

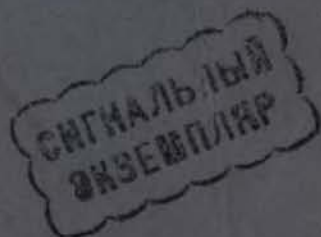
1942

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 44. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 14)

Н. Ф. Шонин. САКАУРСКАЯ НЕОИНТРУЗИЯ В ВЕРХНЕЙ РАЧЕ. — Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе. ЭЦЕРСКАЯ НЕОИНТРУЗИЯ НА КАВКАЗЕ. — И. В. Борисевич. К МИНЕРАЛОГИИ КАРБОНАТНЫХ МАРГАНЦОВЫХ РУД МАЗУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. — М. К. Бельштерли и А. А. Турцев. ТЕРМОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БИОТИТА

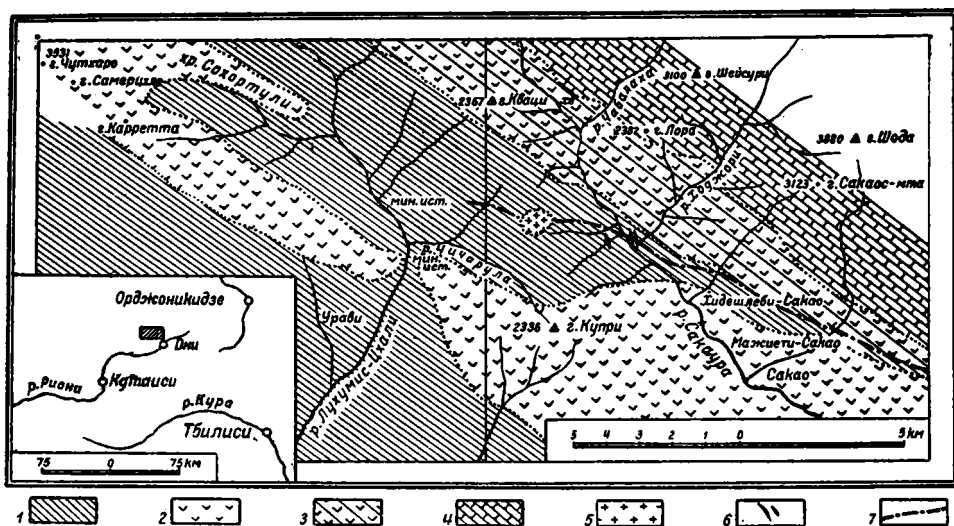


ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Н. Ф. ШОНИЯ

САКАУРСКАЯ НЕОИНТРУЗИЯ В ВЕРХНЕЙ РАЧЕ

В результате геологической съемки в районе Уравского и Хидешлебского реальгаро-аурипигментового месторождений в 1938 г. впервые были найдены выходы молодых изверженных пород, прорывающих толщу мезозойских осадков и представляющих тип неинтрузий Главного Кавказского хребта.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта долины рр. Лухумис-Цхали и Сакаура

1 — песчано-сланцевая свита лейаса, 2 — порфировая серия байоса, 3 — диабазовый горизонт средней юры, 4 — карбонатная свита верхней юры, 5 — неинтрузия, 6 — дайки дацита, 7 — надвиг

Место выхода этих пород находится между ущельями правых притоков р. Рион: Сакаура и Лухумис-Цхали, в 20 км к северо-западу от районного центра В. Рачи г. Они и в 127 км к северу от ближайшей ж.-д. станции — Кутаиси, по Военно-Осетинской дороге.

Район выхода неинтрузий сложен песчано-сланцевой и вулканогенной толщами юры.

Песчано-сланцевая свита составляет полосу, вытянутую с северо-запада на юго-восток от 1 до 4 км шириной.

Литологически она представлена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, чередующимися с пачками и прослоями песчаников, в основном кварцевых и местами аркозовых.

В верхних горизонтах свита содержит также и прослой туфогенных песчаников и сланцев.

И. Г. Кузнецов на основании найденной им фауны свиту относит к верхнему лейасу (1937).

В южной части района песчано-сланцевая свита кверху постепенно сменяется мощной толщей вулканогенных пород, известных под названием порфиритовой серии, относящейся к байосу (Дзоценидзе, 1938; Кахадзе, 1938).

В северной же части района на песчано-сланцевую свиту, с постепенными переходами, налагает своеобразная фация вулканогенных пород, представленных тонкополосчатыми туфопесчаниками и туфосланцами с подчиненным количеством в них прослоев диабазовых туфов (хорошо вскипающих в HCl) и отдельных даек и пластовых покровов диабазов.

По своему стратиграфическому положению эта фация эквивалентна порфиритовой серии байоса.

На основании резкого литологического отличия от последней (развитие в ней исключительно диабазовых покровов и их туфов) она выделена мною в самостоятельную литологическую единицу под названием диабазового горизонта.

Диабазовый горизонт выше постепенно и без перерыва сменяется мощными карбонатными отложениями флишевой зоны южного склона, относимыми И. Г. Кузнецовым к верхней юре и нижнему мелу (1937).

Весь этот комплекс осадочных толщ собран в ряд крупных изоклинальных и опрокинутых на юг складок, хорошо фиксирующихся по выходам порфиритовой серии, обычно слагающих ядра синклиналей.

В ядрах же антиклиналей развита песчано-сланцевая свита, для которой характерна интенсивная мелкая складчатость.

По южному контакту диабазового горизонта проходит крупный разрыв, прослеживающийся к востоку за пределами нашего района.

В западной же части линия разрыва от южного контакта диабазового горизонта переходит в песчано-сланцевую свиту, благодаря однообразию которой дальше ее не удастся проследить.

В описываемом районе нами обнаружены четыре выхода неинтрузивных пород, из коих один в виде небольшой интрузивной залежи, а остальные три в виде маломощных секущих даек.

Первый сравнительно крупный выход расположен у перевальной части водораздельного гребня, между р. Лухумис-Цхали и Сакаура, в 2.5 км к северу от горы Купри.

Выход находится в местности, сплошь покрытой лесом и мощным слоем растительного покрова, поэтому его элементы залегания, форма, размер и характер контактов с вмещающими породами остались недоступными для наблюдения.

Судя по имеющимся валунам, достигающим местами 2 м в диаметре, выход слагает здесь юго-восточную часть гребня и занимает до 1 га площади. На самом же гребне порода имеет лишь один небольшой выступ среди наносного слоя, а далее к западу, по другую сторону гребня, обнажения отсутствуют.

В свежем виде порода светлая (серовато-белого цвета) мелкозернистая, с большим количеством листочков биотита. При выветривании порода окрашивается в серовато-бурый цвет от окислов железа.

Под микроскопом структура породы порфировая (шлиф 42 и 47). Состоит из полнокристаллической основной массы с порфировыми вкраплениями плагиоклаза, биотита и единичных зерен бесцветного граната.

Основная масса состоит из мелкозернистой смеси калиевого полевого шпата, в подчиненном ей количестве кварца и листочков биотита.

Плагиоклаз встречается в виде крупных таблитчатых и призматических зерен, а также в виде рассеянных в основной массе микролитов.

Определение крупных вкрапленников плагиоклаза на универсальном столике установило их принадлежность к ряду олигоклаза от № 30 по № 35.

№ шлифа	B ₁₋₂					№ Pl
	Ng	Nm	Np	2V	закон	
42	81	89	10	-76	[100]	32
	89	88.5	0	-77	[100]	31
47	76	17	85	+82	⊥ [100] [010]	35
	40	47	53	+87	[010]	30

Микролиты же плагиоклаза по максимальному углу погасания в зоне ⊥ (010) (от 0 до 5°) варьируют от № 20 до № 25.

Плагиоклазы часто обнаруживают зональное строение как в микролитах, так и в крупных выделениях, при этом ядра их по максимальному углу погасания ⊥ (010) (5—10°) относятся к № 25—30, а краевые зоны представлены часто альбитом.

Из других полевых шпатов в микролитах попадают и калиевые полевые шпаты (Ng и Np < n канадского бальзама).

Бiotит идиоморфный представлен в виде свежих вытянутых и таблитчатых зерен, плеохроирующих от соломенно-желтого до густокоричневого цвета; местами изогнут.

Кварц в небольшом количестве встречается в основной массе.

Из аксессуарных попадают в единичных случаях апатит и циркон.

Вторичные процессы в породе очень слабо развиты. Наблюдаются редкие случаи разложения биотита и образование за его счет магнетита и бурых окислов железа.

Химический анализ породы, произведенный в лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР (аналитик В. М. Некрасова), дает следующий состав:

SiO ₂ . . . 67.6	MnO . . . 0.04	K ₂ O 3.17	RO 0.89
TiO ₂ . . . 0.38	MgO 0.46	P ₂ O ₅ 0.26	SiO ₂ 6.26
Al ₂ O ₃ . . . 17.40	CaO 2.30	H ₂ O-110° . . 0.18	α 3.22
Fe ₂ O ₃ . . . 1.89	BaO 0.06	Потери при прок. 1.03	R ₂ O:RO: 1.66:1
FeO 0.92	Na ₂ O . . . 4.60		
		Сумма . . . 100.29	

По составу и структуре породу можно назвать интродациитом, аналогичным дацитами района Каробского месторождения. Вмещающими его породами являются здесь песчано-глинистые сланцы верхнего лейаса, обнажения которых имеются в 0.5 км ниже выходов интрузии по восточному склону хребта.

Интрузив приурочен к тектонической линии разлома, проходящей в этом месте в песчано-сланцевой свите и далее на восток по южному контакту диабазового горизонта.

Остальные три выхода являются жильными отщеплениями неинтрузии, представленными также дацитами. Залегают они в виде маломощных даек в песчано-сланцевой свите. Две из этих даек нами встречены по левую сторону реки Сакаура в 100—150 м к северу от устья р. Ходжори. Они имеют выход у самой дороги и залегают параллельно в 20—30 м друг от друга.

Обнажение здесь плохое, поэтому дайки далеко не прослеживаются. Не видно также и их контакта с вмещающими породами.

Судя по имеющемуся обнажению, ширина одной из этих даек достигает 2 м и прослеживается лишь на 50 м.

Другая дайка, менее мощная, имеет обнажение лишь в одном месте. Общее простирание даек на СЗ 350°, падение не ясное.

Третий выход расположен по правую сторону р. Сакаура, напротив вышеуказанных выходов и в боковом ущелье, в 100 м выше его устья. Залегает дайка среди плохо обнаженных песчаников и сланцев с таким же простиранием, как и остальные.

Все эти три выхода расположены вдоль указанной линии разлома и связаны, повидимому, с той же интрузией, что и интродациты.

Макроскопически жильные дациты отличаются от интродацитов совершенным отсутствием биотита и более мелкой зернистостью.

Под микроскопом структура их порфировая. Основная масса мелкозернистая. Состоит из калишпата, кварца и редких чешуек серицита, местами попадаются неправильные скопления бурого кальцита.

В основной массе рассеяны микролиты и вкрапления плагиоклазов и кварца. Редко попадаются изометрические зерна граната.

Вкрапленники плагиоклаза встречаются в виде таблитчатых и призматических зерен, часто с зональным строением.

По максимальному углу погасания в зоне $\perp$ (010) (0—10°) относится к ряду олигоклаза (от № 20 до № 30).

Краевые части некоторых зональных плагиоклазов по показателю преломления представлены альбитом. Из аксессуарных присутствуют апатит и циркон. Из рудных встречается пирит в виде неправильных рассеянных зерен.

От интродацитов жильные дациты отличаются отсутствием темноцветного силиката (биотита), наличием кальцита, довольно интенсивной каолинизацией и более мелкозернистостью основной массы.

Из описанного видно, что дациты представляют совершенно свежую породу и никаких признаков катаклаза не обнаруживают. Это, повидимому, указывает на то, что внедрение интрузии и их дериватов происходило после завершения дислокационных процессов и формирования складчатых структур Большого Кавказа.

В пользу этого говорит так же приуроченность их именно к тектоническим линиям разрыва, происшедшим одновременно с надвигом гранитов главного хребта на мезозойские осадки.

Исходя из этих данных, третичный их возраст я считаю вполне вероятным.

По всем признакам описанные дациты вполне аналогичны с дацитами района Каробского молибденового месторождения, которые находятся к северу от нашего района.

Вокруг выходов дацитов концентрируется целый ряд реальгаро-аурипигментовых месторождений: Урави, Лухуми, Сакаура, Хидишлеби, Уцера и др., подчиненных песчано-сланцевой свите, порфиритовой серии и карбонатной толще и генетически связанных с вышеуказанными молодыми проявлениями глубинного вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Дзоценидзе Г. С. Материалы к петрографии порфиритовой серии (Верхняя Рача и Юго-Осетия). Бюлл. Геол. ин-та Грузии, 1938, 3, в. 3.
Кахадзе И. Р. Байосские аммониты Западной Грузии. Бюлл. Геол. ин-та Грузии, 1933, 2, в. 2.
Кузнецов И. Г. Геологическое строение части Западной Грузии в пределах Рачи, Лечкума и Имеретии. Экск. по Кавк. Груз. ССР, ч. 3, XVII Международный геол. конгр., 1937.
Шония Н. Ф. Геологическое строение среднего течения рр. Лухумис-Цхали и Сакаура в Верхней Раче. Фонды тр. Союзмышьяк, 1939, рукопись.

THE SAKAUR NEOINTRUSION IN THE UPPER RACHA

S u m m a r y

The igneous rocks of the type of the neointrusion of the Main Caucasus Range are developed in the Sakauri Range in the Upper Racha, the Georgian SSR.

In chemical composition and structure the intrusive should be referred to introdacites.

The rock-forming minerals: plagioclase (from № 30 to № 35), potash, feldspar and biotite; among them isolated grains of a colourless garnet (grossularite?) are encountered. Quartz in a subordinate amount occurs in a fine-grained groundmass.

Of the accessory minerals apatite and zircon are present; of the ore minerals, a secondary magnetite.

The intrusion is accompanied by dykes of dacites, differing from introdacites by the presence of biotite and a finer-grained nature of the groundmass.

The intrusion with its vein splittings break through the arenoschale series of the Liassic, being confined to the zone of fracture of Tertiary age.

Genetically associated with the intrusion is a realgar-orpiment mineralization of the Upper Racha.

Г. М. ЗАРИДЗЕ и К. И. ЧИЧИНАДЗЕ**ЭЦЕРСКАЯ НЕОИНТРУЗИЯ НА КАВКАЗЕ**

Летом 1937 г. по поручению Закавказского отделения треста «Союзредметразведка», в связи с поисками руд редких металлов, авторами настоящей статьи совместно с П. Д. Гамкрелидзе производилось геолого-петрографическое изучение Нижней и Верхней Сванетии. Детальная камеральная обработка собранного материала еще полностью не закончена, хотя и написан обстоятельный отчет, который хранится в фондах вышеупомянутого учреждения.

Предлагаемая статья является предварительным сообщением о вновь открытой неинтрузии, до сих пор считавшейся древним образованием.

Изучение неинтрузии производилось отдельно, причем один из авторов (Чичинадзе) в процессе работы пользовался консультациями и указаниями проф. Д. С. Белянкина и В. П. Петрова.

1. Геология района

Район неинтрузии расположен на южном склоне Главного Кавказского хребта в области верховьев р. Ингур. Он охватывает северные части обществ Чубихеви, Пари, Эцери и Бечо.

Исследованный район представляет высокогорную ледниковую область, приуроченную к осевому хребту. Главный хребет здесь представлен вершинами Ушба и Цалгмыл, господствующими над этой местностью. С главного хребта спускаются висячие ледники Ушба, Гули и др., которые, судя по старым топографическим картам и по распространению моренных валов, к настоящему времени сильно сократились.

Северная часть района сложена кристаллическим массивом докембрийского или эопалеозойского возраста, в состав которого входят наиболее древние слюдястые (биотитовые и серицитовые) сланцы и гнейсы и секущие их серые гранитоиды (Белянкин, 1914; Герасимов, 1928; Кузнецов, 1932).

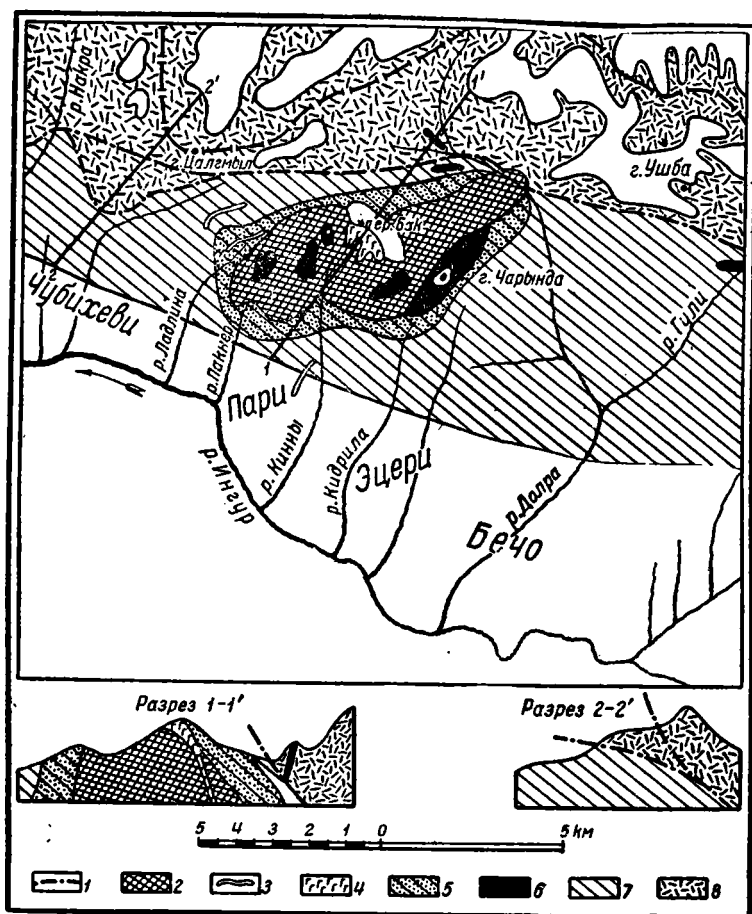
Южная же часть района складывается литологически однообразной толщей глинистых сланцев лейаса, известных под названием «основных сланцев Кавказа», которые в нормальном залегании трансгрессивно перекрывают древний кристаллический комплекс (Кузнецов, 1932; Чхотуа, 1938).

И древний кристаллический комплекс, и глинистые сланцы лейаса секутся многочисленными дайками диабазов, имеющих большей частью зеленокаменный габитус.

Следующим по возрасту образованием является описываемая нами неинтрузия.

Самыми молодыми образованиями являются моренные и флювиогляциальные отложения, вытягивающиеся вдоль долин и нередко выступающие и на высоких водоразделах.

Основным тектоническим элементом данного района является грандиозный надвиг древнего кристаллического комплекса на лейасовые глинистые сланцы, который выдерживается на колоссальные расстояния (прослежен от верховьев Ардона до западной Абхазии) (Варданянц, 1935). Надвиг этот имеет чешуйчатое строение, что проявляется и в нашем районе (фиг. 1,



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района эцерской неинтрузии
1 — надвиги, 2 — неинтрузия, 3 — кварц-порфировые дайки, 4 — альбитовый кератофир, 5 — эвазонтактовый ореол неинтрузии, 6 — диабазовые дайки и ксенолиты, 7 — глинистые сланцы (лейас), 8 — граниты, гнейсы и кристаллические сланцы (донембрий — палеозой)

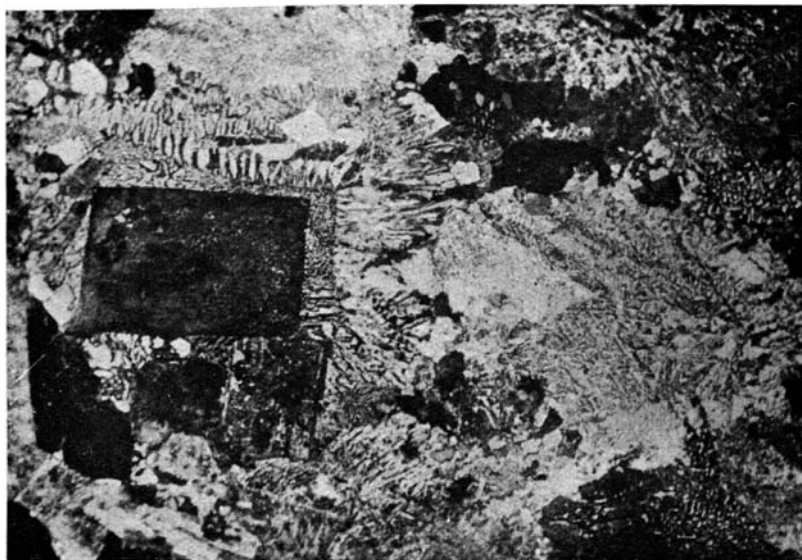
разрез 2—2'). Его крупное тектоническое значение подчеркивается также локализацией молодых рудоносных интрузий в полосе надвига (Цена, Кароби).

Толща лейасовых сланцев принимает участие в интенсивной складчатости флишевых толщ южного склона, самыми характерными чертами которой являются изоклинальность и опрокинутость на юг.

II. Геология неинтрузии

Интересующая нас неинтрузия выступает в верховьях рр. Долра-Кидрыла, Кинны, Сюп и Ладлина, где она образует Бакскую возвышенность со средней абсолютной высотой в 3500 м, отделенную от главного хребта ущельем р. Долра.

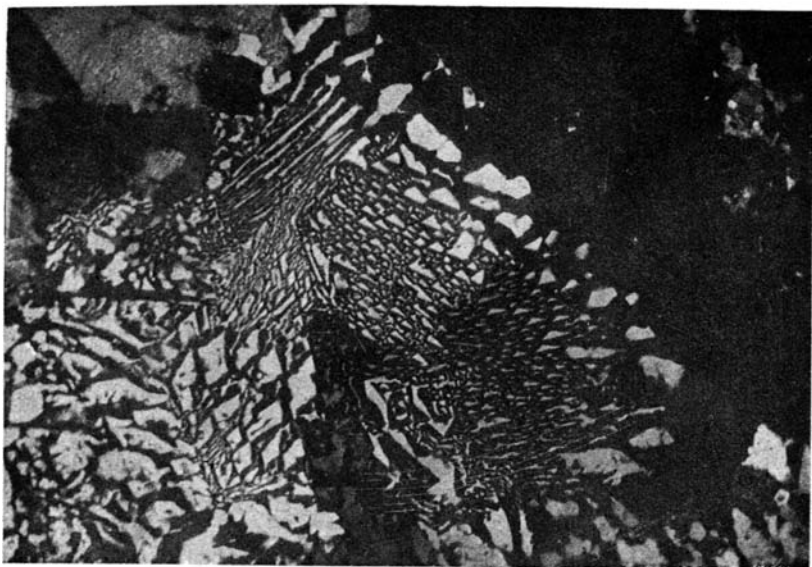
На востоке интрузия тянется до подножия г. Ушба, а на западе до верховьев р. Ладлина, слагая на этом пространстве площадь около 20 км².



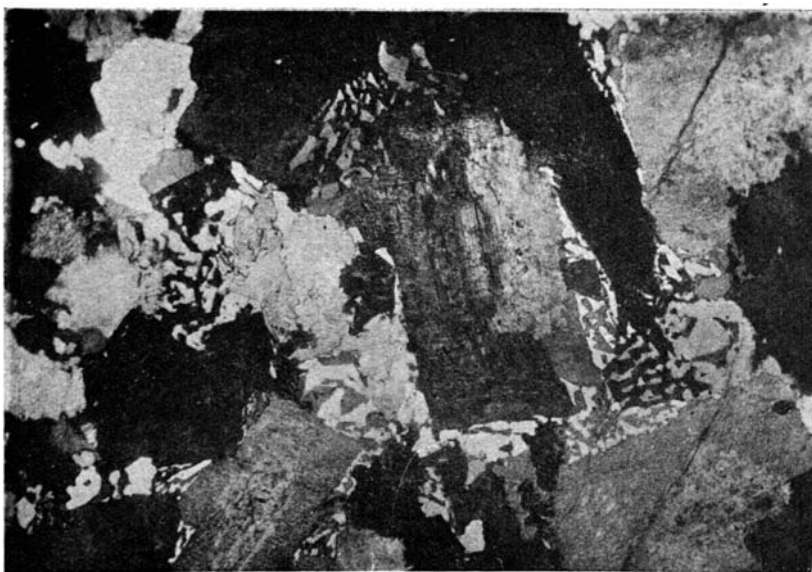
Фиг. 2. Шлиф № 6. Пертит, альбит, калишпат и микропегматит. Псевдопор-
фировая структура. Ник. +



Фиг. 3а. Шлиф № 11. Микропегматит. Ник. ||



Фиг. 36. Шлиф № 11. Микропегматит. Ник. +



Фиг. 4. Шлиф № 14. Плагиоклазовые ядра в пертитах

Северо-восточный конец интрузии врезывается в комплекс древних кристаллических сланцев и гранитов, слагающих массив г. Ушба, а вся остальная часть выступает среди глинистых сланцев лейаса. Интрузия также сечет линию надвига древнего кристаллического массива на сланцы (Ж). Сама интрузия в надвиге явно не участвует, так как она совершенно не обнаруживает признаков катаклаза и милонитизации, так характерных для древних кристаллических пород и диабазов в полосе упомянутого надвига.

Первоначально интрузия была изучена геологом С. А. Кузьминым, который установил, что лейкократовые граниты, слагающие ее, производят на боковые юрские сланцы «контактное воздействие, выражающееся в ороговикании и окварцевании сланцев, среди гранитов встречаются ксенолиты сланцев; кроме того, граниты посылают в кварцито-сланцевую толщу аплитовые и кварцевые жилы... Таким образом, нижняя граница возраста лейкократовых гранитов устанавливается как послелейасовая. Если принять во внимание, что лейкократовые граниты обнажаются в зоне надвига древних кристаллических пород на юрские сланцы, который связывают с альпийским орогенезом, то можно предположить, что внедрение интрузии гранитов происходило в момент или после надвига» (Кузьмин, 1940).

Контактные явления в сланцах, согласно указаниям С. А. Кузьмина, очень хорошо выражены, и даже становится возможным выделить на карте контактовый ореол, сложенный роговиками, пятнистыми сланцами и выраженный всеобщим окварцеванием.

С юго-востока с интрузией контактирует мощное диабазовое тело, которое также испытывает контактное воздействие. Вдоль их контакта нередко можно встретить рассеченные лейкократовыми жилами аплитового гранита ксенолиты диабазов с резорбционной каймой. Такие же ксенолиты, обогащающие интрузию роговой обманкой, можно встретить и в других частях массива (фиг. 1).

К югу и к западу от интрузии нами были отмечены пропилитизированные жильные фации ее. В северной же части массива, у перевала Бак выступают плотные роговиковоподобные эффузивные образования, оказавшиеся кератофирами.

III. Петрографическое описание неинтрузии

1. По всей площади интрузии самым распространенным типом является лейкократовая, богатая кварцем порода, со структурой, имеющей склонность к порфирированной. Из темных минералов присутствует роговая обманка и довольно крупные (до 1 см в поперечнике) скопления чешуек хлорита. Все наблюдаемые вариации пород интрузии сводятся к незначительным различиям в крупности зерна и в содержании роговой обманки, которое возрастает вокруг диабазовых ксенолитов.

Структура породы гипидиоморфнозернистая; наличие в микропегматитовой массе выделений альбита, калиевого полевого шпата и роговой обманки создает ложное впечатление порфирированной структуры (фиг. 2). На самом же деле микропегматитовая масса состоит из крупных гомоосевых индивидов, хорошо наблюдаемых при скрепленных николях.

Количественно-минералогический состав (в %) пород интрузии приведен в табл. 1.

Для характеристики минералогического состава интрузии можно привести следующие данные.

а) Микропегматитовая масса. Своеобразие описываемой неинтрузии заключается в сильном развитии микропегматитовой кварцево-полевошпатовой массы, образованной прорастанием калиевого полевого шпата ($Ng_1=1.525$, $Np_1=1.518$) кварцем (фиг. 3а и 3б). Крупность прорастания варьирует от 0.01 до 0.5 мм. В крупных выделениях кварца иногда заметно легкое волнистое угасание.

Таблица 1

Минералы	Наиболее распространенный тип	Образец вблизи диабазового ксенолита (№ 14)
Микропегматит	53	34
Полевые шпаты	42	40
Роговая обманка с подчиненным количеством биотита	4.2	18
Ильменит и сфен	0.8	8

б) Существенно калневые полевые шпаты. В основном представлены пертитом в форме таблитчатых и призматических кристаллов. Крупность пертитового прорастания колеблется от 0.02 до 0.1 мм, причем обычно пертит распределяется по всему кристаллу равномерно.

Измерения на универсальном столике дали следующие результаты (табл. 2).

Средняя величина $2V$ по многочисленным замерам равна 78° . Колеблется же она в пределах от 67° (шлиф № Е) до 86° (шлиф № 8).

Таблица 2

№ шлифов	B ₁₋₂				P ₁₋₂				2V	Примечание
	Ng	Nm	Np	закон	Ng	Nm	Np	закон		
Д	—	—	—	—	85	8	88	[001]	—80	Анортоклаз
6	—	—	—	—	88	24	62	[001]	—68	
12	—	—	—	—	75	15	86	[001]	—84	
12	—	—	—	—	86	8	83	[001]	—80	
12	—	—	—	—	88	81	9	[1502]	—80	Мурчиноватая спайность
12	—	—	—	—	87	8	83	[001]	—78	
Д	83	11	84	[001]	—	—	—	—	—80	
6	86	75.5	16	[100]	—	—	—	—	—78	
8	85.5	17	73	[001]	—	—	—	—	—82	
11	39	50.5	81.5	[021]	—	—	—	—	—84	
12	87	18.5	72	[001]	—	—	—	—	—78	

в) Плагноклазы. Характерной особенностью данного интрузива является также преимущественное развитие в ней из плагноклазов альбита. Он встречается или в виде самостоятельных призматических кристаллов (Ng_1 —от 1.540 до 1.543 и Np_1 от 1.535 до 1.538), или в виде антипертита, или же, наконец, в виде пертитовых вростков в ортоклазе.

Совершенно особняком от альбитов стоят плагноклазы олигоклаз-андезинового ряда (№ 6, 7, 8, табл. 3), которые всегда выступают или в виде ядер в пертитах (фиг. 4), или же в виде неправильной формы включений в альбитах.

Результаты измерений плагноклазов на универсальном столике приводятся в табл. 3.

г) Роговая обманка в породах интрузии содержится в переменном количестве. В нормальных разностях ее очень мало (шлиф № А), зато вблизи ксенолитов диабаза содержание ее резко возрастает (шлиф № 14). В выделениях ее совершенно отсутствует идиоморфизм. Встречается она в виде аг-

Таблица 3

№ шли- фов	B ₁₋₂				P ₁₋₂				2V	№ пла- гиокла- зов
	Ng	Nm	Np	закон	Ng	Nm	Np	закон		
Д	86	13	77.5	[001]	—	—	—	—	+80	12
Г	—	—	—	—	88	74	16	(100)	+80	12
8	—	—	—	—	88	82	9	(100)	+80	9
11	83	11	84	[001]	—	—	—	—	+80	12
6	77	14	88	[100]	—	—	—	—	+87	12
				[010]						
12	25	68	80	[010]	—	—	—	—	+76	42
14	75	35	58.5	[001]	—	—	—	—	—86	35
15	89	70	21	[001]	—	—	—	—	—82	22
				[010]						

грегатов неправильных зерен; обладает нормальным плеохроизмом. С Ng варьирует от 12 до 17°. Средняя величина 2V = —75°. Содержит включения ильменита, циркона и апатита, в единичных случаях плагиоклаза. Испытывает довольно интенсивную хлоритизацию. Всегда сопровождается мелкими чешуйками вторичного биотита.

Из аксессуарных минералов встречаются ильменит, сфен (лейкоксен), циркон и апатит.

Порядок выделения минералов в неointрузии нормальный — гранитный. За аксессуарными минералами (ильменит, циркон, апатит) следует выделение роговой обманки, которое к концу перекрывается выделением плагиоклазов олигоклаз-андезинового ряда (включения их в роговых обманках). Затем следует кристаллизация альбита совместно с калиевым полевым шпатом. На одновременность их кристаллизации указывают, во-первых, одинаковая степень идиоморфизма у них и, во-вторых, широкое развитие пертитового срастания. Последним кристаллизовался микропегматит кварца и ортоклаза.

Вопрос о происхождении альбита в интрузии, по нашему мнению, требует специального изучения с учетом всех геологических и минералогических особенностей ее. Пока что с достоверностью можно говорить о первичном характере альбита.

Химический состав интрузии, по единственному анализу, приведенному С. А. Кузьминым, следующий:

SiO ₂	74.84	MnO	0.01	K ₂ O	4.58
TiO ₂	0.14	CaO	0.76	H ₂ O-по . . .	0.30
Al ₂ O ₃	13.34	MgO	0.79	Потери при прок.	0.47
Fe ₂ O ₃	0.36	BaO	0.07		
FeO	1.12	Na ₂ O	3.83	Сумма . . .	100.07

(Анализ обр. № 2570 наиболее распространенного типа неointрузии).

В этом анализе подчеркнем высокое содержание щелочей, что вполне согласуется с микроскопическим изучением породы.

IV. Жильные и эффузивные фации неointрузии !

Как уже было упомянуто, нами среди вмещающих интрузию глинистых сланцев были обнаружены ее жильные проявления. Мощность их в среднем до 1 мм. Макроскопически они светлые, имеют плотную текстуру и порфировую структуру. Все они обнаруживают интенсивную пропильтизацию.

Под микроскопом (обр. № 484) структура порфировая. Основная масса состоит из агрегата мелких зерен кварца, ортоклаза, пирита и серпичита.

Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, хлоритом по роговой обманке и пиритом.

Измерения вкрапленников плагиоклаза на универсальном столике дали следующие результаты:

$$\begin{array}{lcl}
 1) \quad B_{1-2} \begin{cases} Ng = 75 \\ Nm = 16 \\ Np = 85 \end{cases} & 2V = +78^\circ \text{ зак. } \perp \frac{[100]}{(010)} & \text{андезин } \text{№ 35} \\
 2) \quad B_{1-2} \begin{cases} Ng = 75 \\ Nm = 16 \\ Np = 86.5 \end{cases} & 2V = +80^\circ \text{ зак. } \perp \frac{[100]}{(010)} & \text{андезин } \text{№ 34}
 \end{array}$$

Плагиоклазы сильно серицитизированы. Присутствуют акцессорные циркон и апатит. Породу можно назвать пропилитизированным кварц-порфиром.

В апикальной части интрузии к востоку от перевала Бак выступает плотная стекловатая порода, которая под микроскопом (шлиф № 464) имеет порфировую структуру с мелкозернистой и отчасти стекловатой основной массой. В основную массу вкраплены длинные кристаллы альбита, радиально расположенные чешуйки биотита и кварца с мозаичной структурой. Основная масса сложена из калиевого полевого шпата и кварца. Калиевый полевой шпат образует совершенно прозрачные сферолиты и микролиты. Минерал, повидимому, относится к санидину.

Судя по структурным особенностям, порода претерпела раскристаллизацию и вероятно представляет эффузивное образование.

По совокупности признаков породу можно назвать альбитовым кератофиром, считая ее комагматом неинтрузии.

V. Вмещающие породы и контактовые явления

1. Д и а б а з ы. О распространении диабазов нами уже сказано выше; перейдем сейчас к их описанию.

Макроскопически они темные, мелкозернистые и состоят из темного силиката и мелких призматических кристалликов плагиоклаза.

Под микроскопом (обр. № 13) структура офитовая, состоит из авгита, уралита, плагиоклазов и ильменита. Призматические кристаллы плагиоклаза нацело сосюритизированы и серицитизированы; лишь по краям некоторых из них имеются более свежие каемки, которые по максимальному углу погасания оказались андезинами (№ 35—40). Из вторичных минералов помимо сосюрита и серицита присутствуют сфен (лейкоксен) и хлорит по амфиболу.

Образец № 429, взятый из диабазового ксенолита в неинтрузии, дает следующую картину. Структура и составные части остаются те же, что и в материнской породе (диабазе), только здесь уралитизация сильнее, так что сплошные поля пироксена отсутствуют. Плагиоклаз главным образом серицитизирован (а не сосюритизирован) и в нем имеются сплошные мусковитовые поля. Ильменит целиком замещен сфеном.

В образце № 13, взятом из края ксенолита, пироксены полностью отсутствуют, плагиоклазы сильно серицитизированы (до мусковитов), появляется кварцево-полевошпатовая основная масса.

Удалось произвести одно измерение плагиоклазового двойника, что дало следующие результаты:

$$B_{1-2} \begin{cases} Ng = 57.5 \\ Nm = 78 \\ Np = 35.5 \end{cases} \quad \text{№ 73 [001]}$$

В единственном случае сильно выветрелого зонального плагиоклаза получили следующие данные по углу максимального погасания: ядро — угол погасания 32° (№ 55), край — угол погасания 10° (№ 29).

Следует отметить, что наблюдается перекристаллизация роговой обманки в мелкочешуйчатый агрегат. Здесь же упомянем об образовании светлокорицевого, слабо плеохроического хлорита (?), обладающего высоким двупреломлением, замещающего иногда зерна роговой обманки.

2. Роговики и пятнистые сланцы. В контактовом ореоле неинтрузии, в сланцах, нами были обнаружены роговики и пятнистые сланцы, причем первые непосредственно окаймляют интрузию.

Роговики (шлифы № 341, 424а, 424с) под микроскопом состоят из мелкозернистой кварцево-серицитовой массы, пронизанной прожилками кварца. В кварцево-серицитовой массе рассеяны рудный минерал и мелкие зерна и коленчатые двойники рутила.

Кварц прожилков имеет мостовидную структуру, сопровождается крупночешуйчатым серицитом (мусковитом), коричневым хлоритом, обладающим высоким двупреломлением, большим количеством мелких кристалликов и коленчатых двойников рутила и в одном случае чешуйками калиевого полевого шпата (обр. № 341).

Исходя из наличия кварцевых прожилков с калиевым полевым шпатом и рутилом, следует заключить, что в описываемых роговиках одновременно с перекристаллизацией происходил и привнос вещества из интрузии.

В пятнистых сланцах (обр. № 3) наблюдаем обособленные эллиптические кварцево-серицито-хлоритовые участки, обогащенные рудным минералом. Эти участки окаймляются светлой, более крупнозернистой массой кварца и серицита, содержащей рутил в виде зерен и иголок. Скопления рудного минерала обуславливают пятнистость сланца. Глинистое вещество, столь характерное для неизмененных сланцев, ни в роговиках, ни в пятнистых сланцах совершенно не обнаруживается.

VI. Рудоносность интрузии

Описанная нами интрузия рудоносна. К югу от перевала Бак, вблизи ее южного контакта, имеются довольно значительные проявления сурьмы в виде кварцево-антимонитовых жил и линз, залегающих в самой неинтрузии.

Вдоль оруденелой полосы в результате гидротермального воздействия интрузия сильно изменена, что выражается в ее каолинизации и пиритизации (Гоцеридзе, рукопись).

Кроме этого месторождения, имеется еще много других, гораздо менее значительных, залегающих в контактовом ореоле неинтрузии — в сланцах. Из них можем назвать Кинское сурьмяное месторождение, Сюпское медное месторождение, Пакнерское проявление шеелита (устанавливается по шпихам) и Цирнярскую пиритизированную зону. Кроме этих рудных минералов, шпиховой анализ обнаружил киноварь, арсенопирит, касситерит и вольфрамит (в малом количестве).

Интересно отметить, что из всех молодых рудоносных интрузий южного склона Кавказа данная более всех богата шеелитом (в шпихах), в то время как в районе других интрузий (Цена, Кароби, Ноцара) шеелит попадает редко и вольфрам присутствует главным образом в виде ферберита. На основании данной рудной ассоциации Эцерская неинтрузия нами параллелизуется с Каробской и Ценской.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. О Дарьяльском граните. Сб. Геол. исслед. в области Перевальной ж. д. через Главн. Кавказский хребт. СПб. 1914.
Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, 1935, в. 25.

- Герасимов А. П. Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., 1928, 47, № 4.
- Кузнецов И. Г. Геологическое строение района курорта Шови (бассейн Чанчахи) в Центральном Кавказе. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, в. 151.
- Кузьмин С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. Материалы по геологии и петрографии Грузии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Изд. СОПС Акад. Наук. 1940. 100—120.
- Чхотуа Г. Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р. Кодора в Абхазии. Бюлл. Геол. ин-та Грузии, 1938, 3, в. 1.

G. M. ZARIDZE and K. J. CHICHINADZE

HE ETZERI NEOINTRUSION IN THE CAUCASUS

S u m m a r y

The paper presents a description of a peculiar intrusion exposed at the villages of Etzeri in Svanetia (Georgian SSR). The peculiarity of the intrusion consists in a wide development of micropegmatite (orthoclase+quartz). The rock-forming minerals are represented by albite, hornblende and micropegmatite. In perthites and albites there are not unfrequently included irregularly-shaped inclusions of oligoclase-andesine. The intrusion contains a large quantity of xenoliths of diabase, which enrich it in the dark component (hornblende).

The intrusion is accompanied by dykes of propylitized quartz-porphyrines and an effusion of albitic keratophyre.

From chemical composition and structural peculiarities, the rocks of the intrusion may be referred to hornblendic granites.

The intrusion produces exocontact phenomena in the enclosing Liassic shales with a formation of hornstones (quartz-sericite) and spotted shales. The north-eastern end of the intrusion cuts the plane of thrust of old crystalline rocks over Liassic shales.

Associated with the intrusion is an antimony and tungsten (scheelite) mineralization. In age the intrusion may be correlated to the ore-bearing neointrusions of Tzena and Karoby.

И. В. БОРИСЕВИЧ**К МИНЕРАЛОГИИ КАРБОНАТНЫХ МАРГАНЦОВЫХ РУД
МАЗУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ****ВВЕДЕНИЕ**

Изучение минералогии Мазульского железо-марганцевого месторождения было начато сотрудниками Петрографического института Академии Наук: Г. Д. Афанасьевым, Н. Х. Айдиньян и И. В. Борисевич в 1937 г. и продолжалось с перерывами до 1939 г.

Результатом изучения явилась статья, содержащая детальное петрографо-минералогическое описание пород и руд Мазульского месторождения и намечающая ряд основных положений по минералогическому комплексу, последовательности минералообразования и пространственному распределению руд и пород.

Настоящая работа имеет целью дополнить это описание некоторыми данными по минералогии карбонатных руд, полученными в результате изучения нового каменного материала рудника, который был собран мной при посещении рудника в 1937 г., в частности керн скважины № 20.

Мазульское железо-марганцевое месторождение находится в Западной Сибири в 12 км на юго-запад от г. Ачинска, располагаясь в северо-восточной части хребта Арга, на водоразделе рек Чулыма и его притока Мазульки.

Оно было известно еще в дореволюционное время и частично разведывалось частными предпринимателями с попутной добычей марганцевой руды.

Систематическая разведка месторождения была поставлена в 1928 г. Сибирским отделением Геологического комитета. В результате двухлетних работ были выявлены 9 рудных гнезд с суммарными запасами руды около одного миллиона тонн.

В 1933 г. повторные поисково-разведочные работы, поставленные Западно-Сибирским геологоразведочным трестом по заданию геологоразведочного отдела Кузнецкого металлургического комбината, выявили еще два рудных гнезда. В 1933 г. месторождение начало эксплуатироваться.

Марганцевые руды Мазульского месторождения используются Кузнецким металлургическим комбинатом, причем вследствие своей низкопробности и ограниченным запасам не могут покрыть всей потребности в марганце комбината; значительную долю марганцевых руд комбинат принужден завозить из Чиатур.

Геология района месторождения была подробно изучена работами Западно-Сибирского геологического треста. Согласно этим исследованиям, древнейшими породами района является известняково-кварцитовая формация, слагающая в главной своей массе западную половину хребта. Кварциты этой формации не являются первичными силикатами, но представляют собой продукт окремнения известняков под влиянием гранитной интрузии. Возраст свиты определяется по аналогии с древними породами Кузнецкого Ала-тау как докембрийский.

Следующим по возрасту образованием является эффузивно-туфогеновая толща, представленная древними эффузивами, туфами и туфобрекчиями.

Эффузивная толща развита в виде клиньев, полос или чечевниц, затертых в эозойскую формацию.

Высказывается предположение, что эффузивно-туфогеновая толща в исходном своем состоянии залегала выше известняково-кварцитовая формации и несогласно с ней. После своего отложения эта толща была собрана в складки СВ простирания; позже дизъюнктивными нарушениями сильно перебита и своими низами вдвинута в известняково-кварцитовую формацию.

В значительной части толща снесена, и мы наблюдаем сейчас лишь затертые участки.

Известняково-кварцитовая формация прорывается крупной краснореченской интрузией гранитов. Внедрение интрузии характеризуется сильным контактовым метаморфизмом, приводящим к перекристаллизации и силификации известняков. Краснореченская интрузия определяется указанными исследованиями как гипабиссальное образование кембро-силурийского возраста.

Следующим по возрасту образованием является Ачминдорская свита, представленная главным образом различными покровными порфиритами, палеобазальтами, туфами, туфобрекчиями и конгломератами с галькой вышеуказанных эффузивных пород.

Описание разреза заканчивается указанием на отдельные находки бурогольных постплиоценовых отложений, являющихся древними отложениями р. Чулыма.

В отношении генезиса Мазульское месторождение первоначально определялось как месторождение выветривания, возникшее в результате перерождения эффузивно-туфогеновой толщи в условиях жаркого и влажного климата, предположительно в третичное время. Источником марганца послужили эффузивные породы.

В 1935 г. при углублении карьера VI гнезда был обнаружен выход карбонатных руд марганца. В связи с этим был изменен коренным образом взгляд на генезис этого месторождения, причем была отмечена крупная роль метасоматических и, вероятно, гидротермальных процессов в его формировании.

В 1935 г. старший геолог рудника Я. П. Тунин в своем отчете определенно становится на точку зрения гидротермально-метасоматического характера генезиса месторождения. Подтверждение этого взгляда автор находит в присутствии целого ряда новообразований: слюдистых минералов, карбонатов, родонита и сульфидов, а главным образом в значительном и повсеместном гидротермальном окремнении вмещающих пород. Пути проникновения рудных терм связываются им с тектонической зоной, идущей вдоль контакта известняков с эффузивно-туфогеновой свитой.

При химическом изучении материалов месторождения автор отмечает ряд элементов (Co, Ni, Au, As, Ag), характерных для низкотемпературных эманаций. Кроме того, им приводятся примеры проявления поствулканической деятельности в районе месторождения в виде кварцево-свинцовых жил, служивших некогда объектом разведочных работ частных предпринимателей, и отдельных находок флюорита.

Следующая работа выпущена в том же году сотрудниками Отдела геологоразведочных работ Кузнецкого металлургического комбината (Кузьмин, Свиридов, Тунин, 1935). Авторы также стоят на точке зрения гидротермального происхождения месторождения, базируясь на морфологии рудных тел и парагенетическом комплексе минералов. Каолинизация вмещающих пород относится ими частично за счет поверхностного выветривания, а частично за счет воздействия углекислоты, выделяющейся при окислении карбонатных руд.

На присутствие кобальта в мазульских рудах было обращено внимание в 1935 г. Редметразведкой в лице А. Я. Булыньникова (Булыньников, 1937). Автор отмечает, что марганец, железо и кобальт распределены в рудах неравномерно как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Повышение в рудах марганца влечет за собой повышение содержания и кобальта. Пробы с наиболее высоким содержанием кобальта падают на карбонатные руды. Из самостоятельных кобальтовых минералов автором отмечен асболап. По вопросу об источнике кобальта автором высказываются два предположения: 1) первичные карбонатно-сульфидные руды месторождения содержали арсениды кобальта и 2) кобальт в виде силикатов и сульфидов содержался в дайках палеобазальтов, откуда переходил в раствор и адсорбировался марганцем.

Работа Е. П. Молдаванцева (1938), написанная им в результате посещения летом 1937 г. рудника, содержит совершенно новую концепцию. Факты присутствия карбонатных руд, а также сопровождение омарганцевания явлениями окремнения позволяют автору провести параллель с Южно-Уральскими месторождениями марганца, относительно образования которых была высказана гипотеза осадочного происхождения. По мнению автора, осаждение марганца, химическое или биогенное, происходило в водном бассейне совместно с формированием вулканогенно-осадочной толщи. Последующая концентрация марганца связана с процессами регионального метаморфизма, среди которого гидротермальные растворы играли существенную роль. Отсюда, по предположению автора, рудные тела должны иметь форму плоских линз, согласно залегающих в вулканогенно-осадочной свите.

Последняя работа Афанасьева, Айдиньян и Борисевич (рукопись) содержит петрографо-минералогическое описание руд и пород Мазульского месторождения. На основе проведенного изучения авторы делают вывод о гидротермально-метасоматическом происхождении месторождения.

ДАННЫЕ О МЕСТОРОЖДЕНИИ

Месторождение разрабатывается открытыми работами на двух рудных участках, называемых «гнездами». Разрабатываются первое гнездо, которое располагается на водораздельном хребте между долиной реки Чулыма и речкой Мазулькой, и шестое гнездо, которое лежит в нескольких десятках метров от первого гнезда, ниже по склону левого берега р. Мазульки. Остальные пункты оруденения (II, III, IV и т. д. гнезда), зафиксированные при первоначальной разведке месторождения, промышленного оруденения не показали и не эксплуатируются.

Выработки располагаются в пределах железо-марганцевой шляпы.

Вмещающими породами являются первичные глины, представляющие собой продукт изменения эффузивно-туфогеновой свиты, различной окраски (белые, серые, зеленоватые, красноватые и т. д.). Участки чистых глин наблюдаются редко, обычно глины пересекаются сетью рудных жилочек различной мощности, начиная от волосовидных.

Первое рудное гнездо отличается значительной ожелезненностью вмещающих глин.

Объектом эксплуатации являются окисленные марганцевые руды железо-марганцевой шляпы. Минералогический состав окисленных руд по исследованиям Н. А. Батова, Ф. Н. Шахова (1930) и частью по данным нашего изучения представлен следующими минеральными видами: лимонит, пиролюзит-манганит, псиломелан, пиролюзит, манганит.

Последовательность образования минералов намечается следующая. Лимонит является одним из более ранних минералов; частично одновременно с ним пиролюзит-манганит, представляющий собой переходную стадию между манганитом и пиролюзитом. Лимонит цементируется псиломеланом и пиролюзитом.

В количественном отношении наиболее распространен пиролюзит, происшедший за счет всех ранее образовавшихся руд.

Новыми исследованиями Афанасьева (Афанасьев, Айдиньян и Борисевич, рукопись) был установлен первичный окисный марганцовый минерал. Точнее определить его не представилось возможным.

Поскольку объектом настоящей работы является минералогия карбонатных руд, описание пород зоны марганцовой шляпы можно будет этим ограничить.

Открытыми работами первичные карбонатные руды вскрыты в VI гнезде на горизонте 257 м. Здесь они представляют собой куполообразный выход, объемом нескольких десятков куб. метров, лежащий во вмещающих глинах. Выше по стенке выработки карбонатные руды переходят в окисленные. Оруденение представляет собой замещение марганцовым карбонатом измененной эффузивной толщи. Микроскопические наблюдения показывают в некоторых случаях реликтовую порфировую структуру изверженной породы, а также остаточные кристаллы апатита, пирита и реже — кварца.

По внешним признакам карбонатные руды распадаются на два типа: плотные мелкозернистые красновато-коричневые и рыхлые светлые руды.

Минералогический состав их в примерной последовательности образования минералов следующий: родохрозит первой генерации, с ним ассоциируется ближе не определенный окисный минерал и возможно браунит; последние два минерала обнаруживаются очень редко и представляют собой только минералогический интерес. Затем следует родохрозит второй генерации и связанная с ним, и частично более поздняя, серия минералов: барита, апатита, пирита, цеолитов, хлорита, самородной меди и аморфных минералов коллоидных растворов. Повидимому, наиболее поздним образованием является незначительное по количеству проявление родохрита третьей генерации.

ОПИСАНИЕ КАРБОНАТНЫХ РУД ПО СКВ. № 20

Карбонатные руды месторождения в моей коллекции представлены, во-первых, образцами из поверхностной выработки VI рудного гнезда и, во-вторых, керном скважины № 20, расположенной на левом склоне долины реки Мазульки, между I и VI рудным гнездом, в нескольких десятках метров от края выработки VI гнезда.

В наиболее интересных ассоциациях карбонатные руды находятся в керне 20-й скважины, поэтому описание карбонатных руд по разрезу скважины будет дано как основное и по мере необходимости, в смысле аналогий или противопоставлений; описанием будет захвачен также материал из работы Г. Д. Афанасьева, Н. Х. Айдиньян и И. В. Борисевич.

Обработка описываемого материала представляла собой значительные трудности, так как обычно я имела в своем распоряжении кусочки керна объемом 10—20 см³, в лучшем случае немного больше, и это иногда ставило предел для возможности различного рода испытаний (химический или термический анализ). Тяжелым обстоятельством являлась также чрезвычайная мелкозернистость подавляющего большинства минеральных образований и капризное их распределение.

Большое внимание было уделено изучению штуфов под бинокулярной лупой и исследованию отдельных минеральных видов в иммерзионной среде.

Разрез скважины представляется в следующем виде.

Сверху идут кварциты и кварцитовые брекчии, сцементированные железистым родохрозитом.

Ниже получает широкое развитие зона замещения и пропитывания родохрита коллоидными растворами состава алюмосиликата марганца, дающими среди других разновидностей коллоидный минерал типа неотокита. Здесь же наблюдаются новообразования апатита, барита и цеоли-

тов. Далее следует небольшой участок, сложенный окисленными рудами марганца с монтмориллонитом. Заканчивается скважина в родохрозитовых породах с хлоритом, самородной медью и цеолитами.

Кварциты и кварцитовые брекчии

Выход керна коренных пород начинается с 52-го метра скважины. До 63-го метра керна скважины представляет собой кварцит и кварцитовую брекчию.

Кварцит черного и серого цвета, плотный, очень мелкозернистый, прорезывается жилками вторичного кварца. Из включений наблюдаются редкие и мелкие кубики пирита, с поверхности лимонитизированные. В одном случае была обнаружена тонкая секущая жилка, сложенная апатитом (бесцветный, высокорельефный минерал, оптически одноосный, отрицательный).

Цемент микрокварцитовых обломков представляет собой темнобурую рыхлую массу, проникнутую окислами железа и марганца.

Ниже расположена зона, где цемент микрокварцитовых и кварцевых обломков представлен родохрозитом.

По внешнему виду керна представляет собой породу брекчиевидного сложения. Обломки микрокварцита имеют остроугольные очертания. Размер их доходит до 2—3 см в поперечнике. Обломки цементируются довольно рыхлой бурой массой марганцово-железистого карбоната. В некоторых образцах цемент значительно более плотный, благодаря окремнению. Участки вторичного кварца местами различимы простым глазом. Они представляют собой удлиненные линзовидные образования до 3—4 мм в длину. Некоторые образцы носят зеленоватый оттенок, благодаря присутствию хлорита.

Под микроскопом обломки являются типичным кварцитом, иногда в качестве обломочного материала присутствует кварц. Обломки погружены в цемент, представляющий собой массу мелкозернистого, буроватого железистого родохрозита. На основании изучения всего материала было установлено, что подобный сложного состава родохрозит с грязно-бурой окраской мелко- и неравномернозернистого сложения является первой стадией карбонатного оруденения. Светопреломление его по оси N_p , равное 1.601 и выше, позволяет предположить, согласно диаграмме Винчеля, что содержание чистой молекулы $MnCO_3$ равняется примерно 90—93%; остальная примесь составлена карбонатами железа, магния и кальция. Этот родохрозит является более ранним по отношению к другим проявлениям карбонатизации, поэтому он будет в дальнейшем материале описываться как родохрозит первой генерации.

Очевидно за счет окисления карбоната порода обогащается аморфными водными окислами железа (и марганца) в виде заполнения пустоток.

Процесс окремнения выражен довольно значительно, в некоторых местах окремнение достигает примерно 30% от всей породы. Оно выражается в образовании в рыхлой карбонатной массе разрозненных зернышек или скоплений мелких прозрачных зернышек кварца и халцедона.

Как обломочный материал, так и цемент прорезаются жилками светлого родохрозита. Макроскопически этот родохрозит обычно окрашен в чистые розовые тона. Местами наблюдается ритмическое отложение карбонатных растворов в несколько порций, отделяемых друг от друга частичным окислением в виде бурой каемки. Этим разновидностям карбоната часто присуще сферолитовое сложение.

Явно более поздняя фаза его образования и отличный от родохрозита первой генерации чисто родохрозитовый состав ($N_p = 1.598$) дают основания определить его как родохрозит II генерации.

С родохрозитом II генерации тесно связано образование апатита. Он располагается в теле родохрозитовых жилок или в виде отдельных кристалликов с хорошо выраженным идиоморфизмом (фиг. 1) в виде мелких шести-

гранных призмочек бледножелтоватого цвета, или образует обособленные участки, чередуясь с родохрозитовым материалом. Исследование под микроскопом показало, что минерал имеет следующие оптические константы: $N_m=1.646$; $N_p=1.638$; $N_m-N_p=0.008$; минерал одноосный, отрицательный.

К числу последних минеральных образований относится также цеолит. Он представляет собой бесцветный минерал в форме мелких 0.3—0.5 мм таблитчатых кристалликов. Минерал имеет характерные крестообразные двойники. Оптически двуосен, положительн, $N_g=1.508$, $N_p=1.505$. Определяется как гармотом (фиг. 2). Затем нужно отметить вкрапленные в породу медно-красные в отраженном свете дендриты самородной меди.

Таким образом, верхние горизонты изучаемого керна содержат сверху зону чистого неизмененного кварцита, ниже эта зона сменяется зоной кварцитовых брекчий. Цемент этих брекчий родохрозитовый с апатитом и цеолитами.

Горизонт развития коллоидных алюмосиликатов марганца

Ниже, начиная от 68-го метра, характер пород существенно меняется. Исчезает брекчиевидная текстура, господствующая в верхних горизонтах скважины. Порода состоит в основном из родохрозита и водных окислов марганца и железа. Доминирующую роль играют минеральные образования из коллоидных растворов. Коллоидные образования по физическим свойствам распадаются на две разновидности — землистую и прозрачную. Первая разновидность представляет собой аморфное образование, мягкое, так как легко разрушается иглой, но плотное и компактное. Окраска различна: серовато-желтая, коричневатая, сероватая, иногда опаловидная. К сожалению, определить физические свойства минерала (удельный вес, твердость) нельзя, так как нет возможности выделить безусловно чистый материал, вследствие (как это будет видно из микроскопического описания) тесной ассоциации его с родохрозитом и другими минералами. Минерал можно наблюдать невооруженным глазом в штучах в виде узких жилок и сплошных участков в карбонатной руде. Более ясно это видно при исследовании штучков под бинокулярной лупой при увеличении в 25 раз.

Под микроскопом минерал представляет собой однородное вещество. Окраска его желтоватая, иногда более светлая или темная, причем оттенки переходят постепенно от одного к другому в пределах одного участка. Минерал изотропен, показатели преломления его были определены для различных разновидностей и результаты измерений обнаруживают значительный диапазон; так, крайними цифрами измерения являются $n=1.601$ — 1.636 . Как будто бы можно наметить прямую зависимость между интенсивностью окраски и светопреломлением минерала: серовато-белая разность $n=1.601$ — 1.604 ; золотисто-желтоватая $n=1.624$; коричневатая $n=1.636$.

Резкие отклонения, повидимому, обусловлены различным содержанием воды. Значительно более низким светопреломлением обладает белая опаловидная разность ($n=1.580$).

Под микроскопом отчетливо видно замещение аморфным минералом родохрозита первой и, повидимому, второй генерации.

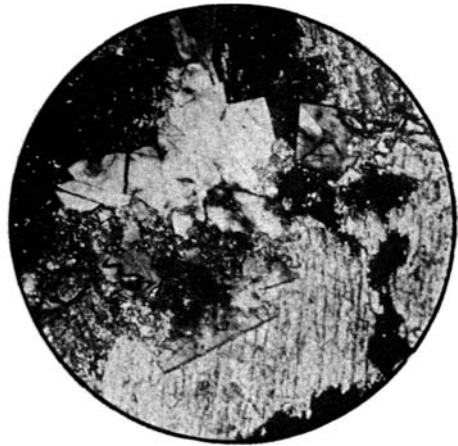
Некоторые участки породы обнаруживают замещение аморфным минералом процентов на 70—80. Картина представляет собой сплошное поле, занятое изотропным минералом, в которое включены мелкие обрывки родохрозита с извилистыми очертаниями. По одновременному угасанию и следам спайности можно заключить, что это остатки одного кристалла родохрозита (фиг. 3).

Нередко наблюдаются прекрасно выраженные колломорфные структуры (фиг. 4, фиг. 4а, фиг. 4б). Здесь, очевидно, мы имеем типичный процесс гелевого замещения, описанный Линдгреном (Lindgren, 1925).

Химическая характеристика аморфного минерала будет дана несколько ниже.



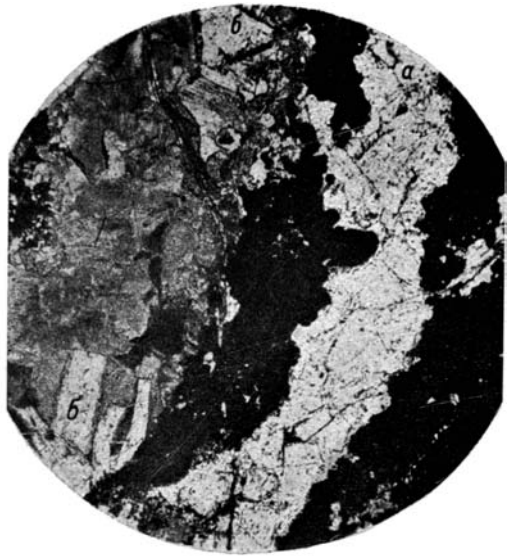
Фиг. 1. Кристалл апатита в коллоидном минерале, замещающем родохрозит. $\times 90$, ник. ||



Фиг. 2. Кристаллы гармотома по трещинкам среди родохрозита. $\times 90$, ник. +



Фиг. 3. Замещение родохрозита коллоидным минералом. $\times 90$, ник. ||



Фиг. 5. *a* — жилка апатита, *b* — кристаллы барита в сферолитах родохрозита. $\times 25$, ник. ||



Фиг. 4, 4а, 4б. Колломорфные структуры замещения родохрозита коллоидными минералами. $\times 25$, ник. ||

Порода обычно прорезается жилками окисленных минералов марганца и железа. Место их в общей схеме последовательности выделения минералов определить трудно, повидимому, образования эти происходили неоднократно. Можно отметить наличие фазы окисных соединений Mn и Fe, следующих всегда за образованием аморфного минерала по тем же путям. Кроме того, некоторую долю окислов Mn и Fe, присутствующих в породе, нужно отнести за счет окисления карбонатов на месте. Тесно связаны с родохрозитом второй генерации барит и апатит. Барит образует секущие жилки и чаще друзы кристаллов, размер их не превосходит 0.2—0.3 мм. Часто эти друзы заключены в сферолитовые образования родохрозита II (фиг. 5). Трудно сказать, чем обусловлен ясный идиоморфизм барита по отношению к родохрозиту, более ли ранним выделением или большей кристаллизационной способностью. Так же, в виде заполнения трещинок и очевидно приуроченный к той же фазе выделения, в нескольких случаях был встречен апатит (фиг. 5).

Довольно отчетливо можно отделить от апатита этой фазы апатит реликтовый. Здесь кристаллы его разбросаны одиночно в породе. Величина их в пределах 0.4—0.5 мм. Зерна часто бывают частично разъедены вмещающей массой. О реликтовом характере его можно заключить, кроме того по следующим наблюдениям: апатит идиоморфен по отношению к псевдоморфозам родохрозита по какому-то первичному минералу, возможно, пириту.

Химическая характеристика коллоидных образований

Землистый коллоидный минерал—мазулит. При выяснении химического характера земистой разности я столкнулась с невозможностью выделить для анализа абсолютно чистый материал вследствие его тесной ассоциации с родохрозитом, баритом и апатитом. Поэтому химическому анализу были подвергнуты породы в целом, и анализы по мере возможности были рассчитаны на минералогический состав. Ниже помещено несколько анализов, из которых определяется состав коллоидных образований. Анализируемая порода № 100 (71 м), как показало микроскопическое исследование, состоит из родохрозита, свободных окислов железа

Химический анализ породы № 100 (аналитик В. М. Некрасова)

Окислы	Вес. %	Эквивал. колич.	Родохрозит	Свободн. окислы	Коллоидн. минерал
SiO ₂	29.07	0.484	—	—	0.484
Al ₂ O ₃	8.28	0.081	—	—	0.081
Fe ₂ O ₃	7.89	0.049	—	0.049	—
FeO	0.58	0.008	0.008	—	—
TiO ₂	Нет	—	—	—	0.090
MgO	2.42	0.060	—	—	—
CaO	1.68	0.030	—	—	0.407
MnO	31.52	0.444	0.037	—	—
MnO ₂	Нет	—	—	—	—
BaO	»	—	—	—	—
K ₂ O+Na ₂ O	Следы	—	—	—	—
P ₂ O ₅	Нет	—	—	—	—
H ₂ O ^{+110°}	12.45	—	—	—	—
H ₂ O ^{-110°}	4.08	0.913	—	0.074	0.839
CoO	0.19	0.002	—	—	0.002
NiO	0.20	0.002	—	—	0.002
CO ₂	2.00	0.045	0.045	—	—
	100.35	—	—	—	—

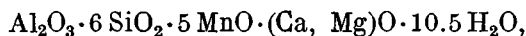
и аморфного минерала. Макроскопически легкая рыхлая порода серовато-белой окраски, участками неравномерно окрашена краснобурыми окислами железа и марганца. Под лупой наблюдаются сферолитовые натеки розового родохрозита II.

Как видно из приведенных цифр, порода содержит значительные количества кремневой кислоты, закиси марганца, глинозема, окиси железа и воды, перекись марганца отсутствует. Fe_2O_3 , согласно микроскопическим наблюдениям, предполагается в несвязанном состоянии, но возможно, что частично она входит в состав коллоидного минерала. Углекислота присутствует в небольшом количестве; это согласуется с микроскопическим изучением, которое показало, что карбонат в значительной мере замещен аморфными алюмосиликатами.

Анализ пересчитывается на три компонента в соответствии с данными микроскопического изучения: родохрозит, свободная окись железа и аморфный минерал. Родохрозит рассчитывается по углекислоте в предположении, что вся закись железа входит в состав родохрозита, а окись кальция и окись магния также возможно входят, но вследствие значительного их содержания в породе эта доля не отразится на расчете состава интересующего нас минерала.

Свободная окись железа связывается с водой в предположении наибольшего ее содержания, которое имеет аморфный водный гетит: $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Весь остаток относится на долю аморфного минерала, формула которого будет иметь следующий вид:



т. е. коллоидный минерал является водным алюмосиликатом марганца. Со и Ni нужно считать адсорбированными.

Порода № 99 (70 м), также содержащая аморфный минерал, представляет собой для пересчета значительно более сложный объект.



Фиг. 6. Кристалл барита сечется жилкой родохрозита III генерации.
× 140, ник. ||

Под микроскопом эта карбонатная порода обильно проникнута изотропным бледножелтым минералом, замещающим карбонат.

Многочисленные поры и пустоты заполняются железистыми образованиями, которые осаждаются на стенках ритмически и от густобурой ок-

Порода № 107 (78 м) довольно плотная, серовато-желтой окраски с более темными участками и прожилками.

Под микроскопом шлиф этой породы обнаруживает сходство с породой № 100. Здесь также наблюдается замещение родохрозита коллоидными образованиями. Пустотки выполнены бесцветным томсонитом, собранным в мелкие розеткообразные агрегаты. Под лупой минерал был выделен для иммерзионных исследований в виде снежно-белой мягкой массы. Минерал при нагревании выделяет воду. Оптические свойства его следующие: прямое угасание, положительный знак главной зоны; коноскопическую фигуру получить не удалось вследствие предельно малых размеров объекта:

$$Ng = 1.531 \pm 0.002; Np = 1.522 \pm 0.002; Ng - Np = 0.009.$$

Как показывает анализ, порода имеет также силикатный характер. Свободные окислы железа отсутствуют, здесь имеются окисные соединения марганца, по всей вероятности водного состава, поэтому при дальнейшем расчете воду придется опустить. Анализ рассчитывается на 4 минерала: родохрозит, томсонит, свободные окислы и коллоидный минерал. Для томсонита с вышеописанной оптикой берется состав (Ларсен) $Na_2O \cdot 4CaO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 10SiO_2 \cdot 12H_2O$. Томсонит рассчитывается по Na_2O . В отношении молекулы родохрозита также приходится условно считать ее без щелочных земель. Остаток, перечисленный на формулу для коллоидного минерала, имеет сходный состав с № 100:



т. е. также характеризует аморфный минерал как водный алюмосиликат марганца.

Ниже по скважине наблюдается частично окристаллизованная разновидность аморфных образований. Физические свойства этой разновидности несколько меняются в сторону большей уплотненности землистой массы.

Под микроскопом можно наблюдать агрегатно-волокнистое сложение. Минерал имеет двупреломление порядка 0.010—0.012. По всей вероятности, кристаллическое состояние вызвано внутренними натяжениями при высыхании геля.

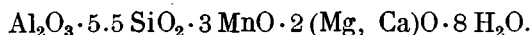
Следующая порода (79—81 м), № 109, состоит в главной массе коллоидным минералом, который замещает родохрозит II генерации.

Химический анализ породы № 106 (анализ В. Н. Малышева)

Окислы	Вес. %	Эквив. колич.	Сульфид	Родохрозит	Коллоидн. минералы
SiO ₂	23.02	0.384	—	—	0.384
TiO ₂	0.14	0.002	—	—	—
Al ₂ O ₃	7.63	0.075	—	—	0.075
Fe ₂ O ₃	13.37	0.084	—	—	—
FeO	Не опред.	—	—	—	—
MnO	31.25	0.441	0.028	0.182	0.231
CaO	1.62	0.029	—	—	0.109
MgO	3.19	0.080	—	—	—
BaO	Нет	—	—	—	—
K ₂ O + Na ₂ O	»	—	—	—	—
S	1.90	0.028	0.028	—	—
CoO	0.04	—	—	—	—
NiO	0.04	—	—	—	—
CO ₂	8.01	0.182	—	0.182	—
H ₂ O — 110°	3.34	0.185	—	—	} 0.568
H ₂ O + 110°	6.91	0.383	—	—	
	100.46	—	—	—	—

Это наблюдение подтверждается ниже приводимым химическим анализом: небольшая доля определенного здесь MnO связывается с углекислотой, остальная часть образует с кремнекислотой и глиноземом коллоидный минерал. Обращает на себя внимание значительное содержание Fe_2O_3 . Характер связи этого окисла установить трудно, повидимому, часть находится в несвязанном состоянии (это бурые охристые участки в породе), а часть, возможно, входит в коллоидный минерал.

Остаток можно представить в виде следующей формулы:

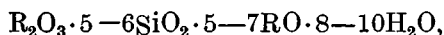


Образец керна, анализ которого приведен здесь, обратил на себя внимание тем, что при действии соляной кислотой происходило выделение сероводорода. Под лупой были выделены мелкие черные блестящие кристаллики, которые растворялись в соляной кислоте с выделением сероводорода и образованием белого осадка. Повидимому, это сульфид марганца.

Находка этого минерала ограничивается одним штуфом, ни ниже, ни выше по скважине он не был встречен.

Таким образом, можно суммировать полученные данные относительно описываемого минерала: рыхлое землистое сложение, окраска сероватая, желтоватая, коричневая, зеленоватая. Кислоты обесцвечивают минерал, обнажая кремневый скелет. Оптические свойства следующие: в главной массе минерал изотропен, частично обнаруживает двупреломление, вызванное силами натяжения при высыхании геля. Светопреломление около 1.6 со значительными отклонениями в ту и другую сторону.

Состав, выведенный на основании трех анализов, выразится следующей общей формулой:



где под R_2O_3 подразумевается Al_2O_3 и под RO — CaO и MgO .

Можно предполагать присутствие щелочей и железа как в закисной, так и окисной форме.

Аморфность минерала и характерные колломорфные текстуры замещения, даваемые им, позволяют предположить его коллоидную природу.

Поскольку в литературе мной не было найдено аналога вышеописанному минералу, возможно, в порядке рабочей гипотезы, считать его самостоятельным минералом и назвать по имени месторождения — «мазулитом».

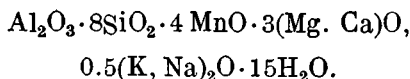
К о л л о и д н ы й м и н е р а л т и п а н е о т о к и т а. Начиная от 82-го метра, преобладает прозрачная разность коллоидных образований.

По внешнему виду минерал окрашен от красновато-коричневого цвета до светложелтого, прозрачен, имеет раковистый излом, стеклянный блеск, обладает большой хрупкостью, удельный вес очень мал (2.1—2.3), черта коричневая. В разбавленных кислотах не растворяется, но полностью обесцвечивается. Дебаеграмма, снятая с порошка исследуемого минерала, не обнаружила никаких линий, следовательно, минерал аморфен. В породе минерал или лежит обособленными гнездами, размерами до 1 мм, или пропитывает целые участки породы. Под микроскопом минерал светложелтый или буро-красноватый, изотропен, определение его светопреломления представляло собой некоторую трудность, так как, повидимому, значительное колебание в содержании воды сильно отражалось на оптических свойствах. Грубо можно наметить крайние границы светопреломления 1.48—1.58. Малые количества этого минерала в керне затрудняли его отбор для химического анализа, поэтому анализу был подвергнут этот же минерал, обнаруженный в поверхностной выработке на 272 горизонте VI гнезда. Здесь этот минерал залегает в виде мелких жилков и гнезд, размером 0.5—0.8 мм в бурой глинистой массе. Для химического анализа минерал был тщательно отобран под лупой.

**Химический анализ коллоидного минерала типа неотокита
(анализ Н. Х. Айдинья)**

Окислы	Вес. %	Эквив. колич.	Окислы	Вес. %	Эквив. колич.
SiO ₂	37.12	0.618	K ₂ O	2.25	0.024
TiO ₂	Нет	—	Na ₂ O	0.44	0.007
Al ₂ O ₃	7.28	0.072	P ₂ O ₅	Нет	—
Fe ₂ O ₃	0.96	0.006	H ₂ O	20.78	1.154
MnO	21.66	0.305			
CaO	4.04	0.071			
MgO	5.60	0.140		100.13	—

Анализ укладывается в следующую формулу:



Минерал содержит значительное количество воды. Для уяснения ее состояния была проделана кривая обезвоживания (фиг. 7), которая показывает, что вода в минерале присутствует в слабо связанном состоянии. При нагревании до 600° идет непрерывная отдача воды, причем главная масса ее выделяется при низкой температуре.

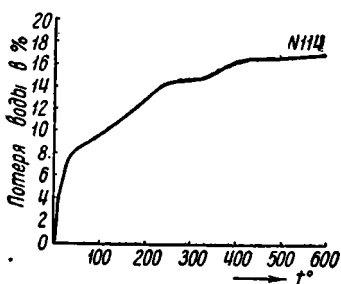
Все эти данные характеризуют минерал, опять-таки как коллоидное образование состава гидроалюмосиликата марганца. Для этой прозрачной разности можно найти в литературе аналогов. Так, например, в работе Парди, Ларсена и Штейгера (Pardee, Larsen, Steiger, 1921) описан неогокит с подобными же свойствами. Приведенные авторами анализы для некоторых неотоцитов позволяют отметить весьма переменный состав их, например, в отношении R₂O₃; здесь крайними цифрами для различных образцов являются 1.36 и 20.15%, то же колебание можно отметить, но в меньшей степени, для других окислов. Очевидно, вследствие этого авторы ограничиваются формулой MnO.SiO₂.nH₂O, не вводя в нее полумольные окислы и щелочные земли.

О подобной же группе минералов (пенвитит, неотоцит, виттингит, стратоцит) упоминает Грот (Groth, 1898); Фосаг (Foshag, 1936) описывает ганофиллит из Нью-Джерсей, который имеет следующий состав: 5MnO · Al₂O₃ · 7SiO₂ · 5H₂O. Здесь же автором приводится состав ганофиллита из Швеции (7MnO · Al₂O₃ · 8SiO₂ · 6H₂O), отличный от описываемой им разновидности, что дает основание автору отметить непостоянство состава этого минерала. По внешним свойствам ганофиллит представляет собой коричневатые до бесцветного кристаллы, блеск на поверхностях спайности стеклянный, слоистый, соляной кислотой разлагается с выделением скелета кремнекислоты.

Оптические свойства: двуосен, отрицателен, Ng=1.589, Nm=1.586, Nr=1.545. Плоскость оптических осей и острая биссектриса нормальны к плоскости спайности. Встречается в ассоциации с родонитом, баритом, кальцитом, гранатом, повидимому, контактового характера.

Химическое тождество с мазульским неотоцитом позволяет думать, что последний можно рассматривать как коллоидный аналог ганофиллита.

Сравнение с составом мазулита позволяет наметить их близкое химическое родство.



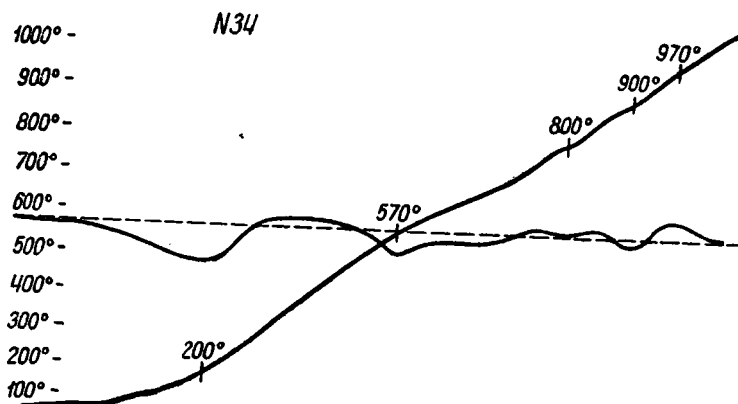
Фиг. 7. Кривая обезвоживания неотокита

Монтмориллонит. На 76-м метре, ниже, среди рудных образований характера пиролюзита, наблюдаются тонкие жилки, натечные формы и заполнения пустот, размерами порядка нескольких миллиметров, грязновато-розового очень мягкого пластичного воскоподобного минерала с жирным блеском.

Под микроскопом минерал представляет собой очень тонкочешуйчатый агрегат, на некоторых участках чешуйки имеют параллельное расположение, благодаря чему получается волнистое угасание отдельных участков. Некоторые сравнительно крупные листочки располагаются в иммерзионной жидкости по базису и дают хорошую коноскопическую фигуру в виде двух ветвей гипербол, не уходящих из поля зрения. Минерал оптически отрицателен, $N_g = 1.537 \pm 0.001$. При продолжительном стоянии иммерзионного препарата минерал значительно повышает показатель преломления. По физическим свойствам минерал соответствует минералу глин. Вследствие малого количества его в образце химический анализ был сделан из аналогичного же образования, обнаруженного в поверхностной выработке VI рудного гнезда, в северной стенке 257-го горизонта. Здесь этот минерал залегает в виде прожилка с раздувом порядка $\frac{1}{2} - \frac{3}{4}$ метра в диаметре, но не сплошной массой, а в виде чешуек, гнезд и жилок, пронизывающих окисленную марганцовую руду. Здесь минерал также окрашен в розовые тона, мягкий, пластичный, с жирным блеском.

Химический анализ глинистого минерала № 34 (аналитик В. Н. Малышева)

Окислы	Вес. %	Эквив. колич.	Окислы	Вес. %	Эквив. колич.
SiO ₂	47.77	0.769	S	0.03	—
TiO ₂	0.08	0.001	BaO	Нет	—
Al ₂ O ₃	22.35	0.220	NiO	0.37	—
Fe ₂ O ₃	1.98	0.013	Co	0.25	—
FeO	Не опред.	—	H ₂ O + 110°	7.99	0.438 } 1.198
MnO	1.11	0.015	H ₂ O - 110°	13.74	
CaO	2.22	0.039			
MgO	2.69	0.068			
K ₂ O + Na ₂ O	Нет	—		100.58	—

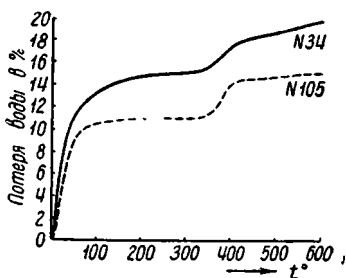


Фиг. 8. Кривая нагревания смеси монтмориллонита и каолина

Отношения $Al_2O_3 : SiO_2 : H_2O$ выразятся следующими цифрами: 1 : 3.5 : 5.

Кривая нагревания (фиг. 8) обнаруживает большое содержание механически связанной воды, выделяющейся до 200°. Затем следуют эндо- и экзореакции при 570 и 970°, свойственные каолиниту; между ними наме-

чаются еще две эндотермические остановки при 800 и 900°. Согласно исследованиям целого ряда ученых эти две реакции присущи монтмориллониту. Температуры, приводимые здесь для этих реакций, несколько выше температур, приводимых различными авторами (обычно 720—820°), и ближе всего стоят к данным А. Ле-Шателье (770 и 950°). Однако можно предполагать, что природа этих реакций одинакова. Она расшифровывается Д. С. Белянкиным и В. П. Ивановой в работе по исследованию асканитов и бентонитовых глин Грузии и Азербайджана (Белянкин и Иванова, 1938) следующим образом: первая реакция обусловлена выделением конституционной воды из минерала, вторая — разрушением решетки.



Фиг. 9. Кривые обезвоживания смесей монтмориллонита и каолина

Повышение температур реакций в нашем образце может быть вызвано ускоренным нагреванием образца и различными примесями, влияющими на температуру распада решетки. Эндо- и экзореакции при 570 и 970° свидетельствуют о примеси каолина. О том же свидетельствует отношение $Al_2O_3 : SiO_2$, равное 1 : 3.5.

Кривая обезвоживания (фиг. 9, № 34) показывает, что вода удаляется в два приема: около 100° уходит 13.55% воды и около 400°—2.65%.

Кривая № 105 сделана из образца из скважины (75 м). Характер ее тождествен с первой кривой, отличие заключается в меньшем количестве воды, удаляющейся при 100°.

Кроме вышеописанного монтмориллонита, наблюдается кварц в виде вытянутых, одинаково ориентированных включений, размерами до 0.8—0.9 см при поперечном сечении 1—2 мм. Можно предположить, что ленточное расположение кварцевых инъекций вызвано сланцеватой текстурой вмещающей массы.

В случае ассоциации кварца с родохрозитом наблюдается также более позднее образование кварца по отношению к карбонату.

Карбонатные руды с хлоритом, цеолитами и самородной медью

Начиная примерно с 83-го метра, аморфные водные алюмосиликаты марганца перестают играть существенную роль, оставаясь только в виде микропрожилков. В низах скважины они совершенно исчезают.

Нижние горизонты скважины характеризуются светлосерыми зеленоватыми, частично буроватыми породами. Состав породы также претерпевает существенные изменения.

В основном породы состоят из карбоната марганца II (?) генерации, но здесь можно отчетливо наблюдать реликтовые участки первоначальной замещенной породы.

В большинстве случаев карбонатизации были подвергнуты вторичные хлоритовые образования. Первоначальные породы, повидимому, имели порфировое сложение с вкрапленниками темноцветных компонентов. В современном состоянии вкрапленники нацело хлоритизированы, и хлорит в большей части замещен сферолитовыми выделениями родохрозита. Хлорит имеет яркозеленую окраску, одноосный, отрицательный, низкие цвета интерференции, $Ng=1.634$, $Np=1.638$. По этим данным определяется как хлорит с содержанием 50% Ant и 50% At. Кроме того, имеется вторичный хлорит, заполняющий пустотки.

Узкие трещинки порядка сотых долей миллиметра, выполненные мусковитом, пересекают породу в различных направлениях. Минерал удалось выделить под лупой и определить следующие его константы: минерал представляет собой по габитусу типичную слюду, бесцветен, двуосен, с малым $2V$, отрицателен, $Ng=1.583$, двупреломление высокое.

На ряду с хлоритовыми породами можно наблюдать частично замещенные карбонатом глинисто-серицитовые породы. Характерной ассоциацией для нижних горизонтов скважины является самородная медь, азурит и цеолиты.

Самородная медь наблюдается на некоторых участках керна в виде мелких медноокрасных примазок дендритов, видимых простым глазом. Углекислая медь в виде мелких вкраплений порядка десятых долей миллиметра представляет собой минерал яркосинего цвета, быстро растворяющийся в соляной кислоте с выделением пузырьков углекислоты.

Цеолиты представляют собой заполнения микротрещин. Они находятся в тесной ассоциации с родохрозитом II и часто III генерации. Последний случай легко можно наблюдать под лупой, где легко отламывающиеся корочки родохрозита на плоскостях излома включают мелкие прозрачные кристаллики цеолита.

Под микроскопом цеолит представлен в виде прекрасных крестообразных двойников (минерал оптически отрицательный, двусосный, $N_g = 1.518 \pm 0.002$, $N_p = 1.012$). Характерные двойники заставляют отнести минерал к разновидности из ряда уэллсит-стильбит (Дана, 1937).

Таким образом, скважина № 20 в основном вскрывает карбонатные руды марганца. В средней части скважины имеет место развитие различных алюмосиликатных коллоидных образований переменного состава. К числу последних принадлежит алюмосиликат марганца, аналогичный описанному в литературе неотокиту, и землистая разновидность, не описанная ранее, названная «мазулитом». Низы скважины проходят по карбонатным рудам, содержащим хлорит, цеолиты и самородную медь.

По общему плану разведочных работ Мазульского месторождения описываемая скважина лежит на линии скважин северо-восточного направления, лежащих близ северной окраины шестого рудного гнезда. Разрез пород, по данным этих скважин, помещенный в работе Афанасьева, Айдиньян и Борисевич, вскрывает следующий комплекс. Сверху идет зона окисленных руд марганца и железа, составленная лимонитом, псиломеланом и пиролюзитом; ниже располагаются преимущественно массивные карбонатные руды первой генерации, частично замещающиеся родохрозитом второй генерации. Здесь был установлен первичный окисный марганцовый минерал, ближе не определенный, замещающийся родохрозитом первой генерации. Кроме того, здесь развиты минералы барит, цеолит, апатит и аморфные алюмосиликаты марганца и железа. И наконец, под этой зоной развиты преимущественно рыхлые карбонатные руды второй генерации. Ниже лежит неоруденелая толща известняка, имеющая с рудной свитой тектонический контакт.

В общих чертах породы описываемой скважины укладываются в схему разреза. Характерной особенностью является развитие коллоидных образований алюмосиликатного состава в зоне, тождественной зоне массивных карбонатных руд разреза. Породы низов скважины ассоциируются с светлыми рыхлыми карбонатными туфами, преимущественно второй генерации.

Рыхлые карбонатные руды VI рудного гнезда

Эти руды вскрыты поверхностными работами в углубке VI гнезда.

Выход руды представляет собой куполообразное тело объемом примерно несколько десятков кубометров. С боков карбонатные руды постепенно переходят во вмещающие каолиповые глины.

Прежде чем перейти к описанию состава карбонатных руд необходимо несколько остановиться на рассмотрении глинистых образований месторождения.

Глинистые породы Мазульского месторождения. Первичные глины имеют довольно широкое распространение в пределах

Мазульского месторождения, они являются вмещающими породами по отношению к рудным телам.

Глины обнаруживаются в разрезе стенок забоев I и VI рудных гнезд в виде сплошных свободных от оруденения участков, бесформенных тел и пятен, вкрапленных в ожелезненные породы.

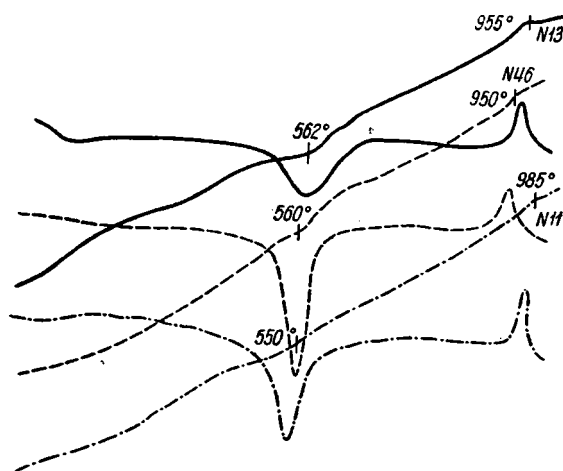
Изучению были подвергнуты разности, наиболее чистые от посторонних примесей вторичного порядка (окислов железа или марганца).

Исследование глин под микроскопом в закрытых шлифах в иммерзионных препаратах обнаруживает неоднородность материала. Состав его определяется каолином, тонкочешуйчатой слюдой и кварцем. Во взаимоотношении минералов нет определенной правильности. Некоторые участки обнаруживают более крупные пластинки слюды или сплошные агрегаты чешуек каолина.

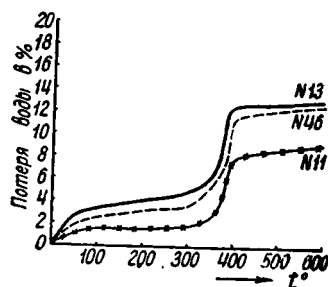
Слюдистый минерал бесцветен, имеет высокую интерференционную окраску, очень малый отрицательный угол оптических осей, острая отрицательная биссектриса перпендикулярна спайным плоскостям, в случае волокни-

стых разностей по длинной оси лежит Ng. Светопреломление по $N_g = 1.587 \pm 0.002$; $N_p = 1.565 \pm 0.002$; $N_g - N_p = 0.02$.

Каолин представлен в виде мелких листочков,



Фиг. 10. Кривые нагревания каолинов



Фиг. 11. Кривые обезвоживания каолинов

чешуек, иногда веерообразного строения. Показатели преломления его по $N_g = 1.568 \pm 0.002$, $N_p = 1.562 \pm 0.001$; $N_g - N_p = 0.006$.

Кривые нагревания производились в платиновой печи Гереуса дифференциальным методом. Скорость нагрева равнялась 6° в минуту, кривая записывалась на саморегистрирующем пирометре Курнакова, чувствительность гальванометров определялась сопротивлением в 1000 миллиом для дифференциального и 4000 миллиом для нормального.

(Для кривой нагревания № 34, приводимой выше, условия нагревания были иные при большем сопротивлении дифференциального гальванометра, поэтому глубина пиков не должна быть сравниваема.)

Приводимые кривые нагревания (фиг. 10) для трех образцов показывают типичный каолин, с присущими ему эндо- и экзореакциями при 550° и 950° .

На кривых обезвоживания (фиг. 11) можно наблюдать, что небольшое количество воды (от 0.5 до 2.5%) уходит при 50° , главная масса воды удаляется при 400° .

Образец № 11 имеет каолиново-слюдистый состав, возможно поэтому общее содержание воды в этом образце меньше, чем в чистых каолинах. Как показывает нижеприведенный химический анализ, порода содержит свободные гидроокислы титана и железа, за счет которых вероятно выделяется низкотемпературная вода.

Большое количество воды, выделяющейся при низкой температуре в каолиновых образцах № 13, 46, также очевидно обусловлено примесями.

Химический анализ глины № 11 (анализ К. П. Солова)

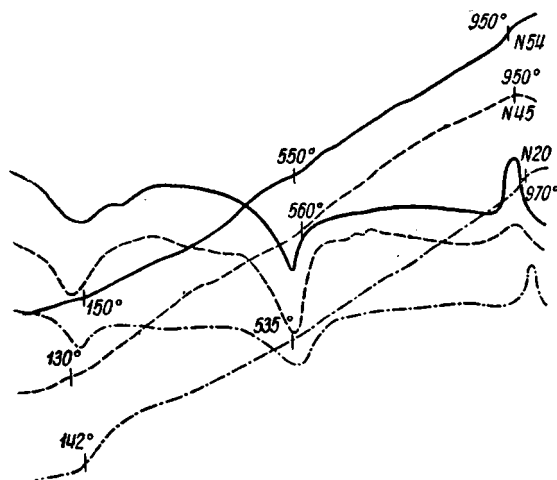
Окислы	Вес. %	Эквив. колич.	Мусковит	Каолин	Кварц
SiO ₂	52.43	0.873	0.168	0.406	0.299
TiO ₂	3.57	0.045	—	—	—
Al ₂ O ₃	28.38	0.278	} 0.084	} 0.203	—
Fe ₂ O ₃	1.37	0.009			
FeO	0.36	0.006			
MnO	0.05	—	—	—	—
MgO	0.69	0.018	—	—	—
CaO	0.67	0.013	—	—	—
BaO	Нет	—	—	—	—
K ₂ O	2.65	0.028	0.028	—	—
Na ₂ O	0.10	0.002	—	—	—
NiO	Нет	—	—	—	—
CoO	»	—	—	—	—
H ₂ O ^{-110°}	1.60	0.089	} 0.056	0.406	—
H ₂ O ^{+110°}	8.40	0.467			
	100.27	—	—	—	—

Слюдистый минерал условно, за неимением других данных, перечисляется по K₂O на формулу мусковита K₂O.3Al₂O₃.6SiO₂.2H₂O. Избыток кремнекислоты в остатке позволяет выделить свободный кварц после вычета SiO₂ для каолина по отношению SiO₂ : Al₂O₃ = 2 : 1. Согласно пересчету, состав глины определится следующими цифрами:

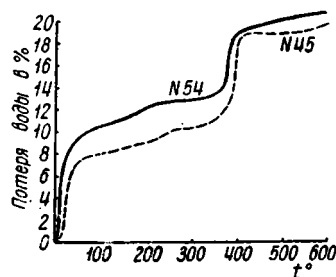
Каолин	52.47%	Примеси гидроокислов,
Мусковит	22.46	Fe, Ti (возможно, в
Кварц	17.94	виде геля) и др. 7.13%
100.00%		

Без сомнения, пересчет этот носит весьма приближенный характер. Так, если исходить при вычислении каолина из отношения Al₂O₃ : SiO₂, увеличивающегося до 1 : 3, т. е. до анауксита, то соответственно уменьшится количество кварца и примеси и увеличится содержание каолина.

На ряду с этим встречаются глины чисто каолинового состава.



Фиг. 12. Кривые нагревания галлуазитов



Фиг. 13. Кривые обезвоживания галлуазитов

От каолинов, образовавшихся на месте в результате полного разложения кристаллических пород, следует отличать глины, образующие отчетливо выраженное жильное и гнездообразное залегание. Подобные образования были встречены в VI рудном гнезде, в северо-западной и в восточной стенках 272 горизонта. Глинистый материал здесь тесно связан с пиролюзитом, который представлен в виде большого количества мелких, размером с горошину, конкреций. Глинистое вещество окрашено в светлорозовые тона, буроватые или зеленоватые, очень пластично на ощупь. При отмучивании получается только одна фракция с частицами меньше 0.01 мм. Под микроскопом глинистое вещество представляет собой очень тонкочесуйчатое образование, изотропное или слабо двупреломляющее.

Показатель светопреломления колеблется для различных образцов между 1.527—1.537.

Прилагаемые кривые нагревания (фиг. 12, № 54 и № 45) характеризуют минерал типа галлуазита с характерными двумя эндотермическими эффектами при 130—150° и 550—560° и экзотермическим при 950°.

Кривые обезвоживания (фиг. 13) показывают выделение 8—10% воды до 50°. Пологий наклон кривой между 100—300° указывает на слабую дегидратацию; затем вторая порция воды в размере 7—9% выделяется при 400°.

Таким образом термические и оптические данные приводят к определению галлуазитовой природы этого минерала.

Минералогический состав рыхлых карбонатных руд VI гнезда

Карбонатные руды, вскрытые на поверхность выработками VI гнезда, представляют собой в главной массе довольно рыхлые светлые образования, на поверхности быстро окисляющиеся. В северо-западной части этого куполообразного выхода они переходят в плотные буро-коричневые карбонатные руды. Минералогический состав определяется родохрозитом, преимущественно второй генерации, глинистой, частично изотропной, частично слабодвупреломляющей составной частью и сопровождающими минералами: баритом, цеолитами, хлоритом.

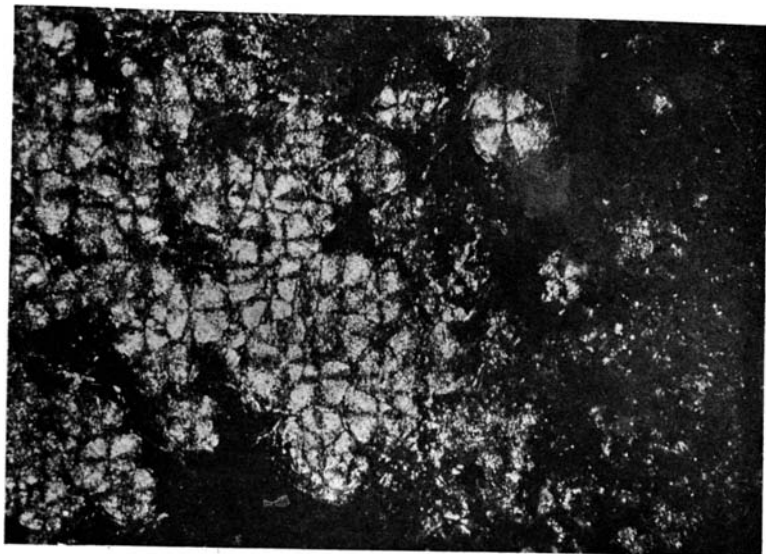
Родохрозит образует сферолиты, размерами в пределах десятых долей миллиметра (фиг. 14). Обособленные или сросшиеся в друзы, они погружены в землистую глинистую массу.

Барит в виде мелких таблитчатых кристаллов образует скопления в порах и пустотках породы. Оптические константы его следующие: минерал двусосен, положительный, показатель преломления по оси $N_g = 1.650 \pm 0.002$; по оси $N_p = 1.639 \pm 0.002$; $N_g - N_p = 0.011$.

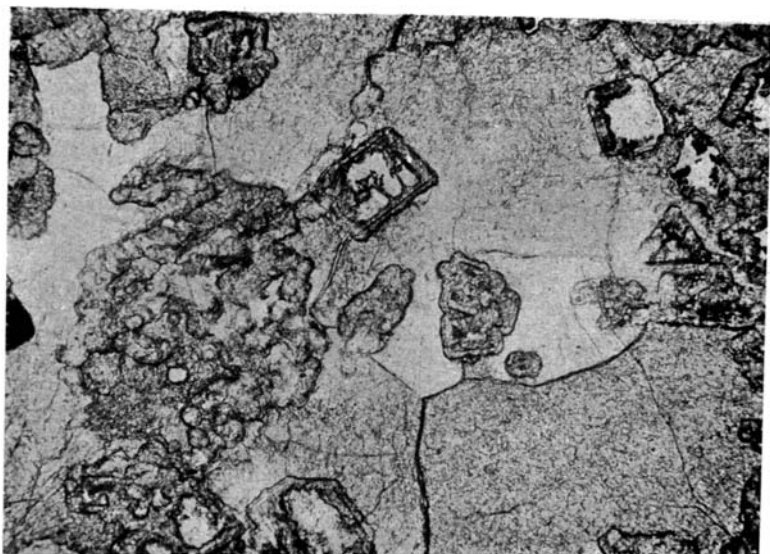
Цеолиты встречаются двух разновидностей: 1) эпистильбит — бесцветные прозрачные короткопризматические кристаллы, оптически двусосенные, отрицательные, светопреломление по $N_g = 1.516 \pm 0.002$, по $N_p = 1.506$, и 2) цеолит с крестообразными двойниками прорастания, имеющий описанные выше оптические константы, из группы уэллсит-стильбита.

Повидимому, к реликтам замещенной изверженной породы нужно отнести апатитовые кристаллы, раздробленные и корродированные, затем псевдоморфозы родохрозита, очевидно по первичному пириту (фиг. 15).

Здесь также развиты короткостолбчатые кристаллы, одиночные и собранные в пучки желтовато-зеленого минерала. Последний имеет тонковолокнистое строение, положительное удлинение, заметную абсорбцию $N_g > N_p$, минерал оптически одноосный, отрицательный, двупреломление среднее, в разрезах, близких к перпендикулярности, в отношении оптической оси несколько аномальное. В иммерзионной жидкости листоватое строение минерала обнаруживается потому, что листочки его ложатся на базис, перпендикулярно к которому направлена ось N_p . $N_g = 1.555 \pm 0.002$. На краях зерен можно заметить иногда переход в коричневый сильно плеохроирующий биотит, откуда следует предположить здесь перерождение биотита в вермикулит типа джеффферезита.



Фиг. 14. Сферолиты родохрозита. $\times 18$, ник. +



Фиг. 15. Псевдоморфозы родохрозита по пириту (?). $\times 25$, ник. ||

Природа глинистого вещества и связь его с карбонатными рудами представляет интерес, поэтому в настоящей работе сделана попытка выяснить эти вопросы.

Под микроскопом землистая масса рыхлых разностей представляет собой тонковолокнисто-чешуйчатый галлуазит со светопреломлением, равным 1.532—1.538, подобный установленному выше, при описании глинистых пород, галлуазиту.

При скрепленных николях на общем изотропном фоне выделяются волокнистые слабодвупреломляющие агрегаты. Кривая нагревания (фиг. 12, № 20), произведенная из препарата, освобожденного от карбонатной части, обнаружила характерные (две эндо- и одну экзотермическую) остановки, свойственные галлуазиту.

Повидимому, образование галлуазита в данном случае есть также процесс выпадения из раствора и замещения вмещающей каолино-серицитовой породы. Можно предполагать, что здесь имели место растворы, давшие в результате коагуляции гелей алюмосиликатную массу с обособившимися в ней частицами эмульсии карбоната марганца, которая закристаллизовалась в виде сферолитового родохрозита. В этих породах часто наблюдаются аморфные алюмосиликаты, подобные описанным в разрезе скважины. Для них характерна сотовая структура, образовавшаяся путем сильного сокращения объема геля при высыхании, растрескивании и заполнении трещинок окисленными марганцевыми растворами.

Неустойчивый состав алюмосиликатной части иллюстрируется следующей таблицей:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	CO ₂	Al ₂ O ₃ : SiO ₂
I. Вес. %	6.32	4.54	41.08	31.24	
экв. кол.	0.103	0.045	0.579	0.710	1 : 2.3
II. Вес. %	2.40	1.16	44.73	32.84	
экв. кол.	0.040	0.011	0.630	0.746	1 : 3.6
III. Вес. %	9.90	9.65	40.33	28.62	
экв. кол.	0.165	0.095	0.568	0.650	1 : 1.7
IV. Вес. %	11.87	18.37	45.42	14.31	
экв. кол.	0.197	0.180	0.640	0.325	1 : 1
V. Вес. %	13.69	12.52	36.90	23.20	
экв. кол.	0.228	0.123	0.520	0.527	1 : 2
VI. Вес. %	9.63	8.00	36.92	27.93	
экв. кол.	0.160	0.078	0.520	0.634	1 : 2
VII. Вес. %	4.39	1.95	46.54	32.49	
экв. кол.	0.073	0.019	0.656	0.738	1 : 4

I, II, III — VI гнездо.

IV — скв. 2, гл. 102 м

V — скв. 3, гл. 98 »

VI

VII

Из работы Г. Д. Афанасьева,
Н. Х. Айдиньян, И. В. Борисевич.

по данным работ Зап.-Сиб. геологического треста.

Из этой таблицы видно, что во всех анализах, за исключением IV и V, MnO недостаточно для связи всей углекислоты, следовательно, в молекулу родохрозита входят примеси щелочных земель и закиси железа.¹

Анализ V, напротив, показывает, что в породе присутствовал чистый родохрозит, и алюмосиликатная часть представляла собой галлуазит (Al₂O₃ : SiO₂ = 1 : 2). Соотношение глинозема к кремнезему, большее или меньшее 1:2, указывает на наличие свободных аморфных алюмосиликатов марганца.

¹ Кроме того, в случае присутствия аморфных алюмосиликатов некоторая часть марганца придется на их долю.

Таким образом, общий характер месторождения ниже зоны марганцевой шпалы можно охарактеризовать следующими чертами: карбонатные марганцевые руды залегают в толще первичных глин. Последние представляют собой продукт перерождения на месте эффузивно-туфогеновой свиты предположительно докембрийского возраста. По данным работ ЗСГРТ, эффузивно-туфогеновая свита в свое время была подвергнута значительной дисъюнктивной дислокации, затем была почти полностью эродирована с сохранением отдельных участков, каковым является площадь Мазульского месторождения, вдвинутых в кварцитовую толщу.

Причина последующего выветривания этой свиты относится за счет влажного и жаркого климата третичного периода, но если учесть, что элювиальные образования не имеют широкого и повсеместного распространения в районе, то, быть может, не лишено основания предположение Г. Д. Афанасьева относительно того, что каолинизация вмещающей эффузивно-туфогеновой толщи шла параллельно с рудообразованием, так как здесь мы наблюдаем отнюдь не латеритный характер выветривания, а типичный каолиновый. К этому можно присовокупить данные приведенного химического анализа, из которого видно, что разложение, повидимому, не сопровождалось большим выносом, так как мы имеем значительное количество двуокиси титана по всей вероятности за счет первоначальных изверженных пород и кремнекислоты в виде кварца.

Карбонатное оруденение происходило путем замещения глинистой толщи и цементации кварцитовых брекчий. Карбонатизация отчетливо распадается на три фазы, что было установлено также работами Я. П. Тунина и других местных геологов.

Как указано в работе Афанасьева, Айдиньян и Борисевич, первой генерации родохрозита предшествовало образование первичных окисленных минералов марганца. При последующих процессах минералообразования эти минералы частично замещаются родохрозитом, частично переходят в пиролюзит.

Со второй генерацией родохрозита связано образование барита и алатита, а также вышеописанных алюмосиликатов марганца — неотокита и мазулита.

К последней фазе новообразований относятся цеолиты и самородная медь.

Коллоидные растворы, дающие землистые образования состава алюмосиликата марганца и прозрачные типа неотокита, описанные в разрезе скважины, частично одновременны со второй генерацией родохрозита, частично замещают его.

Таким образом, на основании изученного материала можно указать на две особенности Мазульского месторождения. Первая — это развитие образований алюмосиликатного состава, вторая — наличие коллоидной фазы в формировании месторождения. В настоящей работе описаны алюмосиликаты марганца в виде минералов неотокита и мазулита и затем минералы глин — монтмориллонит и галлуазит. Коллоидная природа неотокита и мазулита устанавливается на основании присущих им характерных свойств. Возможно, что коллоидная фаза распространяется и шире на некоторые другие минералы, например, монтмориллонит, галлуазит, сферолитовые образования родохрозита.

Как указано в начале работы, по вопросу о генезисе месторождения существовали разноречивые мнения, несмотря на то, что после открытия первичных карбонатных руд преобладающее большинство исследователей склонилось в пользу гидротермальной гипотезы.

Последняя работа трех авторов содержит утверждение гидротермально-метасоматического происхождения месторождения, основанное на морфологии рудных тел и комплексе рудных и сопровождающих минералов.

Интересно посмотреть, не противоречит ли новый материал гипотезе гидротермального происхождения. Казалось бы, развитие коллоидных образований неизбежно влечет за собой представление об экзогенном происхождении. Однако можно привести не мало работ, в которых излагается иной взгляд на коллоидные образования. Ласки (Lascy, 1930) описывает коллоидальный способ отложения гипогенных руд Кеннекота. Затем Раст (Rust, 1935) устанавливает коллоидную природу медных руд Корнвалля, указывая на то, что вместе с тем минеральный комплекс этих руд доказывает их термальное происхождение. В последней работе Линдгрена (Lindgren, 1937) подводит итоги этим воззрениям; он считает, что ранее существовавшие взгляды, что коллоиды неустойчивы при высоких температурах, справедливы в сильно ограниченной степени.

Температурные границы возможности существования гелей Линдгрена (Lindgren, 1925) намечает от нормальной температуры поверхности земли до 300° и возможную глубину до нескольких тысяч футов.

Таким образом, на основании литературных данных можно судить, что образование минералов из коллоидных растворов может происходить в гидротермальных условиях и, следовательно, можно предполагать гидротермальное происхождение коллоидальных образований последних стадий оруденения для Мазульского марганцевого месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д., Айдиньян Н. Х., Борисевич И. В. Материалы по минералогии и генезису Мазульского месторождения. Рукопись.
- Батов Н. А. и Шахов Ф. Н. Ассоциация марганцевых рудных минералов в Мазульском и Никулинском месторождениях. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1930, 10, в. 4.
- Белянкин Д. С. и Иванова В. П. К вопросу об отношении к возвышенным температурам монтмориллонита. Доклады Акад. Наук, 1938, 18, № 4—5.
- Булытников А. Я. Мазульское марганцевое кобальтсодержащее месторождение. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. тр., 1937, № 4.
- Кузьмин А. И., Свиридов А. И. и Тунин Я. П. К вопросу о генезисе Мазульского месторождения марганца. Журн. Кузнецкстрой, 1935, № 3—4.
- Молдаванцев Е. П. К вопросу о генезисе Мазульского месторождения. Сов. геол., 1938, 8, № 7.
- Тунин Я. П. Мазульское железо-марганцевое месторождение. Рукопись в архиве КМК, Отд. геол.-развед. раб. 1935.
- Foshag W. F. Gonophillite and zincian amphibole from Franklin Furnace, New Jersey. Amer. Min., 1936, 21, № 1.
- Groth P. Tabellarische Uebersicht der Mineralien. Braunschweig, 1898.
- Lascy S. G. A colloidal origin of some of the Kennecott ore Minerals. Econ. Geol., 1930, 25.
- Lindgren W. Gel replacement a new aspect of Metasomatism. Proc. Nat. Acad. Sci., 1925, 11, № 1.
- Lindgren W. Succession of minerals and temperatures of formation in ore deposits of magmatic affiliation. Franc. Amer. Inst. Min. Metal. Eng., 1937, 126.
- Pardee I. T., Larsen E. S. and Steiger G. G. Bementite and neotocite from western Washington with conclusions as to the identity of bementite and caryophillite. Journ. Wash. Acad. Sci., 1921, 11, № 2.
- Rust G. W. Colloidal primary copper ores of Cornwall Mines. Southeastern Missouri. Journ. Geol., 1935, 18.

I. V. BORISEVICH

ON THE MINERALOGY OF THE CARBONATE MANGANESE ORES OF THE MAZUL DEPOSIT

S u m m a r y

The paper presents a description of some minerals and enclosing rocks associated with carbonate ores of the Mazul manganese deposit in Western Siberia.

The presence of hydrous aluminosilicates of manganese in an amorphous

state is established, which are represented by the minerals neotocite and a new variety named by the author «mazulite»; also present are hydrous aluminosilicates—halloisite and montmorillonite, associated with rhodochrosite of a second generation. By the thermal, chemical and optical methods of study the nature of the clayey enclosing rocks is established with greater precision.

In conclusion the author advances the consideration that the data obtained from the material studied are not in conflict with the existing hydrothermal hypothesis or the origin of the deposit.

М. К. БЕЛЬШТЕРЛИ и А. А. ТУРЦЕВ

ТЕРМОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БИОТИТА

До настоящего времени и у нас и за границей единственным сырьем для белой керамики (фарфор, фаянс) служат пегматиты, содержащие в максимальном количестве необходимые для производства составные части — кварц и полевые шпаты. Применение этих минералов вызывается тем, что кварц в процессе обжига играет роль отошающего ингредиента, а полевые шпаты являются как бы плавнями. Количественно кварц и полевые шпаты составляют до 60—70% шихты, из чего видно, какую важную роль играют эти минералы в керамической промышленности.

Пегматиты, являясь единственным сырьем для керамики, содержат, кроме кварца и полевых шпатов, еще и цветные минералы, являющиеся вредной примесью. Содержание цветных компонентов обычно небольшое, но для керамики и такое количество является достаточным, чтобы признать некоторые пегматиты негодными для применения.

Вред, приносимый цветными компонентами, весьма разнообразен в зависимости от того, какие цветные части преобладают. Из них нельзя не указать на наиболее распространенный в пегматитах биотит, который в производстве чрезвычайно трудно поддается тонкому размолу, а в изделиях вызывает образование «черной мушки», своеобразных черных выплавок, сильно обесценивающих изделия.

Помимо вреда, приносимого цветными компонентами, месторождения пегматитов имеют тот существенный недостаток, что они, как жильные образования обычно небольшой мощности, не могут дать больших запасов, которые могли бы обеспечить керамическую промышленность на достаточно долгий срок. Это обстоятельство заставило исследовательскую мысль изыскивать новые объекты для добычи керамического сырья и в частности обратить внимание на светлые биотитовые граниты, которые отличаются от пегматитов главным образом большим содержанием цветных компонентов. Применение гранитов в значительной степени разрешает проблему сырья для керамических изделий, ибо запасы их, как крупных интрузий, можно считать неисчерпаемыми. Но применение гранита возможно только тогда, когда будут найдены надежные методы их обогащения, т. е. удаление из породы главным образом биотита и рудных минералов. Подобная мера в сущности должна быть применена и к пегматитам, потому что даже наиболее чистые сорта их все-таки содержат небольшое количество цветных минералов, и для наиболее высоких сортов белой керамики даже эти высококачественные пегматиты должны быть подвергнуты очистке.

Вопрос о применении гранитов в качестве керамического сырья был поднят давно, но все сводилось к тому, как удалить цветные компоненты. Опыты Гранита (1932) с гранитами послужили толчком к разрешению этой проблемы. Особенно детально этот вопрос рассматривается в работе Д. С. Белянкина и Б. В. Иванова (1937) «К вопросу о сырьевой полевошпатовой базе для керамической промышленности СССР». На совещании по сырью для силикатной промышленности в 1937 г. гранитам, как сырью для керамики, уделено исключительное внимание.

state is established, which are represented by the minerals neotocite and a new variety named by the author «mazulite»; also present are hydrous aluminosilicates—halloisite and montmorillonite, associated with rhodochrosite of a second generation. By the thermal, chemical and optical methods of study the nature of the clayey enclosing rocks is established with greater precision.

In conclusion the author advances the consideration that the data obtained from the material studied are not in conflict with the existing hydrothermal hypothesis or the origin of the deposit.

М. К. БЕЛЬШТЕРЛИ и А. А. ТУРЦЕВ
ТЕРМОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БИОТИТА

До настоящего времени и у нас и за границей единственным сырьем для белой керамики (фарфор, фаянс) служат пегматиты, содержащие в максимальном количестве необходимые для производства составные части — кварц и полевые шпаты. Применение этих минералов вызывается тем, что кварц в процессе обжига играет роль отошающего ингредиента, а полевые шпаты являются как бы плавнями. Количественно кварц и полевые шпаты составляют до 60—70% шихты, из чего видно, какую важную роль играют эти минералы в керамической промышленности.

Пегматиты, являясь единственным сырьем для керамики, содержат, кроме кварца и полевых шпатов, еще и цветные минералы, являющиеся вредной примесью. Содержание цветных компонентов обычно небольшое, но для керамики и такое количество является достаточным, чтобы признать некоторые пегматиты негодными для применения.

Вред, приносимый цветными компонентами, весьма разнообразен в зависимости от того, какие цветные части преобладают. Из них нельзя не указать на наиболее распространенный в пегматитах биотит, который в производстве чрезвычайно трудно поддается тонкому размолу, а в изделиях вызывает образование «черной мушки», своеобразных черных выплавок, сильно обесценивающих изделия.

Помимо вреда, приносимого цветными компонентами, месторождения пегматитов имеют тот существенный недостаток, что они, как жильные образования обычно небольшой мощности, не могут дать больших запасов, которые могли бы обеспечить керамическую промышленность на достаточно долгий срок. Это обстоятельство заставило исследовательскую мысль изыскивать новые объекты для добычи керамического сырья и в частности обратить внимание на светлые биотитовые граниты, которые отличаются от пегматитов главным образом большим содержанием цветных компонентов. Применение гранитов в значительной степени разрешает проблему сырья для керамических изделий, ибо запасы их, как крупных интрузий, можно считать неисчерпаемыми. Но применение гранита возможно только тогда, когда будут найдены надежные методы их обогащения, т. е. удаление из породы главным образом биотита и рудных минералов. Подобная мера в сущности должна быть применена и к пегматитам, потому что даже наиболее чистые сорта их все-таки содержат небольшое количество цветных минералов, и для наиболее высоких сортов белой керамики даже эти высококачественные пегматиты должны быть подвергнуты очистке.

Вопрос о применении гранитов в качестве керамического сырья был поднят давно, но все сводилось к тому, как удалить цветные компоненты. Опыты Гранита (1932) с гранитами послужили толчком к разрешению этой проблемы. Особенно детально этот вопрос рассматривается в работе Д. С. Белянкина и Б. В. Иванова (1937) «К вопросу о сырьевой полевошпатовой базе для керамической промышленности СССР». На совещании по сырью для силикатной промышленности в 1937 г. гранитам, как сырью для керамики, уделено исключительное внимание.

В поисках средств обогащения пегматитов и тем более светлых гранитов пришлось обратить внимание на наиболее распространенный биотит, который к тому же особенно вреден для керамики. Биотит, как известно, содержит значительное количество железа, главным образом в форме Fe^{2+} . Если биотит подвергнуть нагреванию до высоких температур, то Fe^{2+} должно частично перейти в Fe^{3+} с образованием магнитной закись-окиси, в результате чего магнитные свойства должны резко возрасти, и тогда с успехом можно будет применить магнитную сепарацию — метод быстрый, точный и дешевый.

Магнитные константы неизмененного биотита известны и величина их такова, что в лабораторных условиях биотит легко может быть отделен от бесцветных минералов пегматитов и светлых гранитов. Но эти константы далеко недостаточны, чтобы отделение неизмененного биотита поставить в промышленном масштабе, тем более, что часть биотита содержится в породе в виде мельчайших вкрапков, извлечь которые чрезвычайно трудно. Для этого необходимо коренное перерождение биотита с резким увеличением его магнитного состояния, и только тогда можно будет нацело его удалить из породы.

Поставленная таким образом задача, преследующая в основном промышленные цели, в то же время не безинтересна и с теоретической точки зрения. Такой вопрос, как возникновение ферромагнетизма в биотите, который считается парамагнитным соединением, является большой новинкой в этой области. Кроме того, термическая обработка биотита должна как-то сказаться на его оптических свойствах, так как ожидаемые химические перерождения (в отношении Fe) должны изменить форму оптической индикатриссы, отчего должны измениться и показатель преломления и угол между оптическими осями.

Техника эксперимента

Биотит для исследования получен из музейных запасов Всесоюзного института минерального сырья (ВИМС), доставленный туда в связи с работами по пегматитам Карелии. Из какого точно месторождения взят образец; сведений не имеется.

Биотит в виде грубо расщепленных кусков помещался в шамотовый тигель и подвергался прокаливанию в электрической печи при определенной температуре в продолжение двух часов. После прокаливания часть препарата растиралась до пылевидного состояния и в ней измерялась магнитная восприимчивость χ в поле 100е, а в остальной части измерялись оптические константы — показатель преломления, угол между осями и дисперсия осей. Продолжительность прокаливания — 2 часа — принята после ряда предварительных исследований влияния времени на полноту изменения биотита, причем исследования показали, что в более короткие отрезки времени биотит не приходил в стабильное состояние, а таковое получалось только в результате 2-часового и больше прокаливания.

Опыты начаты с температуры 500° и доведены до 1400°, вначале через 100°, а при более высоких температурах приходилось брать и промежуточные точки. Выше 1400° мы не шли, так как биотит уже при 1400° начинает оплавляться, а при небольшом увеличении температуры плавится нацело.

Оптические исследования велись различными способами в зависимости от рода констант. Измерение угла оптических осей 2V производилось непосредственно на пластинках биотита, которые отщеплялись от прокаленных образцов. Пластинки помещались на столик Федорова, и над поляризатором микроскопа укреплялся специальный короткофокусный коллектор; для освещения пользовались монохроматическим светом различных длин волн. Способ этот, рекомендованный В. В. Никитиным еще в 1923 г., с успехом применяется сейчас в Институте геологических наук для точного измерения малых углов оптических осей.

Показатели преломления биотита определялись двояко: N_p измерялся непосредственно на рефрактометре, а N_g — иммерзионным способом.

Измерение магнитной восприимчивости производилось на магнитометре с астатической системой стрелок. Для этого прокаленный биотит измельчался до пылевидного состояния и прессовался в толстостенной стеклянной трубке в цилиндрические столбики диаметром 0.46 см и с таким соотношением $l : d$, чтобы коэффициент размагничивания имел достаточно малую величину. В дальнейшем производились необходимые измерительные операции, на рассмотрении которых останавливаться не будем.

Результаты исследований

Многочисленные исследования минералов группы слюд говорят о том, что химический состав их отличается большим разнообразием, и дать рациональную формулу, которая обнимала бы всю эту группу, невозможно. Естественно поэтому возникла потребность непосредственно определить химический состав того биотита, над которым мы провели серию опытов, чтобы иметь возможность связать фактические изменения с химическим перерождением.

Анализ биотита произведен в лаборатории ИГЕН аналитиком К. П. Соковой (таблица 1).

Т а б л и ц а 1

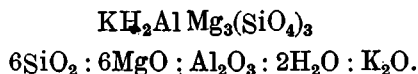
Окислы	Вес. %	Молекулярн. колич.	Элементы	Вес. %	Атомные колич.
SiO ₂	35.40	0.508	Si	16.57	0.591
TiO ₂	2.23	0.028	Ti	1.34	0.028
Al ₂ O ₃	19.36	0.191	Al	10.27	0.381
Fe ₂ O ₃	3.17	0.020	Fe ⁺⁺⁺	2.22	0.040
FeO	17.51	0.244	Fe ⁺⁺	13.61	0.244
MnO	0.51	0.007	Mn	0.40	0.007
MgO	8.04	0.200	Mg	4.86	0.200
CaO	0.32	0.006	Ca	0.23	0.006
Na ₂ O	0.55	0.009	Na	0.41	0.018
K ₂ O	9.45	0.101	K	7.87	0.201
P ₂ O ₅	Следы	—	H	0.15	0.149
Cl	0.38	0.011	Cl	0.38	0.011
F	Нет	—			
H ₂ O ^{+110°}	2.74	0.152	OH	2.59	0.152
H ₂ O ^{-110°}	0.24	—	O	39.10	2.438
	99.90	—	—	100.00	—

Для пересчета анализа отдельные элементы соединены в следующие изоморфные группы: 1) SiO₂=SiO₂+TiO₂=0.536; 2) MgO=MgO+FeO+MnO=0.451; 3) Al₂O₃=Al₂O₃+Fe₂O₃=0.211; 4) H₂O=H₂O+Cl₂=0.174; 5) K₂O=K₂O+Na₂O+Ca₂O₂=0.116.

Тогда соотношение основных групп будет:

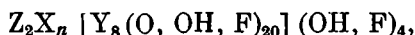


【Теоретическое отношение по формуле:

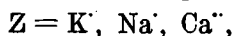


【Как видно, количество MgO меньше теоретического, тогда как K₂O и Al₂O₃ значительно преобладают, особенно последний; количество H₂O близко к теоретическому. Отклонения эти определенно говорят, что химическая структура далеко не отображена теми соотношениями отдельных

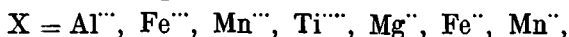
групп изоморфных элементов, которые приведены выше, а имеет место изоморфное замещение атомов такими, которые не составляют изоморфного ряда. Так, рентгенометрическими работами совершенно точно установлено, что группа SiO_4 замещается AlO_4 . Паулинг (Pauling, 1930) считает, что в тетраэдрическом слое кремне-кислородного листа структуры слюд Al занимают $\frac{1}{4}$ места Si; Махачки (Machatscki, 1933), не фиксируя точно такого замещения, отмечает, что оно равно приблизительно 1 : 3. Подобно Al в широких пределах имеет место замещение трехвалентным Fe^{+++} и даже Mn^{+++} .
Наиболее полно химическую структуру биотита характеризует формула Паулинга



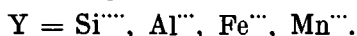
где Z обозначает катионы в 12-ричной координации



X — катионы в 6-ной координации



а Y — катионы в 4-ной координации



Помимо общего химического состава, представлялось весьма важным выяснить картину химического перерождения биотита при воздействии высоких температур, дабы иметь возможность наметить причины, вызывающие возникновение магнетизма и т. д. Для этого во всех прокаленных образцах произведено определение FeO и Fe_2O_3 и данные приведены в табл. 2 (в %).

Таблица 2

Температура прокалива- ния в °C	FeO	Fe ₂ O ₃	Сумма	Температура прокалива- ния в °C	FeO	Fe ₂ O ₃	Сумма
Исходный	18.05	3.27	21.32	1120	0.46	22.85	23.31
500	16.70	4.81	21.51	1160	1.10	22.14	23.24
600	3.83	19.11	22.94	1200	1.58	21.61	23.19
700	0.17	23.18	23.35	1250	1.44	21.76	23.20
800	0.07	23.30	23.37	1275	1.87	21.29	23.16
1000	0.10	23.26	23.36	1300	1.72	21.45	23.17
1050	0.14	23.21	23.35	1350	1.87	21.29	23.16
1100	0.23	23.11	23.34	1400	3.02	20.01	23.04

Содержание FeO , Fe_2O_3 и сумма в исходном анализе увеличены по сравнению с тем, что значится в приведенном выше анализе биотита. Увеличение вызвано пересчетом содержания этих окислов без учета воды, как это имело место при определении FeO и Fe_2O_3 в препаратах, прокаленных при высоких температурах и лишенных воды.

Характер перехода Fe^{++} в Fe^{+++} заслуживает того, чтобы на этом несколько остановиться. Критической температурой перехода является 600° , при которой почти вся закись переходит в окисную форму. При дальнейшем повышении температуры продолжается окисление остатков закиси, достигающее максимума при 800° , а затем идет медленный обратный процесс восстановления окиси в закись, который закономерно возрастает вплоть до 1400° с небольшим лишь минимумом при 1250° .

Переход закиси железа в окисную форму происходит иначе, чем предполагалось при постановке исследований, когда имели в виду получить магнитную закись-окись, которая должна выплавляться при высоких температурах. В действительности никакой выплавки не наблюдаем вплоть

до 1100°, а происходит лишь изменение координации атомов железа, вызванное атомной перегруппировкой с вовлечением в решетку новых атомов кислорода из воздуха для перехода железа из Fe^{2+} в Fe^{3+} . Происходит чрезвычайно интересный процесс атомной перегруппировки в решетке биотита, но сама решетка от этого нисколько не страдает и сохраняет и свою форму и основные параметры, несмотря на диффузию довольно значительного количества кислорода из воздуха. Процесс совершается скачком при 600°, и дальнейшее прокаливание до температуры 1100° не вносит существенных изменений в строение решетки, а происходит лишь окисление при 700° тех небольших остатков закиси, которые там еще остались; выше 700° биотит находится в стабильном состоянии, имея небольшое количество Fe в закисной форме.

Приведенное выше толкование поведения биотита подтверждается прежде всего тем, что биотит до 1000°, как показали микроскопические исследования, сохраняет свою прозрачность и действие на поляризованный свет, изменив лишь оптические константы — показатель преломления и угол между оптическими осями 2V. Не менее убедительно гласит и то, что в случае выплавки магнетита, как это первоначально предполагалось, соотношение между FeO и Fe_2O_3 было бы совершенно иным, чем то, которое наблюдаем на самом деле, а главное выплавка разрушила бы решетку, и магнетит выделился бы в виде самостоятельной фазы.

Устойчивость решетки биотита до 1000° доказана опытами Ринне (Rinne, 1924), который подвергал прокаливанию до этой температуры образцы мусковита и биотита из Мнасса в окислительной атмосфере. В результате прокаливания изменились лишь оптические свойства, но решетка, как это точно установлено рентгенографическими исследованиями, осталась неизменной.

Диффузию элементов в твердое тело наблюдали Лукирский, Щукарев и Трапезникова (1924) в явлениях электролиза, когда происходит прохождение ионов через кристаллы.

Григорьев (1935) определенно говорит, что слюда может менять свой состав в твердом состоянии, стремясь сохранить равновесие с окружающей средой.

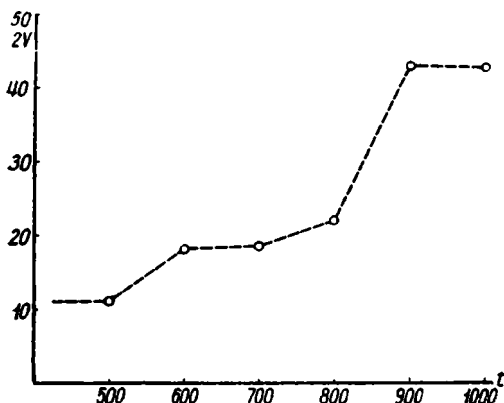
Совершенно иную картину в поведении биотита наблюдаем при более высоких температурах. Начиная с 1100° пластинки биотита становятся непрозрачными, пропадает упругость, пластинки становятся хрупкими, с металлическим звоном, цвет становится сначала золотисто-коричневым (1100°), а затем резко переходит в темнокоричневый, и так продолжается до 1400°, когда появляются признаки плавления — черные дендриты на буром фоне. Говорить о сохранности решетки не приходится: налицо все признаки распада решетки с выделением железистого соединения в виде самостоятельной фазы. Судя по количественному содержанию железных окислов (табл. 2), говорить о выплавке магнетита также нельзя, так как соотношение FeO к Fe_2O_3 совершенно иное, нежели в магнетите. Не исключена возможность, что в этих условиях может выделиться магнезиоферрит MgFeO_4 (редкий минерал шпинельного типа), ибо содержание Mg в биотите для этого вполне достаточно. Предположение это убедительно подтверждается тем, что при 1100° биотит резко усиливает магнитные свойства, а ведь магнезиоферрит сильно магнитен. Окончательно вопрос о природе выплавки может быть разрешен только в результате рентгенографического исследования, но эта работа еще не закончена.

Возвращаясь к вопросу о диффузии кислорода в решетку биотита, нельзя не подчеркнуть, что явление это протекает не в ничтожных размерах, а в таких количествах, что ясно бросается в глаза. Как видно из табл. 2, суммарное содержание окислов $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в исходном биотите 21.32%, при максимальном же окислении сумма окислов достигает до 23.37%, т. е. 2.05% падают на кислород, диффундированный в биотит в твердом состоянии. Количество, как видно, достаточное, чтобы произвести существенное перемещение атомов в решетке.

Помимо железа, явление окисления может произойти и с марганцем, координационные числа которого, как это видно из формулы Паулинга, те же, что и железа, а по строению атома и положению в периодической системе элементов марганец родственен железу. В наших исследованиях мы не обратили должного внимания на марганец только потому, что содержание его в биотите ничтожное и, следовательно, все изменения, связанные с его окислением, протекают в таких ничтожных размерах, что трудно уловимы обычными методами.

Оптические изменения

Химическое перерождение биотита в результате прокаливания при высоких температурах чрезвычайно сильно сказывается на его оптике, выражаясь в глубоком изменении оптической индикатриссы.



Фиг. 1. Изменение $2V$ от температуры прокаливания биотита ($\lambda = 585 \text{ м}\mu$)

Измерению подверглись основные оптические константы — угол между осями $2V$ и показатели преломления N_g и N_p , которые устанавливались сначала у неиспытанного биотита, а затем у образцов, прокаленных при температуре 500° и выше (вплоть до 1000°), когда уже появилось некоторое помутнение биотита, почему данные за 1000° и не вошли в таблицу.

Данные измерений $2V$ помещены в табл. 3 и иллюстрируются кривой (фиг. 1). При этом нужно сказать, что измерения $2V$ производились при длинах волн в диапазоне от 510 до $700 \text{ м}\mu$, так как при длинах волн, выходящих за эти пределы, интенсивность света настолько маскировалась окраской биотита, что невозможно было вести наблюдения.

Таблица 3

λ t	510	535	589	671	700
	Угол оптических осей $2V$				
Естествен.	14	13.5	10.5	9	6.5
500	14	14	11	9	6.5
600	18.5	18.5	18	15	14.0
700	21.5	21	18.5	16.5	15.5
800	25	25	22	19.5	18.5
900	50	48	43	39.5	38.5
1000	50	49	43	40.5	38.5

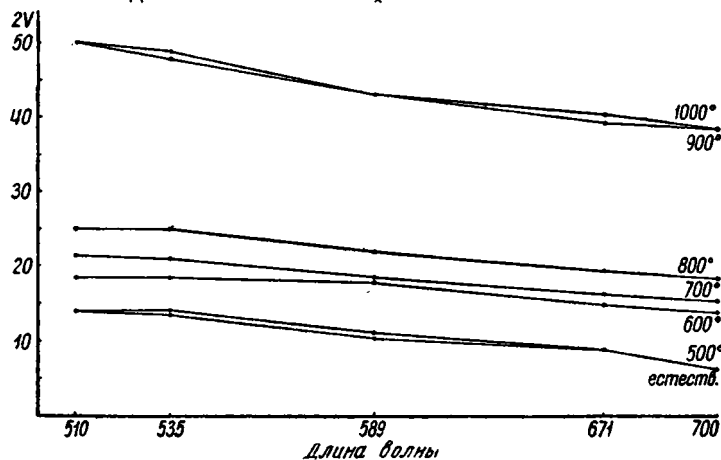
Из таблицы видно, что:

1) угол оптических осей во всех случаях в красной части спектра меньше, нежели в синей ($r < v$);

2) с повышением температуры величина $2V$ возрастает, причем возрастание идет не пропорционально росту температуры, а скачками при 600° и 900° , когда $2V$ достигает максимального значения 50° ($\lambda = 510 \text{ м}\mu$).

С повышением температуры сильно изменяется дисперсия оптических осей, которая увеличивается с ростом температуры. Характер изменения дисперсии показан кривыми (фиг. 2).

Показатели преломления также существенно изменяются при прокаливании, как это видно из табл. 4 и фиг. 3.

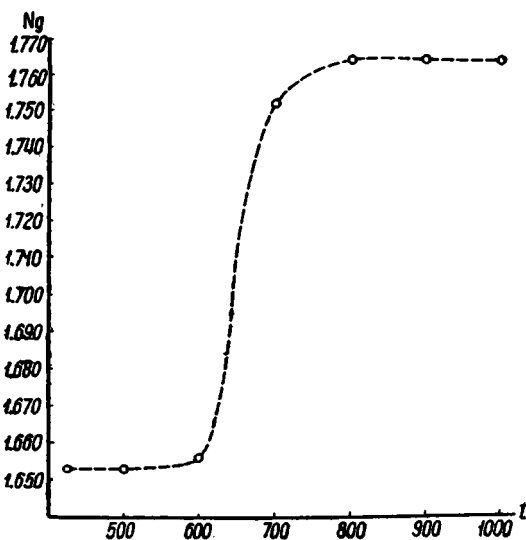


Фиг. 2. Изменение дисперсии осей от прокаливания биотита

Таблица 4

t	N_p	N_g	$N_g - N_p$	t	N_p	N_g	$N_g - N_p$
Естеств.	1.588	1.653	0.065	800	1.610	1.764	0.154
500	1.588	1.653	0.065	900	1.610	1.764	0.154
600	1.588	1.656	0.068	1000	1.610	1.764	0.154
700	1.606	1.752	0.148				

Увеличение N_p и N_g начинается с 600°, достигает максимума при 700°, но при 800° видим лишь ничтожное увеличение N_p и более значительное N_g , а при дальнейшем росте температуры эти константы остаются неизменными. Как видно, изменение N_p и N_g существенно отличается от изменения $2V$, и в этом усматривается некоторая связь с химическим перерождением биотита. Если при 600—700° имело место расширение эллипсоида показателей преломления (увеличение N_p и N_g) и одновременно расхождение оптических осей (увеличения $2V$), то с 800° расширение прекратилось, а происходило лишь расхождение осей. Температура 600°, как об этом говорилось выше, оказалась роковой для перехода Fe^{++} в Fe^{+++} ,



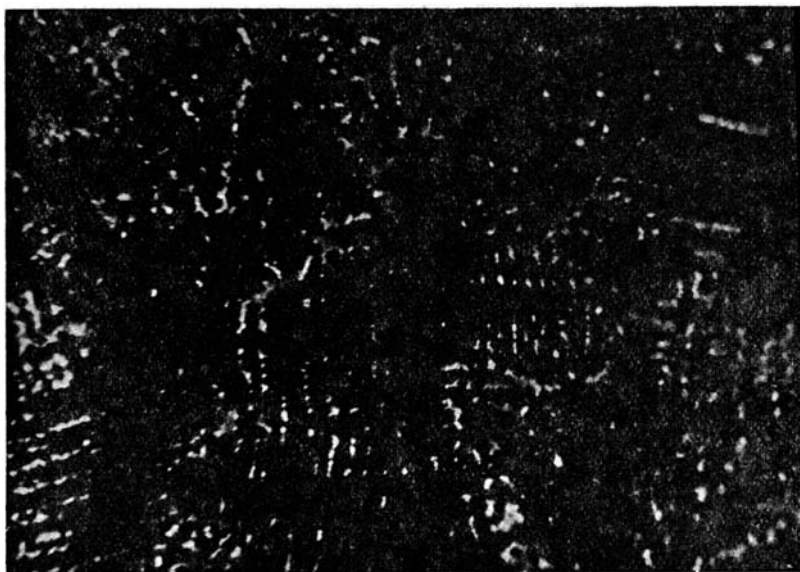
Фиг. 3. Изменение N_g от прокаливания биотита

об этом говорилось выше, оказалась роковой для перехода Fe^{++} в Fe^{+++} ,

и при этой же температуре происходит и расширение индикатриссы с одновременным расхождением осей, так что связь этих явлений не вызывает особых сомнений. Что же касается дальнейшего увеличения $2V$, то, повидимому, в этом надлежит усматривать только температурное воздействие на решетку биотита, а не химическое.

К числу температурных воздействий следует отнести и такие явления, как появление слабого плеохроизма при 800° в плоскости $Ng-Nm$ и сильное усиление его при 900° в следующих тонах: по Nm — бледножелтый, по Ng — красновато-бурый.

Выше 1000° наблюдается помутнение, а при 1100° биотит становится совершенно непрозрачным в результате полного структурного перерождения. Прояснение начинается с 1400° , когда темный непрозрачный фон распадается на дендриты, в промежутках между которыми выделяется буровато-коричневое стекло (фиг. 4). Нами измерен показатель преломления этого стекла, который оказался равным 1.551.



Фиг. 4. Плавление биотита при 1400°

Изложенные выше оптические изменения биотита в связи с прокаливанием его не являются единичными, а этому вопросу посвящен ряд работ видных исследователей. Так, Ринне (1924), нагревая биотит Миасса до 1000° в окислительной атмосфере, наблюдал увеличение $2E$, достигающее до 65 и даже 82° , причем плоскость оптических осей имела индексы (010). Кроме того, Ринне повторно прокаливал биотит в атмосфере N и H до 1000° и этим добивался восстановления прежних оптических свойств.

Наблюдаемые Ринне изменения $2E$ близки к тому, что получено нами, а повторные его нагревания свидетельствуют об обратимости процесса. К сожалению, Ринне не дает объяснения этому явлению, но с нашей точки зрения обратимость вполне возможна, так как таковая связана с диффузией кислорода в решетку биотита.

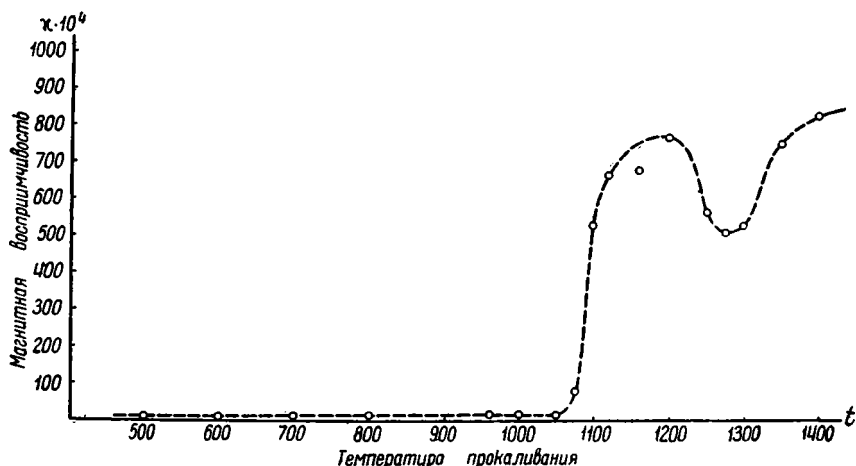
Большой интерес представляют работы с биотитами Мемеля (Mehmel, 1937), который в основном пришел к тем же выводам, что и Ринне. Мемель говорит еще об идентичности изменения оптических свойств биотита при нагревании с теми изменениями, которые совершаются при выветривании биотита в природных условиях. Оказывается, биотит может менять оптические свойства без температурного воздействия, а только под влиянием

атмосферных агентов. Рассматривая явление с точки зрения диффузии кислорода в биотит, получается ясное толкование, но тогда как нельзя лучше подтверждается предположение, что биотит следует рассматривать как систему, которая находится в равновесии с окружающей средой и газовая диффузия в решетку биотита вполне законна.

Изменение оптических свойств биотита в результате нагревания констатируют также Козу, Шукузуке и Йошики (Kôzu, Schukuzuké and Ioshiki, 1933), которые, исследуя лаву Sambé, обнаружили, что слюда из лавы изменяет оптические свойства, начиная с 400 и до 1000°. Одновременно с этим ими же обнаружено, что имеется разновидность, устойчивая к термическому воздействию и при прокаливании от 20 до 1000° совершенно не изменяющая оптических свойств. Последний признак послужил основанием для деления слюды на два типа: аномитовый (термически устойчивый) и мероксеновый (термически непостоянный). Авторы воздерживаются от толкования причин приведенного явления.

Магнитные изменения

Изменение магнитного состояния биотита в результате прокаливании представляется наиболее важным и существенным, поскольку с этим связано использование свойств биотита для практических целей. В табл. 5



Фиг. 5. Зависимость магнитной восприимчивости χ от температуры прокаливании биотита

приводятся величины магнитной восприимчивости χ прокаленного при различных температурах биотита. Кривая зависимости χ от температуры дается на фиг. 5.

Как видно, величина магнитной восприимчивости χ резко возрастает

Таблица 5

Температура в °C	Магнитная восприимч. $\chi \cdot 10^4$	Температура в °C	Магнитная восприимч. $\chi \cdot 10^4$	Температура в °C	Магнитная восприимч. $\chi \cdot 10^4$
15	6.0	1000	14.8	1200	769.6
500	6.0	1050	16.4	1250	567.7
600	8.9	1075	77.5	1275	510.2
700	13.4	1100	527.9	1300	531.0
800	17.7	1120	663.9	1350	754.5
960	17.4	1160	677.4	1400	837.0

при 1100° , быстро достигает максимума $769.6 \cdot 10^{-4}$ при 1200° , образует небольшой минимум $510.2 \cdot 10^{-4}$ (1275) и вновь дает максимум $837.0 \cdot 10^{-4}$ при 1400° . Сравнивая χ биотита в естественном состоянии ($\chi = 6 \cdot 10^{-4}$) с теми, которые получаются после прокаливания при 1100° и выше, видим, что χ возрастает в сто с лишним раз. Такой биотит мы в праве отнести к группе ферромагнитных соединений.

Критическая температура 600° , при которой происходит переход закиси в окись, сопровождаемая диффузией в решетку биотита большого количества кислорода из воздуха, существенно не сказалась на его магнитном состоянии. Небольшое увеличение χ при 600° и выше можно отнести за счет некоторого упорядочения магнитных элементов, и это упорядочение сохраняется и при более высоких температурах, вплоть до 1100° , когда наступает магнитное перерождение.

Выше было сказано, что температура 1100° является характерной, ибо при ней происходит распад решетки биотита и выделение железистого соединения, придающего листочкам непрозрачность, хрупкость, звонкость и т. д. При этой же температуре происходит переход биотита из парамагнитного состояния в ферромагнитное, так что сам собою напрашивается вывод, что причиной появления ферромагнетизма является выплавленное железистое соединение. Рассматривать выплавку как сплошной магнетит мы, как об этом и говорилось, никак не можем по причине ничтожного содержания FeO по сравнению с Fe_2O_3 .

Невзирая, однако, на то, что истинная природа выплавки нами установлена только предположительно, представляется не лишним коснуться в общих чертах причин возникновения магнетизма в биотите. В окисных соединениях железа источником магнетизма являются только атомы Fe , тогда как атомы O и H (в гидроксильных группах) являются гасителями магнитной энергии.

По современным представлениям, атомы Fe возбуждают сильные магнитные поля в результате особенностей их строения, заключающихся в том, что из числа 26 электронов, движущихся вокруг ядра на различных уровнях, 5 электронов подгруппы M_{III} не скомпенсированы и могут создавать магнитные поля, тогда как остальные электроны на других уровнях скомпенсированы и никаких полей создать не могут. Механизм компенсации состоит в том, что электроны на отдельных уровнях расположены попарно, причем спиновые магнитные моменты их направлены в противоположные стороны, условно считаемые положительными и отрицательными, вследствие чего суммарное действие их равно нулю. Электроны же подгруппы M_{III} лишены парного расположения, спиновые магнитные моменты их имеют одно и то же направление, почему и создаются магнитные поля.

Наличие нескомпенсированных спинов не является еще достаточным условием, чтобы элемент был ферромагнитен. Для этого необходимо, чтобы спины соседних атомов были параллельны, и только тогда возможен значительный эффект.

Слейтер (Slater, 1930) считает, что одинаковая ориентировка атомов некоторой элементарной области возможна только в том случае, если отношение диаметра атома к диаметру оболочки с нескомпенсированными спинами имеет надлежащую величину. Это необходимо, поскольку спины и заряды в соседних атомах оказывают друг на друга взаимодействие, величина которого зависит от их расстояния. Для Fe отношение диаметра атома к диаметру оболочки M_{III} равно, и поэтому взаимодействие соседних атомов является такого порядка, что сохраняется параллельность спиновых моментов в элементарных областях.

Присутствие в решетке атомов O создает новое равновесие, которое нарушает параллельность спиновых моментов, в результате чего железо теряет магнетизм.

В некоторых случаях и в соединениях Fe с O создаются условия, когда часть атомов Fe сохраняет параллельность спиновых моментов и соедине-

ние становится ферромагнитным. К таким соединениям относятся комплексные соединения шпинельного ряда RR_2O_4 , из которых наиболее изучен магнетит $FeFe_2O_4$, и в настоящее время изучается магнезиоферрит $MgFe_2O_4$, который оказался также ферромагнитным. Поскольку в магнезиоферрите имеем только Fe_2O_3 , а закись замещена MgO , позволительно думать, что виновником ферромагнетизма являются только атомы Fe , входящие в окись, но при наличии в решетке или FeO , или MgO . В отдельности эти окислы не ферромагнитны, а ферромагнетизм возникает только в их комбинации.

Учитывая приведенные соображения, приходится думать, что ферромагнитная выплавка биотита, поскольку она не подходит по составу к магнетиту, должна быть магнезиоферритом, ибо Fe_2O_3 в чистом виде не может быть ферромагнитным, а предполагать присутствие других ферритов, как, например, ферриты Mn , Ni , Co , мы никак не можем, так как эти металлы или не входят в биотит, или входят в минимальном количестве.

Изложенные выше результаты исследований биотита показывают, что поставленная перед нами задача — найти рациональный метод обогащения пегматитов и светлых гранитов для получения высококачественного сырья для белой керамики в отношении биотита в известной степени разрешена. Для этого необходимо сырой продукт подвергнуть прокаливанию до 1200° , в результате чего биотит перейдет в ферромагнитное состояние и его легко можно будет удалить магнитной сепарацией. На первый взгляд может показаться, что предварительное прокаливание сырья явится экономически дорогой операцией, сильно удорожающей изделия. В связи с этим нами предприняты некоторые шаги в выявлении таких признаков, которые упростили бы производственный процесс и сделали бы его наиболее рациональным. Опытному исследованию подвергнут гранит Онежского озера, содержащий такие нужные для керамического производства минералы, как кварц, микроклин, плагиоклаз и, кроме того, вредные примеси — биотит и в небольшом количестве роговую обманку, рудные зерна и апатит. При прокаливании гранита при 1100° сразу же выявилась весьма существенная особенность, а именно: сцепление кристаллов в результате воздействия высокой температуры настолько разрушилось, что гранит легко разминался руками на отдельные зерна и удалить из него цветные компоненты не представило никаких затруднений. Для производственного процесса этот признак весьма важен, ибо при введении способа предварительного прокаливания сырья отпадает такая дорогостоящая операция, как дробление породы.

При прокаливании гранита при 1100° биотит претерпел такое же магнитное перерождение, как и исследованный нами препарат. Выделенный тяжелыми жидкостями вместе с другими цветными компонентами биотит дал в поле $H=100e$, $\chi=152.5 \cdot 10^{-4}$.

Величина χ несколько меньше, нежели исследованного биотита, но если учесть примесь роговой обманки и рудных зерен, то получим примерно ту же цифру.

Магнитная восприимчивость биотита из этого же гранита до прокаливания в поле $H=100e$, $\chi=9.5 \cdot 10^{-4}$.

Исследованием гранита нельзя еще считать, что процесс магнитного перерождения выяснен в достаточной степени. Дело в том, что биотиты, как известно, весьма разнообразны по химическому составу в зависимости от генезиса и содержание железа в них может сильно варьировать. Поскольку речь идет о применении гранитов и пегматитов, в которых биотит может быть встречен различного состава, естественно возникла потребность испытать биотиты различных месторождений, чтобы установить магнитное перерождение и для таких, которые могут сильно отличаться от испытанного. На первое время нам удалось достать несколько образцов биотита, которые подвергнуты были одновременному прокаливанию при температуре $1100-1200^\circ$, и после охлаждения измерена магнитная восприим-

чивость χ в поле $H=100\text{e}$. Оптический просмотр прокаленных образцов показал, что пластинки утратили упругость, стали непрозрачными, цвет изменился в темнокоричневый, словом, появились все признаки, характеризующие распад решетки и образование железистой выплавки.

Данные помещены в табл. 6.

Таблица 6

Месторождение	Содержание		Температура прокал. в °C	$\chi \cdot 10^4$
	FeO	Fe ₂ O ₃		
Кольский полуостров, г. Кукиевумчорр, южный отрог	19.91	4.41	1100	295.7
			1200	171.8
Кольский полуостров, верховье долины Рисиока	19.91	9.89	1100	224.1
			1200	221.1
Ильменские горы	—	—	1000	423.9
				при 1100° плавится
Аджаристан, р. Наманоби в 3 км выше с. Вакис-Джвари	8.12	2.95	1100	212.9
Биотит из гранита Карелии	—	—	1100	347.1
«Вишневый» флогопит Слюдянка, рудник № 4	2.40	0.76	1100	198.9

Как видно, во всех образцах величина χ настолько велика, что магнитное перерождение не вызывает сомнений. Для обогащительных целей такая величина χ совершенно достаточна, чтобы с успехом применить магнитную сепарацию.

По сравнению с первоначально исследованным биотитом величина χ несколько меньше для температуры 1100 и 1200°, и здесь со всей очевидностью выступает сложная зависимость магнитной восприимчивости от химического состава, далеко не выясненная нашими опытами. Снижение величины χ в биотите Аджаристана и «вишневом» флогоните Слюдянки находит свое объяснение в значительно меньшем содержании в них железа, но меньшая величина χ в биотитах Кольского полуострова, которые содержат большое количество железа, превышающее даже таковое в первоначально исследованном образце, не находит удовлетворительного объяснения. Предположительно можно считать, что в магнитном перерождении крупную роль играет содержащийся в биотите Mg (образование магнезиоферрита), но как протекает процесс, покажут будущие исследования.

Сложная и недостаточно выясненная зависимость χ от химического состава должна как-то сказаться и в биотитах гранитов, где могут быть биотиты переменного состава. Вопрос этот на ряду с другими признаками гранитов после прокаливания получит некоторое освещение в опытах с гранитами Карелии и других мест, которые ведутся нами в настоящее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные терромагнитные исследования биотита показали, что в результате термического воздействия биотит претерпевает глубокие физико-химические изменения, в корне меняющие его свойства и структуру. Изменение свойств происходит при разных температурах, причем в изменении свойств усматривается определенная зависимость.

Начальная температура, при которой начинается изменение биотита, равна 600°. При этой температуре:

а) Fe⁺⁺ почти нацело переходит в Fe⁺⁺⁺. Переход железа в окисную форму вызывает диффузию кислорода из воздуха в решетку биотита, причем

количество диффундированного кислорода достигает 2.05%. При дальнейшем росте температуры замечен слабый восстановительный процесс.

б) Изменяется оптическая индикатрисса биотита, в связи с чем: 1) происходит прогрессивное увеличение $2V$, начиная от 10.5° и до 44.5° (при 1000°). Увеличение $2V$ не подчиняется закону аддитивности, а имеет скачок при 900° ; 2) с ростом температуры увеличиваются показатели преломления N_g и N_p , и это увеличение также имеет скачок при 700° ; 3) увеличивается дисперсия оптических осей; 4) при 900° появляется плеохроизм и двупреломление в плоскости N_g-N_m .

При 1100° происходит разрушение решетки биотита, пропадает упругость (пластинки становятся хрупкими, звонкими), минерал становится непрозрачным, и при этой температуре наступает магнитное перерождение биотита, выражающееся в резком увеличении магнитной восприимчивости χ . Дальнейшее увеличение температуры дает максимум χ (1200°), затем следует небольшой минимум (1275°) и вновь наступает максимум (1400°), когда минерал начинает плавиться. Причина магнитного перерождения кроется в выплавке железистого соединения, по составу предположительно отвечающего магнезиоферриту ($MgFe_2O_4$).

Магнитное перерождение биотита позволяет предложить промышленности новый метод магнитного обогащения сырья для белой керамики, могущий дать совершенно чистый продукт. Кроме того, магнитное перерождение биотита позволяет рекомендовать к применению светлые биотитовые граниты, запасы которых могут обеспечить керамическую промышленность на долгие годы.

Предварительное прокаливание сырья, требующееся для магнитной сепарации, сопровождается распадом гранита на мелкие зерна, в связи с чем отпадает дорогостоящая операция производственного процесса — дробление.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. и Иванов Б. В. Керамика и стекло, 1937, № 4—5.
Борисов П. А. Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. тр., 1934, № 1, 32—34.
Григорьев Д. П. Зап. Мин. общ., 1935, 64, № 1, 21—79.
Куплетский Б. М. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Кольск., 1932, в. 2, 40.
Лукирский П. И., Шукарев С. А. и Трапезникова О. Н. Журн. Русск. физ.-хим. общ., 1924, 56, 453.
Никитин В. В. Универсальный метод Федорова, 1932, 364.
Шибольд Э. Перевод Н. В. Белова. Основные идеи геохимии, 1937, 132—306.
Bozorth R. M. The Bell Syst. Techn. Journ., 1930, 15, 63.
Granigg B. Sprechsaal für Keramik und Glas, 1932, № 9, 65, 155—158.
Ioshiki Bumpei. Proc. Imp. Akad., Tokyo, 1933, 9, 324—326.
Kôzu, Shukuzuké and Ioshiki. Proc. Imp. Akad., Tokyo, 1933, 9, 265—268.
Machatschki F. Cbl. Min., 1930, Abt. A., № 6, 255—267.
Machatschki F. Cbl. Min., 1932, Abt. A., № 3, 65.
Mehmel M. Chem. d. Erde, 1937, 11, H. 2, 307—332.
Pauling L. Proc. Nat. Acad. Sci., 1930, 16, 223.
Pauling L. Proc. Nat. Acad. Sci., 1930, 16, 578.
Rinne F. Ber. Verh. Sachs. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl., Leipzig, 1924, 76, № 3, 261—171.
Slater I. C. Phys. Rev., 1930, 36, 57.

M. K. BELSHTERLI and A. A. TURTZEV

THERMOMAGNETIC INVESTIGATIONS OF BIOTITE

S u m m a r y

The thermomagnetic investigations of biotite that have been carried out show that as a result of a thermal action biotite undergoes profound physico-chemical alterations, changing its properties and structure.

At 600° the ferrous iron passes to ferric iron, which causes a diffusion of oxygen from the air into the lattice of biotite. With an increase of temperature a reduction of iron takes place.

An increase of 2V, refractive indices and dispersion of optical axes is observed, this increase not following the additivity law.

At 1100° a destruction of the biotite lattice occurs, and its magnetic regeneration takes place, manifested in a sharp increase of the magnetic susceptibility. The cause of the magnetic regeneration lies in smelting out a ferrous compound, in composition presumably corresponding to magnesioferrite.

This regeneration allows to propose to the industry a new method of magnetic enrichment of the raw material for white ceramics.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 1. 1931. Стр. 87. 39 фиг. 2 карты. Ц. 2 р. 25 к.

Среди статей: А. С. Гинзберг и М. Карандашев. О применении калагеранского базальта для литья. П. И. Лебедев. Месторождение пемзы Алагеза (Арагаца). Б. В. Залесский и В. П. Петров. Материалы к изучению Анийского месторождения пемзы. П. И. Лебедев. Зона строительных туфовых лав Алагеза (Арагаца).

ТРУДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 2. 1932. Стр. 114. Ц. 2 р. 50 к.

Среди статей: Б. М. Куплетский. К изучению диабазовых пород Новой Земли. Б. М. Куплетский. Основные породы Панских высот на Кольском полуострове. О. А. Воробьев. Западная зона контакта щелочной гранитной интрузии центрального водораздела Кольского полуострова. Д. С. Белянкин и В. И. Влодавец. Щелочной комплекс Турьего мыса.

ТРУДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 4. 1933. Стр. 109. 50 фиг. Ц. 3 р. 50 к.

Среди статей: Д. С. Белянкин. О сферолитах в техническом стекле и о некоторых шаровых образованиях в магматических горных породах. А. С. Гинзберг. К вопросу о взаимоотношениях между силикатами и сульфидами. А. В. Москвин. Тефрит из древних шлаков. Н. А. Торопов. О фаялитовом шлаке Карабашского медеплавильного завода.

ТРУДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 5. 1935. Стр. 207. 21 фиг. Ц. 10 р.

Среди статей: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Статистическая характеристика химизма базанитов. П. И. Лебедев и В. А. Молева. Пневматолитовая порода Приазовской кристаллической полосы. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. О своеобразном типе дифференциации в вариолите Яглубы. Т. М. Окнова. Химико-минералогическое исследование гранитов и диабазов восточного побережья Онежского озера.

ТРУДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 6. Академику Францу Юльевичу Левинсон-Лессингу к пятидесятилетию научной деятельности. (1884—1934). 1934. Стр. 492. Ц. в пер. 20 р.

Среди статей: Список трудов Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. И. А. Преображенский. О средних магматических формулах. Б. М. Куплетский (и Т. М. Окнова). Количественно-минералогический состав нефелиновых пород. Н. П. Яхонтов. Классификация генетических типов графита.

ТРУДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 7—8. 1936. Стр. 334. Ц. 15 р.

Среди статей: Д. С. Белянкин и А. М. Виноградова. Об одном случае переноса в газовой форме (из керамической практики). А. Н. Заварицкий. К определению двупреломления минералов. Д. С. Белянкин, Л. М. Куприанова и В. А. Смирнов. К вопросу о влиянии на светопреломление мусковита истирания этого минерала.

КНИГИ ВЫСЛАЮТСЯ НАЛОЖЕННЫМ ПЛАТЕЖОМ.

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

Адреса филиалов конторы „АКАДЕМКНИГА“.

Ленинград 104, пр. Володарского, 53а.

Киев, ул. Свердлова, 15.

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

Ростов н/Дону, ул. Энгельса, 68.

Минск, Советская, 39.

Казань, Пионерская ул., д. 17/38.

СОДЕРЖАНИЕ

	<i>Стр.</i>
Н. Ф. Шония. Сакаурская неинтрузия в Верхней Раче	1
Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе. Эцерская неинтрузия на Кавказе . . .	7
И. В. Борисевич. К минералогии карбонатных марганцовых руд Мазульского месторождения	15
М. К. Бельштерли и А. А. Турцев. Терромагнитные исследования биотита .	37

Технический редактор П. А. Савельев

Корректор С. И. Персидский

Сдано в набор 8/VII 1940 г. Подписано к печати 12/XI 1940 г. АНИ № 4534. РИСО № 1338.
 Формат 70×108/16. Объем 3 1/4 печ. л. и 3 вкл., 4,61 уч.-изд. л. В печ. листе 58000 тип. зн.
 А29742. Тираж 1000 экз.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста «Полиграфнига». Москва, Валовая, 28.
 Заказ № 3070.

Цена 4 руб.