6 р. 75 к.
- Петрография СССР.** Серия 2, вып. 2. *А. Д. Федосеев* и *Ф. А. Зенькевич*. Месторождение глины СССР. Описание, состав, свойства и применение. 1937. Стр. 614. 2 вкл. Ц. в пер. 27 р.
- Петрография СССР.** Серия 2, вып. 3. *Б. М. Куплетский*. Формация нефелиновых сиенитов СССР. (Петрографический институт). 1937. Стр. 307. С 2 вкл. Ц. в пер. 21 р.

КНИГИ ВЫСЫЛАЮТСЯ НАЛОЖЕННЫМ ПЛАТЕЖОМ

Адрес: Москва, Б. Черкасский пер., д. 2, „АКАДЕМКНИГА“.

Адреса филиалов конторы „АКАДЕМКНИГА“

Ленинград 104, пр. Володарского, 53-а.

Киев, ул. Свердлова, 15.

Харьков, ул. Свободной Академии, 13.

Одесса, ул. 10-летия Красной Армии, 28.

Ростов н/Дону, ул. Энгельса, 68.

Шинск, Советская, 39.

Кавань, Пионерская ул., д. 17/38.

Цена 7 руб. 50 коп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Ч. I. (Труды СОПС. Серия Кольская, вып. 2). 1932. Стр. 120. 8 фиг. 5 карт. Ц. 2 р.

Содержание: *Б. М. Куллетский*. Куллевумчорр и прилегающие к нему массивы Центральной части Хибинских тундр по съемкам 1929 и 1930 гг. *О. А. Воробьева*. Геология и петрография Евеслогчорра и прилегающих к нему высот в Хибинских тундрах. *Б. М. Куллетский*. Материалы к петрографии водораздела между оз. Имайдра и Белым морем в районе Кандавакша — Колвица.

— Ч. III. (Труды СОПС, Серия Кольская, вып. 5). 1933. Стр. 111, с 11 табл. и 2 карт. Ц. 9 р.

Содержание: Геолого-петрографическая характеристика Чума-тундры на Кольском полуострове. *О. А. Воробьева*. Волчья тундра. *О. А. Воробьева*. К вопросу об оруднении Волчьей Тундры.

— Ч. IV. (СОПС и Петрографический институт. Серия Кольская, вып. 7). 1935. Стр. 94. С 27 фиг. и 2 прил. Ц. 5 р.

Содержание: *Б. М. Куллетский*. Ультра-основные породы Монча-Тундры. Введение. Общий геологический очерк. *О. А. Воробьева*. Геолого-петрографическое строение Волчьей тундры.

— Ч. VI. (СОПС и Петрографический институт. Серия Кольская вып. 9). 1935. Стр. 96. 36 вкл. Ц. 4 р. 50 к.

Содержание: *А. В. Пек*. Материалы к тектонике Хибин. *Н. И. Соу-стов*. Геолого-петрографический очерк зелено-каменной толщи к югу от Хибинского массива. *Ф. Н. Харченко*. Федорова тундра.

КНИГИ ВЫСЫЛАЮТСЯ НАЛОЖЕННЫМ ПЛАТЕЖОМ

Адрес: Москва, Б. Черкасский пер., д. 2, „АКАДЕМКНИГА“

Адреса филиалов конторы „АКАДЕМКНИГА“

Ленинград 104, пр. Володарского, 53-а.

Киев, ул. Свердлова, 15.

Харьков, ул. Свободной Академии, 13.

Одесса, ул. 10-летия Красной Армии, 28.

Ростов н/Дону, ул. Энгельса, 68. †

Иркутск, Советская, 39.

Кавань, Пюонерская ул. д. 17/38.