ТРУДЫ

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 86 ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 11)

И. А. Островский и В. П. Петров. МАТЕРИАЛЫ ПО СВЯЗИ ОПТИКИ И ХИ-МИЧЕСКОГО СОСТАВА МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛЮД. В. П. Еремеев и Р. П. Петров. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОИНТРУЗИИ ГОРЫ КВИРАН. В. П. Еремеев. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦЕОЛИ-ТОВОГО ГАББРО ИЗ РАЙОНА с. ГВЕРДЗИНЕТИ В ГРУЗИИ, В. В. Лапин. К МИНЕРАЛОГИИ ОСНОВНЫХ МАРТЕНОВСКИХ ШЛАКОВ РУДНОГО ПРОЦЕССА

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 36. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 11). 1940.

Главн. редактор акад. Ф. Ю.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг Ответ. редактор Д. С. Белянкин

И. А. ОСТРОВСКИЙ и В. П. ПЕТРОВ

МАТЕРИАЛЫ ПО СВЯЗИ ОПТИКИ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛЮД

введение

Настоящая статья содержит результаты наблюдений над влиянием химического состава на оптические свойства магнезиально-железистых слюд. Работа проведена в Оптической лаборатории Института геологических наук и является частью общей тематики лаборатории, занимающейся вопросами связи оптики и химизма в породообразующих минералах.

Группа магнезиально-железистых слюд выбрана потому, что слюды эти принадлежат к важнейшим и распространеннейшим минералам. Нам представлялось своевременным использовать новые данные по химическому составу и оптике, накопившиеся в оригинальной литературе и ежегодниках за последнее десятилетие.

Использованный материал разбивается на две принципиально отличные группы. Первую группу составляют те химически анализированные слюды, в которых мы имели возможность провести лично оптические измерения. Слюды этой группы происходят из горных пород и месторождений СССР. Основным источником этого материала явилась коллекция образцов слюд Петрографического сектора ИГН, анализированных химиками лаборатории сектора. Несколько образцов слюд и анализов их были любезно предоставлены И. П. Алимариным и П. В. Калининым. Всего мы имели в своем распоряжении 22 таких слюды (№ 9, 12, 14, 18, 20, 21, 22, 24, 27, 31, 32, 31, 35, 37, 38, 44, 46, 49, 50, 51, 55, 58). В сводных таблицах анализов дачные по этим слюдам выделены особым индексом.

Вторую группу составил материал, собранный по литературным данным, основными источниками явились ежегодники Mineralcgical Abstracts. Neues Jahrbuch f. Min. и ряд отдельных статей, использованных нами начиная с 1924 г. (срок выхода важной работы Кунитца по слюдам). Подбирался материал, достаточно полно и надежно изученный с оптической и химической стороны. Всего собрано 42 анализа слюд этой группы, относящихся преимущественно к слюдам иностранных месторождений, в отличие от материалов первой группы.

Данные, собранные по литературе, естественно, представляют менее ценный материал, поскольку они нами не могли быть подвергнуты проверке. Литературные сведения неравноценны и сами по себе, так как на ряду с материалом целеустремленных исследований (например, Кунитца) содержат отдельные почти случайные химические и оптические характеристики слюд. Тем не менее, критическое отношение, проявленное при отборе литературного материала, позволяет использовать здесь и эти сведения. Всего в нашем распоряжении оказались данные по 70 слюдам, анализированным химически, 64 из которых изучены в оптическом отношении. Это количество можно считать достаточным для выявления важнейших статистических закономерностей.

Основные элементы работы распределяются следующим образом: Д. С. Белянкиным осуществлялось общее руководство работой, В. А. Молевой проведены определения FeO в различных стадиях окисления слюды, И. А. Островским измерено светопреломление, угол оптических осей и составлены вариационные диаграммы химического состава и оптики, В. П. Петровым измерены и изучены в связи с химизмом светопоглощение и удельный вес, В. В. Щербина рассмотрены компоненты слюд с кристаллохимической точки зрения.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Измерение светопреломления

Определение показателей преломления мы производили на кристаллрефрактометре и лишь в тех случаях, когда это не удавалось, прибегали к иммерсии. Большая модель рефрактора Фюсса дает 4-й десятичный знак в выражении показателя преломления, но требует весьма большого совершенства поверхности накладываемого листочка слюды; в противном случае граница полного внутреннего отражения становится очень неясной. Такая картина наблюдалась для большинства наших слюд, в виду чего мы применили и малую модель рефрактометра (Фюсс IV) с неподвижной зрительной трубой. Шкала прибора дает 2-й десятичный знак, 3-й же берется наглаз с точностью <u>+</u>0.002. Эта модель была нами выверена в трех точках ее шкалы по стеклянным эталонам. Малый рефрактометр, благодаря большой угловой величине поля зрения, дает несравненно более отчетливую видимость границы внутреннего отражения и потому был использован нами почти для всех измерений, невзирая на его меньшую точность.

Измерение производилось в натровом свете интенсивной монохроматической лампы Лейтца, по способу отраженного света.

Тонкий листочек слюды каплей иодметилена наклеивался на полусферу. Строгой перпендикулярности положения Np относительно полусферы мы добивались осторожным перемещением листочка на полусфере при ее вращении. В этом случае граница внутреннего отражения для Np слюды остается неподвижной при вращении полусферы вокруг вертикальной оси, и тогда отсчет по шкале прибора дает истинное значение Np. Значительно менее ясна граница полного внутреннего отражения, отвечающая Ng. Для различения обеих границ удобно пользоваться николем на окуляре прибора. Для Ng и Nm слюд границы внутреннего отражения практически совпадают в виду малости отрицательного угла оптических осей. Главными затруднениями при работе являются неровности листочков и их малый размер (например, в гранитах). От влияния первого фактора можно избавиться, используя возможно более тонкие листочки, могут быть осторожно прижаты плоской пробкой или которые просто пальцем к поверхности полусферы, и тогда дают желаемый результат. Отрицательное влияние малого размера листочка отчасти устраняется точной центрировкой его на полусфере. Размер листочка 2—3 мм² для нас являлся уже пределом, при меньших размерах определялось только значение Np.

В слюдах, не поддающихся изучению на рефрактометре, мы определяли только Ng по методу иммерсии. Материал измельчался возможно тоньше (0.07—0.04 мм на ситах Тейлора), и диафрагмирование осуществлялось диафрагмой, помещенной ниже поляризатора микроскопа. Средняя точность измерения по иммерсионному методу равна + 0.003.

При данной точности измерения в <u>+</u> 0.002 — 0.003 колебаний полученных величин светопреломления в одной и той же слюде не наблюдалось.

Результаты наших измерений приведены в сводной таблице 2.

Измерение угла оптических осей и его дисперсии

В виду вообще малого значения угла оптических осей в магнезиально-железистых слюдах его определение обычными приемами затруднительно и неточно.

Мы воспользовались методом Е. С. Федорова—В. В. Никитина, представляющим остроумную комбинацию коноскопа и федоровского столика. Этот способ ясно и подробно изложен В. В. Никитиным в его труде "Универсальный метод Федорова" на стр. 362—364 (1923) и вкратце заключается в следующем.

Коллектор осветительного аппарата микроскопа удаляется и заменяется короткофокусным коллектором, помещенным на высокой трубчатой оправе над осветительным аппаратом так, что он находится в 10—8 мм от нижней полусферы федоровского столика. Тубус с объективом (№ 2 Лейтца) опускается как можно ближе к верхней полусфере федоровского столика, вводится линза Бертрана, и тогда наблюдается картина сходящегося света. Угловая величина поля зрения незначительна (порядка 20°) и уменьшается при поднятии тубуса микроскопа.

Необходимым условием ясности коноскопической картины является наличие достаточной разности хода в данном сечении. Это будет иметь место, с одной стороны, при собственном большом двупреломлении минерала в данном сечении, а с другой, при достаточной толщине препарата.

Различные приемы коноскопического наблюдения на универсальном столике подробно изложены у В. В. Никитина, и к его труду мы отсылаем всех интересующихся подробностями метода.

Для измерения угла оптических осей в слюдах на универсальный столик помещался хорошо просвечивающий листочек слюды. Вращением осей N и H плоскость оптических осей слюды совмещалась с плоскостью симметрии микроскопа. Далее федоровский столик поворачивался на 45° против часовой стрелки, и к кресту нитей поочередно приводились обе балки гипербол вращением оси 1. Отсчет по лимбу I исправлялся на разницу показателей минерала и полусферы и давал нам величину угла оптических осей. Главными затруднениями при измерении 2V слюд являются чрезвычайно густая окраска и малый размер листочков. Густая окраска не позволяет увеличить толщину листочка, когда коноскопическая картина неясна вследствие малой разности хода. Настройка аппарата для измерения малых листочков производится диафрагмированием линзы Бертрана и одновременным плавным поднятием тубуса микроскопа. пока не появится ясная коноскопическая картина данного листочка. Для нас предельными размерами листочка, в которых еще удавалось произвести измерения, были величины 0.5-0.3 мм. Точность измерения 2V в среднем равна 0.2°, т. е. 0°12′. Точность падает при повышении густоты окраски слюды и при особо малых значениях 2V. Нижние пределы измеримых углов 2V равны 1-2°. Точность измерения вообще лимитируется угловой шириной балки гиперболы, каковая практически равна 1-1.5°. (При измерениях мы совмещали с крестом нитей центральную часть гиперболы. Такое

1*

определение средней линии полосы производится глазом человека с ошибкой, не превышающей 20% от всей ширины полосы).

Чтобы получить константу дисперсии 2V, мы применили монохроматический свет. Меняя посредством монохроматора длину волны света через 20 *т*µ, мы сняли кривые дисперсии 2V наших слюд. Эти кривые даны на фиг. 4.

Значения частной дисперсии 2V, представляющие разности значений 2V для спектральных линий F (486 mµ) и C (656 mµ), приведены в сводной таблице 2.

Определение ориентировки

Определение положения плоскости оптических осей производилось обычным способом, по фигуре удара, получаемой притупленной иглой на листочке слюды. Данные по ориентировке приведены в сводной таблице оптических свойств слюд (табл. 2).

Измерение окраски

Светопоглощение изучавшихся слюд измерялось нами микрофотометром Берека, смонтированным на микроскопе КМ. Источником света служила нормальная вольтова дуга, мощностью около 8 А. Свет разлагался при помощи большого монохроматора Лейтца, причем ширина щелей устанавливалась таким образом, что проходящий свет мог различаться по длине волны в пределах 10 mµ.

Подробное описание самого микрофотометра на русском языке можно найти в известном учебнике Ринне и Берека (1937). Укажем только, что в нашей практике вначале было чрезвычайно трудно получить совпадающие результаты. Как оказалось впоследствии, весьма важным является не только юстировка самого микрофотометра относительно луча, выходящего из монохроматора, но и юстировка дуги относительно монохроматора; после тщательной выверки всего пути луча совпадение результатов было вполне удовлетворительным. Некоторые скачки в результатах получаются иногда при сгорании углей, но скачки эти легко могут быть замечены и быстро исправлены повторным измерением после выверки дуги. Юстировку фотометра относительно монохроматора удобнее производить при убранной передней линзе монохроматора, когда в поле зрения фотометра при включении юстировочной линзы видна цель монохроматора.

Слюдяная спайность препятствовала изготовлению препаратов, перпендикулярных оптической нормали, почему мы ограничились пока только измерением светопоглощения в спайных пластинках в простом свете. Такое светопоглощение является средним между светопоглощением по Ng и Nm, которые весьма мало отличаются друг от друга. Толщина испытуемой спайной пластинки измерялась толстомером с точностью до 0.002 мм, после чего пластинка заклеивалась канадским бальзамом под покровное стекло. При измерении светопоглощения отсчеты фотометра брались через каждые 20 тр; для получения точки нуля промерялось светопоглощение стекла препарата в непосредственной близости к испытуемой слюдяной пластинке. Таким образом удавалось исключить светоотражение на всех плоскостях препарата, за исключением плоскостей, пограничных между слюдой и канадским бальзамом. Хотя отражение от них должно быть весьма незначительным в виду малой разницы показателей преломления, нами, для устранения этой и других возможных ошибок, почти для каждой слюды брались два параллельных измерения в пластинках разной толщины.

В поле зрения фотометра Берека непосредственно виден изучаемый препарат; это позволяло нам выбрать для фотометрирования нанболее однородный и лишенный включений участок слюды; небольшое количество включений и мелкие неровности листочка хорошо видны в поле фотометра и не влияли на результаты фотометрирования.

Выше указывалось, что при измерениях мы получали через каждые 20 mµ силу светового потока, прошедшего через слюду, канадский бальзам и стекла препарата (о) и прошедшего только через стекла и канадский бальзам (о)-оба изображенные в углах поворота второго николя фотометра. Отсюда по формуле $D = \left(\frac{\sin \sigma}{\sin \sigma_0}\right)^2$ вычислялась проницаемость пластинки слюды $D = \frac{i}{J}^{1}$, т. е. отношение света, прошедшего учерез пластинку і, к свету, падающему на пластинку Ј. В дальнейшем по этой светопроницаемости и толщине пластинки рассчитывалась по формуле $D=10^{-md}$ (где d-толщина пластинки, а т-некоторая постоянная - "модуль поглощения") светопроницаемость пластинки стандартной толщины. В качестве таковой нами принята толщина нормального шлифа 0.03 мм, так как при обычной петрографической работе приходится иметь дело именно с подобными пластинками. От вычисления "модуля поглощения" мы воздержались, так как величина эта не отвлеченная и, как явствует из формулы, целиком зависит от принятой нами единицы для измерения толщины (*m*-разные при изображении *d* в миллиметрах и в сантиметрах).

Точность измерения светопроницаемости (или обратной величины—светопоглощения) зависит, таким образом, с одной стороны, от ошибок в измерении толщины препарата, а с другой, от ошибок фотометрирования. Само фотометрирование производится довольно точно; отдельные отсчеты разнятся обычно не более как на несколько десятых градуса угла поворота николя; при ряде отсчетов мы достигали точности $\pm 0.2^{\circ}$. Как правило, точность высока при средних длинах волн и значительно понижается в краевых частях спектра при длинах волн короче 460 mµ и длиннее 650 mµ. Значительно больших величин (до 10 и более процентов) может достигать ошибка, зависящая от неправильной юстировки осветительной системы и самого фотометра; при этом форма кривой светопроницаемости не искажается, а меняется только общее ее положение. Однако в результате повторных измерений нам, кажется, удалось устранить эту ошибку.

Точность измерения толщины 0.002 мм. Она не сказывается особенно при относительно толстых препаратах, тогда как при препарате толщиной около 0.01 мм (а такой толщины препараты изготовлялись для малопрозрачных слюд) ошибка может достигать 20% измеренной величины. Естественно, что главная ошибка при этом падает именно на измерение толщины. Влияет на ошибку также и характер самой слюды; при ее сильной загрязненности часто не удается найти подходящего для измерения участка. Светопроницаемость каждой слюды измерялась на двух разной толщины препаратах. Расхождение полученных цифр давало точность измерения для каждого отдельного случая.

Иллюстрацией полученных результатов могут служить кривые, приведенные на фиг. 1.¹ Различными кружками здесь показаны данные отдельных серий непосредственных измерений, линии представляют обобщение полученного материала.

Нас интересовало также сравнение чувствительности избранной нами методики с чувствительностью невооруженного глаза по отно-

¹ На фиг. 1, 6, 7, 8 и 9 величина *D* дается в процентах от вошедшего в слюду света.

шению к различным цветовым оттенкам. Поставленные с этой целью опыты не дали наглядной картины; в общем же создалось впечатление, что различия в цвете, не фиксируемые невооруженным глазом, при фотометрировании дают расхождения в цифрах, также лежащие в пределах ошибок

Определение удельного веса

Удельный вес слюды определялся по всплыванию отдельных листочков слюды в тяжелых жидкостях, причем за цифру удельного веса брался вес жидкости, в которой переходил во взвешенное состояние первый, лишенный видимых включений листочек; за точность



Фиг. 1. Светопроницаемость двух слюд (№ 37 и 46), приведенная к толщине 0.03 мм. Кружки дают результаты двух серий измерений.

измерений принималась полуразность между удельным весом жидкости, в которой всплывали все листочки, и жидкости, в которой несколько листочков садилось на дно.

Для части слюд методика была изменена: по рекомендации К. К. Ландеса (Landes, 1930) был набор заготовлен жидкостей Туле разной концентрации и, следовательно, разного удельного веса. За удельный вес слюды принималось среднее арифметическое из удельных весов жидкости. в которой все листочки плавали, и жидкости, в которой наблюдалось падение нескольких

лишенных включений листочков. Точность измерения давалась полуразностью удельных весов тех же жидкостей.

Результаты измерений приведены в сводной таблице физико оптических свойств изученных слюд табл. 2) и на фиг. 10.

Главным затруднением при работе являлась выборка свободных от включений и пузырьков воздуха листочков, которая проводилась с особой тщательностью.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Материалы, положенные в основу настоящей работы, сведены в таблицах химических анализов и физико-оптических свойств магнезиально-железистых слюд (табл. 1 и 2).

Для сопоставления оптики и химизма мы построили вариационную диаграмму химического состава и на эту же диаграмму нанесли оптические свойства слюд (фиг. 2). Вариационная диаграмма построена обычным способом. По абсциссе откладывалось содержание FeO и от этой точки по ординате откладывались поочередно все остальные окислы. Таким образом точки содержания различных окислов в одном и том же анализе лежат на одной и той же ординате. Подобного рода диаграммы позволяют удобно и объективно рассматривать весьма большой фактический материал. Для облегчения рассмотрения диаграммы мы разбили ее на части и выделили оптические данные и данные по окислам K_2O , $N_{12}O$, H_2O и F. На фиг. 2 все три части диаграммы нанесены точно одна над другой, так что все точки содержания разных окислов в одном и том же анализе лежат на одной общей ординате.

Рабочий экземпляр диаграммы был вычерчен на миллиметровой бумаге. На фиг. 2 координатная сетка сильно разрежена для боль-



шей общей ясности диаграммы. Номера анализов приведены лишь при точках окислов K_2O и SiO₂. Нахождение на диаграмме точек остальных окислов, соответствующих какому-либо данному анализу, возможно при помощи линейки, прикладываемой параллельно оси ординат, причем в случае сближенных точек необходима проверка по данным табл. А.

При нанесении анализов на диаграмму мы пользовались весовыми, не молекулярными процентами содержания окислов, исходя из ряда практических соображений. Анализы нами не приводились к сумме 100%/0. Сохранение для окислов цифровых величин, получаемых аналитиками, по нашим представлениям является более объективным и позволяет использовать данные полных и неполных анализов совместно. Гигроскопическая влажность (H₂O¹¹⁰) нами отбрасывалась, и анализ перечислялся на прежнюю сумму для нанесения на диаграмму. В таблицах анализов приведены неизмененные, первоначальные цифры.

Химические взаимоотношения

Колебания в содержании отдельных окислов для использованного нами материала составляют (в округленных цифрах):

SiO, FeO K.O	$33 - 43^{\circ}/_{\circ}$ $0 - 31^{\circ}/_{\circ}$ $5 - 11^{\circ}/_{\circ}$	TiO ₃ $0 - \frac{0}{0}$ MgO $0 - \frac{300}{0}$ H ₂ O $0 - \frac{50}{2}$	Al ₂ O ₃ $.9 - 19^{0}/_{0}$ MnO $.0 - 1^{0}/_{0}$ F $ 0 - 5.5^{0}/_{0}$	$Fe_2O_3 \dots 0 - 28^{0}/_{0}$ Na ₂ O $\dots 0 - 2.5^{0}/_{0}$
K.0	$5 - 11^{0}/_{0}$	H_2O . $0-55^{\circ}/_0$	$F = 0.5^{\circ}/_{\circ}$	

Вариационная диаграмма показывает в основном те же взаимоотношения отдельных окислов, которые установлены рядом исследователей и, в частности, Кунитцом (1924). Мы остановимся на наиболее ясных.

При увеличении содержания FeO в линейной зависимости отчетливо падает значение наибольшего возможного содержания MgO. Между слюдами магнезиальными и слюдами железистыми не наблюдается разрыва. Анализы достаточно равномерно выполняют весь интервал от нуля до $30^{0}/_{0}$ FeO. Сопоставление точек MgO и Al₂O₃ позволяет обнаружить "зеркальный" характер их общего расположения, когда поднятие содержания MgO отвечает падению содержания Al₂O₃. Это видно на участках, отвечающих содержанию FeO от 0 до $4^{0}/_{0}$ и от 14 до $24^{0}/_{0}$, и указывает, повидимому, на частичное взаимное замещение MgO и Al₂O₃.

В слюдах, близких по содержанию в них FeO, количество MgO может падать в связи с увеличением содержания Fe_2O_3 . Так, в слюдах, бедных закисью железа, наименьшие содержания MgO отвечают наибольшим содержаниям Fe_2O_3 (см. анализы 5, 11, 24, 25, 38, 64–66). Это явление Кунитц (1924) объяснил окислением закисного железа слюды в окисное уже после образования слюды. Нам представляется более вероятным самостоятельное участие Fe_2O_3 при формировании магнезиально-железистых слюд. В слюдах, содержащих существенные количества Fe_2O_3 , наблюдается некоторое понижение содержания K_2O , Al_2O_3 и SiO₂, а иногда повышение содержания TiO_2 .

Весьма неопределенно ведут себя кремнекислота и в особенности глинозем. Точки SiO₂ рассеяны неправильно и не показывают определенной закономерности. В одних случаях повышение SiO₂ как будто вызвано понижением содержания Al₂O₃, в других—понижением содержания MgO (например, анализы 35, 34) и т. п. В общем можно говорить о тенденции к уменьшению SiO₂ в слюдах, богатых FeO (таковые одновременно обогащены окисью титана). Увеличение содержания Fe₂O₃ вызывает некоторое понижение содержания SiO₂ (анализы 5, 24, 33, 64—66). Однако точки 11 и 25 при высоком содержания Fe₂O₃ показывают и высокое содержание SiO₂.

7

Химические анализы магнезиально-железистых слюд

Таблица 1

80	№ об. ј'азца	SiO2	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	H ₂ 0 ⁻	H_2O^+	Сумма	Примечание
	1 2 3	39.52 39.52	0.00 0.63	8.64 13.31	4.68 0.32 2.27	0.00 0.11	9.25 0.00	21.18 30.10	0.00	_	0.77	9.27	3.39	0.05	3.73 4.44	100.00 101.39	Mn ₂ O ₃ —2.96 (манганофилл)
	4 5 6	40.56 37.24 40.81	0.10	13.44 14.63 14.14 17.03	1.14 17.71 1.67	0.15 0.41 0.53 0.65	0.08 0.07	19.18 27.37 13.81 26.84	0.07 0.87	-	0.58 0.20 0.68	10.73 6.36	1.55 0.05 - 2.78		$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	99.98 99.60	$H_2 U = 0.20, CI = 0.21$
	7 8 * 9	40.47 43.27 40.42	2.44 0.34	14.66 13.76 14.76	2.42 0.32 0.73	0.65 0.72 0.81	$\frac{-}{0.03}$	26.64 27.64 27.58	0.50 0.36 0.00	$\frac{-}{1.02}$	0.67 0.39 0.71	7.57 8.73 8.58	2.44 5.41	— 0.15	$ \begin{array}{c c} 2.09 \\ 1.18 \\ 4.03 \end{array} $	101.64 101.78 100.45	$Li_2O-0.11$ Cl-0.05: S-0.06
	10 11 *12	40.95 39.25 39.68	3.63 1.14	13.14 12.90 14.28	0.85 17,13 0.77	1.71 1.85 2.15	0.23 0.05	28.03 12.91 26.28	0.40 1.97 0.00	0.41 0.97	0.96 1.10 0.56	10.25 6.87 8.64	3.15 1.01 1.66		2.06 1.32 3.90	101.50 100.58 100.50	SrO-0.00 Cl-0.05, S-0.07
	13 *14 15	40.80 39.40 40.17	0.05	13.16 15.05 15.62	1.48 0.76 1.77	2.16 2.40 2.48	0.07	2 6.72 25.44 23.23	0.46 0.00 0.93	1.00	2.44 0.03 1.32	7.95 8.57 9.67	2.89 0.00 1.73	0.12 	2.95 4.50 3.24	101.42 101.18 100.16	C1-0.07, S-0.09
	17 *18 19	41.05 38.19 39.20 37.53	0.00 0.66 0.59	11.82 19.03 13.50 14.74	0.00 0.97 0.90 4.93	2.54 2.72 2.82 3.02	сл. 0.07 0.06 0.33	29.22 25.05 25.89 21.83	0.00 0.00 0.15	 0.21	0.94 1.49 0.37 0.92	9.04 8.68 10.28 10.35	0.58 0.81	0.00	2.80 2.86 4.78	99.97 100.24 99.00 101.35	$Mn_2O_3 - CJI.$ $CO_2 - 1.51$
	*20 *21	38.96 38.96	1.11 1.11	16.37 16.37	0.63 0.63	3.10 3.10	0.07 0.07	23.58 23.58	0.00	1.08 1.08	0.42 0.46	10.07 9.79	$0.57 \\ 0.57$	0.14 0.16	3.28 3.02	99.38 99.15	Cl $-c_{\pi,1}$, S -0.00 SrO -0.00 , P ₂ O ₃ -0.00 S -0.00 , CO ₂ -0.00
	*22	·38.96	1.11	16. 37	0.63	3.10	0.07	23.58	0 .0 0	1.08	0.46	9.79	0.57	0.14	3.02	99.13	CI $c\pi$., Cr ₂ \dot{O}_3 0.25 SrO0.00, Li ₂ O- $c\pi$. P ₂ O ₅ 0.00, S0.00
	23 *24	40.13	0.88	17.65	0.79	3.31	0.14	24.01	0.00	0,00	0.31	9.97	2.51	0.07	0.85	100.62	$CO_2 = 0.00, CI = -CR.$ $Cr_2O_3 = 0.25$
	25 26	ловт 39.14 37.50	орно 4.27 4.9)	13.10 16.42	26.07 12.94 1.46	4.44 5.05 6.02	0.14	12.75 20.88	1.64 0.08	-	0.10 0.70 0.20	6.55 9.09		0.58	2.41 1.90		СІ — сл.
	*27 28 29	37.82 39.98 38.32	0.42 0.38 1.67	16.94 16.30 12.12	1.91 1.36 7.44	7.19 7.49 7.7:	0.08 	20.37 21.05 16.55	0.05	1.01	0.41 1.16 0.38	9.51 8.62 9.10	0.39 1.83 —	0.11 0. 2 0	1.23 3.04 1.20	97.47 101.21 96.70	CI-0.03
	30 *3 *32	38.56 38.0 40.18	4.95 0.19 2.60	14.12 14.74 12.24	5.51 2.01 3.75	8.25 • 8.76 8.98	0.20 0.19 0.35	15.59 19.74 20.12	1.06 0.00 0.00	0.43 0.79 сл.	0.81 0.42 0.16	8.68 9.42 10.16	1.25 2.21 0.60	0.00 0.12 0.80	1.03 3.24 0.12	100.44 100.75 100.16	SrO-0.00 Cl-0.03, S-0.10 P ₂ O ₅ -0.00, Cl-0.00
	*34	42.80	2.00	19.23	4.09 0.69	10.47	0.30	13.19	0.28	сл.	1.40 2.61	9.80 8.76	3.84	0.32	1.30	101.78	$P_2O_5 - 0.00, Cl - 0.00$

*35 36 *37 39 40 41 42 43 *44 45 *46 47 48 *49	$\begin{array}{c} 41.15\\ 38.82\\ 36.82\\ 34.22\\ 37.12\\ 36.97\\ 36,34\\ 37.43\\ 35.35\\ 35.46\\ 35.30\\ 35.40\\ 35.40\\ 34.13\\ 36.60\\ 35.72\\ \end{array}$	5.15 15.33 0.32 17.36 4.38 11.02 3.87 16.79 2.23 17.06 2.64 17.51 3.29 13.88 1.95 15.60 3.16 18.46 3.35 16.90 2.71 18.86 2.23 19.36 2.62 19.73 3.30 14.98 1.78 19.02	$\begin{array}{c} 2.50 \\ 1.83 \\ 5.14 \\ 9.79 \\ 4.05 \\ 2.26 \\ 4.49 \\ 5.03 \\ 4.03 \\ 3.24 \\ 4.08 \\ 3.17 \\ 2.07 \\ 1.00 \\ 2.88 \end{array}$	$\begin{array}{c} 11.90\\ 12.76\\ 14.26\\ 14.30\\ 14.80\\ 14.81\\ 15.00\\ 15.84\\ 16.26\\ 16.54\\ 16.26\\ 16.57\\ 18.97\\ 19.23\\ 19.73\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.04 \\ - \\ 1.04 \\ 0.49 \\ 0.22 \\ 0.52 \\ 0.22 \\ 0.61 \\ 0.38 \\ 0.44 \\ 0.51 \\ 0.33 \\ 0.13 \\ 0.55 \end{array}$	10.95 14.87 12.89 4.13 10.21 8.45 11.80 11.17 8.46 9.43 8.06 8.04 7.76 11.15 7.28	$\begin{array}{c} 0.87\\ 0.70\\ 0.86\\ 2.38\\ 2.36\\ \hline \\ 0.28\\ 0.00\\ 1.10\\ 0.00\\ 1.10\\ 0.32\\ 0.00\\ 0.18\\ 0.00\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.12 \\ 0.22 \\ - \\ - \\ - \\ 0.11 \\ 0.00 \\ - \\ 0.06 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.29\\ 2.01\\ 1.45\\ 1.43\\ 0.68\\ 0.45\\ 0.57\\ 1.69\\ 1.34\\ 0.30\\ 1.64\\ 0.55\\ 0.21\\ 0.37\\ 0.43\\ \end{array}$	7.54 7.72 8.49 9.07 5.40 8.04 8.04 8.90 6.69 9.51 8.97 9.45 9.15 9.06 9.27		f.01 	2.40 3.21 3.56 3.64 3.10 2.48 3.60 2.22 5.72 2.63 3.13 3.26 4.30 3.20 3.47	100.25 99.60 100.58 100.68 97.79 101.11 99.34 100.08 100.20 	Cl-0.11 Cr ₂ O ₃ -0.00 Li ₂ O-0.65, Cs ₂ O-3.14 P ₂ O ₅ -0.07 Cr ₂ O ₃ -c, Cl-0.11 P ₂ O ₅ -c, Cl-0.38 P ₂ O ₅ -0.00 P ₂ O ₅ -0.13 SrO-0.00, Li ₂ O-c P ₂ O ₅ -0.00 CO ₂ -0.00, SO ₃ -0.03 CO ₂ -0.00, SO ₃ -0.00 Fe-0.05, S-0.06
*50 *51 52 53 54 *55 56 57 *58 59 60	$\begin{array}{r} 36.53\\ 35.35\\ 35.87\\ 34.46\\ 35.68\\ 34.03\\ 33.42\\ 36.65\\ 33.07\\ 35.67\\ \end{array}$	6.09 8.99 3.70 7.96 2.77 16.85 2.52 18.50 3.65 15.58 2.03 16.55 2.74 18.46 3.14 12.22 3.54 14.03 повторно 3.84 16.31 3.32 14.56	$\begin{array}{c} 4.41\\ 9.89\\ 3.37\\ 1.00\\ 1.84\\ 6.51\\ 2.01\\ 9.41\\ 2.18\\ 3.83\\ 5.97\\ 3.03\end{array}$	19.91 19.91 20.15 20.09 20.31 21.46 21.54 21.83 22.18 20.16 22.46 23.23	$\begin{array}{c} 0.75 \\ 1.11 \\ 0.43 \\ 0.5^{\circ} \\ 0.32 \\ 0.46 \\ - \\ 0.72 \\ 0.17 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ $	9.03 7.02 7.20 8.03 8.75 4.65 8.06 6.84 8.18 5.85 9.24	$- \\ 0.95 \\ 0.00 \\ 0.62 \\ 0.64 \\ 0.50 \\ - \\ 0.34 \\ - \\ 0.26 \\ 1.13 \\ - \\ 0.26 \\ 1.13 \\ - \\ 0.26 \\ 0.13 \\ - \\ 0.26$	0.58 0.09 0.29 	0.83 0.50 0.40 0.25 0.41 1.95 0.34 1.02 0.07 - 0.87 0.49	8.98 9.00 8.43 9.09 8.37 8.14 8.88 7.86 8.20 7.92 8.06	1.25 0.90 	0.83 1.39 0.18 0.74 0.53 0.33 0.24 0.23	2.80 3.66 3.58 4.25 3.97 2.35 3.29 4.32 3.24 	100.66 100.48 99.86 99.44 99.41 100.97 100.14 100.78 100.18 100.43 100.22	$Cr_{2}O_{3}-0.00, NiO-0.00CO_{2}-0.27, Cl-0.01P_{2}O_{5}-0.35P_{2}O_{5}-0.00P_{2}O_{5}-cn.Cr_{2}O_{3}-0.00Li_{2}O-0.04Li_{2}O-0.05ZrO_{2}-0.05, Cr_{2}O_{3}-0.08$
61 62 63 64 65 66 67 68 69 70	36.06 33.49 35.40 37.40 32.35 32.09 39.55 35.06 32.96 32.03	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$1.14 \\ 2.04 \\ 0.00 \\ 27.66 \\ 24.22 \\ 19.49 \\ 12.07 \\ 6.51 \\ 8.85 \\ 8.00 \\$	23.75 25.82 28.61 12.43 13.11 14.10 17.48 17.83 27.19 30.41	$\begin{array}{c} 0.36 \\ 1.10 \\ 0.63 \\ \hline \\ 1.02 \\ 1.42 \\ \hline \\ 0.29 \\ 2.79 \\ 0.21 \end{array}$	$\begin{array}{c} 6.16\\ 6.41\\ 6.72\\ 0.60\\ 0.00\\ 1.01\\ 0.62\\ 8.17\\ 0.73\\ 0.06\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c} 1.74 \\ c.\pi. \\ 0.00 \\ \hline 0.89 \\ \hline 0.00 \\ 0.64 \\ 0.23 \\ \end{array} $	0.07 	0.10 1.36 0.70 1.55 сл. 1.51 0.98 1.54	7.27 10.07 9.12 9.20 6.40 8.12 10.66 7.86 7.75 8.46	1.38 0.26 0.00 0.62 0.00 сл.	0.22 0.00 	$\begin{array}{c} 1.28\\ 2.37\\ 2.31\\ 0.60\\ 4.67\\ 4.62\\ 1.50\\ 3.98\\ 4.36\\ 4.19\end{array}$	99.57 99.95 100.13 99.49 100.83 100.92 100.42 99.78 99.42 100.47	$ZrO_2 - 1.65$ $T_2O_3 - 2.07$ $Li_2O - 0.59$, $Mn_2O_8 - 0.60$ $Li_2O - 0.03$ $Li_3O - cn$.

.

Примечания: 1. Знаком * отмечены номера слюд, в которых оптика измерялась непосредственно нами, 2. Анализы № 64, 65, 66, 67, 69 и 70 взяты у Doeter Boeke для характеристики особо бедных магнием железистых слюд. 3. Указания на литературные источники анализов—в таблице 2 против соответствующих номеров.

ø

Таблица 2

Физико-оптические свойства магнезнально-железистых слюд

бразца	Ng	· Np		2V	Ориен- тировка	Средняя свето- проянщаемость (толшина 0.03 мм)		Литературный источник	Включающая слюду по-
~	_		מ	F = C	Nm	вес	$D_{460} + D_{550} + D_{640}$	и коллекция	рода и месторождение
Ž							3		
1	1.598	1.568	3°40′			2 760		Lacob 1925	Гарстиген
2	1.565	1.540	4°33′			2.100		1928	Нью-Йорк
3	1.5750	1.5425	2-3°	-+		2.737		Eckermann, 1925	Мансьо
4	1.5910	1.5529	0°					Orce1, 1925	США, Ута
5	1.7 2 3	1.610	28° ∽					Larsen, Irving, Gonyer,	Андезит-латит Колорадо
								Larsen, 1937	
6	1.577	1.5432	10°	+		2.816		Kunitz, 1924	Джефферсон
7	1 5004	1 5000				•		Eckermann, 1925	Мансьо
* 8	1.5064	1.5338		+	1 7010	2.786		Kunitz, 1924	Росси
- 19 10	1.380 ± 0.002	1 547 + 0.002	0°18′	+0.18	(010)	2.736 ± 0.01	90.7	Калинин ("серебрянка"), 1-72	Слюдянка
10	1.0740	1.0400	3-0	+		2.831		Eckermann, 1925	Менсьо
•••	1.720	1.005	28 (7)					Larsen, Irving, Uonyer,	латит. колорадо
12	1.588 ± 0.003	1.549 ± 0.003	2°54′	+4°6′	⊥ (010)		76 5	Laisen, 1957 Калинин (золотистый) Т-19	Слютянка
13	1.5795	1.5452	4°30′	+	T (010)	2.819	10.0	Eckermann, 1925	Мансьо
*14	1.597 + 0.002	1.557 ± 0.002	8°12′	+4°36′	(010)	2.871 ± 0.01	66.9	Калинин ("вишневый"). Т-20	Слюлянка
15	1.5845	1.5498	6°	+	<u> </u>	2.839		Kunitz, 1924	Киатчау
16	1.588	1.548	6°40′			2.793		Jacob, 1925	Лангбан
17	1.598	1.551	3°					, 1928	Африка
*18	1.586 ± 0.002	1.548 <u>+</u> 0.002	8°54′	−0°48 ′	(010)	2.715+0.01	74.8	Алимарин, Т-25	Канада
19	1.61-1.62	1.56 - 1.57	22°	+5° ∽		2.94 - 2.98		Washington, 1927	Биотитит. Неаполь
*20	1.590 ± 0.002	1.551 ± 0.002	8°48′	-2°12′	(010)		65.7	Калинин ("темный"), Т-21	Слюдянка
*21	1.593 ± 0.002	1.555 ± 0.002	12°6′	$-2^{\circ}48'$	(010)		56.6	Алимарин, Т-30	*
*22	1.593 ± 0.003	1.556 ± 0.002	11°48′	—1°54′	(010)	2.871 <u>+</u> 0.01	67.6	, T-31	
*23	1.585	1.550	35°	5.504.04				Смирнов, 1928	Ю. Прибайкалье
24	$1.716 \pm 0,003$	1.632 ± 0.005	9°30'	+5°48'		3.06 ± 0.02	0.5	Куплетский, 1-33	Кольский п-ов, Африканда
20	1.672	1.394	31 0			2.862		Larsen, Irving, Gonyer,	Латит. Колорадо
26	1 505							Larsen, 1937	Tuoraua
*27	1.595 1.626 ± 0.01	1 576 - 0 01	6°6′	-2042(3)			1 10 5	Белянкин, Блодавец, 1952	Гурьянт
28	1.040 _ 0.01	1 5594	6°	- 4 4 4 (f)	(7)	2 907	14.0	Kunitz 1024	Росси
29	1 630+0 003	1.580 ± 0.003	v	Ŧ		2.091		Grout 1024	Гранит. Миниезота
30	1.651	1.592 ± 0.005	31° 🖍			2 684		Larsen, Irving, Gonver	Риолит. Колорало
			U. J.			4.304	,	Larsen, 1937	
*31	1.608 ± 0.002	1.564 <u>+</u> 0.002	7°24′	+6°6′	<u> (</u> 010)	2.914 ±0.0 1	23.7	Калинин ("цыганка зеленая"),	Слюдянка

33 1. *34 1. *35 1. *6 1. *37 1. *38 1. 39 1. 40 1. 41 1. 42 1. *44 1. *45 1. *46 1.	$\begin{array}{c} 642\\ 592\pm 0.004\\ 631\pm 0\ 005\\ 610\\ 650\pm 0.010\\ 636\pm 0.003\\ 640\pm 0.002\\ 620\\ 657\\ 625\\ 643\\ 640\pm 0.003\\ 634\\ 653\pm 0.004 \end{array}$	1.546 1.605 ± 0.005 1.5705 1.584 ± 0.003 1.583 ± 0.005 1.597 ± 0.005 1.573 1.589 1.582 1.582 1.587 ± 0.002 $1.543(7)$ 1.588 ± 0.002	27°48′ 5°42′ 20° 7°∽ 0°	+9°12' -0°18' + +3°36' +5°18'	⊥ (010) ⊥ (010) ⊥ (010) ⊥ (010)	$3.02\pm0.022.9812.976\pm0.013.03\pm0.013.1073.103.015$	3.5 -26 2.3 7.1	Јасоb, 1931 Воробьева, Т-29 Воробьева, Т-29 Кипitz, 1924 Барсанов, Т-27 Т-61 Grout, 1924 Herz and Fahcy, 1932 Tsuboi, 1935 Jacob, 1931 Еремеев, T-42 Jacob, 1931 Бельштерли	ские тундры Белинцона. Микроклин Аплит. Ловозерские тундры Пегматит. Волчья тундра Миасс Пегматит. Ильменские горы Гранит. Горный Алтай Горная Миннезота Ю. Дакота Гранодиорит. Япония Спессартит. Готард Пегматит. Тессин Диорит. Сев. Осетия Пегматит. Тессин Карелия
47 1. 48 1. *49 1. *50 1.	$.656^{-}$.650 .652+0.006 .674 \pm 0.005	1.588±0.002 1.607±0.002	7°48′ 5°54′	+-2°30′ +3°54′	∦ (010) ⊥ (010)	3.052 <u>+</u> 0.01	4.4	Tsuboi, 1935 Tsuboi, 1935 Алимарин, Т-24 Куплетский, Т-34	Гнейс Япония Гнейсогранит. Япония Северная область (Арх. губ.) Кукисвумчорр. Кольский п-ов
*51 1.4 52 1. 53 1.4 55 1.4 556 1. 57 *58 1.4 59 1. 60 1. 61 1. 63 1. 68 1.	$\begin{array}{c} .677 \pm 0.005 \\ .665 \\ .655 \\ .652 \pm 0.003 \\ .6311 \\ .664 \pm 0.002 \\ .6655 \pm 0.002 \\ .664 \pm 0.004 \\ .6167(?) \\ .671 \\ .667 \end{array}$	1.601 ± 0.003 1.587 ± 0.010 1.5887 1.605 1.592 ± 0.001 1.598 1.605 ± 0.004 1.610 ± 0.005 1.548(?)	24°36′ 0° 11°26′ 0° 5 7°30′ 0-3° - 10° 5 -	+7°54′ + 3°54′ + +	∥ (010) ∥ (010)	3.085 3.178 3.038±0.01 3.151 3.125 3.125	5.2	Т-35 Тsuboi, 1935 Тоже Т-60° Ескегтапп, 1925 Кипitz, 1924 Лабунцов, Т-26 Кипitz, 1924 Grout, 1924 Toже Wimen, 1927 Jacob, 1937 Kunitz, 1924	Рисиок Гнейсогранит. Япония Гранодиорит. Япония Гранит, Туркест. хребет Пегматит. Мансьо Бревик Сев. Карелия Миас Миннезота Около г. Варберга Швеция Гранит

Примечание. Слюды, в которых константы были измерены авторами, отмечены знаками*. В предпоследней графе приведены под литерами "Т" их номера по коллекции Оптической лаборатории.

Ξ

Точки, отвечающие содержанию Al_2O_3 , рассеяны чрезвычайно неправильно. Нам представляется, что в слюдах, обогащенных Fe_2O_3 , содержание Al_2O_3 несколько уменьшается, однако это уменьшение неправильно и недостаточно для того, чтобы можно было говорить о сколько-нибудь существенном взаимном замещении Al_2O_3 и Fe_2O_3 .¹

Окислы TiO₂ и MnO ведут себя спокойно, линейно увеличиваясь параллельно с увеличением FeO. Кроме того, в слюдах, богатых Fe₂O₃, мы наблюдаем повышение содержания TiO₂.

Содержание K_2O довольно постоянно в рассматриваемой группе слюд. Оно в общем не зависит от содержания H_2O . Однаков отдельных случаях расположение точек K_2O и H_2O в соседних анализах имеет зеркальный характер и указывает на частичное и слабое замещение K_2O через H_2O . Те же особенности, что и вода, обнаруживает в отношении калия Na_2O .

Содержание воды вообще подвержено значительным колебаниям. В этом отчасти, может быть, повинно различие методов определения у различных аналитиков. С известной натяжкой можно говорить, что в слюдах с наибольшим содержанием H₂O констатируется наименьшее содержание фтора и наоборот.

При общем обзоре вариационной диаграммы магнезиально-железистых слюд обращает внимание характер расположения точек ряда окислов, в частности MgO. Главная масса точек расположена в слабо изогнутой, почти прямолинейной полосе, но отдельные точки обнаруживают очень значительные отклонения. В общем точки MgO располагаются на некоторой площади. Наиболее простой геометрической формой, оконтуривающей эту площадь, может служить прямоугольный треугольник (катетами которого в нашем случае являются координатные оси). Можно заключить, что в строении рассматриваемых слюд принимают участие по меньшей мере три компонента, которые, смешиваясь, образуют все промежуточные члены.

Если бы было только два компонента, то на вариационной диаграмме анализы смесей легли бы точками окислов точно на прямые, соединяющие одноименные окислы компонентов. Отклонение от этих прямых указывает на наличие числа компонентов большего, нежели два (Е. С. Федоров, 1918; И. А. Островский, 1938).

В рассматриваемом конкретном случае содержание MgO в каждом из трех предполагаемых компонентов магнезиально-железистых слюд определяется величиной ординат соответствующих углов треугольника магнезии.

Для точек, отвечающих содержанию Fe_2O_3 , может быть приближенно построен аналогичный треугольник (см. выше зависимость Fe_2O_3 и MgO), углы которого дадут содержание Fe_2O_3 в тех самых компонентах, на которые указывает треугольник MgO. В то же время точки K_2O , MnO и TiO₂ располагаются линейно, т. е. для этих окислов треугольники обращаются почти в прямую линию.

Нас интересовала возможность статистическим путем подойти к отысканию тех компонентов, которые, смешиваясь, образуют разные Fe—Mg=слюды.

На диаграмме слюд мы привели эмпирические границы таких предполагаемых треугольников. Построение было начато с точек, отвечающих содержанию MgO. Гипотенуза треугольника, заключающего своими контурами точки магнезии, отвечает наивысшим возможным содержаниям MgO в различных магнезиально-железистых слюдах. Эта гипотенуза достаточно ясно обрисована верхней границей поля,

¹ При аналитическом определении Al₂O₃ находится по разности. Это обстоятельство делает менее надежными данные для Al₂O₃ вообще.

занятого точками MgO. При проведении этой линии мы одновременно следили за поведением светопреломления. Были выбраны из наиболее надежных анализов те точки MgO, которые давали наибольшее приближение к прямолинейной границе как в треугольнике MgO, так и в диаграмме светопреломления Np, построенной на той же оси абсцисс. Другие стороны треугольника MgO были проведены по координатным осям. На такое их положение указывают, между прочим, точки содержания MgO в анализах 24, 38, 64—66.

Треугольник, который должен был быть построен на точках Fe₂O₃, представлялся гораздо менее определенным. Одна сторона его явно должна проходить по оси абсцисс, а правый нижний угол треугольника Fe₂O₃ должен совпадать с таким же углом треугольника магнезии. Для нахождения его сторон мы воспользовались дополнительными построениями. В построенном треугольнике MgO из угла, совпадающего с началом координат, мы провели прямую линию. ориентируясь по точкам Mg анализов 24, 25, 29, 31, 32, до пересечения этой линии с гипотенузой треугольника MgO. Эту точку пересечения мы снесли по вертикали на ту сторону треугольника Fe₂O₃, которая совпадает с осью абсцисс и которая в то же время соответствует гипотенузе треугольника магнезии (это следует из обратного характера зависимости MgO и Fe₂O₃). Далее от полученной на оси абсцисс точки мы снова провели прямую линию, но уже через точки содержания Fe_2O_3 в тех же анализах 24, 25, 29, 31, 32. Эта линия пересекла ось ординат при отметке примерно 40%. Таким образом определился тот угол треугольника Fe₂O₃, который соответствует лежащему в начале координат углу треугольника MgO.

Кроме того, из данных Буке (Воеке, 1916) мы взяли три анализа слюд с минимальным содержанием MgO (анализы 64, 65, 66) и взяли из них арифметическое среднее (64—66). Нанеся на диаграмму среднее значение Fe_2O_3 , мы получили опорную точку на будущей гипотенузе треугольника Fe_2O_3 и отсюда нашли точку пересечения этой гипотенузы с осью ординат при отметке $43.3^{3/}$.

Подобные построения мы проделали для всех окислов, руководствуясь их взаимоотношениями (см. начало настоящего раздела). Для TiO₂, MnO, Na₂O были, впрочем, построены только линии их общего направления, но не треугольники. Проведя все построения, мы сняли с диаграммы эмпирические "анализы" трех возможных компонентов. Каждый такой "анализ" отвечает лежащим на одной ординате углам треугольников различных окислов. Эти "анализы" приведены в табл. З в первых столбцах. Из этих данных были вычислены соотношения молекулярных количеств, причем за единицу было принято количество (K, Na)₂O. Эти соотношения приведены во вторых столбцах для каждого компонента. В третьих столбцах таблицы даются те же соотношения, но приведенные к относительно простым числам и одновременно достаточно удовлетворяющие расположению точек на диаграмме.

Наконец, в последних столбцах для каждого компонента даются анализы в весовых процентах, вычисленные из "исправленных" коэффициентов третьих столбцов. При пересчетах TiO₂ присоединено к SiO₂, MnO—к FeO и Na₂O—к K₂O. Фтор опущен вовсе.

Данные "анализов" компонентов, взятые из четвортых столбцов таблицы, нанесены на окончательную диаграмму (фиг. 2) и соответствующие треугольники окислов обведены жирными линиями. Как видно на диаграмме, эти треугольники в общем достаточно удовлетворительно заключают в себе точки соответствующих окислов, за исключением Al₂O₃ и H₂O. При этом молекулярные соотношения окислов выражаются для трех компонентов достаточно простыми числами, которые приводят нас к помещенным в табл. З формулам этих компонентов. Для сравнения в табл. 4 приведены параллельно формулы соответствующих слюд по данным некоторых предыдущих исследователей. Для удобства сравнения последние формулы приведены в аналогичной форме. Из таблицы видно значительное различие взглядов отдельных авторов на состав лепидомелана. С нашей точки эрения, лепидомелан Кунитца ненормально обогащен закисным железом и обеднен алюминием. Лепидомелан Галлимонда, напротив, при совпадающем содержании двувалентного металла обнаруживает повышенное (против нашей формулы) содержание R₂O₃. Винчелл разлагает железистые слюды в свою отередь на два компонента, которые приближаются скорее к лепидомелану Кунитца.

Таблица З

	1		Окисно-железистый компонент			
пидомела	н	Оксилепидомелан				
2 3	4	1	2	3	4	
$\begin{array}{c} 5.50\\ 0.50\\ 0.56\\ 1.50\\ 0.56\\ 0.10\\ 0.10\\ 0.12\\ 0.88\\ 0.06\\ 2.00\\ 0.12\\ 0.88\\ 0.06\\ 0.12\\ 0.88\\ 0.06\\ 0.00\\ 0.12\\ 0.88\\ 0.06\\ 0.00\\ 0.12\\ 0.88\\ 0.06\\ 0.00\\$	35.2 4.3 16.3 - 29.9 0.7 - 0.8 8.9 3.9	33.2 0.5 12.0 43.0 - 0.8 7.5 3.0	<pre>6.08 1.28 2.92</pre>	5.94 0.06 1.25 3.00 0.14 0.86 2.00	32.7 0·4 11.6 43.8 - - 0.8 7.4 3.3	
	100.0		_		100.0	
2	•6Al ₂ O • 16	$\frac{2.06}{-} \frac{2.00}{-} \frac{3.9}{100.0}$ • 6Al ₂ O • 16FeO •	$\frac{2.06}{-} \frac{2.00}{-} \frac{3.9}{100.0} \frac{3.0}{-}$	$\frac{2.06}{-} \frac{2.00}{-} \frac{3.9}{100.0} \frac{3.0}{-} \frac{1.82}{-} \frac{1.82}$	$\frac{2.06}{-} \frac{2.00}{-} \frac{3.9}{-} \frac{3.0}{-} \frac{1.82}{-} \frac{2.00}{-} \frac{2.00}{-} \frac{3.9}{-} \frac{3.0}{-} \frac{1.82}{-} \frac{2.00}{-} \frac{2.00}{-} \frac{3.0}{-} \frac{1.82}{-} \frac{2.00}{-} \frac{3.0}{-} \frac{3.0}{-}$	

Эмпирические	анализы	возможных	компонентов	магнезнально-
		железистых	слюд	

1-анализы по диаграмме фиг. 2; 2-то же в молекулярных соотношениях при (K, Na)₉O = 1; 3-те же молекулярные соотношения, приведенные к более простым числам в соответствии с расположением точек на диаграмме; 4-данные предыдущего столбца, перечисленные на анализы в весовых процентах.

Таблица 4

Формулы магензиально-железистых слюд по взглядам разных авторов

Флогопит	Лепидо ме лан	Оксилепи- домелан	Источник
1. $H_{16} K_{8} Mg_{25} Al_{10} Si_{24} O_{100}$ 2. $H_{16} K_{8} Mg_{24} Al_{8} Si_{24} O_{96}$ 3. $H_{16} K_{8} R''_{24} R'''_{8} Si_{24} O_{96}$ 4. $H_{16} K_{6} Mg_{24} Al_{8} Si_{24} O_{96}$ $H_{16} K_{8} Mg_{20} Al_{16} Si_{20} O_{96}$	$\begin{array}{c} H_{16} K_{9} Fe''_{16} \\ AI_{12} Si_{24} O_{94} \\ H_{16} K_{8} Fe''_{21} AI_{9} \\ Si_{24} O_{96} \\ H_{16} K_{8} R''_{16} R'''_{24} \\ Si_{24} O_{112} \\ H_{16} K_{8} Fe_{24} AI_{8} \\ Si_{24} O_{96} \\ H_{16} K_{6} Fe_{20} AI_{16} \\ Si_{20} O_{96} \end{array}$	H ₁₆ K ₈ Fe‴ ₂₄ Al ₁₀ Si ₂₄ O ₁₁₁	По диаграмме авторов Kunitz (1924) Hallimond (1926) Winchell (1933) [*]

Окисножелезистый компонент как самостоятельный не признается этими исследователями. Кунитц (Kunitz, 1924) считает, что окисное железо биотитов происходит от послегенетического окисления закисного железа слюды. Окисноже́лезистый компонент, установленный

нами по вариационной диаграмме природных слюд, содержит в полтора раза больше железа, нежели лепидомелан, и, таким образом, не может быть получен простым окислением лепидомелана. Уверенное решение вопроса о существовании и устойчивости оксилепидомелана должны дать, с одной стороны, попытки его синтеза, а с другой, опыты по восстановлению окисножелезистых природных слюд, содержащих свыше 30% железа (в расчете на FeO). Нам представляется, что подобное восстановление вызовет выпадение избыточного железа, в форме магнетита.

Указания на самостоятельное существование окисножелезистого компонента мы находим у Д. П. Григорьева (1935). Он выделяет восемь теоретических (условных) компонентов магнезиально-железистых слюд. Из всех восьми в трех компонентах показано трехвалентное железо, а в четвертом оно содержится в существенном количестве (OH)₂ К Fe''₃ Fe'''₃ Si₅ O₁₀.

Рассматривая магнезиально-железистые слюды как изоморфные смеси флогопита, лепидомелана и оксилепидомелана, мы заведомо упрощаем и схематизируем природные явления. Обзор диаграммы показывает, что три компонента недостаточно удовлетворяют распределению точек Al2O3. Далее, если учесть фтор, то, повидимому, можно предположить самостоятельное существование безводной и богатой фтором магнезиальной слюды, с одной стороны, и бесфтористой и богатой водой, с другой. Однако расшифровка этих взаимоотношений сложна и требует значительно большего количества материала, чем мы имели в нашем распоряжении.

Приводимые компоненты магнезиально-железистых слюд были с точки зрения кристаллохимии рассмотрены В. В. Щербина.

Три эмпирических формулы слюд:

флогопита 24 SiO₂ \cdot 5Al₂O₃ \cdot 25MgO \cdot 4K₂O \cdot 8H₂O

лепидомелана 24ŠiO₂ · 6AI₂O₃ · 16FeO · 4K₂O · 8H₂O

оксилепидомелана $24\overline{S}iO_2 \cdot 5Al_2O_3 \cdot 12Fe_2O_3 \cdot 4 K_2O \cdot 8 H_2O$

были пересчитаны на формулы, соответствующие данным силикатным структурам, т. е. содержащие в своем кремнекислородном остове типичные для слюд "кремнекислородные листы" (AlSi₃O₁₀), являющиеся производными элементарной группы Si₂O₅.

Вторым условием при пересчете было объединение в группу "У" (по Махачки) всех ионов размера 0.57—0.91 Å. В силу реально полученного преобладания или недостатка окислов RO и отчасти R₂O₃ количество кислорода несколько колеблется и отклоняется от идеального, при этом особенно значительно для формулы оксилепидомелана.

Сравнивая с идеальными формулами:

мусковита $(OH)_2 KAl_2[AlSi_3O_{10}]$

И

флогопита (OH)₂K Mg₃ [A1Si₃O₁₀],

имеем для предложенных составов слюд следующие формулы:

флогопит (OH)₂
$$K(MgA1)_3 {}^3/_8 [A1Si_3O_{0'/_8}]$$

лепидомелан (OH)₂ К Fe₂ Al $1/_2$ AlSi₃O_{91/2} оксилепидомелан (OH)₂ К (Fe^{...}Al)₃ $1/_4$ [AlSi₃O_{113/8}]

Y для флогопита = $3 \cdot 375$ (вместо 3, Y

лепидомелана = $2 \cdot 5$ (вместо 3)

оксилепидомелана = 3 · 25 (Y 2) ,

Эти отклонения и обусловливают отклонение числа атомов кислорода от 10.

Таким образом, если два первых состава сравнительно очень хорошо укладываются в свои структурные формулы, состав оксилепидомелана укладывается в свою структурную формулу значительно хуже.

Изменения оптических констант

Известно, что в связи с изменением химического состава меняется оптика магнезиально-железистых слюд. Определенная закономерность связывает химизм и светопреломление слюды; менее ясно взаимоотношение химизма и угла оптических осей (см. работы Кунитца и Д. Григорьева). На вариационной диаграмме химического состава слюд (фиг. 2) нами нанесены значения показателей преломления. Точки Np, показанные черными кружками, более надежны, поскольку значительная часть определений Np произведена на рефрактометре. Цифровые обозначения у этих точек дают округленную величину 2 V у соответствующих слюд. Положение точек Ng (белые кружки) определяется менее уверенно, поскольку значительная часть данных получена по методу иммерсии.

Значения светопреломления нанесены на вариационную диаграмму в тех же координатных осях, что и химический состав, и точки Np и Ng лежат на тех же ординатах, что и соответствующие анализы.

Как указывалось в введении, исследованный материал не равноценен и в отношении оптической характеристики. Опорными образцами слюд являлись те, в которых измерения были произведены нами лично и притом с известной нам степенью точности. Такими являются образцы 9, 12, 14, 18, 20, 22, 24, 27, 31, 37, 38, 44, 46, 49, 50, 51, 55, 58.

Среди литературного материала мы считали наиболее достоверными данные Кунитца (6, 8, 15, 28, 36, 57, 59) и Ларсена, Ирвинга и Гонье (5, 11, 25, 30). На диаграмме приведенные точки не выделялись, чтобы не затруднять рассмотрение чертежа.

Обзор соотношений светопреломления и химического состава слюд дает в общем наглядное подтверждение известных и установленных закономерностей. Отчетливо видно общее увеличение светопреломления с повышением содержания закиси железа. В левой части диаграммы наблюдаются повышенные значения светопреломления для слюд 5, 11, 24, 25. Химически эти отклоняющиеся слюды харахтеризуются высоким содержанием Fe₂O₂, при малом содержании F.O. В правой части диаграммы обращают на себя внимание слюды 45 и 63. В слюде 45 (Яхоб) светопреломление по *Np* имеет ненормально низкое значение 1.543, тогда как Ng равно 1. 634 и не обнаруживает отклонения от большинства слюд. С химической стороны слюда выглядит нормально. В слюде 63 (Якоб) наблюдается такая же картина: Ng= = 1.671, а Np = 1.548. Нам представляется, что подобные оптические константы нуждаются в проверке. Некоторая неясность имеется и в слюде 62. Автор (Вимен) приводит для этой слюды Ng, измеренное на рефрактомере и равное 1.6167. Это значение хорошо укладывается на диаграмме в области Np слюд. Имея в виду, что на рефрактометре гораздо легче и яснее видна граница внутреннего отражения именно для Np слюд, а не для Ng, мы позволили себе нанести приводимую Вименом величину как Np.

Если исключить перечисленные отклонения, то остающиеся точки светопреломления образуют в своем расположении не линии, а полосы. При внимательном рассмотрении констатируется опять-таки влияние Fe_2O_3 (см. точки 27–28, 37–38, 57–58), повышающее показатели преломления (также как и Ng-Np). Влияние прочих окислов, повидимому, не вызывает скачков и отклонений. Впрочем, в области флогопитов увеличение фтора несколько понижает светопреломление (например слюды 8, 9), что согласуется с данными других исследователей.

Влияние Fe₂O₃ на показатели преломления приводит к тому, что точки светопреломления, в частности Np, располагаются на некото-16 рой площади, имеющей в общем форму треугольника. Наблюдается картина рассеяния точек, аналогичная установленной нами для химической части вариационной диаграммы. Можно представить себе, что при смешении трех главных компонентов магнезиально-железистых слюд аддиттивно смешиваются и их оптические свойства. Имея это в виду, обводим треугольник рассеяния точек Np сторонами. Пересечения этих сторон, т. е. углы треугольника, лежат на тех же ординатах, что и углы треугольника окислов, и непосредственно дают значения Np в каждом из компонентов. Линия, соединяющая Np флогопита и Np лепидомелана, сама по себе ясно обрисована расположением точек Np. При ее окончательном проведении на диаграмме мы пытались приблизить ее к тем же точкам, около которых проходит соответствующая сторона треугольника Mg в химической диаграмме. Это удалось лишь с известным приближением.



Фиг. 3. Диаграмма зависимости двупреломления (Ng – Np) от светопреломления Np.

Угол треугольника, отвечающий Np оксилепидомелана, найден из тех же опорных точек 24, 25, 29, 31. Через эти точки мы проводили прямую линию до пересечения ее с осью ординат и получили Np == 1.675. Это построение аналогично отысканию угла оксилепидомелана в химической диаграмме (см. выше).

Проделав подобные построения и для точек Ng, мы получили два треугольника (Np и Ng), углы которых дают нам величины Np и Ng для тех же компонентов, которые были получены из диаграммы химического состава.

Константы для оксилепидомелана, как, впрочем, и его химический состав, определены чисто графически. Нет ни одного реального биотита, который достаточно близко отвечал бы данным оксилепидомелана.

Сравнение треугольников Np и Ng позволяет наметить связь между двупреломлением и величиной светопреломления по Np. На фиг. З взаимоотношение Ng—Np и Np изображено прямой, построенной по треугольникам Ng и Np (фиг. 2) и по существу выражающей в иной лишь геометрической форме отношения между этими треугольниками светопреломления. По нашим представлениям, повышение светопреломления слюды должно в идеальном случае вызывать линейное повышение двупреломления. На ту же фиг. З нанесены и реальные точки двупреломления изученных слюд, вычисленного по разности показателей светопреломления. Сравнение реальных точек с построенной "идеальной" линией показывает лишь приближенное соответствие их расположения. Ряд точек обнаруживает значительные отклонения от прямой линии. Впрочем, наибольшие отклонения могут быть объяснены недостаточной надежностью первичных данных (слюды 33, 45, 63).



Фиг. 4. Кривые дисперсии угла оптических осей.

Изменение угла оптических осей магнезиально-железистых слюд не стоит в ясной связи с химическим составом, хотя в общем 2V повышается с увеличением содержания Fe_2O_3 . На это косвенно указывают экспериментальные данные Кунитца (Kunitz, 1929), Ринне (Rinne, 1924) и наши. На фиг. 2 проведены линии $2V = -15^{\circ}$ и $2V = -30^{\circ}$, как они нам представляются в грубом приближении. Непосредственное сопоставление фактического материала с этими изолиниями 2V часто обнаруживает очень сильные отклонения. Так, у слюды 24 наблюдалось $2V = -10^{\circ}$, в то время как по диаграмме она должна бы иметь 2V около -40° . Повидимому, величина угла оптических осей может служить лишь для сугубо предварительной оценки содержания окисножелезистого компонента.

Измерение дисперсии угла оптических осей слюд было нами предпринято с целью получения новой константы. Однако нам 18 не удалось выявить определенной связи этой константы с химизмом минерала. Данные наших измерений приведены на фиг. 4 в виде кривых дисперсии углов оптических осей. По характеру этих кривых в измеренном материале можно выделить две главные группы.

Первая группа отличается пологой, почти прямолинейной кривой, более или менее параллельной оси абсцисс или несколько наклоненной к ней по типу р>v. Так ведут себя собственно флогопиты с FєO не свыше 7°/₀ (слюды 9, 20, 18, 21, 22). Вторая группа характеризуется обратной дисперсией по типу р<v: кривые отчетливо наклонены к красному концу спектра. К этой группе относятся слюды 12, 49, 31, 46, 44, 32, 51, 34. Они перечислены в порядке возрастания 2V и одновременного увеличения содержания Fe₂O₃ (исключая № 34). Все эти слюды, кроме № 12, содержат FeO свыше 9°/₀.

Иным видом кривых обладают три слюды Кольского полуострова (35, 50, 24.) Их кривые круто падают от синей к желтой части спектра, затем в красной части опять несколько поднимаются. Наконец, совершенно особой является кривая дисперсии цыганки бурой № 27, которая, подобно брукиту, меняет положение плоскости оптических осей (Островский и Петров, 1939).

Кривые дисперсии не производят впечатления случайной константы. Идентичные слюды дают почти совмещающиеся кривые. Однако закономерности во взаимоотношениях дисперсии 2V и химического состава слюд не обнаруживается. Это, повидимому, может быть обусловлено неполнотой анализов, не учитывающих малые и редкие для слюд примеси (вроде PbO). Можно предположить, что на дисперсию 2V будут влиять весьма незначительные в количественном отношении химические изменения. При малой величине 2V в слюдах, значительная дисперсия 2V может быть вызвана очень малой дисперсионной разностью показателей светопреломления Ng и Nm.

Оптическая ориентировка, повидимому, не играет существенной роли в химическом расчленении слюд. Так, например, слюда цыганка бурая № 27 совмещает одновременно и первый род (в красном свете) и второй род (в синем свете). Оба рода встречаются и в магнезиальных и в железистых слюдах. Для флогопитов наблюдается закономерная связь ориентировки и дисперсии (см. табл. 2). Отрицательным значением частной дисперсии $2V_F - 2V_C$ отвечает ориентировка $Nm \parallel (010)$, т. е. первый род. Положительная частная дисперсия (т. е. тип p < v) соответствует ориентировке слюд второго рода, когда $Nm \perp (010)$. Дело происходит так, как будто все флогопиты имеют кривую дисперсии типа цыганки бурой № 27, а в видимую часть спектра попадает то одна, то другая ветвь кривой, которая вся смещается вправо или влево по спектральной шкале. Впрочем, для сколько-нибудь ответственного суждения об этой закономерности наш материал количественно недостаточен.

ОПЫТ ОКИСЛЕНИЯ И ВОССТАНОВЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА

Для получения материала по послегенетическому окислению слюд и для сопоставления окисленных слюд с природными обогащенными Fe₂O₃, мы повторили опыты Кунитца (Kunitz, 1929) и Ринне (Rinne, 1924). В качестве исходного материала была выбрана слюда 58, как одна из наиболее железистых слюд. Тонко нарезанные листочки слюды помещались в фарфоровую лодочку и подвергались нагреванию в трубчатой электропечи в токе кислорода и в токе водорода. После прекращения нагревания препарат охлаждался в токе того же газа и подвергался оптическому исследованию и количественному определению содержания FeO. Восстановлению подверглась 2* слюда, предварительно окисленная до содержания FeO—0.62 ⁰/₀. Материалы опыта приведены в табл. 5.

Точность определения Np в экспериментальных образцах равна 0.001—0.002 (рефрактометр), точность определения Ng 0.010—0.015 (иммерсия). Относительная равномерность окисления и восстановле-

Т	a	б	Л	И	Ц	а	5
---	---	---	---	---	---	---	---

Результаты окисления и восстановления слюды

	Исходная	Окисл слк	Восстанов- ленная после окис- ления слюда	
	слюда	600°	700°	700°
		2 часа	4 часа	З часа
Fe ₁ O ₃ FeO Ng -2V . Удельный вес	3.83 20.16 1.664 1.592 7.5° 3.098 <u>+</u>	не опр. 6.33 не опр. 1.606 24° 3.150 <u>+</u>	не опр. 9.62 1.745 1.615 23° 3.186	не опр. 21.25 1.650 1.589 7.3° 3.090

ния доказывается тем, что колебания Np в различных листочках, независимо от их толщины, и в разных участках одного и того же листочка не превосходят точности измерения.

На основании этих данных составлена диаграмма (фиг. 5). По абсциссе отложено содержание FeO, а по ординате—константы слюды. Для сравнения на ту же диаграмму нанесены точки Ng по данным Кунитца. Как видно на диаграмме, изменение Ng, Ng—Np и

удельного веса идет в строго линейной зависимости от содержания FeO.

Сравнение этой диаграммы с большой вариационной диаграммой слюд (фиг. 2) показывает некоторое отличие природных явлений от эксперимента. С увеличением содержания гипотетического оксилепидомелана в природных слюдах показатели преломления возрастают



Фиг. 5. Диаграмма зависимости оптических свойств и удельного веса от содержания FeO при окислении восстановлении слюры, f!олые кружки с буквой K — Ng, по Кунитцу.

быстрее, чем это наблюдается при послегенетическом окислении слюды. Удельный вес повышается при таком окислении, тогда как в природных слюдах он скорее уменьшается от лепидомелана к оксилепидомелану.

Зависимость цвета от химизма

На основании аналогии и общих соображений естественно предположить, что главную роль в окраске слюды играют обычные для неорганической природы хромофоры—окислы железа, титан, марганец и др., если они присутствуют. Влияет, повидимому, также и природа окрашиваемой бесцветной части минерала—за это говорит аналогия с цветными стеклами. Общеизвестно, что известковые стекла окрашиваются одними и теми же красителями несколько иначе, чем калиевые или свинцовые и т. д., однако влияние это вряд ли будет значительным, так как различия в составе слюд гораздо меньше, чем в составе стекол, да и сами различия окраски не так велики.¹

Различные красители, присутствующие в слюде, очеподобно действуют видно, тому, как это имеет место в стеклах, т. е. светопоглощения, вызываемые каждым из них, складываются, давая новую кривую, часто решительно не похожую на кривые исходных компонентов. Поэтому целесообразно отдельно рассмотреть общее светопоглощение слюды и форму кривой светопоглощения.

Результаты наших измерений светопроницаемости слюд сведены в одну общую диаграмму (фиг. 6), причем каждая кривая представляет собой среднее арифметическое ИЗ двух серий измерений и исчерпывающе характеризует цвет каждой слюды. Все кривые для удобства сравнения пересчитаны на принятую нами за стандарт толщину 0.03 мм. Точность измерения, как разобрано выше, колеб-

¹ Незначительная роль бесцветной составляющей минерала может быть иллюстрирована и нашими опытными данными. На фиг. 6, кроме кривых железо-магнезиальных слюд, нанесены кривые светопроницаемости двух мамских мусковитов, полученных нами от Н. В. Петровской (Т-52 и Т-54). Положение их на диаграмме такое же, какое должны были бы иметь флогопиты с тем же содержанием красителей. Обр. Т-52 содержит 1.20°/0 красителей, обр. Т-54 2.72°/0, полного анализа этих слюд мы здесь не приводим; они имеются в печатающейся в настоящее время оригинальной работе Н. В. Петровской (Т-52 44 и Т-54 268 Н. В. Петровской),



Фиг. 6. Сводная диаграмма кривых светопроницаемости слюд, приведен. к толщине 0.03 мм.

лется от ± 0.5 до $\pm 2^{0}/_{0}$ в средней, наиболее достоверной части кривых, между 450-640 m_{μ} ; по краям она меньше.

Так как все кривые рассчитаны на одну толщину препарата, то положение их на фиг. 6 является мерилом общей светопроницаемости слюды, хотя и маскируется несколько формой кривых, Можно видеть, что мало железистые слюды светлые и находятся в верхнем конце диаграммы, тогда как богатые железом постепенно спускаются книзу, причем кривые грубо располагаются в порядке номеров, т. е. содержания закисного железа, вообще значительно преобладающего в слюдах.



Фиг. 7. Диаграмма зависимости средней светопроницаемости от суммы красителей.

За цифровое значение средней светопроницаемости наших слюд мы условно для простоты взяли среднее арифметическое между значениями светопроницаемости для средней линии дневного света ($\lambda = 550$) и для двух крайних длин волн видимого света, при которых измерения еще достаточно точны ($\lambda = 640$ и 460 mµ).

Полученные величины $D_{0.03}^{cp} = \frac{D^{640} + D^{460}}{3}$ приведены в столбце восемь таблицы физических констант наших слюд (табл. 2); они же отложены по ординате фиг. 7 (на логарифмической шкале¹); по абсциссе откладывалась сумма присутствующих в слюде красителей (сумма весовых процентов окиси и закиси железа, окиси титана и окиси марганца). Как видим, расположение точек на фиг. 7 в общем отвечает линейной зависимости, т. е. общее количество красителей обратно пропорционально логарифму светопроницаемости (или прямо пропорционально "модулю поглощения").

Отклонения точек от средней линии, нанесенной на фиг. 7 пунктиром, относительно невелики, но все же намного превышают ошибки измерения. Причин отклонений может быть несколько, глав-

¹ Собственно говоря, здесь мы откладываем не с четопроницаемость $D_{0.03}$ нашей слюды, а обратную величину ее "модуля погл щечия", так как $\lg D_{0.08} = -m_{0.03}$ (стр. 5.

нейшей из коих является, несомненно, различная роль отдельных окислов-красителей, тогда как в диаграмме по абсциссе мы откладывали арифметическую их сумму. Менее существенна недостаточная объективность подсчета "средней светопропускаемости": в принятом нами способе на ней сказывается форма кривой, и если взять иные точки кривой для подсчета "средней светопроницаемости", то и расположение точек на диаграмме (фиг. 7) будет несколько иным.



Фиг. 8. Кривые светопроницаемости окисленных и восстановленных слюд. Внизу — для толщины 0.03 мм, в масштабе диаграммы фиг. 6; вверху – в пересчете на толшину, даюшую при 580 mµ 50°/0 светопроницаемости.

В весьма сильном влиянии на окраску различных окислов, в частности различных степеней окисления железа, мы убедились, измеряя светопроницаемость слюды 58 после окисления и восстановления в ней железа. На фиг. 8 внизу даны кривые светопроницаемости продуктов изученных ранее реакций (стр. 19—20) в том же масштабе, что и кривые на фиг. 6. Вид их весьма типичен. Значения для их "средней светопроницаемости", вычисленные по предыдущему, нанесены на фиг. 7 и характеризуют отклонение точек от средней линии, вызванное окислением железа. Железо в виде закиси дает меньше "среднее светопоглощение", чем то же количество железа в виде окиси¹.

¹ Подобно тому, как это отмечалось по отношению к удельному весу (стр. 20) роль окиси железа первичной и образовавшейся—в результате постгенетического окисления—в цвете может быть не вполне идентична; постгенетически окисленные слюды возможно более красны.

Цветоощущение наше определяется не столько общим светопоглощением данного вещества, сколько разницей в поглощении световых волн ра личной длины. При "обесцвечивании" окрашенных закисным железом стекол прибавлением в шихту марганцовых окислов, общее светопоглощение стекла увеличивается, за то кривая делается более пологой—выравнивается (Китайгородский, 1935).

Различие формы кривых светопроницаемости изученных слюд можно видеть на фиг. 6, однако сравнение здесь затрудняется разным положением их. Кривая, относящаяся к слюде средней толщины и расположенная в средней части диаграммы, будет иметь совершенно иной вид, чем кривые для толстых или тонких препаратов



Фиг. 9. Диаграмма зависимости величины наклона кривых светопроницаемости от содержания FeO.

той же слюды, которые соответственно найдут себе место в нижней или верхней части диаграммы. Поэтому для удобства сравнения все кривые были пересчитаны на такие значения толщины, при которых светопоглощение при длине волны 580 $m_{\rm P}$ составляло 50% ($D_{\rm разн.}^{580} = 50\%$). Кривые эти были использованы для дальнейшего сравнения. Нами здесь они не приводятся, так как получившаяся диаграмма весьма громоздка. Наиболее часто кривая светопроницаемости слюды представляется совершенно ровной, с слабым уменьшением наклона в области длинных и коротких волн (грубо напоминая знак интеграла). Наиболее типичными представителями подобной формы являются кривые 14, 12, 21, 35, отчасти 58 и 27. Загибы кривых в области длинных и коротких волн весьма разнообразны, иногда отсутствуя совершенно (например, на кривой 12 в области коротких волн и кривой 14 в области длинных), иногда развиваясь весьма сильно. в некоторых случаях до явственного понижения светопропускаемости на несколько процентов при длинах волн около 680—700 тр (например, обр. 37, фиг. 6 и 1). Однако измерения наши в этой 24

области не вполне достоверны. Значительно показательнее довольно уверенно наблюдающийся изгиб кривой в области зеленых волн— 520—560 mµ. На этом участке у некоторых зеленовато-бурых слюд световых волн пропускается на 2—3% больше, чем то следовало бы по плавной кривой. Такой изгиб хорошо виден на кривых 44, 37, 46 и 49. У слюды 27 и 18 наблюдается, наоборот, меньшая прозрачность в этой области. Типично, повидимому, сильное выполаживание кривой для волн короче 520 mµ, наблюдаемое у красной слюды 51. Для слюды 58 в разных степенях окисления прозрачность в области волн 520—560 mµ слабая у первоначальной слюды резко повышается у слюды, восстановленной водородом. Выполаживание кривой, подобное наблюдавшемуся у № 51, видим у слюды 58^{600°} (фиг. 8 верхняя часть, где кривые эти пересчитаны на D⁵⁸⁰ = 50%).

Форму кривых—их изгибы—трудно сколько-нибудь четко сопоставить с химизмом слюды; пришлось ограничиться сопоставлением последнего с наклоном кривых. В качестве меры наклона мы избрали разность между светопроницаемостью слюды при тех же, что и раньше, краевых длинах волн света $\lambda = 640$ и $\lambda = 460$.

Результаты иллюстрируются фиг. 9, где по ординате нанесена приведенная выше разность $D^{640} - D^{460}$, а по абсциссе-процентное содержание закиси железа в составе суммы красителей (сумма красителей принята за 100). Полученные точки занимают на фиг. 9 некоторую зону, идущую под углом к осям координат; центральная полоса этой зоны показана пунктиром. Точки 24 и 9 при проведении центральной линии не принимались во внимание как мало надежные, так как первая принадлежит чрезвычайно темной слюде, вторая, наоборот, исключительно светлой, почему даже незначительная ошибка могла чрезвычайно сильно отразиться на форме кривой.

Причины отклонений точек от средней линии здесь сводятся, по нашему мнению, к произвольности выбранной нами меры наклона и к влиянию на нее формы кривой; если взять светопроницаемость не для волн с $\lambda = 640$ и 460 m_{μ} , а для других, то взаимное расположение точек несколько изменится.

Зависимость удельного веса от химизма

Известно, что с увеличением содержания железа повышается удельный вес слюды. На фиг. 10, показывающей зависимость удельного веса от содержания FeO, точки располагаются в неправильной полосе, поднимающейся с увеличением содержания FeO. Рассеяние точек значительное. Выделяются по повышенному относительному значению удельного веса точки 19, 24, 29, 30, 39, 57, 59 и точки 32, 40. Анализы показывают, что первым свойственно повышенное¹ содержание Fe₂O₃, тогда как вторые этого не обнаруживают. Анализ 40 выделяется высоким содержанием Cs₂O. С другой стороны, имеются точки 25, 37, 42, показывающие высокое содержание Fe₂O₃, но не обнаруживающие повышения удельного веса. Таким образом, если высокий удельный вес влечет за собой высокое содержание Fe₂O₃, то обратное заключение оправдывается реже.

Имея в виду вышесказанное, мы все же попытались представить удельный вес слюды как функцию соотношений трех независимых компонентов, принятых нами ранее. Для этого мы оконтурили площадь рассеяния точек удельного веса треугольником. Его сторона, отвечающая ряду флогопит—лепидом лан, достаточно хорошо очерчена расположением точек. Для определения "угла", отвечающего

¹ За среднее значение нами принято арифметическое среднее из содержания Fe₂O₃ в анализах 1—63, равное 3.80⁰/₀.

удельному весу гипотетического оксилепидомелана, мы воспользовались теми же графическими построениями (опираясь на точки 24, 29, 31, 32), что и при определении светопреломления оксилепидомелана. Полученная величина удельного веса 3.15 оказалась меньшей, чем удельный вес лепидомелана, несмотря на большее общее содержание железа и оксилепидомелана. Этот вывод непонятен авторам и недостаточно надежен, поскольку главной опорной точкой при графическом определении удельного веса оксилепидомелана является одна единственная слюда 24.



Фиг. 10. Диаграмма зависимости удельного веса от содержания FeO.

Влияние других, кроме железа, окислов мало заметно. Пожалуй, чувствуется некоторое возрастание удельного веса параллельно повышению содержания T1O₂.

определение химического состава по оптике

Рассматривая магнезиально-железистые слюды как смеси трех компонентов: флогопита, лепидомелана и оксилепидомелана, мы можем по оптическим константам смеси подойти к суждению об относительном участии этих трех компонентов. Вариационная диаграмма химического состава и оптика магнезиально-железистых слюд позволяет говорить об аддитивности оптических свойств флогопита, лепидомелана и оксилепидомелана. Приводим константы этих трех компонентов, полученные по диаграмме:

Флогопит H₁₆ K₈Mg₂₅ Al₁₀ Si₂₄ O₁₀₀

$$Ng = 1.571, Np = 1.536 \ 2V \approx --0^{\circ}$$

 $Ng - Np = 0.035, V\pi, Bec = 2.73$

Лепидомелан H₁₆K₈ Fe["]₁₆ Al₁₂Si₂₄ O₉₄

$$N_{i} = 1.689, Np = 1.613 \ 2V \approx -0^{\circ}$$

 $Ng - Np = 0.76$ уд. вес = 3.23

Оксиленидомелан H₁₆K₈ Fe²⁴ Al₁₀ Si₂₄ O₁₁₁

Ng = 1.785, Np = 1.675, 2V большой.

Ng — *Np* = 0.110, уд. вес = 3.15.

Решение задачи нахождения химизма некоторой слюды по ее оптике может быть выражено в двоякой форме: в весовых процен-26 тах отдельных окислов, как это обычно принято для химических анализов, или в процентах флогопита, лепидомелана и оксилепидомелана.

Для получения весовых процентов отдельных окислов надлежит пользоваться главной диаграммой вариаций химического состава и оптики (фиг. 2), причем необходимо располагать данными по светопреломлению и удельному весу. В тех случаях, когда непосредственное измерение Ng или Np невозможно, приходится определять их графически из двупреломления, по фиг. 3. При отсутствии данных по удельному весу можно пользоваться значением 2V. Однако это связано с увеличением ошибок.

При наличии Np и удельного веса определение производится следующим образом. В треугольнике Np на большой диаграмме находим такую точку, которая удовлетворяет по своему положению заданным значениям Np и удельного веса (например, Np = 1.600 при

уд. весе 3.00 на примерной диаграмме фиг. 11, вычерченной в произвольном масштабе, но с сохранением обозначений большой вариационной диаграммы).

Далее нужно в каждом из треугольников отдельных окислов отыскать соответственную точку. Ординаты таких точек дадут нам содержание отдельных окислов в весовых процентах.

Нахождение соответственных точек в трехугольниках несложно благодаря тому, что вершины всех треугольников лежат на одних и тех же ординатах и треугольники могут быть представлены как параллельная проекция одного из них нз систему непараллельных плоскостей.

Найдя исходную точку в треугольнике Np, мы проводим через эту точку и одну из вершин треугольника Np прямую линию до ее пересечения с противолежащей стороной треугольника Np (в точке "а" на примере фиг. 11). 0 Np-1600 F F Su a' 200 L L F F E R A'

Фиг. 11. Пример пользования вариационной диаграммой.

Переходя к треугольнику какого-либо окисла, например SO_2 , находим на его аналогичной стороне (F-L) проекцию точки пересечения ("а" в нашем примере). Соединяя эту точку "а" с соответствующей вершиной треугольника SO_2 , мы получаем линию O-a и проектируем на эту линию исходную точку из треугольника Np. Искомая точка, таким образом, определена, и ее ордината показывает содержание кремнекислоты.

Все прочие окислы находятся таким же путем. Дело естественно упрощается для тех из окислов, которые на диаграмме ложатся на одну прямую линию, не образуя треугольника.

Возникает вопрос, какова цена "анализа", полученного подобным путем. Наиболее существенным источником ошибок является та условность и схематизация, которые мы допустили, заключив наш фактический материал в жесткие рамки трех независимых компонентов, тем более, что один из них, именно оксилепидомелан, гипотетичен в полном смысле слова.

Не затрагивая теоретической стороны дела, мы тем не менее хотим отметить, что представление магнезиально-железистых слюд в виде трехкомпонентных смесей является удобным по стоей простоте в практическом отношении. Для суждения о точности определения химического состава по оптике при помощи вариационной диаграммы мы отобрали 10 анализов реальных слюд и по их оптике "определили" их химический состав на диаграмме. Разницы между фактическим и вычисленным содержанием каждого окисла послужили материалом для вычисления средних ошибок. Данные эти приведены в табл. 6.

Таблица б

№ о бра зца	SiO ₂	TiO2	Al ₁ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K₂O	н , 0 ⁺
9 22 24 25 30 36 42 49 57 59	$\begin{array}{r} 0.0 \\ -0.6 \\ +0.7 \\ +1.7! \\ +1.2 \\ +0.3 \\ +0.1 \\ -1.3 \\ -2.4 \\ -3.2! \end{array}$	$ \begin{array}{r} -0.1 \\ -0.3 \\ +0.5 \\ +3.9! \\ +3.4 \\ -1.8! \\ -0.2 \\ -0.9 \\ -0.8 \\ +0.2 \end{array} $	$ \begin{array}{r} +0.3 \\ +1.3 \\ -3.8 \\ 0.3 \\ -0.3 \\ +2.0 \\ +0.7 \\ +3.7! \\ -3.9! \\ +0.2 \end{array} $	-2.8 + 0.6 + 1.1 - 5.4! - 5.0 + 1.8 - 0.8 + 0.5 + 9.4! + 6.0	$+0.8 \\ -4.6 \\ -2.0 \\ +5.1! \\ -0.6 \\ -0.4 \\ +2.6 \\ +2.4 \\ -5.1! \\ -1.6$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	+0.9 +2.0 +3.0 -4.1! +2.1 -1.3 -1.1 -3.3 +3.8! +0.1	$\begin{array}{c} 0.0 \\ -0.2 \\ -0.5 \\ 0.0 \\ +0.1 \\ +1.3 \\ +1.0 \\ -0.4 \\ +0.2 \\ +0.1 \end{array}$	$ \begin{vmatrix} -1.0 \\ +0.3! \\ 0.0 \\ -2.2! \\ -0.2 \\ -1.7 \\ -0.1 \\ +0.3 \\ -1.1 \\ -1.1 \end{vmatrix} $	$-0.2 \\ -1.1 \\ +1.1 \\ -2.9 \\ -0.8 \\ -1.7 \\ -0.5 \\ +0.3 \\ -0.1$
Средние ошибки	±1.1	<u>+</u> 1.2	<u>+</u> 1.6	<u>+</u> 3 3	+2.5	± 0.2	±2.2	±0.4	±0.8	±1.0

Ошнбки определения состава по светопреломлению и удельному весу (в абсолютных процентах)

Для этой цели были отобраны те слюды, для которых анализы представлялись наиболее надежными и достаточно полно были проведены оптические исследования. Эти 10 анализов были выбраны из числа вошедших в построение диаграммы, причем было обращено внимание на то, чтобы они достаточно отличались по содержанию железа. Слюды 24 и 25 введены как содержащее значительное количество Fe₂O₃. В таблице показаны значками восклицания максимальные наблюдавшиеся отклонения. Как видно из таблицы, наибольшие значения имеют ошибки в определении Fe₂O₃ и FeO. Рассмотрение частных данных показывает, что ошибки в Fe₂O₃ частично компенсируются обратным знаком ошибок в FeO.1 Прочие окислы ведут себя относительно ровно. Колебания в ТіО, обусловлены в основном тем, что диаграмма не учитывает частого повышенного содержания ТіО, в слюдах, богатых Fe₂O₂. Приводимые цифры средних ошибок не могут, строго говоря, определить точность работы и являются лишь общей характеристикой таковой. Однако они говорят в пользу возможности применения диаграммы в работе петрографа для общей и сравнительной характеристики породообразующих слюд.

Для такой практической работы часто представляется более удобным определением не содержания отдельных окислов, а установление количественного соотношения трех компонентов по оптике данной слюды. Для этой цели нами составлена простая треугольная диаграмма (фиг. 13), углы которой заняты тремя гипотетическими компонентами. Оптические константы компонентов определены, как говорилось выше, на вариационной диаграмме, и, таким образом, треугольная диаграмма является простым переложением первой, и ее оценка, в смысле точности, совершенно идентична.

На диаграмме проведены линии показателей преломления удельного веса и угла оптических осей. Линии Ng даны пунктиром, ли-

¹ Для получения истинных результатов мы должны к расчетному анализу алгебраически прибавить ошибку.

нии Np—сплошной линией. Эти линии проведены через интервал в 0.010 в выражении светопреломления. Линии удельного веса для ясности выведены за пределы треугольника.

При определении состава по такой диаграмме мы находим линию, отвечающую светопреломлению данной слюды, и следуем вдоль этой линии до ее пересечения с линией удельного веса слюды. Полученная точка и определяет состав слюды. Отсчеты содержания компонентов производятся при помощи вспомогательной сетки из линий, параллельных сторонам треугольника, так же как это делается в треугольнике Озанна.



Фиг. 12. Диаграмма для определения весового содержания компонентов в слюде по ее оптическим константам и удельному весу.

Треугольная диаграмма позволяет выразить состав слюды цифрами содержания флогопита и лепидомелана (оксилепидомелан дополнит сумму до 100%) и таким образом обозначить тип слюды двузначным номером.

В треугольной диаграмме соотношения отдельных компонентов даны в весовых процентах. Это сделано, с одной стороны, для сохранения общей последовательности, а с другой, в виду того, что именно весовые соотношения показали линейную зависимость Np и FeO. Практически различия весовых и молекулярных соотношений будут, впрочем, незначительны, особенно для ряда флогопит—лепидомелан.

Подобно тому, как содержание в слюде железа и степень его окисления удается определить с большей или меньшей вероятностью по обычным оптическим константам, — подойти к этому можно и по цвету слюды. Практика такого определения представляется в следующем виде.

В шлифе находится разрез, перпендикулярный острой биссектрисе. При помощи фотометра и монохроматора (или светофильтров) снимается несколько точек кривой (желательны $\lambda = 640$, $\lambda = 589.3$, $\lambda = 535$ и $\lambda = 460$), из которых рассчитывается средняя светопроницаемость

$$D^{\text{cp}} = \frac{D^{640} + D^{550} + D^{460}}{3}$$
.

По кривой фиг. 7 отсчитывается общее количество красителей. Для суждения об относительном количестве закисного железа в составе

при $D^{580} = 50^{\circ}/n$ красителей рассчитывается наклон кривой этих согласно предыдущему ($D = 10^{-md}$). Процент FeO отсчитывается на фиг. 9.

При определении состава слюд по данным измерения их светопроницаемости наилучшие результаты могут, понятно, быть получены при изучении слюд со средним светопоглощением, т. е. содержанием хромофоров порядка 7-20%.

Точное определение светопроницаемости как оптической константы вряд ли может иметь место в ближайшее время, так как требует специальной аппаратуры, пока отсутствующей в большинстве наших исследовательских учреждений. Однако полученные нами результаты могут быть использованы и при обычной петрографической работе для приблизительного суждения о составе слюды.

Слюды с содержанием красителей (окислов железа) менее 5-6% (светопропуска мость больше 50%/) в шлифе кажутся бесцветными, с содержанием от 5 до 15-20%, -слабо окрашенными (при колебаниях поляризованного луча по Ng-собственная окраска не маскирует интерференционную). Темные слюды содержат 20-30% красителей (интерференционная окраска маскируется собственным светом) и очень темные, почти не прозрачные-более 30%.

Красный и вишневый цвет, согласно фиг. 9, имеют слюды, у которых в составе хромофорной группы "FeO" 30—50% и менее, бурый слюды с 50-70%, зеленый слюды, в которых "FeO" более 65-70°/₀.

Разумеется и эти наблюдения следует вести в разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе, или при колебании луча параллельно Ng.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. и Влодавец В. И. Щелочной комплекс Турьего мыса. Тр. Петр. инст. АН СССР, 1932, вып. 2.
- Григорьев Д. П. Изучение магнезиально-железистых слюд. Зап. Мин. общ., 1935, 64, вып. І.

Китайгородский И. И. с сотр. Крашение и глушение стекла. Изд. ОНТИ 1935. Никитин В. В. Универсальный метод Федорова. 1923.

Островский И. А. Использование вариационных диаграмм. Тр. Инст. геол. наук, 1940.

- Островский И.А. и Петров В. П. Дисперсия флогопита со Слюдянки. Изв. АН С СР, сер. геол., 1939.
- Ринне Ф. и Берек М. Оптические исследования при помощи поляризационного микроск па Изд. ОНТИ, 1937. Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья,
- Мат. общ. и прикл. геол., 1928, 83, 1—75. Федоров Е. С. Приложение графических операций с 3 переменными к составу слюд. Изв. АН СССР, 1918, № 7.
- Boeke H. Die Grenzen der Mischkristallbildung im Muskowit und Biotit. Neues Jb. Miner., 1916, 1, 83.
- Doelter. Handbuch der Mineralchemie. Bd. 22.

Eckermann H. Die Glimmermineralien im Mansjö Kalkkontakt. Tscherm. Mitt., 1925, 38, 277; Ref. Neues Jb., 1926, A, 2, 52. Grout F. Notes on Biotite. Amer. Miner., 1924, 9, 159; Ref. Neuec Jb., 1926.

- A, 2, 57.
- Hallimond A. On the chemical classification of the mica group. Miuer. Mag., 1926, **21**, № 113.
- Hesz F. and Fahey J. Caesium biotite from Custer County. Amer. Miner., 1932, 17, 173; Re,. Neues Jb., 1932, 1, 432. Jacob. Beiträge zur chem. Konstitution der Glimmer. Zs. Krist., 1928, 69, 217; Ref.
- Neues Jb., 1926, A, 2, 46, 1929, 1, 262;
- Jacob. Über den Bau der Biotite. Zs. Krist., 1931, 79; Ref. Neues Jb., 1932, 1 429.
- Jacob. Über das Auftreten von dreiwertigen Titan in Biotiten. Schweiz, Miner. petr. Mitt., 1937, 17, 149; Ref. Neues Jb., 1937, 1, 611. Kunitz W. Die Beziehungen zwischen den chem. Zusammensetzung und den phys. optischen Eigenschaften innerhalb der Glimmer-gruppe. Neuer Jb., 1924, 50, 412.

Kuntz W. Enthalten die Muskoviten und Biotiten Kalk? Zs. Krist., 1929, 70, 512. Landes K. Rapid Specific Gravity Determinations with Clericis Solutions. Amer.

Landes K. Hape Openie Orariy Determinations with clericis continuis. Amer. Miner., 1930, 15, 159. Larsen, Irving, Gonyer, Larsen. Petrologie results of a study of the mine-rals from the Tertiery volcanic rocks. Amer. Miner., 1937, 22, № 8, 889.

Orcell. Sur un type particulier de phlogopite, pauvre en fer. Bull. Soc. Franc.,

1925, 48, 362. Rinne F. Bemerkungen über Silikatformeln von Glimmern. Ber. Sachs. Akad. Math. Phys., 1924, B. B. 76.

Rinne F. und Rösch S. Über die suektrale Differenziehrung des Pleochroismus. von Biotit. Neues Jb., 1928. Tsuboi. Petrological Notes. Jap. Journ. Geol. Geogr., 1935, 12, 110. Washington. The itolite of Villa Senni, Amer. Journ. Sci., 1927, 14, 5; Ref.

Miner. Abstr., 1928, 3, 500.

Wimen E. Über einen Glimmer von Derome. Bull. Geol. Inst. Upsala, 1927, Miner. Notizen, 22, 55.

Winchell A. N. Elements of optical Mineralogy. P. 11, New York, 1933.

I. A. OSTROVSKY and V. P. PETROV

MATERIALS ON THE RELATION BETWEEN THE OPTIC PROPER-TIES AND THE CHEMICAL COMPOSITION OF MAGNESIA FERRU-**GINOUS MI AS**

Summary

Using literary data, on the one hand, and original materials, on the other, the authors made a correlation of the optic properties of 70 specimens of magnesia-ferruginous micas with their chemical composition. In the first part of the work a description is given of the methods used for measuring the refraction of light, the optic angle and its dispersion, absorption of light, and specific gravity.

The refraction of light was measured by means of a refractometer and by the immersion method. The optic angle was measured in conditions of conoscopic observation on the Fedorov stage. The light absorption, i. e. the quantitative characteristic of the colouration of micas. was measured on M. Bereck's microphotometer. The specific gravity was determined in heavy liquids. An evaluation of the accuracy of measurements is given.

The second part of the paper deals with ascertaining the relations between the optic properties and the chemical composition. The authors prepared a variation diagram of micas (Fig. 2), which facilitates the correlation of the optic properties and chemistry. On the abscissae the FeO content is plotted, and on the ordinates, all the other oxides, as well as the optic properties. From the geometrical nature of the distribution of points in the diagram, Fig. 2, the authors arrive at the conclusion that the magnesia-ferruginous micas may be represented as an isomorphous mixture of three components of the following kind:

1. Phlogopite	
H ₁₆ K ₈ ' g ₂₅ Al ₁₀ Si ₂₄ O ₁₀₀	Ng = 1.571, $Np = 1.536$
	Ng - Np = 0.035
2. Lepidomelane	$2V = -0^{\circ}$ Sp. grav. = 2.73
H ₁₆ K ₈ Fe ₁₆ ″Al ₁₂ Si ₂₄ O ₉₄	Ng = 1.689, $Np = 1.613$
	Ng - Np = 0.076
3. Oxylepidomelane	$2V = -0^{\circ}$ Sp. grav. = 3.23
H ₁₆ K ₈ Fe ₂₄ ‴Al ₁₀ Si ₂₄ O ₁₁₁	Ng = 1.785, Np = 1.675
	Ng - Np = 0.110
	2V = large Sp. grav. = 3.15

The data on dispersion are separated by the author to a special diagram of dispersion curves (Fig. 4).

The light permeability curves of micas, 0.03 mm. thick (in the visible regions of the visible spectrum) are given in Fig. 6. The shape of the light-permeability curve represents the colour of mica. The redder the colour, the steeper the inelination of the curve In green micas in addition **a** hign r transparence is observed in the region of mave lengths of 520-560 m. A conelation of the average light-permeability of mica

 $\frac{D^{460} + D^{550} + D^{640}}{3}$

with the chemistry is given 7, where on the ordinates the logarithm of light-permeability is plotted, and on the abscissae, the sum of (pigments) $TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$.

The arrangement of points shows that the total number of pigments is inversely proportional to the module of absorption. Fig. 9 illustrates the relationship between the inclination of the light-permeability curve and the content of ferrous iron in the sum of pigments taken as 100.

The values of specific gravities are given in Fig. 10.

The third part of the paper of the authors deals with the practice of determining the chemical composition of mica from its constants, for which serves the triangular diagram in Fig. 12. The authors give a general characteristic of the errors of such a determination (Table VI) and arrive at the conclusion that the triangular diagram may be used in practical work of a petrographer-microscopist for a preciser and quicker characteristic of magnesia-ferruginous rock-forming micas.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 36. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ, (№ 10). 1940.

Главн. редактор акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг Отв. редактор Д. С. Белянкин

В. П. ЕРЕМЕЕВ И Р. П. ПЕТРОВ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОИНТРУЗИИ Горы Квиран

(Грузинская ССР)

введение

В последнее время можно считать установленным, что в Центральном Кавказе месторождения мышьяка, сурьмы, молибдена, вольфрама, висмута и других металлов связаны с неоинтрузиями. В то же время на Малом Кавказе с ними связаны медные, железные и свинново-цинковые руды. Вот почему у геологов так сильно возрос интерес к неоинтрузиям. Последними почти повсеместно на Кавказе пользуются как одним из поисковых признаков. Эту закономерность подтверждает и Дзамское месторождение магнетита, также связанное с неоинтрузивными диоритами. Разведками предыдущих лет (1933—1935 гг.) было установлено, что по запасам железной руды и, главное, по качеству ее месторождение не имеет промышленного значения. Однако хорошо выраженное поле контактного метаморфизма и непосредственная близость неоинтрузии обещали интересные данные, с одной стороны, для выявления возможности редкометалльного оруденения, связанного с неоинтрузией, и, с другой, для изучения самой интрузии как тела, вызвавшего данное оруденение. Кроме того, сами контакты неоинтрузии с известняками встречаются относительно редко. Такие контакты, насколько нам известно, имеются на Малом Кавказе в районе Дашкесанского месторождения и в Центральном Кавказе в районе Тырны-ауза. Однако они сильно усложнены тектоническими нарушениями и представляют сами по себе сложный комплекс контактных пород, изучение которых связано с большими трудностями. Описываемая же нами неоинтрузия в миниатюре представляет то же явление, но более доступна для исследования, хотя и не имеет такого разнообразия минералов, как ранее указанные.

Эти задачи и стояли перед авторами данной статьи. Как полевые, так и камеральные работы проводились под руководством Д С. Белянкина и В. П. Петрова, советами и указаниями которых мы неоднократно пользовались в течение этого срока, за что выражаем им искреннюю благодарность.

В верховьях р. Сатердзе, правого притока р. Дзамы (Грузинская ССР), расположен небольшой диоритовый массив. Он слагает вершину горы Квиран и восточный склон горы Шуано. Из сел. Гвердзинети к горе Квиран через с. Лошкнети ведет хорошая аробная дорога, по которой удобнее всего подходить к массиву. Кроме того, можно воспользоваться двумя крутыми пешеходными тропами, из коих одна проходит через сел. Сативе, а другая прямо из сел. Гвердзинети поднимается по хребту к горе Квиран. Неоинтрузия и связанное с ней месторождение магнитного железняка были открыты в 1932 г. поисковым отрядом АН СССР, возглавлявшимся А. П. Сарминым. В 1933—1934 гг. партией б. Закавказского геологического треста под руководством П. Д. Гамкрелидзе велись на Дзамском месторождении геологоразведочные работы и общая геологическая съемка бассейна р. Дзамы. Позднее Гамкрелидзе была выпущена работа на грузинском языке "Геологическое строение северо-западной части Триалетского хребта".¹ В 1933—1934 же годах в смежном районе с востока в бассейнах рр. Таны и Тетзами велись работы экспедицией АН СССР, возглавлявшейся проф. С. С. Кузнецовым (1935, 1937). Несколько ранее на западе, в Боржомском ущелье, работал Б. Ф. Мефферт (1933).

ОБЩЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Стратиграфические колонки перечисленных только-что геологов сопоставляются в табл. 1.

В тектоническом отношении бассейн р. Дзамы представляет собой сложную складчатую область Аджаро-Триалетии. Согласно данным Гамкрелидзе, здесь различаются следующие три крупные антиклинальные складки общего широтного простирания:

1) Гвердзинет-Кобисанская (северная), усложненная крупным надвигом того же простирания.

2) Телматке-Кодманская (центральная).

3) Абухальская (наиболее южная).

В ядрах первых двух складок из-под толщи палеогеновых отложений выходят породы верхнего мела. Квиранская диоритовая неоинтрузия внедрилась в ядро Тельматке—Кодманской (центральной) антиклинали, которая сложена известняками и мергелями верхнего мела и нижнепалеогеновым флишем.

Таким образом, породами, вмещающими неоинтрузию горы Квиран, оказались известняки верхнего мела и покрывающие их плотные карбонатизированные и песчано-глинистые сланцы.

В условиях очень плохой обнаженности контакты интрузива с известняками удается наблюдать в ущелье р. Сатердзе, а также по всей северо-западной, северной и восточной частям массива. С палеогеном же массив контактирует в своей южной части у дороги, соединяющей сел. Лошкнети и Верхнее Шуано. В контакте с известняками образуются пирито-магнетито-гранатовые скарны; в контактах же со сланцами развиты роговиковые и пятнистые породы.

В возрастном отношении интрузив во всяком случае моложе литокластического флиша. По Гамкрелидзе, жилы, связанные с массивом, секут вулканогенную толщу среднего эоцена. Таким образом, за нижнюю возрастную границу их принимается средний эоцен. Верхняя же граница остается невыясненной.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ НЕОИНТРУЗИИ

Неправильное штокообразное тело неоинтрузии представлено в основном диоритами; реже в виде шлировых выделений встречаются габбро и обогащенные полевым шпатом лейкократовые диориты. Кроме того, в теле неоинтрузии большое развитие получают мощные жилы (до 15—20 м) диоритовых порфиритов. Последние наблю-

¹ Русский перевод К. И. Чичинадзе находится в библи отеке Института геологических наук АН СССР (рукопись).
Таблица 1

Стратиграфические колонки района г. Боржоми и бассейнов рр. Дзамы, Таны и Тедзами по разным авторам

Р Б.	айон г. Боржоми по Ф. Мефферту, 1931 г.	Бассейн	гр. Дзамы по П. Д. Гамкрелидзе, 1933 г.	Бассейн	рр. Таны	и Тедзами по С. С. Кузнецову, 1933 г.		
			Неогеновые отложения долины	р. Куры				
И		Олвгоцен в нажн.	Верхние рыбные и гипсоносные глины и песчаники, венчающиеся онкофоровыми	Верхи. 90- цен и оли-	Песчано- глинисто-	2. Свита с'Meletta (аналогичная Майкопской)		
цен ен		миоден	слоями нижнего миоцена	гоцен	толща	1. Подмелетовая свита		
06 .	мелководные отложения (выделяются)	P	егрессия и частичная трансгрессия		Карталинская нуммулитовая свита и трансгрес- сивная бошурская фация песчаников			
Верхноли		Верхн. зоцен	Свита глинистых сланцев и нуммулитовых песчаников (подразд. на три части)	приабон- ский ярус				
		H	Регрессия и частичная трансгрессия					
цен	Вулканогены (туфы, туфобрекчин, андезито- вые покровы)			редн.	ерет- ита сти- сти-	3. Туфобрекчии с подчиненными покро- вами порфиритов		
Средн. эо		Средн. эоцен	Грубослоистые туфогенные породы	. и сј	ско-ц я сви юкла	2. Туфосланцы и туфопесчаники		
		oogon		Нижн	Атен ска ска (пиј ческ	1. Сланцеватые накопления, перемеж. с нормальными литокластическими осадками		
ен					Балован-	3. Пятнистые туфогенные породы		
еоц	Серия флиша (боржом-	Нижн.	Флишевые отложения	Пале-	Ская свита (литокла-	2. Песчано-глинистые пласты		
Пал	ская свита)	эоцен			флиш)	1. Темные плотные карбонатиз. сланцы		
			Несогласие					
мел		Турон- сенон	Известковистые мергели и известняки с кремневыми конкрециями	Турон- сенон	. Известняки, мел, мергели и сильно карбо- натные песчаники			
нхdа		Нижн. ту- рон	Тонкослоистые мергели					
Å		Альбсено- ман и нижи. турон	Вулканогенная свита			*		

даются, однако же, и за пределами интрузивного тела, как в нижнемеловых известняках, где они дают скарнированные контакты, так и и в флишевых породах, где они образуют роговики.

Из-за плохой обнаженности проследить жилы по простиранию нигде не удалось, не удалось также наблюдать и непосредственных контактов их с вмещающими диоритами.

Кроме диорит-порфиритовых жил как в теле интрузива, так и в боковых породах его развиты более поздние жилы авгит-роговообманковых порфиритов, образующие весьма густую сеть разновозрастных жил, разрывающих и пересекающих друг друга.



Фиг. 1. Детали Квиранской неоинтрузии, по П. Д. Гамкрелидзе и по данным авторов

/-диорит; 2—область развития жильных пород в известняках верхнего мела: 3-рудоносный скари; 4-контактные пятнистые сланиы; 5-нижиепалеогеновый литокластический флиш; 5-известняки верхнего мела; 7места взятия и номера обгазцов.

Согласно приведенной общей схеме строения Квиранской неоинтрузии (фиг. 1) мы последовательно описываем в нашей работе:

1) диориты;

2) жилы диоритовых порфиритов;

3) контактные породы (магнетит-гранатовые скарны и пятнистые сланцы);

4) жилы авгит-роговообманковых порфиритов.

1. Диориты

Наиболее характерная разность дзамских диоритов представлена образцом № 122, взятым на вершине горы Квиран. Порода эта макроскопически плотная, среднезернистая, зеленовато-серого цвета, с хорошо различимыми зернами полевого шпата, крупными кристаллами роговой обманки и редкими зернышками магнетита; наблюдаются также местами желто-зеленые пятна вторичного эпидота. Микроструктура переходная между офитовой и гранит-порфировой. Существенными составными частями являются плагиоклаз, роговая обманка, хлорит и эпидот. В небольших количествах присутствуют кварц, апатит и магнетит.

Плагиоклаз образует идиоморфные зональные кристаллы. Наиболее крупные из них (до 1.5 мм длиной) дают углы погасания в зоне _ PM до 42° в центральной их части, что отвечает № 90; в краевой части, составляющей 5—10% площади зерна, углы погасания до 8— 10°, что отвечает № 25—26; в самой наружной, весьма тонкой каемке различается, наконец, альбит № 5—10 (Ng > 1.532 > Np). Последний же выполняет трещинки в центральных частях зерен плагиоклаза совместно с развивающимся здесь же серицитом и хлоритом.

Роговая обманка, с константами $2V - 86^{\circ}$, $CNg = 16^{\circ}$, $Np' = 1.644 \pm \pm 0.004$ и $Ng' = 1.660 \pm 0.004$, образует или скопления различно ориентированных кристаллов, до 3 мм в поперечнике, или отдельные, обособленные вкрапленные кристаллы в сопровождении магнетита, кальцита, хлорита и эпидота. Кроме того, местами наблюдаются в ней включения мелких кристаллов плагиоклаза. Скорее всего мы имеем здесь дело со вторичной роговой обманкой (уралитом), замещающей пироксен. Об этом говорит не только совместное нахождение со вторичными минералами, но и наличие пироксена в других образцах той же породы (№ 138). Кварц аллотриоморфен, образует выделения до 0.5 мм в промежутках между кристаллами плагиоклаза и уралита.

Эпидот концентрируется в отдельные группы кристаллов, образующие иногда каемки вокруг кристаллов уралита. Константы эпидота: $2V = -67 - 70^\circ$, что отвечает отношению Al: Fe = 5:3, в другом случае $2V = -74^\circ$ (Al: Fe = 5:2), $CNg = 3^\circ$, $Np' = 1.725 \pm 0.004$, $Ng' = 1.747 \pm 0.005$.

Хлорит заполняет преимущественно промежутки между плагиоклазами. Иногда в нем наблюдаются включения магнетита. Двупреломление низкое. Средний показатель преломления $Ncp = 1.625 \pm 0.004$, приблизительно как у рипидолита. В некоторых образцах аналогичной породы (№ 136), помимо уралита, наблюдаются идиоморфные кристаллы моноклинного пироксена, с $2V = +48.5^{\circ}$.

Встречающиеся спорадически (обр. № 35) мелкие выделения титанита окружены хлоритом. Апатит в виде тонких длинно вытянутых кристаллов.

Количественно-минералогический состав образца (№ 122) по подсчету под микроскопом приведен в табл. 2, химический по анализу В. М. Некрасовой — в табл. 3.

Таблица 2

Количественно-мине	ралогический	состав	дноритов	габбро-квиранской
	Heop	інтрузи	H	

		Диори	т № 12	2	Габбро № 8			
Минералы	1	11	III	среднее из 1—111	I	11	ш	среднее из I—III
Кварц Плагиоклаз Авгит Уралит Эпидот Элидот Хлорит Кальцит Магнетит	$ \begin{array}{r} 4.0\\ 68.0\\ -\\ 6.5\\ 6.1\\ 14.8\\ 0.1\\ -\\ 0.5\\ 100.0\\ \end{array} $	4.8 74.8 3.9 4.3 11.3 0.5 0.5 0.4	3.8 69.5 7.5 4.0 14.8 0.1 0.3 100.0	4.2 70.8 5.9 4.8 13.7 0.2 0.4 100.0	42.9 26.1 11.7 16.6 		41.1 35.7 9.2 10.6 0.1 - 3.3 100.0	

Пересчет по формуле Ф. Ю. Левинсона-Лессинга показал 1.96 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.59 \operatorname{SiO}_2$; $R_2O : RO = 1:4.8$; $\alpha = 1.85$, что довольно хорошо отвечает среднему диориту.

Взятый в западной части массива равномернозернистый диорит (обр. № 2) несколько отличается от только-что описанной разности.

Он сильно разложен и более богат кварцем (до 12.5%). Плагиоклаз в крупных кристаллах № 61 (уг. погас. $\perp PM = 35^{\circ}$), в более мелких № 35-40 (уг. погас. $\perp PM = 18-20^{\circ}$). Цветная часть нацело хлоритизирована и кальцинирована.

Кроме описанных диоритовых пород, здесь же в западной части, в бортах левого притока р. Сатердзе, имеются коренные выходы меланократовой габбровой породы. Обнажения достигают 20 м высоты и наблюдались нами на протяжении около 100—150 м. Подобно диоритам в габбро (обр. № 8) обнаруживается порфировидная структура. Лейкократовая часть представлена зональным плагиоклазом, в центральных частях № 8

Т	a	б	Л	И	ц	a	3
---	---	---	---	---	---	---	---

Химический анализ диорита № 122

Окислы	Вес. кол.	Мол. крл.		
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	53.48 0.90 18.41 2.25 5.89 0.18 3.42 сл. 8.17 0.77 3.48 нет 0.16 0.16 2.87 100.14 ^o / ₀	$\begin{array}{c} 0.891 \\ 0.011 \\ 0.180 \\ 0.014 \\ 0.082 \\ 0.003 \\ 0.085 \\ 0.316 \\ 0.009 \\ 0.056 \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ $		

зом, в центральных частях № 85—87 (уг. погас. $\perp PM = 40-42^{\circ}$), в краевых — № 25 (уг. погас. $\perp PM = 10^{\circ}$).

Цветная часть, в отличие от диоритов, представлена преимущественно крупнозернистым (в среднем 1.5 мм) пироксеном, содержащим мелкие включения плагиоклаза и магнетита. Константы пироксена: $2V = +54-55^{\circ}$, $CNg = 42-43^{\circ}$, $Np' = 1680 \pm 0.004$, $Ng' = 1.692 \pm 0.004$, что всего ближе подходит к авгиту. Авгит этот частично уралитизирован; встречаются и отдельные крупные кристаллы того же уралита. За счет уралита образовался хлорит с показателем преломления $N = 1.608 \pm 0.002$.

Количественно-минералогический состав габбро (обр. № 8) приведен в табл. 2.

На юго-западном склоне горы Квиран наблюдаются в коренном обнажении выходы светлого порфировидного диорита. Видимая мощность обнажения, вкрест наблюдающимся полосам скоплений роговообманковых вкрапленников, достигает 20—25 м. К сожалению, по простиранию обнажение не превосходит 7—10 м. Взаимоотношения с боковыми породами наблюдать не удалось.

Мелкозернистая своеобразная светлая порода характерна тем, что заключает в себе редкие неравномерно рассеянные, иногда с некоторой тенденцией к образованию поясов, скопления крупных вкраплений роговой обманки. В образце № 115 на площадь около 10 см² приходится не более 10—12 отдельных зерен размером от 0.5 до 1 см в поперечнике. Константы вкрапленников роговой обманки: $2V = 83 - 84^\circ$, Ng' = 1.672 + 0.004; $Np' = 1.656 \pm 0.004$.

В основной полнокристаллической массе главную роль играют плагиоклаз и пироксен; кроме того, наблюдаются титанит, эпидот, кальцит, апатит и серицит. Плагиоклазы частично резорбированы. Основная центральная часть зерна № 65—70 (уг. погас. ⊥ РМ = = 35 — 37°) имеет неправильные ограничения и замещается вторичными минералами (хлоритом, серицитом и по трещинкам альбитом). Обрастающая кайма представлена более кислым плагиоклазом № 35—37 (уг. погас. <u>1</u> РМ = 20—22°). В некоторых случаях направление двойникования в кайме отлично от направления двойникования в центральной части кристалла.

Пироксен частично, но в общем довольно слабо, уралитизирован. Наблюдаются пойкилитовые прорастания его мелкими зернами плагиоклаза. Замер наиболее свежего кристалла пироксена дал $CNg = 41^\circ$; $2V = +56^\circ$.

Количественно-минералогический состав основной массы одного образца (№ 31) из данной породы, без учета фенокристаллов роговой обманки, приведен в табл. 4.

Таблица 4

Минералы Плагиоклаз	I 61 5	11	111	Среднее из 3-х	I	11	III	среднее из 3-х
Плагноклаз	61 5					1	1	
Пироксен	01.5 34.8 0.9 1.3 0.1 0.2 1.2	63.7 30.4 3.7 0.1 1.8 0.3	61.5 33.7 	62.2 29.9 - 0.4 2.7 0.1 1.1 0.6 -	42.5 4.5 46.0 7.0	43.6 3.4 47.4 0.1 - 5.5	38.7 6.9 46.5 6.7 0.2 1.0	41.6 5.0 46.6 2.2 0.1 - - 4.5

Количественно-минералогический состав основной массы диорита и шлира роговообманкового габбро

Наличие резорбированных плагиоклазов и отдельных фенокристаллов роговой обманки, которые иногда образуют полосы скоплений, позволяют нам параллелизовать выход этой породы с несимметричной дайкой диабаза побережья Кольского фиорда, описанной А. А. Полкановым. Автору удалось доказать наличие гравитационной дифференциации в теле дайки. Крупные фенокристаллы плагиоклаза всплывали к ее кровле. Общее поступательное движение магмы по трещине обусловило образование полос скоплений фенокристаллов плагиоклаза. Плагиоклаз в дайке так же резорбирован, как и в нашем случае. Роль фенокристаллов у нас играет не плагиоклаз, а роговая обманка, с удельным весом большим, чем у основной массы. Здесь надо допустить не поднятие, а опускание фенокристаллов. Образование же полос скопления также может быть объяснено общим поступательным движением магмы.

Светлый диорит описываемого обнажения содержит шлир роговообманкового габбро размером около 1 м в поперечнике. Структура его офитовая.

Среди крупных кристаллов (до 1 см) роговой обманки наблюдаются более мелкие кристаллы плагиоклаза, которые иногда встречаются в виде включений и в самих ее кристаллах. Плагиоклаз № 83 (уг. погас. $\bot PM = 40^{\circ}$), довольно свежий, только по трещинкам наблюдается альбитизация. Роговая обманка с константами $CNg = 18^{\circ}$, $2V = -80 - 82^{\circ}$ местами слегка хлоритизирована. В одном из двух случаев в ней наблюдаются реликты пироксена с $2V = 56^{\circ}$, $CNg = 38.5^{\circ}$. Встречаются также эпидот и титанит. Количественно-минералогический состав шлира № 33 приведен в табл. 4. Граница между шлиром и окружающей его породой довольно резкая. Можно было бы принять это габбро за ксенолит, но общая минералогическая и структурная близость его с габбро основного массива и с

диоритами позволяет нам говорить о шлировом характере выделения и более позднем его переносе вместе со всей массой светлого диорита из глубин магматического очага Квиранской неоинтрузии.

2. Жилы диоритовых порфиритов

В условиях очень плохой обнаженности в теле интрузива удается выделить жилы диоритового порфирита. Такие жилы наблюдались нами в трех пунктах горы Квиран: на западном склоне (№ 29), на седловине ее (№ 40) и на северном склоне (№ 42). Обнажение первой жилы размером 3—4 м не дает представления ни о ее мощности, ни о простирании; вторые две жилы, также лишенные обнаженных контактов, имеют северо-восточное простирание и мощность, не превышающую 20—25 м.

Среднезернистая светлосерая порода № 29 с тонкими длинновытянутыми кристаллами роговой обманки обладает хорошо выраженной порфировой структурой. Вкрапленники, помимо роговой обманки, представлены также плагиоклазом и реже эпидотом. Основная мелкозернистая масса сложена теми же минералами и содержит также титанит, апатит, хлорит и магнетит.

Зональный плагиоклаз в центральной части относится к № 58—60 (уг. погас. ⊥ РМ = 33—34°), в краевых же'—к № 45—50 (уг. погас. ⊥ РМ = 25—26°). В отдельных сильно выветрелых кристаллах угол погасания ⊥ РМ достигает величины, близкой к 45°, что соответствует чистому анортиту. Кристаллы слегка трещиноваты и серитицизированы. Трещинки заполнены так же, как и в диоритах, альбитом.

Хлоритизированный амфибол, с $2V = -71 - 75^{\circ}$ и $CNg = 18 - 19^{\circ}$, относится к обыкновенным роговым обманкам.

Образец № 42 отличается большей крупностью полевошпатовых фенокристаллов, их повышенной кислотностью (№ 50 в центральной части и № 34—36 в краевой) и меньшей крупностью зерен в основной полнокристаллической массе. Последняя в этом образце преобладает над фенокристаллами.

Кислотность диоритового порфирита № 40 еще выше. От предыдущих порфиритов резко отличается основная масса его, более чем на половину сложенная кварцем и содержащая нигде ранее не встреченные (ни в жильных порфиритах, ни в теле диоритового массива): 1) анортоклаз с $Ng' = 1.524 \pm 0.003$ и $Np' = 1.518 \pm 0.003$ и 2) в небольшом количестве биотит. Фенокристаллы плагиоклаза от № 50 (уг. погас. $\perp PM = 27^{\circ}$) в центре и № 34—36 (уг. погас. $\perp PM = 19-21^{\circ}$) в краевой части.

Роговая обманка та же, что и в № 29 с $2V = -80^{\circ}$. $CNg = 20^{\circ}$. Аналогичные диоритовые порфириты встречены и в боковых породах. Квиранского массива как в толще верхнеюрских известняков, так и в сланцах нижнего палеогена.

Для жил, зале ающих в известняках, весьма характерно присутствие в большом количестве таких минералов как эпидот, хлорит и кальцит. Эпидот в шлифе № 74 занимает 60% его площади. Хлорит, как и в диоритах, железистый, с двупреломлением, близким к нулю, и светопреломлением 1.622 ± 0.004. Обилие этих вторичных минералов доходит до того, что границы между скарнирующей жилой и контактным скарном стираются (макрэскопически) и они как бы образуют одно монолитное тело (см. зарисовку № 2 на фиг. 3). Ко вторичным минегалам, повидимому, относятся и часто встречающиеся зерна кварца.

В породах, менее обогащенных вторичными минералами, структура и минералогический состав те же, что и в выше описанных образцах № 29 и 42. Среди флишевых пород восточного склона горы Шуано развиты пластовле жилы диоритовых порфиритов с простиранием W — 270°. Отличительной особенностью их является наличие в основной массе довольно крупных вкрапленников лимонитизированного пирита.

3. Контактные породы (магнетито-гранатовые скарны и пятнистые сланцы)

Как уже выше было сказано, интрузия горы Квиран контактно изменяет как известняки верхнего мела, так и покрывающие их плотные карбонатизированные песчано-глинистые сланцы (литокластический флиш нижнего палеогена).

С известняками диоритовый массив дает хороший скарновый контакт в верховьях р. Сатердзе. Здесь с ними связано типичное контактово-метасоматическое месторождение магнетита. В других местах, по внешним контактам неоинтрузии с известняками, такой зоны скарнов не обнаружено ни геолого-поисковыми габотами, ни магнитометрическими съемками. Е. Г. Багратуни объясняет факт этог тем, что "... падающие в обе стороны от интрузии крылья антиклинали представляли малоблагоприятные условия для движения флюидов от интрузии по пластам известняков, и только в одном месте, зажатом между ответвлениями, эти условия были более благоприятны и дали возможность образоваться скарнам, оруденелым в той или иной степени магнетитом.

Само скарновое тело представляет собой довольно тонкую покрышку на интрузии, в различной степени подвергшуюся эрозии. Интерпретационные магнитометрические профили давали для средней лубины залегания нижнего края оруденения 70 м при максимальноопустимой 150 м. В дальнейшем разведочные штольни еще больше снизили перспективы месторождения, вся скарновая зона в них проходилась через каких-нибудь 5—6 м Неровности поверхности диоритового массива и различная степень эродированности, о условившие обнажение скарнов различных глубин, а также наличие мелких тектонических движений, сильно усложняют картину скарнообразования и очень затрудняют установление отдельных зон контактных пород. Более или менее уверенно можно говорить о трех резко отличных зонах: 1) магнетит-пирит-гранат вой, 2) хлорит-эпидотовой и 3) зоне окварцованных известняков, в которую эпидотовая зона переходит через участок чередующихся пластов хлоритового и известковокварцевого скарна. Мощность двух первых зон, повидимому, не превосходит 10-20 м, о мощности же третьей зоны говорить трудно. так как она постепенно переходит в неизмененные известники.

1. Магнетит-пирит-гранатовые скарны состоят из хорошо образованных кристаллов граната крупностью от 1 до 3 мм, цементированных аномальным, слабо двупреломляющим гранатом, эпидотом и местами тонкоаггрегатным минералом, близким к группе хрупких слюд (оптически положительный; светопреломление Ng < 1.690, Np > 1.650, уг. погас. относительно спайности доходит до 45°). К промежуткам между кристаллами приурочены также пиритовые и магнетитовые выделения. Однако они большей частью образуют отдельные жилки с более или менее резкими зальбандами.

Магне итовые жилки представляют собой также гранатовый скарн, но с пониженным числом кристаллов граната и цементом, представленным чистым магнетитом. Мощность их колеблется от нескольких миллиметров до нескольких дециметров. Пиритовые жилки имеют гораздо меньшую мощность, пересекая густой сетью всю массу как гранатовых, так и магнетитовых участков; они сильно ухудшают качество железной руды. Вместо пирита имеем иногда пирротин. По данным А. П. Сармина, образец породы этого типа, состоящий исключительно из граната, имел следующий химический состав (аналитик Молева):

SiO, 36.02 . . . TiO, 0.21 . . . Al₂Ō₈ . . 5.53 . 23.78 Fe₃O₃ • • ٠ FeŌ 1.15 . MnO 0.52• • 0.16 MgO • • • H₂O^{-110°} 32.35 0.04 П. прок. 0.45

Сумма 100.21

Пересчет результатов анализа приводит к следующему составу изоморфной смеси граната:

Андрадита $3CaO \cdot Fe_{9}O_{3} \cdot 3SiO_{9} = 77.6^{0}/_{0}$ Гроссуляра $3CaO \cdot Al_{2}O_{3} \cdot 3SiO_{4} = 19.5^{0}/_{0}$ Альмандина $3FeO \cdot Al_{2}O_{3} \cdot 3SiO_{5} = 2.6^{0}/_{0}$

Всего граната 99.7%

2. Зеленый хлорит-эпидотовый скарн наблюдается ниже последней штольни по тальвегу р. Сатердзе. По мере удаления от контакта в нем появляются прослойки кальцинированного известняка. Образуется полосатый скарн с чередующимися слоями эпидотового скарна и силифицированного известняка, мощностью по 8—10 см. Описываемый скарн сложен чистым эпидотом ($2V = -66^{\circ}$), в котором выделяются участки, представленные хлоритом. Довольно высокий показатель преломления последнего: $Np' = 1.632 \pm 0.004$, $Ng' = 1.636 \pm 0.004$, с одновременно сильным двупреломлением позволяют отнести его к дафнитам. Плеохроизм: Ng оливково-зеленый, Np желтый, что также характерно для дафнитов.

3. Окварцованный известняк из зоны полосатых скарнов представляет собой породу, сложенную кальцитом, с одной стороны, кварцем плюс альбитом № 5—10, с другой. Крупность зерна 0.4 мм; к конгакту с эпидотовым прослойком крупность кварцевых зерен возрастает, доходя до 1 мм, и появляется примесь эпидота. Как плагиоклаз, так и частично кварц, в этих известняках, судя по форме зерен, явно первичного, осадочного происхождения. Но кварц, повидимому, имеется и привнесенный при контактном метаморфизме, на что указывает описанное изменение его крупности к контакту. Сама граница между пропластками довольно резкая. Эпидот от нее расходится радиально лучистыми друзами кристаллов.

Приведенными типами скарнов, повидимому, все разнообразие контактных пород не исчерпывается. Так, в первом притоке р. Сатердзе был встречен валун эпидото-гранатсодержащего волластонитового скарна.

Для выявления редкометалльного оруденения в скарнах проф. С. А. Боровиком были проделаны пектральные анализы двух скарнов и отдельных минералов из них. Результаты этой работы представлены в табл. 5.

Из интересных результатов анализа надо отметить следы линии олова в гранатовом скарне и никеля в пирите и пирротине.

Диорит-порфиритовые жилы дают и с известняками хорошо выраженные скарновые контакты. Мощность скарнов здесь обычно достигает 1—2 дм, но можно встретить и суженные места, которые имеют меньше 1 см мощности. Одно из таких мест представлено образцом № 18. Сам диоритовый порфирит сильно кальцинирован, причем

Данные спектроскопического анализа скарнов и их минералов

Проба	Проба Гранатовый Минералы гранатов скарна							гиз тов
Обнар. элем.	I	II	Гранат	Магне- тит	Пирит	Пирро- тин	Эпидс вый с	Пирил эпидо скарна
Ag Cu Ni Sn Cr Ga Sr Ca Al Mn	 ср. сл. сл. л. 10 ⁻³⁰ /0 след. л. о. сил. л. ср. л. ср. л.	след. л. ср. л. — сл. л. сл. л. снл. л. ср. л. сил. л.	ср. л. след. л. сл. л. 10 ⁻³⁰ /с сил. л. ср. л. сил. л. сил. л.	о. сл. л. – 5.10 ⁻⁴⁰ /о ср. л. сл. л. о. сл. л. снл. л. ср. л.	след. л. о. сл. л. 	ср. л. след. л. — след. л. — след. л. — сил. л.	ср. л. 	сл. л. — — ср. л. сл. л. снл. л. сл. л.
Ti Si	сл. л. 0. сил. л.	ср. л. о. сил. л.	ср. л. о. сил. л.	0. сл. л. сил. л.	сил. л.	сл. л. 0. сил. л.	о. сил. л.	след. л. снл. л.

Примечания: 1. Принятые в таблице обозначения: след. л.—следы линий; о. сл. л.—очень слабые линии; сл. л.—слабые линии; ср. л. средние линии; сил. л.—сильные линии; о. сил. л.—очень сильные линии.

2. Элементы: As, Be, Zn, Cd, Co, Bi, Sb, Pb, Zn, Mg, W, Jn, Ge, Na и K не обнаружены.

кальцинация возрастает к контакту. Непосредственно у последнего кальцит отступает на второе место и главную роль начинает играть хлорит, которым и заканчивается эндоконтакт. Экзоконтакт начинается эпидотовой каймой, которая вначале состоит только из эпидота, а затем включает зерна кварца. Эпидот постепенно отходит на второй план, и начинается кайма тонкозернистого кварца, загрязненного хлоритом, эпидотом и кальцитом. Также постепенно выделяются еще три каймы—гематито-кальцитовая, хлорито-кварцевая и известково-гранатовая. Последняя, постепенно обедняясь гранатом, переходит в известняк. Мощность каждой полосы контактных минералов здесь колеблется от 1 до 3 мм.

Непосредственного контакта неоинтрузии с литокластическим флишем нижнего палеогена нам нигде наблюдать не удалось. Контактные пятнистые сланцы, однако, были обнаружены в коренной россыпи в южных краях интрузии, над дорогой в селе Лошкнети. Пятна этих сланцев по крупности колеблются от 0.02 до 1.2 мм. Мелкие пятна представлены почти совершенно не двупреломляющим хлоритом с лучепреломлением 1.610 \pm 0.004, более крупные, помимо него, содержат и серицит. Кроме того, по всей массе породы среди первичных минералов кварца, серицита и плагиоклаза рассеяны мелкие в 0.01 мм зерна лейкоксена, видимо, также контактного происхождения.

Великолепный контакт пластовой диорито-порфиритовой жилы № 129 с флишевыми сланцами удается наблюдать на восточном склоне горы Шуано. Контактные изменения здесь сказались в развитии с обеих сторон от контакта таких минералов, как хлорит, лейкоксен и тонкоаггрегатный кварц.

Таким образом, диорит-порфиритовые жилы несут те же контактные изменения, что и сами диориты массива, как в контакте с известняками, так и со сланцами, но масштабы этих явлений значительно меньше.

4. Авгит-роговообманковые порфириты

Как уже указывалось ранее, помимо жил диоритовых порфиритов, как в теле интрузии, так и в породах, ее окружающих, большое развитие получают жилы меланократовых авгит-плагиоклаз-рогово обманковых порфиритов. Жилы эти лучше всего обнажаются по тальвегу р. Сатердзе, где они залегают в известняках верхнего мела. Господствующее простирание их северо-восточное с крутыми углами падения (фиг. 2). Мощность не превышает 2 м.

Структура порфировая; роль фенокристаллов играют роговая об манка, авгит и плагиоклаз. Основная масса, в различной степени обогащенная магнетитом, сложена микролитиками плагиоклаза и роговой обманки. Редко встречаются кварц и апатит. Большей частью порфириты сильно выветрены. Фенокристаллы пироксена и амфибола замещены кальцитом и хлоритом, полевой шпат—серицитом. Те же



Фиг. 2. Простирание жил авгит-роговообманковых порфиритов.

замещения происходят и в основной массе породы.

Наилучше обнажены описываемые порфириты на участке, воспроизведенном нами на зарисовке 1 (фиг. 3). На сравнительно небольшой площади здесь наблюдается до шести разновозрастных порфиритовых жил, пересекающих друг друга.

Наиболее древней жилой является диоритовый порфирит № 74, скарнирующий свои зальбанды, и ксенолит известняка. Позднее его пересекла жила роговообманкового порфирита, плотная в зальбандах и обогащенная вкрапленниками роговой обманки в ее центральной части. Две жилы того же состава, но с более коротко вытянутыми фенокристаллами роговой

обманки, секут эту последнюю. Отличаясь друг от друга крупностью фенокристаллов, они образуют собой одну сложную жилу (II---III).

Следующая порфиритовая жила (IV) содержит в порфировых своих выделениях, помимо роговой обманки и авгита, еще и плагиоклаз. Она в западной части обнажения непосредственно залегает в известняках, но затем резко поворачивает на юг и входит в центральную часть сложной жилы (II—III), еще более усложняя последнюю. Все породы секутся жилой № 75 (V), проходящей параллельно направлению русла. Жила эта отличается от предыдущих почти полным отсутствием фенокристаллов плагиоклаза и преобладанием авгита над роговой обманкой. Различается большое количество ксенолитов в краевых частях этой жилы (V).

Количественно-минералогический подсчет образцов из всех жил приведен в табл. 6.

На фиг. 4 даны средние количественно-минералогические соотношения фенокристаллов этих жил. Как видим, в первых трех жилах с преобладанием роговообманковых вкрапленников соотношение между фенокристаллами остается довольно постоянным, общее же количество их возрастает. В жиле IV на второе место выступают полевошпатовые вкрапленники. В последней жиле (V) резко увеличивается содержание авгита и падает процент плагиоклазовых фенокристаллов.



1-аллювий; 2-V. 3-IV. 4- IV-а, 5-III, 6-II, 7-I-пироксен-плагиоклаз-амфиболовые порфириты; 8-диоритовые порфириты; 9-скарны, 10-известняки (верхний мел). Цифры на фигуре означают номера взятых образцов,

Количественно-минералогический состав порфиритовых жил

	Возрастной порядок									
Manopagu		1	11	11	1	IV	v			
минећачи	06p. 76	Сбр. 89	Обр. 84	Обр. 83	Обр. 85	Обр. 78	Обр. 75			
Фенокристаллы и	мине	ралы,	их з	аменя	ющи	e				
Роговая обманка Авгит	5.9 1.7 0.7 3.1 - 0.2 8.1 - 19.7	15.1 6.5 0.2 3.8 - - 8.6 - 34.2	11.1 2.0 6.0 2.3 - 7.9 7.3 0.1 36.7	2).514.45.02.6-2.43.40.949.2	$27.0 \\ 8.2 \\ 5.1 \\ 1.6 \\ 0.3 \\ - \\ 2.3 \\ 3.3 \\ 4.5 \\ - \\ 52.3 \\ $	8.0 0.3 6.8 0.9 - 2.5 5.6 - 24.1	15.8 31.7 0.1 2.5 0.1 0.9 0.7 51.6			
Минералы основной массы										
Микролиты роговой обманки Микролиты плагиоклаза Магнетит	32.124.16.80.44.18.04.880.3	$ \begin{array}{r} 23.0 \\ 11.8 \\ 3.3 \\ - \\ 3.3 \\ 23.0 \\ 1.4 \\ 65.8 \end{array} $	25.3 3.2 15.8 19.0 	$ \begin{array}{r} 2.5 \\ 10.2 \\ 7.6 \\ \hline 12.7 \\ 17.8 \\ \hline 50.8 \end{array} $	2.4 7.2 4.8 14.3 19.0 	3.8 11.3 15.2 30.4 7.6 7.6 75.9	2.4 7.3 29.1 4.8 4.8 48.4			
Вал	овой	сост	ав							
Роговая обманка	$ \begin{array}{r} 38.0\\ 1.7\\ 24.8\\ 9.9\\ 0.4\\ -\\ 4.3\\ 16.1\\ 4.8\\ 100 0 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 38.1 \\ 6.5 \\ 12.0 \\ 7.1 \\ \hline 3.3 \\ 31.6 \\ 1.4 \\ 100 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 11.1 \\ 2.0 \\ 31.3 \\ 5.5 \\ - \\ 23.7 \\ 26.3 \\ 0.1 \\ 100 \\ 0 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 23.0 \\ 14.4 \\ 15.2 \\ 10.2 \\ - \\ 15.1 \\ 21.2 \\ 0.9 \\ 100 \\ 0 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 29.4 \\ 8.2 \\ 12.3 \\ 6.4 \\ 0.3 \\ \hline 16.6 \\ 22.3 \\ 4.5 \\ \hline 100 0 \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 11.8 \\ 0.3 \\ 18.1 \\ 16.1 \\ - \\ 32.9 \\ 13.2 \\ 7.6 \\ - \\ 100 \\ 0 \end{array} $	15.8 31.6 2.4 9.8 0.1 30.0 5.5 4.8			
	1 100.01	100.01	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0			

При построении графика хлорит и кальцит, замещающие фенокристаллы как роговой обманки, так и авгита, распределялись между

последними минералами. Значащийся же в первой части таблицы серицит полностью отнесен к плагиоклазу.

В табл. 7 и на фиг. 5 дается средняя крупность зерна фенокристаллов (в мм).

Оптические константы фенокристаллов приведены в табл. 8 и воспроизведены графически на фиг. 6—8.

Пироксены наших порфиритов по оптическим свойствам отвечают авгиту с 30— 40% геденбергитовой молекулы; в породе № 85 (III) они относятся к пижониту клиноэнстатит - геденбергитового



Фиг. 4. Количественное содержание фенокристаллов в жилах авгит-роговообманковых порфиритов.

ряда с тем же процентом геденбергита. Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой.

Таблица 7

Средняя крупность зерна фенокристаллов порфиритов

	Возрастной порядок									
Минералы		1	11	11	1	IV	V			
	O6p. 76	Обр. 89	O 6 p. 84	O6p. 83	Обр. 85	Обр. 78	O6p. 75			
Роговая обманка Авгит	1.5 1.4 0.5	$1.9 \\ 1.5 \\ 0.5$	1.3 1.0 0.9	2.7 2.1 1.0	$\begin{array}{c c} 2.6\\ 1.3\\ 1.0 \end{array}$	1.8 0.7 1.0	1.5 3.0 0.4			

Таблица 8

Оптические константы фенокристаллов порфиритов

				Возр	астной по	рядок		
			I	Н	<u> </u>	11	IV	V P
	•	O6p. 76	Обр. 89	O6p. 84	Обр. 83	Обр. 85	O6p. 78	O6p. 75
ксены	2V	+ 58°	+ 56° + 58°	+ 68°		+ 29.5° + 22° + 32°	+ 52° + 56°	$+52^{\circ 1}$ +62^{\circ 1} +50^{\circ 1}
Пирон	CNg		40°	34°		41° 46° 40°	34°	39° 1 42° 1
иболы	2V		<u>— 80°</u>	$-88^{\circ} \pm 90^{\circ}$	-	84° 83°	72.5° 74° 80°	- 72° - 74°
Амфі	CNg		17°—22°	18° 20°	· <u></u>	20° 21°	28° 25°	25°
Плагно- клазы	Уг. погас. в зоне РМ	-	36° 38°	- 22° 25°		35°	_	-
	№ плагио- клазов		65°—66°	38°—45°		62°	_	

Хлорит, замещающий вместе с кальцитом фенокристаллы рого вых обманок и авгитов, резко отличается от хлорита диоритов (



Фиг. 5. Крупность фенокристаллов в авгитроговообманковых порфиритах.

диоритовых порфиритов. Све топреломление его значитель но ниже: $Ng' = 1.584 \pm 0.003$, $Np' = 1.578 \pm 0.003$, окраска светлее, двупреломление выше значительно. Оптические свойства хлорита позволяют отнести его к мало железистому клинохлору с отношением Ant: At = 50:50.

Все остальные жилы авгитроговообманковых порфиритов очень близки к жилам рассмотренного обнажения и

могут быть с ними параллелизованы. Так, жила № 80—81 (см. минералогическое соотношение в табл. 9, графа 1-я) вместе с жилой

¹ Зональное зерно; большие величины относятся к краевым частям.

№ 90 подобного же состава (см. зарисовку № 1, фиг. 3) может быть параллелизована с жилой № 78 (IV). Жила № 75 (V) рогово-

обманково-авгитового порфирита подобна жиле № 13, выходящей в устье левого притока р. Сатердзе (см. план обнажений, фиг. 3). Для ее минералогического состава (графа 2-я табл. 9) характерно, помимо преобладания среди фенокристалнад роговой авгита лов обманкой, большое общее содержание порфировых выделений.

В теле диоритового массива подобная же жила роговообманковых псрфири-



Фиг. 6. Графическое изсбражение констант фенокристаллов амфибола в жилах авгит роговообманковых порфиритов.

тов № 25 встретилась нам над родником по западному склону горы Квиран. Для минералогического состава последних (см. графу 3-ю в табл. 9) характерно полное отсутствие в них авгита. В жиле содер-



Фиг. 7. Графическое изображение констант фенокристаллов пироксена в жилах авгит-роговообманковых порфиритов.

жится большое количество богатых роговой обманкой (до 70%) шлиров (обр. № 25а). Трещины, секущие эти шлиры, выполнены пренитом (Ng'= 1.632 ± 0.004, Np' = 1.618 ± 0.004) и в центральных

своих частях сепиолитом (N = 1.522 + 0.003) (см. микрофотографии 13 - 14 на табл. IV a).

Контакты порфиритовых жил с вмещающими породами—известняками, диоритами и диоритовыми порфиритами, и с более древними жилами тех же авгитроговообманковых порфиритов, обычно резки, не ровны и изобилуют большим количеством мелких Минералогический состав порфиритов

Maurone	1	2	3
минералы	Обр. 80	Обр. 13	O6p. 25
Роговая обманка Авгит Плагиоклаз Ссновная масса и	5.4 4.0 6.7	23.3 24.1 1.3	21.5 10.9
вторичные ми- нералы	83.9	51.3	67.6
Сумма	100.0	100.0	100.0

апофиз (см. зарисовку № 2 фиг. 3). К зальбандам и в апофизах число фенокристаллов меньше, чем в центральных частях жилы.



Фиг. 8. Графическое изображение номера плагиоклаза в жилах авгит-роговообманковых порфиритов.

Таблица 9

В одном случае (жила № 101) пришлось наблюдать сильное обогащение зальбандов жилы зернистым кальцитом (фиг. 9). Имеем ли мы здесь дело с частично ассимилированным известняковым ксенолитом или же с более поздней кальцитизацией ее, решить затруднительно.

В известняках у контактов их с порфиритовыми жилами развивается тонкая кайма из мелких кристалликов гроссуляра: $N=1.720\pm$ ± 0.004 ; никаких других изменений не наблюдается в них. На контактах с эруптивными породами не возникает никаких новообразований. Бросается в глаза лишь чисто механическое действие внедрившейся жилы, причем или грубо обрезаются фенокристаллы более древних жил, или же отщепляются целые участки последних, окруженные со всех сторон более молодой породой (см. микрофотографии 19 и 20 на табл. Vб).



Отсутствие контактных скарнов резко отличаег эту более позднюю серию жил от жил диоритовых порфиритов.

Характерными особенностями жильных авгит-роговообманковых порфиритов, как видим, является следующее:

1. При качественно-минералогической близости с диоритом и диорит-порфиром количественно-минералогическая их противоположность этим последним, выражающаяся в исключительном преобладании темноцветных компонентов в их составе.

2. Несмотря на относительную разновозрастность авгит-роговообманковых порфиритов, химико-минералогическая их близость.

3. Сильная разложенность первоначального их состава с обычными образованием вторичных минералов: серицита, хлорита и кальцита.

4. Слабые по сравнению с диоритом и диорит порфиритом контактные воздействия на боковые породы.

На основании всех этих особенностей, естественно, мы предполагаем, что 1) наши жильные формации, комагматичные с диоритами и диорит-порфиритами, представляют более поздний дифференциат одной общей магмы и что 2) дифференциат этот беднее пневматолитами по сравнению с первичными порциями излившейся магмы давшей начало диоритовым порфиритам.

Что касается явлений метаморфизма авгит-роговообманковых порфиритов, то они происходили, по всей вероятности, гидротермальным путем при участии ювенильных постмагматических материалов. Происходила ли вся эта метаморфизация одновременно после окончательного образования всех жильных тел или же каждой тектонической фазе района отвечал свой самостоятельный магматизм и свой постмагматизм, не вполне нам ясно, но не исключена возможность и явлений последнего рода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неоинтрузия горы Квиран моложе нижнепалеогенового литокластического флиша. Сложена она диоритами гранит-порфировой структуры, которые местами переходят в шлировые выделения габбро. Полное почти отсутствие анортоклаза является характерной особенностью Квиранской неоинтрузии. Дериватами диоритов являются жилы диоритовых порфиритов, которые залегают как в теле интрузива, так и в боковых породах его. Контактируя с известняками. неоинтрузия образует поле скарнов, содержащее магнетит. Примесь пирита сильно понижает качество руды, признанной в настоящий момент не промышленной. Спектральным анализом в скарнах обнаружены никель и олово. Хотя и в меньшем развитии, наблюдаются скарны и по контактам диорито-порфиритовых жил. Наиболее поздними образованиями являются жилы авгит-плагиоклаз-роговообманковых порфиритов нескольких возрастных генераций. Петрографипоказало, что, несмотря на периодичность ческое изучение их выделения, состав их остается довольно постоянным, включая сюда не только первичные, но также и вторичные минералы авгит-роговообманково-посфиритовых пород: кальцит, хлорит и отчасти серицит, замещающие в той или иной мере первоначальный состав этих последних. Параллелизуя названные породы с авгит-роговообманковыми туфами среднего эоцена, можно, с оговоркой на относительную лишь надежность летрографической методики, принимать за верхнюю границу возраста неоинтрузии-средний эоцен.

ЛИТЕРАТУРА

- склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. ССР Грузии, вып. 3. Триалетский хребет. Тр. Совета по изуч. произв. сил АН СССР, 1936. Багратуни. Дзамское железорудное месторождение ССР Грузии. Разв. недр, 1934, № 12. Беликов Б. П. и Кузнецов С. С. Геолого-петрографическое строение южных
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение северо-западной части Триалетского хребта. Бюл. Геол. инст. Грузии, 1935, 2, вып. 3 (на грузинском языке).
- Еремеев В. П. Петрографическое исследование цеолитового габбро из района с. Гвердзинети в Грузии (см. настоящий сборник).
- Кузнецов С. С. Геологический очерк северо-восточных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. ССР Грузии, вып. 2, Тр. Совета по изуч. произв. сил АН СССР, сер. Закавк. 1935, вып. 15. Кузнецов С. С. Аджаро-Триалетская складчатая система. Мат. по геол. и петр. ССР Грузии, вып. 4. Тр. Совета по изуч. произв. сил АН СССР, сер. Закавк., 1937 выт. 22
- 1937, вып. 22.
- Иефферт Б. Ф. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским Лавовым Нагорьем. Тр. Всес. геол.-разв. упр., 1933.

Іолканов А. А. Несимметричная дайка диабаза с побережья Кольского фиорда. Тр. Ленингр. общ. ест., 1928, 58, вып. 4.

армин А. П. Отчет о Дзамском месторождении. (Отчет в архиве СОПС'а А. Н.).

Тр. ИГЕН, вып. 36.

A PETROGRAPHIC CHARACTERISTIC OF THE NEOINTRUSION OF MT. KVIRAN (GEORGIAN S. S. R.)

Summary

The neointrusion of Mt. Kviran is younger than the Lower Paleogene lithoclastic flysch. It is composed of diorites of granite-porphyritic structure which locally pass to schlieren segregations of gabbro. The almost complete absence of anorthoclase is a characteristic peculiarity of the Kviran neointrusion. Derivates of diorites are represented by veins of diorite-porphyrites, which occur both in the body of the intrusive and in the wall rocks. In contact with limestones the neointrusion forms a field of skarns containing magnetite. The admixture of pyrite strongly impairs the quality of the one, which has been at present recognized as a non-workable one. Spectral analysis has revealed in skarns the presence of nickel and tin.

Skarns are observed also along contacts of diorite-porphyrite veins, although there they are developed to a lesser extent. The latest formations are veins of augite-plagioclase-hornblendic porphyrit es of several age generations. Their petrographical study has shown that in spite of the periodicity of segregation their composition remains rather constant, including here not only primary but also secondary minerals of augitehornblendic-porphyritic rocks: calcite, chlorite, and partly sericite. Drawing a parallel of the named rocks with the augitehornblendic tuffs of the Middle Eocene, Middle Eocene may be taken as the upper boundary of the age of the neointrusion, bearing in mind however, that the reliability of the petrographic methods is but a relative one.



Фиг. 1. Диорит № 122. × 16. Свет простой.



Фиг. 2. Диорит № 122. × 16. Николи +.



Фиг. 3. Габбро № 8. × 16. Свет простой.



Фиг. 4. Габбро № 8. × 16. Николи+.



Фиг. 5. Диорит № 114. × 25. Свет простой. Плагиоклаз альбитизированный в краевых частях.



Фиг. 6. Диорит № 114. × 25. Николи +.

•



Les WELK'S

Фиг. 7. Светлый диорит № 113. × 90. Свет простой. Альбитизация фенокристаллов плагиоклаза.



Фиг. 8. Светлый диорит № 113. × 90. Николи + .



Фиг. 9. Светлый диорит № 113. × 90. Свет простой. Цеолитизация плагиоклаза.



Фиг. 10. Светлый диорит № 113. × 90. Николи + .



Фиг. 11. Шлир габбро № 33. × 16. Свет простой.



Фиг. 12. Шлир габбро № 33. × 16. Николи + .



Фиг. 13. Шлир в жиле роговообманкового порфирита № 25, по трещинкам выпадает пренит с сепиолитом. × 16. Свет простой.



Фиг. 14. Шлир в жиле роговообманкового порфирита № 25, по трещинкам выпадает пренит с сепиолитом, × 16. Николи +.



Фиг. 15. Диоритовый порфирит № 42. × 16. Свет простой.



Фиг. 16. Диоритовый порфирит № 42. × 16. Николи + .



11411 33

Фиг. 17. Авгит-роговообманковый порфирит № 85. × 16. Николи + .



Фиг. 18. Контакт авгит-роговообманкового порфирита с известняком (видна каемка гроссуляра). Обр. № 91. × 16. Свет простой.



Фиг. 19. Захват щебенки диорита жилой авгит-роговообманковсто порфирита. Обр. № 27. × 10. Свет простой.



Фиг 20. Контакт двух жил авгит-роговообманковых порфиритов. × 16. Свет простой.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 36, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ, (№ 11). 1940

Главн. редактор акад. Ф. Ю. Л

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг Отв. редактор Д. С. Белянки

В. П. ЕРЕМЕЕВ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦЕОЛИТОВОГО ГАББРО Из района с. Гвердзинети в грузии

Летом 1938 г. нами совместно с Р. П. Петровым исследовалась геологически и петрографически известная Дзамская или, иначе, Квиранская неоинтрузия, открытая в 1932 г. А. П. Сарминым. По дороге сюда, следуя долиной р. Дзамы, мы обнаружили по обоим бортам этой реки при впадении в нее р. Ткемлиани выходы еще одной оригинальной неоинтрузивной породы габброидного типа. По внешнему виду и характеру цветной составной части она крайне напоминает тешениты, но в то же время в цеолитовой своей части не содержит анальцима, а только томсонит или сколецит в сопровождении пренита. Эта порода настолько нас заинтересовала, что мы решили посвятить ей нижеследующее

специальное небольшое исследование.



Фиг. 1. Схематическая карта района Дзамы. ● — Дзамская (Квиранская) неоинтрузия; + цеолитовое габбро.



Фиг. 2. Выход цеолитового габбро. 1-аллювий; 2-флиш нижнего эоцена; 3-габбро.

Обнажения этой породы наблюдаются непосредственно у сел. Гвердзинети при повороте дороги в сел. Ткемлиани. Интрузия имеет облик пластовой залежи и обнажается в обоих берегах реки на протяжении около 200—300 м. Мощность залежи около 35—45 м. Интрузия находится в контакте с песчанистыми сланцами и залегает согласно среди последних. Произведенный замер их в контакте показал азимут падения ЮЗ 210° ∠ 23°.

В геологическом отношении район, в котором обнаружен выход габбровой породы, наиболее детально исследовался П. Д. Гамкрелидзе (1937) в связи с разведкой им Дзамского месторождения магнитного железняка. В результате работ была составлена геологическая карта в масштабе 1:42000. Согласно карте, самыми древними отложениями данного района является вулканогенная толща грубослоистых темносерых, зеленоватых и коричневатых туфобрекчий и туфопесчаников, относимая им к альб-сеноману. За нею следуют тонкослоистые сероватые и зеленоватые мергели, отнесенные им к нижнему турону и постепенно сменяемые далее известковистыми мергелями и известняками турона. Следующую за ними мощную толщу флишевого комплекса автор относит к нижнему эоцену. Последний постепенно и незаметно переходит в средний вулканогенный эоцен. Далее следует мощная толща глинистых сланцев и нуммулитовых песчаников верхнего эоцена, обозначенная им как нижняя рыбная толща. Верхняя же рыбная толща и гипсоносные глины и песчаники отнесены автором уже к олигоцену и нижнему миоцену.

К западу от наших мест, в бассейне р. Таны, С. С. Кузнецов (1935) еще раньше разработал стратиграфическую колонку, в которой флишевую толщу отнес к нижнему эоцену, вулканогенную—к среднему эоцену и глинисто-песчаную гипсоносную свиту с нуммулитами к верхнему эоцену.

Габбровая интрузия в районе с. Гвердзинети обнажается среди нижнеэоценового флишевого комплекса, давая с ним пирогенный контакт, хорошо обнаженный в висячем залегании: контакт лежащего бока скрыт под осыпями. По данным Б. П. Беликова и С. С. Кузнецова (1934), в бассейне р. Таны интрузия такого же типа лежит между толщами верхнего эоцена и палеоцена, что указывает на послеверхнеэоценовый возраст габбровой интрузии.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ЦЕОЛИТОВОГО ГАББРО

Подобно тешенитам окрестностей Ахалциха (Варнет) и Курсеби габбро Гвердзинети с поверхности сильно выветрело и разбито скорлуповатой шаровой отдельностью; кора выветривания снимается с шаров концентрическими слоями. В основном это плотная среднезернистая порода темносерого цвета, среди которой встречаются отдельные участки, имеющие форму тонких жилок, раздувов и целых небольших полей породы более светлого облика и несколько более крупнозернистые. Как основная порода самой интрузии, так и более светлая разность ее пронизаны тонкими светлосерыми жилками различной мощности (от 1 до 20-25 см) в различных направлениях. Большинство этих жилок, однако, все же расположено параллельно напластованию окружающих песчано-сланцевых пород. Наблюдаются также жилки около 0.5 см, состоящие исключительно из пренита. В темносерой породе нами был обнаружен небольшой ксенолит контактного известняка размером около 4 см. Для более детального знакомства с указанными типами пород рассмотрим их отдельно в следующем порядке:

- 1) цеолитовое габбро вместе с его более светлой разностью;
- 2) светлосерые жилки в нем;
- 3) ксенолит контактно измененного известняка;
- 4) контакты со сланцами.

1. Цеолитовое габбро

При исследовании наиболее типичного образца габбровой породы (обр. № 3) прежде всего бросается в глаза значительная измененность породы, выражающаяся в обилии различных вторичных продуктов и разложенности бесцветной части. Аналогичную картину наблюдал и А. П. Герасимов (1931) в тешенитах р. Иоры и считал это следствием глубокого изменения, которое порода испытала во время внедрения, и воздействия на еще неостывшую массу термальных минерализованных вод и различных парообразных и газообразных веществ. Бесцветная часть в данной породе представлена плагиоклазом, среди которого присутствует довольно много цеолитов.

Плагиоклаз в значительном количестве замещен вторичным альбитом № 7—8, и только изредка встречаются отдельные кристаллы мало измененные, которые по составу относятся к № 45—55 (уг. погас. _ РМ до 30°).

Из цеолитов преобладает томсонит, присутствующий в виде мелких аггрегатов. Показатели преломления его: $Np = 1.527 \pm 0.002$, $Ng = 1.538 \pm 0.002$. Реже встречается сколецит с светопреломлением $Np = 1.511 \pm 0.002$, $Ng = 1.519 \pm 0.002$.

Цветная часть в породе представлена биотитом, хлоритом, авгитом и баркевикитом. В них довольно часто наблюдаются включения магнетита, в то время как в полевошпатовой части они почти отсутствуют.

Биотит плеохроичный, от светложелтого по Np до бурого по Ng. Местами он образует каемки вокруг авгита. Авгит при измерении показал: $2V = +56^{\circ}$ и $CNg = 45^{\circ}$.

Баркевикит, подобно биотиту, местами также образует каемки вокруг авгита. В нем довольно часто наблюдаются включения плагиоклаза и реже хлорита. Плеохроизм баркевикита от светложелтого по Np до буроватого по Ng. 2 $V = \pm 88^{\circ}$. $CNg = 16 - 17^{\circ}$. Как и в тешенитах с р. Иоры, в нашей породе он является, пожалуй, самой свежей и самой идиоморфной составной частью породы. Он обычно встречается в длинных стройных призматических кристаллах.

Хлорит встречается в пустотах вместе с томсонитом, а иногда является псевдоморфозой по оливину. Показатель преломления его $Np = 1.584 \pm 0.002$, $Ng = 1.589 \pm 0.003$.

Порода местами пронизана тонкими длинно-вытянутыми кристаллами апатита. В промежутках иногда наблюдается также кальцит.

Порядок выделения минералов намечается следующий: апатит, плагиоклаз, магнетит, авгит, баркевикит, биотит, цеолиты, кальцит и хлорит.

Количественно-минералогический состав породы, определенный по трем шлифам из образца № 3, приведен в табл. 1.

Таблица І

		06	p.№3		Обр. № 142 (светл. разн.)			
Минералы	Í	11	III	среднее из 3-х	· I	II	III	среднее из 3-х
Плагиоклаз Томсонит Пренит Сколецит Биотит Баркевикит Баркевикит Кальцит Хлорит	58.7 3.9 0.6 7.3 13.0 10.8 0.6 0.2 0.8 4.1	58.4 3.9 	58.2 3.0 0.1 5.9 14.6 13.0 0.5 0.1 0.6 4.0	58.3 3.6 - 0.4 6.9 15.0 10.4 0.6 0.2 0.7 3.9	62.5 5.0 0.6 3.5 2.1 14.7 4.3 1.2 0.2 2.1 3.8	65.9 2.7 0.6 3.4 2·1 10.5 8.6 0.8 0.1 1.0 4.3	62.6 2.0 0.1 3.7 3.3 10.5 7.7 2.8 0.4 1.1 4.9	63.7 3.2 0.4 3.5 2.5 12.0 6.9 1.7 0.2 8.6 4.3

Количественно-минералогический состав цеолитового габбро

Образец той же породы был проанализирован К. П. Соковой в лаборатории ГИН. Результаты анализа представлены в табл. 2.

Пересчет анализа на магматическую формулу Левинсон-Лессинга и сопоставление последней с таковыми габбро Таны и тешенита Варнет показывает исключительную химическую близость всех этих пород — магматический тип габбро.

Отличительной особенностью более светлой разновидности породы по сравнению с только-что описанной (см. минералогический состав образца № 142 в табл. 1) является присутствие в ней значительно большего количества сколецита (3.5%). Кроме того, наблюдаются следы пренита (Ng = 1.625 ± 0.002 и Np = 1.606 ± 0.002). Размеры кристаллов апатита и магнетита и количественное содержание первого минерала значительно выше. Более светлый цвет породы объясняется меньшим содержанием в ней темноцветных минералов: биотита и баркевикита.

Таблица 2

Окислы	Габбро, с. Гвердзи- нети, № З		Габбро, №	р. Тана, 259	Тешенит, Варнет (Ахалцихе), № 335/36		
	Bec. %	Мол. кол.	Bec. %/0	Мол. кол.	Bec. ⁰ / ₀	Мол. кол.	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	48.02 0.92 16.72 4.58 4.46 0.15 5.87 9.09 HeT 1.63 3.81 0.71 0.50 0.56 3.11	$\begin{array}{c} 0.800\\ 0.011\\ 0.164\\ 0.029\\ 0.063\\ 0.002\\ 0.147\\ 0.163\\ \hline \\ 0.017\\ 0.061\\ 0.005\\ 0.011\\ \hline \\ \hline \\ - \\ \hline \end{array}$	47.94 0.80 19.75 3.53 3.46 0.14 4.56 9.76 0.13 2.56 2.97 0.46 3.84	0.7994 0.0100 0.1894 0.0223 0.0484 0.0020 0.1140 0.1746 0.0009 0.0267 0.0476 	45.26 1.60 15.36 3.87 4.46 0.13 7.41 10.93 0.08 1.72 3.61 0.91 не опр. 0.76 3.97	0.755 0.020 0.151 0.024 0.063 0.001 0.185 0.195 0.018 0.058 0.006 	
•	100.13	-	99.89		100.07		
RO SiO ₃ R ₂ O : RO α	- - -	2.33 4.14 1:4.77 1. 55		2 3.9 1:4.6 1.59		2.8 4.1 1:5.8 1.41	

Химический состав габбро, и тешенита

2. Светлосерые жилки в габбро

Многочисленные светлосерые жилки, пересекающие основную породу интрузии, характеризуются присутствием тонких длинновытянутых игольчатых кристаллов баркевикита (размером в среднем 1.5 см), в большинстве случаев расположенных параллельно друг другу вдоль простирания самих жилок. Между этими кристаллами расположена лейкократовая часть с скоплением в отдельных участках цеолитов.

Минералогический состав этих жилок аналогичен составу самой вмещающей породы, от которой существенно отличается только структурными и количественными соотношениями. Помимо отмеченных крупных кристаллов баркевикита, присутствуют также плагиоклаз и пренит в виде крупных образований. Остальные минералы: сколецит, биотит, хлорит, апатит и рудные образования довольно мелки и встречаются гораздо реже. Характерным является и то, что пренит здесь в значительной степени преобладает над цеолитами.

Плагиоклаз, подобно тому как и во вмещающей породе, замещен вторичным альбитом № 8—10. В остатках первоначальных минералов встречается плагиоклаз № 35—40. В качестве включений в нем довольно часты мелкие кристаллики апатита, иногда также баркевикит. Довольно распространена пренитизация плагиоклаза, чего незаметно было во вмещающих их породах. Баркевикит распределен в породе неравномерно; на некоторых участках он значительно преобладает над всем остальным составом. Порода содержит включения апатита, а иногда и биотита. Плеохроизм его от светложелтого по Np до буроватого по Ng. $2V = \pm 84^\circ$, $CNg = 15-16^\circ$, $Np = 1.660 \pm 0.002$, $Ng = 1.680 \pm 0.002$.

Таблица З

Биотит обычно встречается совместно с баркевикитом. Местами он по краям слегка хлоритизирован. Плеохроизм его от светложелтого по Np до бурого по Ng. Хлорит иногда обрастает магнетитом. Пренит замещает отдельные участки породы или заполняет промежутки между полевыми шпатами. Аналогично ведет себя сколецит. В отдельных шлифах внутри пренита, а иногда и сколецита, встречаются небольшие кристаллы эгирина. Крайне интересно, что на ряду присутствуют последними

Количественно-минералогический состав светлосерой жилки

Мин	ера	ты		1	11	Среднее
Плагиок Баркеви Сколеци Биотит Пренит Хлорит Апатит Рудный	:Лаз КИТ IT . 	• • • • •	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	44.8 22.2 2.5 2.5 20.9 0.4 1.9 4.8	55.1 9.9 1.3 3.3 23.6 0.6 2.0 4.2	50.0 16.0 1.9 2.9 22.2 0.5 2.0 4.5

также отдельные кристаллы бесцветного диопсида. В рудных образованиях наблюдаются включения апатита, полевого шпата и биотита. Количественно-минералогический состав данной породы (обр. № 8а) приведен в табл. 3.

Описываемая порода очень близка к породам Копадзе (близ Ахалциха), исследованным Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1939).

3. Ксенолит контактно измененного известняка

Как уже отмечалось, в теле цеолитового габбро нами был обнаружен ксенолит известняка, около 4 см в поперечнике. Он плотный, мелкозернистый, светлосерого цвета с зеленоватым оттенком.

От вмещающей породы ксенолит легко отделился при незначительном ударе. Состоит он преимущественно из кальцита, в промежутках между зернами которого встречается пренит ($Ng' = 1.622 \pm 0.002$, $Np' = 1.606 \pm 0.002$), развитый преимущественно в виде радиально лучистых аггрегатов, среди которых наблюдается также лучистый хлорит, причем характерно, что лучи пренита продолжают лучи хлорита. Показатель преломления хлорита $Np = 1.593 \pm 0.001$, что приближает его более всего к клинохлору.

В краевых частях ксенолита присутствует также альбит № 6—7. По всей массе породы рассеяны довольно часто мелкие зернышки авгита со светопреломлением $Ng = 1.704 \pm 0.002$, $Np = 1.670 \pm 0.002$.

4. Контакты со сланцами

В контактах габбровой неоинтрузии с песчаносланцевым флишем наблюдается очень назначительное изменение окружающих пород (около 0.5 см). Микроскоп показывает исключительно лишь развитие альбита в сланцах, прилегающих к неоинтрузии. Помимо альбита, наблюдается также наличие довольно значительного количества мелких зернышек пироксена, рассеянных в контактной породе равномерно, подобно тому как и в ксецолите контактно измененного известняка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенностью цеолитового габбро Гвердзинети, отличающей его от близких к нему пород-габбро р. Таны и тешенита Варнета (Ахалцихе), -- является полное отсутствие в нем анальцима и калиевого полевого шпата (анортоклаза). Вместо анальцима в качестве цеолитовой части мы видим здесь сколецит, сопровождаемый томсонитом и иногда пренитом. В габбро р. Таны не указывается также ба, кевикит, хорошо представленный в нашей и варнетской породах.

Химическая близость гвердзинетского габбро с габбро р. Таны и тешенитом Варнета отлично иллюстрируется анализом табл. 2.

В заключение считаю приятным долгом выразить благодарность Д. С. Белянкину и В. П. Петрову за неизменную помощь и всегда ценнейшие советы и указания.

ЛИТЕРАТУРА

Беликов Б. П. и Кузнецов С. С. О габбровой интрузии на северо-восточных склонах Триалетского хребта. Тр. Петр. инст., 1934, вып. 6.

Белянкин Д. С. Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород. Изв. СПб. полит. инст., 1912, 17. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Тешенито-камптонито-мончикитовые интрузии

окрестностей г. Ахалциха. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 21, петр. сер. (Печатается).

Гамкрелидзе П. Геологическое строение северо-западной части Триалетского хребта. Бюлл. Геол. инст. Грузии, 1937, 2, вып. 3. Герасимов А. П. Тешениты р. Иоры (Кахетия). Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931,

- вып. 29.
- Кузнецов С. С. Геологический очерк северо-восточных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. ССР Грузни II. Тр. Совета по изуч. произв. сил АН СССР, сер. Закавк., 1935.

V. P. EREMEEV

A PETROGRAPHICAL STUDY OF THE ZEOLITE GABBRO FROM THE REGION OF THE VILLAGE OF GVERDZINETI IN GEORGIA

Summary

In the basin of the Dzama River, near the village of Gvedzineti, among a Lower Eocene flysch complex we have discovered exposures of a peculiar intrusive rock of a gabbroid type. In external appearance and character of the coloured component part it closely resembles teschenites, but at the same time in its zeolitic part it contains no analcite but only thomsonite or scolecite accompanied by prehnite.

The chemical and the quantitative mineralogical composition are given in Tables 1 and 2.



Фиг. 1. Цеолитовое габбро. × 50. Свет простой. Светлые участки представлены сколецитом и томсонитом.



Фиг. 2. То же. × 50. Николи + .

This mere he



Фиг. 3. Порода светлосерых жилок в габбро. × 90. Свет простой. В центре фотографии среди сколецита виден эгирин с диопсидом.



Фиг. 4. То же. × 90. Николи +.



Фиг. 5. Пренит в светлосерых жилках. × 16. Свет простой.



Фиг. 6. То же. × 16. Николи + .


Фиг. 7. Пренитизация плагиоклаза в светлосерых жилках. × 50. Николи +.



Фиг. 8. Баркевикит в светлосерых жилках. × 50. Свет простой.



Фиг. 9. Ксенолит контактно измененного известняка. × 90. Свет простой. Лучи хлорита переходят в лучи пренита. Видны мелкие кристаллики авгита.



Фиг. 10. То же. × 90. Николи + .

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 36, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ, (№ 11), 1940

Главн. редактор акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг Отв. редактор Д. С. Белянкин

В. В. ЛАПИН

К МИНЕРАЛОГИИ ОСНОВНЫХ МАРТЕНОВСКИХ ШЛАКОВ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Предыдущие наши работы в части исследования основных мартеновских шлаков (Лапин, 1938, 1939; Умрихин и Лапин, 1938) были посвящены петрографическому изучению шлаков скрап-процесса.

На ряду со шлаками скрап-процесса нами путем личного посещения ряда заводов (Днепродзержинский, Азовсталь, Запорожье, Макеевский, Магнитогорский, Кузнецкий, Надеждинский, Кушвинский) был собран обширный материал и по шлакам рудного процесса.

При рудном процессе в отличие от скрап-процесса работают на жидком чугуне и перед его заливкой в печь загружается большое количество железной руды (от 12 до 20%) к металлической шихте). Окисление примесей металла при рудном процессе идет примерно на 85% за счет кислорода руды, а при скрап-процессе это окисление может итти почти целиком за счет кислорода атмосферы печи через посредство шлака (Карнаухов, 1934).

Плавка рудным (или же скрап-рудным) процессом ведется таким образом, что в горячую мартеновскую печь загружается известняк или известь и железная руда (а иногда и марганцовая руда), затем производится загрузка твердой металлической шихты (железный и чугунный лом) и после этого заливается жидкий чугун. После расплавления всей шихты по ходу плавки в зависимости от состава и температуры металла в печь дополнительно вводится сравнительно небольшое количество железной руды и извести, а иногда и боксита. В конце плавки в печь, в желоб или в ковш, вводятся раскислители (ферромарганец, ферросилиций и др.).

Наиболее детально был собран нами материал по шлакам на заводе Азовстали (Мариуполь), где пробы шлака брались нами по ходу плавки через каждый час, начиная с момента заливки в печь чугуна и кончая пробой из ковша при разливке металла. На результатах исследования этих образцов мы и остановимся несколько подробнее.

Пробы были взяты от четырех плавок, проводимых в 300 тонных качающихся печах; две из этих плавок проведены по процессу Тальбота, при котором не весь металл после окончания плавки удаляется из печи, а часть его остается и к нему уже добавляется шихта новой плавки. Ниже даются результаты исследования этих плавок.

ПЛАВКА № 1313

Выплавлялась кипящая сталь. Состав шихты: известь обожженная 10 т, руда железная 70 т, лом железный 63 т, чугун жидкий 231.2 т. Всего взято по ходу плавки 14 образцов. Химические анализы шести из них, произведенные в заводской лаборатории, приведены в табл. 1.

T		-					
÷.	а	n	л	и	11	а	1
	•	•			щ	u	

	Проба 1	Проба 5	Гроба б	Проба 7	Проба 9	Проба 12	
Окислы	9 ч. 40 м.	13 ч. 40 м.	14 ч. 40 м.	15 ч. 40 м.	17 ч. 20 м.	21 ч. 30 м.	Примечание
SiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	17.20 2.17 9.90 43.72 14.62 8.28 3.11 0.15 1.30 100.45	16.50 2.64 7.19 44.02 7.02 15.18 6.75 0.24 0.97 100.51	20.30 6.29 6.52 27.76 6.34 25.06 4.60 0.14 1.50 98.51	15.20 6.50 3.09 20.23 5.52 30.24 17.73 0.10 1.01 99.62	20.80 8.08 5.30 11.70 4.70 36.34 11.88 0.16 0.88 99.84	22.60 7.27 4.00 8.75 3.96 35.77 17.23 0.11 0.70 100.39	Проба № 1 взят сразу же после за ливки чугуна Проба № 9—после дачи боксита Проба № 12—после дачи боксита и же- лезной руды—за 1 ч. 15 м. до вы- пуска металла
$\frac{CaO}{SiO_2}$	0.48	0.92	1.23	1.98	1.78	1.60	

В первые 4 часа после заливки чугуна шлак (пробы 1—5) состоит из монтичеллита и черных непрозрачных образований со скелетными формами роста, представляющих собой сочетание окислов Al₂O₃,



Фиг. 1. Монтичеллит и шпинелевый минерал в шлаке до расплавления шихты. × 50. Свет простой.

Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO. Как показало наше предыдущее исследование, эти образования являются, повидимому, минералом типа шпинели, имеющей переменный состав. Вид в шлифе шлака этого периода плавки показан на фиг. 1.

Монтичеллит, благодаря большому содержанию в нем железа и марганца имеет очень высокое светопреломление, а именно, в пробе 1: Ng = 1.781, Np = 1.737.

По мере растворения шихты шлак обогащается постепенно растворяющейся в нем известью и на ряду с монтичеллитом в нем 58

появляется двухкальциевый силикат, как это мы имеем в пробе 6. Светопреломление монтичеллита—Ng' = 1.716, Np' = 1.686—здесь резко понизилось по сравнению со светопреломлением пробы 1, что



Фиг. 2. Двухкальциевый силикат и периклаз в пробе 7 плавки № 1313. × 50. Свет простой.



Фиг. 3. Двухкальциевый силикат и разъеденные шлаком зерна периклаза в пробе 12 плавки № 1313. × 25. Свет простой.

связано с падением почти вдвое содержания Fe и Mn в шлаке. В этом шлаке на ряду с черным шпинелевым минералом появляется также небольшое количество периклаза, содержащего в твердом растворе много закиси железа (содержание FeO в шлаке еще велико— 27.76%). Дальнейшее повышение основности шлака приводит к тому, что в пробе 7 монтичеллита уже нет, а присутствует двухкальциевый силикат совместно со шпинелью. В связи с разъеданием пода и откосов содержание магнезии в этом шлаке возросло до 17.33%, что сопровождается появлением в шлаке очень большого количества периклаза, как это видно на фиг. 2.

Такова же в общих чертах минералогия и последующих проб шлака этой плавки до момента выпуска металла. Разница заключается лишь в постепенном просветлении зерен периклаза в связи с падением содержания в нем закиси железа, что в свою очередь обусловлено уменьшением FeO в шлаке с 27.76% в пробе 6 до 8.75% в пробе 12. Микроструктура пробы 12 представлена на фиг. 3.



Фиг. 4. Монтичеллит в стекле в пробе 14 плавки № 1313. × 50. Свет поляризованный.

Цальнейшее сильное изменение наблюдаем в шлаке (проба 14), взятом при разливке металла после раскисления последнего в ковше ферромарганцем. Вместо двухкальцевого силиката здесь снова появляется монтичеллит; периклаз и шпинелевый минерал совершенно исчезают, основная масса шлака представлена в значительной мере стеклом слегка буроватым со светопреломлением $N = 1.667 \pm 0.002$. Вид в шлифе пробы 14 показан на фиг. 4. В связи с дальнейшим уменьшением в этом шлаке содержания железа и марганца монтичеллит испытывает здесь дальнейшее понижение светопреломления, а именно: Ng' = 1.711, Np' = 1.682.

Периклаз здесь, как и в монтичеллитовых пробах шлака, взятых до окончательного расплавления шихты, целиком растворяется шлаком, содержащаяся же в шлаке магнезия входит в состав монтичеллита и стекла.

ПЛАВКА № 2277

Для более детального выяснения характера выделяющегося до момента окончательного расплавления шихты силиката нами были отобраны и изучены пробы шлака от плавки № 2277. В состав шихты входили известь, железная руда, лом железный и жидкий

чугун. С момента заливки чугуна и до момента расплавления шихты взято 14 проб шлака; химический состав семи проб приведен в табл. 2.

Т	а	б	Л	И	Ц	а	2
---	---	---	---	---	---	---	---

	Проба 2	Проба З	Преба 7	Проба 10	Проба 11	Проба 13	Проба 14
Окислы	13 ч. 18 м.	14 ч. 18 м.	18 ч. 18 м.	21 ч. 18 м.	22 ч. 18 м.	0ч. 18 м.	1 ч. 18 м.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{r} 16.20\\ 3.35\\ 7.09\\ 44.69\\ 15.73\\ 8.00\\ 2.75\\ 0.20\\ 1.75\\ 99.76 \end{array} $	13.60 3 12 6.20 52.37 10.83 7.80 3.38 0.32 1.70 99.32	10.20 4.03 6.90 63.98 3.55 6.05 3.86 0.30 1.51 100 38	14.20 4.90 5.14 53.40 4.80 9.40 6.48 0.17 0.55	16.00 5.23 8.16 32.76 7.60 18.20 10.36 0.16 1.46	21.80 2.20 2.85 15.48 7.00 30.70 19.00 0.15 0.62	19.60 5.36 2.64 12.38 6.86 34.88 17.98 0.21 0.30
CaO SiO ₂	0.49	0.57	0.60	0.66	1.14	1.41	1.78

Прим'ечание. Проба № 2 взята через•1 час после заливки чугуна.

Проба № 14-за 1 час до окончательного расплавления шихты.

Во всех шлаках этой плавки, имеющих основность (CaO:SiO₂) ниже 1.40 (пробы 1—12), выделяется монтичеллит, в пробе 13 появляется на ряду с монтичеллитом двухкальциевый силикат, а в пробе 14 с основностью 1.78 в качестве силикатов присутствует только двухкальциевый силикат.

Интересна установленная зависимость светопреломления монтичеллита от содержания FeO + MnO в шлаке, что видно из следующих цифр:

	№ пробы	1	2	3	5	11
Монтичеллит	Ng	1.769	1.788	1.788	1.795	1.731
En I Man -	Np	1.726	1.747	1.747	1.755	1.697
reo + mno B	шлаке (в %).	44.97	60.42	61.20	68.78	40.36

На фиг. 5 эта зависимость изображена нами графически, причем для монтичеллита нанесено среднее светопреломление $\left(\frac{Ng + Np}{2}\right)$. Как видим, зависимость имеет за-

кономерный характер.

Таким образом определение показателей светопреломления монтичеллита дает нам возможность судить об изменениях в содержании FeO + MnO в шлаке начального периода плавки ("период пены") до момента окончательного расплавления шихты.

ПЛАВКА № 3356

Проведена по способу Тальбота. Состав шихты, добавленной к (ставшемуся в печи металлу: известняк, железная руда, железный лом и жидкий чугун. По ходу плавки ческий состав шести из них детс



Фиг. 5. Диаграмма зависимости светопреломления монтичеллита от содержания FeO + MnO в шлаке.

и жидкий чугун. По ходу плавки взято восемь проб шлака; химический состав шести из них дается в табл. 3.

Таблица З

Окислы	Проба 1	Проба З	Проба 4	Проба б	Проба 7	Проба 8	
	10 ч. ОО м.	12 ч. 00 м.	13 ч. 00 м.	15 ч. 30 м.	16 ч. 30 м.	19 ч. 05 м.	
SiO ₂	18.20	16.20	20.00	21.12	18.80	19.00	
Al ₂ O ₃ .	4.00	2.60	3.20	5.31	3.40	2.61	
Fe ₂ O ₂ .	9.25	5.55	4.62	3.02	2.78	7.33	
FeO	27.92	34.56	22 .00	9.53	10.89	16.12	
MnO	10.23	8.68	6.15	5 ·0 5	4.00	5.36	
CaO	22.00	20.30	27.75	41.16	44.70	33.48	
MgO	7.23	9.85	14.40	13.14	14.27	14.75	
S.	0.24	0.28	0.18	0.19	0.19	0.24	
P ₂ O ₅	1.57	1.40	1.71	1.02	1.50	1.60	
Сумма	100.64	99.42	100.01	99.54	100.53	100.49	
$\frac{CaO}{SiO}$ · ·	1.21	1.25	1.38	1.95	2.38	1.76	

Примечание. Проба 1 взята через 10 мин. после заливки чугуна.

Проба 4-за 10 мин. до окончательного расплавления.

Проба 6-после добавки известняка и железной руды.

Проба 7—через 1 час после добавки плавикового шпата и за 1 час до выпуска.

Проба 8-шлак взят в конце разливки металла.

Как видно из табл. 3, основность шлаков этой плавки возрастает к ее концу (проба 7) значительно сильнее, чем у предыдущих плавок. В связи с этим появляется здесь и новый минерал в виде браунмиллерита (4CaO·Al₂O₃·Fe₂O₃). Основность этого шлака 2.38, что подтверждает наши прежние наблюдения о выделении значительного



Фиг. 6. Двухкальциевый силикат, периклаз и браунмиллерит в пробе 6 плавки № 3356. × 40. Свет простой.

количества браунмиллерита в шлаках с основностью 2.40 и выше. На ряду с браунмиллеритом в шлаке 7 присутствует двухкальциевый силикат и периклаз (фиг. 6).

В пробах шлака 1, 3 и 4, взятых до момента окончательного расплавления шихты и имеющих невысокую основность (1.21—1.38),

выделяются монтичеллит и шпинелевый минерал. Светопреломление монтичеллита в пробе 1: Ng' = 1.716, Np' = 1.676, а в пробе 3: Ng' = 1.723, Np' = 1.677.

В связи с добавкой в печь значительного количества извести основность шлака в пробе 6 резко повышается (1.95 по сравнению с 1.38 в пробе 4), в связи с чем здесь присутствует двухкальциевый силикат, периклаз и черный шпинелевый минерал.

Несколько своеобразен шлак, взятый при разливке металла (проба 8). Количество извести здесь уменьшилось, а содержание окислов железа возросло. Шлак состоит из $\alpha - 2CaO \cdot SiO_2$ (ларнит) в виде или удлиненных разрезов с полисинтетическим двойникованием, или слабо поляризующих пластинчатых разрезов. Светопреломление: Ng = 1.737,



Фиг. 7. Ларниг, периклаз и стекло в пробе 8 плавки № 3356.×50. Свет простой.

Np' = 1.723. Промежутки между кристаллами ларнита заполнены буроватым стеклом с высоким светопреломлением: $N = 1.685 \pm 0.002$. На ряду с ларнитом и стеклом присутствует большое количество желто-бурых оплавленных зерен периклаза, что находится в согласии с содержанием в шлаке $14.75^{\circ}/_{0}$ MgO. Частично периклаз растворяется шлаком. Магнезия, входя в соединение с окислами железа, марганца и алюминия, дает при кристаллизации шлака мелкие крестообразные или шести- и восьмилучевые скелетные образования, обладающие, судя по рельефу, светопреломлением, близким к светопреломлению присутствующего в шлифе периклаза. Минералогическая природа этих образований не ясна: есть ли это взаимный твердый раствор указанных выше окислов, или же это минерал типа шпинели? Вид этого шлака в шлифе показан на фиг. 7 в простом и фиг. 8 в поляризованном свете.

В одном из образцов второй тальботовской плавки № 4411 мы наблюдали интересную структуру шлака, взятого за 14 мин. до выпуска металла. В шлаке представлены три фазы: периклаз, двухкальциевый силикат и черные мелкие скелетные образования шпинелевого минерала. Удлиненные кристаллы силиката располагаются в шлаке ориентированно, образуя как бы потоки среди зерен периклаза, причем местами видно, что "поток" таких кристаллов обтекает периклазовые зерна. Структура эта изображена на фиг. 9. Таким образом, мы имеем здесь структуру, подобную флюидальной (флюктуационной) структуре некоторых горных пород. Обтекание зерен периклаза кри-



Фиг. 8. Ларнит, периклаз и стекло в пробе 8 плавки № 3356. × 50. Свет поляризованный.



Фиг. 9. Флюидальное расположение кристалликов двухкальциевого силиката и зерна периклаза в пробе, взятой за 14 мин. до выпуска металла.×40. Свет простой.

сталлами силиката лишний раз подтверждает, что ""вкрапленники" периклаза существовали уже в жидком шлаковом расплаве.

На некоторых посещенных нами заводах выплавка стали рудным процессом ведется иногда и на более основных шлаках, чем описанные выше шлаки завода Азовстали. Пробы таких шлаков с повышен-

ной основностью были взяты нами на Макеевском и Кузнецком заводах. В этих. шлаках на ряду с двухкальциевым силикатом мы наблюдали также трехкальциевый силикат и иногда свободную известь.

Таков, например, шлак 26 от выплавки осевой стали на Макеевском заводе. В состав шихты входили известняк 10.5 т, руда железная 27.5 т, лом железный 70 т, чугун жидкий 130 т, по ходу плавки добавлялась еще 1 т извести. Шлак, взятый перед выпуском металла, состоял из сравнительно крупных кристаллов трехкальциевого силиката и оплавленных зерен периклаза среди окружающей массы из двухкальциевого силиката, значительного количества браунмиллерита, свободной извести и мельчайших дендритов с значительно



Фиг. 10. Кристаллы трехкальциевого силиката среди основной массы из двухкальциевого силиката и периклаза. × 25. Свет просгой.

более высоким, чем у присутствующих силикатов, светопреломлением; точно природа последних образований нами не установлена, но, повидимому, он состоит из окислов Mg, Fe, Mn и Al. Вид этого шлака в шлифе показан на фиг. 10, а на фиг. 11 представлен шлиф подобного же шлака Кузнецкого завода. Последний шлак был взят перед выпуском металла при плавке на кипящую сталь; он отличается от шлака Макеевского завода лишь отсутствием свободной извести и наличием значительно большого содержания периклаза.

Опишем еще одну разновидность шлака рудного процесса, встречающуюся в сравнительно более основных шлаках начального периода плавки (в период окончательного расплавления шихты). Таков шлак Макеевского завода, взятый от плавки на заклепочную сталь. Шихта этой плавки: известняка 12 т, руды железной 45 т, лома железного 103 т и чугуна жидкого 200 т. Проба шлака была взята через 15 мин. после расплавления указанной шихты и после добавки в печь 1.1 т извести и 1 т железной руды. Силикатная часть этого шлака представлена двумя минералами: монтичеллитом (преобладает) и двухкальциевым силикатом. На ряду с ними присутствует много фиг. 12 (в простом зерен периклаза. На оплавленных свете) видны удлиненные призматические разрезы кристаллов монтичеллита, прорастаемого с удлиненными тонкими скелетными образованиями двухкальциевого силиката, расположенными на снимке перпендикулярно кристаллам монтичеллита. Округлые зерна принадлежат периклазу.



Фиг. 11. Крупные кристаллы трехкальциевого силиката, мелкие зерна двухкальциевого силиката и периклаз. × 50. Свет простой.



Фиг. 12. Прорастание двухкальциевого силиката монтичеллитом и периклаз (темное). > 90. Свет простой.

Резюмируя наши наблюдения над минералогией основных мартеновских шлаков рудного процесса, можно сделать следующие выводы:

1. Для шлаков периода плавления шихты ("период пены"), когда основность шлака бывает обычно низкая (CaO:SiO₂ до 1.40), характерным минералом является марганцово-железистый монтичеллит. Периклаз отсутствует, или его очень мало.

2. Настоящее исследование установило закономерную зависимость светопреломления монтичеллита от колебаний в содержании FeO+MnO в шлаке. Это дает возможность по показателям светопреломления монтичеллита судить об изменении количества FeO + MnO в шлаке в период плавления шихты. Светопреломление монтичеллита в изученных образцах колебалось в пределах: Ng от 1.716 до 1.795 и Np от 1.686 до 1.755.

3. В конце периода расплавления шихты основность шлака несколько возрастает, в связи с чем в таких шлаках на ряду смонтичеллитом появляется двухкальциевый силикат, а часть содержащейся в шлаке магнезии присутствует в виде периклаза; количество последнего обычно еще не велико.

4. Для периода "кипения" расплавленной ванны характерным минералом является двухкальциевый силикат (β - иα-формы).

Как показало наше предыдущее исследование (Лапин, 1939), в основных мартеновских шлаках часто присутствует двукальциевый силикат, отличающийся от α и β 2CaO · SiO₂ малым углом оптических осей, но имеющий близкое к ним светопреломление. Возможно, что своеобразная оптика этого минерала находится в связи с вхождением в него CaO в виде твердого раствора, или же, чт этот минерал является переходным от ларнита ($\alpha - 2$ CaO · SiO) к мервиниту (3CaO MgO · 2SiO₂), т. е. содержит в себе некоторое количество магнезии.

5. Воздействие жидкого шлака на магнезитовую наварку пода и откосов печи в период "кипения" увеличивается; переходящий при этом в шлак периклаз лишь частично ассимилируется жидким шлаком и присутствует в нем в виде оплавленных, иногда сильно разъеденных шлаком зерен. Своеобразная структура одного описанного шлака, в котором вытянутые кристаллы двухкальциевого силиката обтекают "вкрапленники" периклаза, подтверждает, что последние существовали уже в жидком шлаковом расплаве. Вопрос о влиянии твердых частичек периклаза, находящихся в жидком шлаке, на его вязкость был уже освещен нами в предыдущих работах (Лапин, 1938, 1939).

6. В более основных шлаках периода "кипения" (с основностью 2.4 и выше) появляется в заметных количествах браунмиллерит, а с дальнейшим повышением основности на ряду с двухкальциевым силикатом возникает трехкальциевый силикат и в наиболее основных шлаках присутствует также свободная известь.

7. В более кисдых шлаках, взятых при разливке металла, мы вновь наблюдаем образование монтичеллита, обычно имеющего более низкое светопреломление, чем у монтичеллита начального периода плавки, что связано с резким уменьшением в шлаке содержания железа и марганца к концу плавки.

8. Исследование основных мартеновских шлаков рудного процесса показало, что процессы минералообразования в них в отношении характера изменения минералогического состава шлака в зависимости от хода процесса плавки таковы же, как и в ранее изученных нами шлаках скрап-процесса.

Это обстоятельство дает возможность перенести все сделанные нами ранее предложения (Лапин, 1939, Умрихин и Лапин, 1938) по контролю за выплавкой стали методом петрографического анализа шлаков также и на рудный (и скрап-рудный) процесс. который является преобладающим процессом выплавки стали в мартеновских печах и имеет значительно более широкое распространение, чем скрап-процесс.

ЛИТЕРАТУРА

Карнаухов М. М. Металлургия стали, ч. 3, 1934, 40.

Лапин В. В. О роли магнезии и взаимоотношении ее с закисью железа в основном мартеновском шлаке. Металлург, 1938, № 11, 68-71.

Лапин В. В. Петрографическое исследование основных мартеновских шлаков по ходу плавки металла. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, сер. петр., 1939, вып. 20. № 6, 1-34.

Умрихин П. В. и Лапин В. В. Контроль основного мартеновского процесса методом петрографического анализа шлаков. Металлург, 1938, № 11, 72-79.

V. LAPIN

"CONTRIBUTION TO THE MINERALOGY OF THE BASIC OPEN-HEARTH FURNACE SLAGS OF THE ORE PROCESS"

Summary

Using the data obtained from a number of smeltings at several metallurgical works, the author carried out a study of the basic open-hearth furnace slags of the ore process and ascertained the changes occuring in the mineralogy of slag in the course of the process of smelting.

The suggestions previously advanced by the author for the slags of the scrap-process (Lapin, 1939) as to the possibility of a control over the smelting by the method of a petrographical analysis of slags, are applicable also to the ore process.

СОДЕРЖАНИЕ

•И.	А. Островский и В. П. Петров. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд	1
в.	П. Еремеев и Р. П. Петров. Петрографическая характеристика нео- интрузии горы Квиран	33
В.	П. Е р е м е е в. Петрографическое исследование цеолитового габбро из рай- она с. Гвердзинети в Грузии	51
в.	В. Лапин. К минералогии основных мартеновских шлаков рудного про- цесса	57

Стр.

Цена 6 руб.