

Взаимоотношения и контакты изверженных пород с известняками в районе меднорудного месторождения Баго-Боригчен в С. Монголии.

Из Геологического Кабинета Томск. Техн. Института.

Введение.

В 1913 году профессором Томского Технологического Института *М. А. Усовым*, по поручению Правления О-ва Рудного Дела Тушетухановского и Цэцэнхановского аймаков в Монголии, были произведены геологические изыскания в районе означенных аймаков. На обратном пути по дороге в г. Кяхту *М. А. Усов* заехал на Карнаковскую заимку у р. Иро и осмотрел находящееся по близости меднорудное месторождение Баго-Боригчен. Был сделан один маршрут, освещающий геологическую обстановку рудника и захвативший большой участок прилегающей к нему местности. Материал, состоящий из петрографической коллекции в размере 47 образцов и дневника, послужил основанием для настоящей работы.

Микроскопические определения производились при помощи универсально-оптического метода исследования порообразующих минералов. Определялись по возможности все минералы и —салищевые и фемищевые. Сводки химического анализа пород получены применением микроскопического метода Розиваля, что было удобно, т.-к. все породы зернисты, а их главные компоненты —плагиоклазы и отчасти калиевонатровые полевые шпаты были определены при помощи Федоровского метода (13 и 6), для темноцветных же компонентов приходилось пользоваться анализами, приложенными у *Иоддингса* в его книге «*Igneous Rocks*» Vol. I (21). При описании каждой породы указывается № образца, каким он помечен в дневнике.

Недостаточность как литературного, так и полевого геологического материала, вполне понятная при случайном маршруте, не дает в некоторых случаях возможности категорически освещать тот или другой вопрос. Приходится поэтому ограничиваться изложением фактического материала и намечать вопросы, требующие дальнейших изысканий.

Общий геологический очерк.

Тушетухановский и Цэцэнхановский аймаки внешней Монголии находятся между 50° и 43° северной широты и 117° и 103° восточной долготы. Заимка Карнаковка расположена в северной части Тушетухановского аймака у р. Иро в 10 километрах ниже впадения в нее речки Баин-гола (фиг. 1) на приисковом тракте в 70 километрах на юг от города Кяхты ¹⁾. В 8 килом. западнее заимки расположено меднорудное месторождение Баго-Боригчен, объявленное монголами святым местом и поэтому не разрабатывающееся.

Геологические исследования, произведенные профессором *М. А. Усовым* в 1913—1914 г.г., не связаны вплотную с районом месторождения, но подходят к нему довольно близко (11). Мною на основании работ *М. А. Усова* (10 и 11) и маршрута, проделанного *В. А. Обручевым* в 1892 г. из Кяхты

¹⁾ Топографическая основа заимствована с геологической карты, приложенной к работе проф. *Усова* «Орография и геология Кентейского хребта в Монголии». — Петроград. 1915.

до Калгана (7), нанесен на карточку района заимки Карнаковки немногочисленный геологический материал (фиг. 1).

Вся осадочная толща, слагающая район Кентейского хребта, отнесена пр. М. А. Усовым (10, 919—929) к Агностозою и разделена на две формации: 1, Бархинскую, соответствующую Архейской системе, и 2, Граувакковую—Алькгонкской системе. В отношении литологического состава обе формации имеют много сходных черт и трудно отличимы одна от другой. Основной разницей их является исключительное развитие граувакковых и глинистых пород и почти полное отсутствие известняков в верхней формации (10, 928). В северной части исследованного проф. М. А. Усовым района залегает только граувакковая формация.

Маршрут В. А. Обручева захватывает узкую полосу тракта из Кяхты в г. Ургу. От пикета Иро до р. Куйтун (7, 8) наблюдаются выходы крупнозернистого гранита, сиенита и жил диорита. По правому берегу р. Шарин-гол обнажаются крупнозернистый аплит, сиенит и кварцевый диорит (?) ¹⁾ и, наконец, ближе к пикету Урмухту «высокая скалистая гора того же берега состоит из отвесных и крутопадающих пластов (простираение 58°) серозеленого глинистого сланца, местами обильного отпечатками 2 родов мшанок (одна близка к *Fenestella*) и одного коралла, весьма похожего на *Lophophyllum proliferum* M'Ch. var.? *saurdiens* White?, изображенный у Рихтгофена и найденный им в верхне-каменноугольных отложениях Ло-пина» ²⁾.

Район Карнаковской заимки сложен известняками, сменяемыми на юге интрузией аплитовидного гранита (у меня имеется только один его образец). Этот гранит обнажается небольшими выходами в невысоких холмах влево от маршрута проф. М. А. Усова, километрах в 4 на юго-запад от заимки (фиг. 2). Вправо же от маршрута на южной стороне следующих более высоких холмов находится целый ряд обнажений и свалов горных пород. Основным элементом является здесь тот же гранит, среди щебня которого начинают попадаться обломки пород (№№ 923 a-f) диоритового облика, слагающих отчасти жилы (№ 923 f и № 923 e), отчасти же, судя по встречающимся здесь шпировым образованиям (№ 923 d), включения в основном гранитном массиве. Дальше на восточном склоне меридионально вытянутых горок в отвалах кротовых нор обнаружены известковые контактовые породы (№№ 925 a-e), сменяемые габбро (№№ 924 a-f), которые обнажаются в вершине одной горки. Остальная часть маршрута, вплоть до рудного месторождения, характеризуется известняками, прорываемыми жилами аплитов и кварца. Наконец, в отвалах, а также в стенках шахточек самого рудника констатированы сиенитовые, лампрофировые и аплитовые породы, слагающие мелкие гипабиссального типа интрузивные тела.

Главными компонентами осадочной толщи в данном районе являются известняки, измененные повсюду в мраморы (№ 936), и известковые сланцы. Мраморы нигде не сохраняют признаков наслоения, по крайней мере, элементов залегания их в имеющемся у меня материале не отмечено, но в описании района проф. М. А. Усовым (10, 929) указывается, что обе формации, слагающие Кентейский хребет, залегают неспокойно и подвергались неоднократно мощным пликативным дислокациям. Возраст известняков остается неопределенным. С одной стороны, наличие широкой площади граувакковой формации на юге, на расстоянии каких-нибудь 15—18 километров от данного известняка дает много оснований на причисление известняков к верхней части Агностозоя. Но с другой стороны, наличие мощных хорошо развитых известняков не является характерным для граувакковой формации (10, 929). Кроме того в 50 километрах на юго-западе около пикета Урмухту залегают, согласно опре-

¹⁾ Вопрос поставлен В. А. Обручевым (7, 8).

²⁾ Текст в кавычках дословно процитирован из очерка В. А. Обручева: «Краткий геол. очерк караванного пути от Кяхты до Калгана». — С.ПБ. 1893, стр. 8—9.

делениям В. А. Обручева (7), содержащие палеозойские окаменелости осадочные породы, да М. А. Усов (11, 22) не исключает возможности отнесения известняков Боригчена к свите более молодых осадочных пород, чем слагающие Кентейский хребет.

Интрузивные породы.

Аплитовидный гранит (№ 922). Эта порода слагает на левом берегу р. Иро в 4 км. к юго-западу от заимки Карнаковки ряд невысоких мелких сопочек (фиг. 2). Делювиальные его обломки покрывают, повидимому, всю более ровную местность района к югу и востоку от маршрута и только ближе к известняковым сопкам обогащаются щебнем более основных пород. Макроскопически это — голокристаллическая, ровно — и среднезернистая порода розового цвета с легким сероватым оттенком, представляющая смесь розового полевого шпата с сероватым кварцем. Небольшое количество неясного темно-цветного компонента придает ей аплитовый облик. Под микроскопом обнаруживаются следующие минералы: микропертитовый микроклин, олигоклаз, кварц и примеси магнетита, редких агрегатов биотитовых чешуек, мусковита и циркона.

Микроклин — с микропертитовыми вростками альбита и с характерной двойниковой штриховкой. Иногда последняя не проявляется, будучи затемнена неправильно ветвящимися вростками альбитового вещества, и тогда зерно имеет ясно неправильное строение, проявляющееся в беспорядочном погасании, которое распространяется как бы пятнистыми узлами по всему зерну. В минерале вообще плохо проявляется спайность¹⁾, почему пришлось ограничиться константой $2V$, которая при наблюдении в нескольких зернах непосредственно обеих оптических осей дает настойчиво удерживающуюся величину $2V = -85^\circ$. Двупреломление: $n_g - n_p = 0,0062$, $n_m - n_p = 0,0027$; угол оптических осей, по вычислению, равняется -82° .

Кварц — в большом количестве, трещиноватый и в большинстве случаев с облачным погасанием. Иногда встречаются зерна, прорастающие друг друга, неправильного очертания.

Олигоклаз — в подчиненном количестве по отношению к микроклину, с очень тонкой двойниковой штриховкой и порою с отчетливо проявляющейся зонарностью. Обычно серицитизирован и с сильно развитым глинистым налетом. Спайность проявляется охотнее, чем у микроклина. Разрушение также гораздо сильнее проявляется, чем у щелочного полевого шпата. Наблюдаются двойники по Альбитовому и Манебахскому законам. $V \perp (010) n_g = 10^\circ$, $V \perp (010) n_m = 79^\circ$, $V \perp (010) n_p = 89^\circ$; $V \perp (001) n_g = 83^\circ$, $V \perp (001) n_m = 4,5^\circ$, $V \perp (001) n_p = 77^\circ$. Плагноклаз № 13. Плоскость сростания в обоих случаях (010). $n_g - n_p = 0,0077$; $n_m - n_p = 0,0037$; $2V = +88^\circ$.

Биотит — очень небольшое количество тонких чешуек, собранных в сложные агрегативного вида скопления, беспорядочно расположенные и изогнутые. Иногда заполняет тонкие трещины в микроклине, являясь вторичным (фиг. 3), вероятно связанным с возможным контактовым метаморфизмом породы под влиянием позднее инъецировавших габбро-сиенитовых пород.

Мусковит заполняет довольно крупную жилку (в шлифе) среди полевошпатовых зерен (фиг. 4), в изогнутых листочках, являясь, по всей вероятности, продуктом поствулканических процессов.

¹⁾ Возможно, что неохотное проявление спайности у микроклина есть следствие неполной однородности минерала, ввиду вростков альбита и тонких двойниковых пластинок по двум взаимноперпендик. направлениям, внедряющихся друг в друга и т. обр. уменьшающих различие в сопротивлении по разным направлениям (6, 374).

Химический анализ породы произведен по методу Розивалля.

	Микрокл.	Кварц.	Биотит.	Плагноклаз.		Магнет.	Сумма.
Σ Отрезк.	1993	2788	252	1243		51	6327
% объем.	31.52	44.07	3.98	19.63		0.80	100%
Уд. в.	2.57	2.65	3	2.68		5.17	
				Ab. 19.77 An.			
% вес.	30.39	43.81	4.48	17.20	2.57	1.55	100%
SiO ₂	19.75	43.81	1.63	11.87	1.10	—	78.16
Al ₂ O ₃	5.47	—	0.85	3.27	0.95	—	10.54
Fe ₂ O ₃	—	—	0.25	—	—	1.07	1.32
FeO	—	—	0.67	—	—	0.48	1.15
CaO	—	—	0.03	—	0.52	—	0.55
MgO	—	—	0.44	—	—	—	0.44
Na ₂ O	5.17	—	0.02	2.06	—	—	2.08
K ₂ O		—	0.42	—	—	—	5.59
H ₂ O		—	0.12	—	—	—	0.12
TiO ₂	—	—	0.01	—	—	—	0.01
MnO	—	—	0.04	—	—	—	0.04
Итого. .							100%

Магматические формулы по Левинсону-Лессингу:

$$1.18 \overline{R_2O} \cdot R_2O_3 \cdot 11.8 \text{ SiO}_2$$

$$\alpha = 5.65,$$

$$\beta = 18.46,$$

$$\gamma = 5.41,$$

$$R_2O : RO = 2,5 : 1.$$

Порода согласно химической классификации приближается к аляскитам (4). Большое содержание SiO₂ является необычным для анализов обыкновенных гранитов, ибо наиболее кислым, по имеющемуся в моем распоряжении литературному материалу, является гранит рапакиви (18, 12), содержащий 77,71 % SiO₂, а у Рейниша (23, 8), содержание кварца в гранитах не превышает 76, 44%, но зато для гранит-аплитов имеются подходящие к моему анализу цифры (23, 43). Пренебрегая небольшим количеством темноцветных компонентов (увеличивая за их счет процентное содержание плагноклаза), получим в круглых цифрах: кварца 44%; плагноклаза 26% и микроклина 30%. Прикладывая полученное соотношение на Фогтовской диаграмме тройной системы кварц — плагноклаз — ортоклаз (30, 45), получаем место (точка а) для нашей породы в области, характерной для выделения в первую очередь

кварца, затем ортоклаза и потом уже тройной эвтектики (фиг. 5). Так как ввиду пертитового строения микроклина учесть содержание Na, а следовательно и плагиоклаза нельзя при помощи метода Розиваля, то точка *a* должна в действительности переместиться вправо ближе к точке *e* и вопрос о порядке выделения полевых шпатов становится неопределенным. Иное положение кварца. Он должен был, исходя из количественных соотношений породообразующих минералов, выделяться в первую очередь и — значит — обладать известным идиоморфизмом. На самом деле ни в штуфе, ни в шлифе при всей тщательности наблюдения таких явлений замечено не было.

Это противоречие, как будто достаточно резкое, может быть сглажено такими рассуждениями. Для того, чтобы фигуративная точка *a* достигла эвтектической линии $E_{Qu}-or-e$, необходимо понижение кварца с 44% (приблизительно) до 33% т.-е. на 11%. Следовательно, только 25% всего кварца должно иметь право на идиоморфизм, т.-е. остальная часть должна выделяться одновременно с прочими компонентами. Если к этому прибавить, что в связи с выпадением эвтектической тройной смеси возможно и естественно разъедание граней у кристаллов кварца, то отсутствие кристаллографических ограничений у этого минерала в породах, близких по составу к тройной эвтектике, не будет удивительным. Конечно, макроскопически кварц должен был-бы проявить себя, но для этого нужны наблюдения на месте у обнажения, где — большое количество матерьяла. Между прочим у проф. М. А. Усова в «Описании горных пород» Пограничной Джунгарии (12, 11) при описании гранита Кожуртаса имеется упоминание, что, несмотря на великолепные кристаллы кварца, встречающиеся в породе, под микроскопом идиоморфизм этого минерала значительно затемняется разъеданием граней со стороны полевошпатового вещества.

За последнее время в литературе появилась статья *N. L. Bowen* (16, 193), в которой автор доказывает вероятность отсутствия эвтектических отношений при кристаллизации магмы. Рассматривая эвтектику, как возможный частный случай кристаллизации, *Бовен* указывает, что последняя должна происходить, главным образом, по типу, как он выражается, *continuous reaction series*, — т.-е. путем непрерывной реакции между выпадающей твердой и остающейся жидкою фазами, столь часто проявляющейся в силикатах ввиду склонности их давать твердые растворы (напр. альбит — анортит). Что же касается кварца, то, его порядок выделения, по мнению *Бовена*, должен зависеть от той роли, какую он играет, как минерал, в первичном составе магмы. Именно, если при намечающемся минералогическом составе породы в магме, он играет роль нормального первичного минерала, то соответственно свойственной ему достаточно высокой температуре плавления, он выделяется в первую очередь; если же он является, по выражению *Бовена* «*released — mineral*», т.-е. минералом, образующимся из остатков от кристаллизации других минералов породы, то естественно, он заполняет промежутки между ранее сформировавшимися минеральными компонентами. Такое положение в применении к порядку выделения минералов в породах легко объясняет теоретически эмпирическую шкалу *Розенбуша*, выработанную чисто статистическим путем и выражающую наиболее распространенный фактический порядок выделения минералов.

Применяя изложенный взгляд к нашей породе, нужно было-бы объяснить ксеноморфные очертания кварца его ролью — *released mineral* при кристаллизации гранита; но принимая во внимание слишком большое процентное содержание в породе кварца — 44%, вряд ли возможно допущение, чтобы он играл роль остаточного минерала. Вероятнее всего, что, выпадая в первую очередь (независимо от принципа *Бовена* или эвтектики) в ограниченном количестве, кварц утратил свой идиоморфизм благодаря разъеданию граней, происходившему при выпадении последующих компонентов породы.

Ближе к периферии интрузивного тела встречаются породы более основного диоритового облика (№№ 923 а-ф). По дневнику это — жильные, но вероятно отчасти и краевые фации того же аплитовидного гранита.

Биотитово-роговообманковый кварцевый диорит (№ 923 а). Штуф сильно выветрелой, темнозеленоватосерой, несколько пестрой породы. Макроскопически заметны очень немногие порфировидные выделения плагиоклаза грязнозеленого цвета. Среднезернистая гипидиоморфная структура. Главные компоненты породы: плагиоклаз, кварц, биотит и очень небольшое количество роговой обманки. Второстепенные: апатит, магнетит и титанит.

Плагиоклаз с тонкой двойниковой штриховкой в очень зонарных слегка столбчатых кристаллах. Более мелкие зерна имеют склонность сильнее вытягиваться, приближаясь к лейстообразным формам. Сильно развитый глинистый налет не дал возможности определить точно номер плагиоклаза, но судя по углу между оптическими осями $2V = +88^\circ$ и принимая во внимание тонкую двойниковую штриховку, состав минерала можно отнести к олигоклаз-андезину. Минерал сильно каолинизирован и серицитизирован.

Кварц — в мелких зубчатой формы зернах, заполняет промежутки между полевыми шпатами. Иногда, как и в граните, наблюдается прорастание друг друга отдельных его зерен. Встречаются и более крупной величины индивиды, теряющие в этом случае зазубренную форму и имеющие прихотливый извилистый резорбированный (фиг. 6) характер своих очертаний. Всегда с облачным погасанием.

Биотит. Характерно изорванные индивиды с большим количеством включений магнетита и апатита. Часто принимает зеленоватую окраску. Встречается и в виде агрегативных скоплений мелких чешуек.

Роговая обманка сильно изменена и местами совершенно перешла в хлорит. В шлифе в зернах преобладает буроватый оттенок. $2V = -58^\circ$. Угол погасания $spg = 21^\circ$. Угол между плоскостями спайности $\varphi = 60^\circ$. Плеохроизм слабый от темнобурого до светложелтого с чуть зеленоватым оттенком. По трещинкам спайности заметно отложение магнетита.

Отклонения от нормальных свойств в минералах: биотит приобретает зеленоватую окраску с ослаблением цветов поляризации, а также содержит хлорит и мелкие зернышки руды по трещинам спайности; роговая обманка обесцвечена и также с отложением руды по трещинам спайности; полевые шпаты серицитизированы и обладают сильно развитым глинистым налетом, кое где заметны зерна цоизита и тремолита.

Кроме этой породы имеются образцы (№ 923 в, № 923 с), представляющие, повидимому, переходные члены от вышеописанного диорита к более основным образованиям. Оба они отмечаются более тонким зерном, уплотнены, грязнозеленые с продуктами разрушения. Содержат большое количество сульфидов. В первой с более крупным зерном породе (№ 923 в) основным фоном служит вторичный кислый плагиоклаз. Первичный в большинстве случаев перешел в смесь эпидота с лучистым камнем и хлоритом. Темноцветный неясный компонент целиком перешел в уралит и обладает сильно изъеденными контурами. Большое количество титанистого железняка в крупных зернах и мелких включениях. Вторая порода (923 с) обладает более тонким зерном, афанитового облика, представляет под микроскопом спутанно-волоконистую массу вторичной роговой обманки. Кое где просвечивают соссюритоподобные продукты разрушения, разрешающиеся в вторичный плагиоклаз и цоизит. Чрезвычайно большое количество титанистого магнетита и сульфидов.

Породы настолько разрушены, что трудно восстановить их первичную физиономию. Надо думать, что разрушение произошло под влиянием поствулканических процессов, столь естественных в апикально-периферической части интрузивного тела (2, 52—70). Здесь же на ряду с этими породами встреча-

ется типичный образец шлирового образования, лишний раз подчеркивающий фациальность этих пород (2, 60—63).

Шлира растворения (№ 923 d) представляет темно-серую, с зеленоватой основной массой, породу, как бы выпотевшую партиями среднезернистого розового микроклина с небольшим количеством кварца. Кое где местами имеются черные партийки темноцветного компонента (биотита). Структура гипидиоморфная. Главные компоненты: олигоклаз, микроклиномикропертит, кварц, агрегаты биотита и еще какого-то темноцветного компонента, являющиеся продуктами не вполне переварившихся в магме обломков континента.

Олигоклаз — идиоморфный, серицитизированный с значительным глинистым налетом. Почти во всех зернах проявляются резкое зонарное строение и тонкая двойниковая штриховка. $V_{ng} = 13^\circ$, $V_{nm} = 78^\circ$, $V_{np} = 83^\circ$. Координаты двойниковой оси дают двусмысленное решение: 1) при двойниковом законе $\perp (010)$ — № 10 — 13 или № 28 — 30; 2) при двойниковом законе $[010]$ — № 4 — 5 или № 28 — 30. Двойниковая плоскость по (010) вызывает естественное отпадение двойникового образования по Периклиновому закону. $2V = +85^\circ$, определенный при непосредственном наблюдении обеих оптических осей, дает на диаграмме (13) № 13 плагиоклаза. Итак, плагиоклаз № 13 образует двойниковое сращивание по Альбитовому закону, что очень характерно для тонкой двойниковой штриховки.

Микроклиномикропертит — свежие неправильного очертания зерна. Иногда хорошо проявляется характерная для микроклина решетка. Всегда ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и как бы зажат между зернами последнего. $2V = -83^\circ$ для участка без микропертитовых вростков. Последние расположены по определенному направлению, близкому к плоскости (100), т. е. наиболее резко проявляются при совпадении этой плоскости с плоскостью симметрии микроскопа. Спайность не проявляется.

Кварц — ксеноморфные зерна с облачным погасанием, сильно трещиноватый, иногда разбивающийся на мелкие зерна, создающие впечатление поясов раздавливания. Определенно ксеноморфен не только к плагиоклазу, но и к щелочному полевому шпату. Интересно отметить оригинальную картину: трещинку в микропертитовом микроклине заполняют отпрыски от двух зерен кварца, различно оптически ориентированных (фиг. 7).

Агрегаты листочков *биотита*, осветленного и местами превращенного в хлорит, в смеси с каким то неясным компонентом, зернышками руды и порою эпидота, дают указание на шлировый характер породы. Примеси: магнетит, циркон и пирит. Последний, по всей вероятности, является продуктом поствулканических процессов. Отчасти влиянию этих же процессов нужно приписать сильную серицитизацию полевых шпатов, а также появление эпидота и хлорита в темноцветных компонентах как этой, так и предыдущих пород. Интересно, что все зерна плагиоклаза, как бы сильно ни были задеты разрушительными процессами, сохраняют нетронутой внешнюю зонарную, повидимому, близкую к альбиту оболочку слегка бахромчатого очертания.

Среди описанных пород встречаются представители жильной фации гранитной интрузии: аплит (№ 923 e) и биотитовый гранодиоритпорфир (№ 923 f). Последняя порода, встречаясь в краевой зоне гранитного тела, имеет ярко выраженное соотношение плагиоклазов порфировых выделений и основной массы (внешняя зонарная оболочка плагиоклазов порфировых выделений имеет один и тот же номер с плагиоклазом основной массы), указывающее, что кристаллизация происходила при пониженной температуре без усвоения постороннего матерьяла. Вероятно, эта порода составляет жилу. Поэтому, не исключая, конечно, возможности, что гранодиоритпорфир может входить в состав периферической фации, а за отсутствием элементов залегания условно отношу его описание к жильным породам.

Дальше в порядке маршрута на вершине ближайшей, к северу лежащей, горке выходят основные **габбрового** типа породы (№№ 924 a-f), окруженные контактовым поясом известняковых образований. В имеющемся у меня материале нет элементов залегания этого тела, так что решить на основании этих данных соотношение его и гранитной интрузии не представляется возможным. Но если принять во внимание характер интрузий Кентейского хребта (10, 233—242) и их состав, где не встречается столь основных продуктов дифференциации в периферии интрузивных гранитных тел, а также описанный ниже механический контакт гранитного батолита с известняками, включающими габбровые породы, то естественно будет считать последние слагающими совместно с сиенитами самостоятельную более юную формацию изверженных пород гипабиссального типа.

Роговообманково-диопсидовый габбро представлен в имеющейся у меня коллекции темносерыми, различной величины зерна (от крупного до средне-зернистого) породами, состоящими из смеси плагиоклаза с диопсидом и роговой обманкой, пойкилитово прорастающих друг друга и варьирующих в количественном отношении. В частях ближе и контакту преобладает пироксен, в удаленных—роговая обманка, при чем в непосредственной близости к контактовой зоне пироксен совершенно вытесняет роговую обманку, плагиоклаз же, увеличивая свою основность, остается в очень немногочисленных, пойкилитово прорастаемых пироксеном, зернах. Пойкилитовое прорастание минералов чрезвычайно характерно для данной породы, в особенности относительно темноцветных компонентов, что подчеркивается и *Розенбушем* (26, 345) при описании роговообманкового габбро. Из примесей очень распространен пирит, переходящий часто в бурый железняк. Интересно, что наибольшее его количество содержат самые крупнозернистые разновидности.

Плагиоклаз—в крупных зернах, имеющих в громадном большинстве случаев плохо выраженный призматический характер; нужно сказать, что кристаллографические ограничения вообще плохо развиты у компонентов породы. Часто образует сложные двойники по Периклиновому и Манебахскому законам (фиг. 8), создающие впечатление грубой кривой решетки. Чаще встречаются двойники по Манебахскому закону. Плоскость сростания при Манебахском законе всегда (010), при Периклиновом близка к (001). Угол между оптическими осями колеблется от $+83^\circ$ до $+85^\circ$. Номер плагиоклаза—74—77.

Роговая обманка чаще бурая, иногда зеленоватая, с резкими трещинами спайности, в очень крупных пойкилитово прорастаемых диопсидом зернах. Кристаллографических ограничений никогда не наблюдается. По константам приближается к уралитовой обманке из роговообманкового габбро (с Урала), содержащего также и бесцветный диопсидовый пироксен и разобранного *Розенбушем* (26, 346). $2V = -74^\circ$; угол погасания $C_{ng} = 15^\circ$; угол между плоск. спайности $\varphi = 60^\circ$. Плеохроизм: по p_g —желтовато-зеленый, по p_m —зеленовато-бурый и по p_r —светло-желтый.

Диопсид—большую часть в ксеноморфных эллиптического очертания зернах, пойкилитово прорастающих полевой шпат и роговую обманку. Иногда встречаются призматического вида зерна с частыми и резкими трещинами спайности. $2V = 54^\circ$; угол погасания $C_{ng} = 40^\circ$; угол между плоск. спайн. $\varphi = 86^\circ$. По константам более приближается к диопсидовому авгиту (25, 209).

Ни один из компонентов не имеет преимуществ в отношении кристаллографических ограничений, чем создается типичная габброидная структура.

Вторичные изменения плагиоклаза (каолинизация и серицитизация) становятся интенсивнее с уменьшением зерна породы. Такое явление невольно наводит на мысль о действии на породу метасоматических процессов в связи с контактовым метаморфизмом, явившихся, по всей вероятности, причиной отложения в породах большого количества сульфидов.

Анализ породы произведен по методу Розивалля.

	Плагиоклаз.		Диопсид.	Рогов. обм.	Сумма.
Σ отрезков.	1649		785	440	2874
% объем.	57.38		27.31	15.31	100.00%
Уд. в.	2.68		3.3	3.2	—
% весов.	52.50		30.77	16.72	100.00%
	An.	Ab.			
SiO ₂	17.38	8.33	16.18	7.71	49.50
Al ₂ O ₃	14.95	2.30	0.41	1.76	18.42
Fe ₂ O ₃	—	—	1.80	0.47	2.27
FeO	—	—	0.99	1.39	2.38
MgO	—	—	3.80	2.41	6.21
CaO	8.09	—	5.69	2.11	15.80
Na ₂ O	—	1.45	1.17	0.27	2.89
K ₂ O	—	—	0.32	0.06	0.38
H ₂ O	—	—	—	0.33	0.33
TiO ₂	—	—	0.67	0.13	0.80
MnO	—	—	0.05	0.02	0.07
P ₂ O ₅	—	—	—	0.03	0.03
Итого . . .					100.00%

Магматические формулы по Левинсон-Лессингу:

$$2.66 \text{ RO. R}_2\text{O}_3. 4.23 \text{ SiO}_2$$

$$\alpha = 1.49,$$

$$\beta = 86.67,$$

$$\gamma = 1.24.$$

$$\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 9.5.$$

Порода согласно химической классификации заключается между норитом и габбро (4). Интересно отметить, что, при сравнении химического состава этой породы со сводками анализов горных пород (24, 25; 18, 55—65; 15, 11—16), она одинаково подходит к габбро, нориту, амфиболитам и даже к анализам некоторых диабазов.

В отвалах шахточек медного рудника найдены **сиенитовые** породы. Непосредственных выходов и обнажений этих пород не имеется, т. ч. формы залегания их установить не представляется возможным. Однако свежесть и отсутствие проявлений динамометаморфизма в породах дает повод предполагать, что как сиениты, так и вышеописанные габбро слагают самостоятельную более юную, чем аплитовидный гранит и диориты, формацию интрузивных тел района.

Главным представителем этого семейства является биотитово-роговообманково-пироксеновый сиенит (№ 931 а) монцититового облика. Эта менее, чем среднего зерна, порода представляет слегка вязкую смесь светложелтого, порою розового полевого шпата, биотита и темнозеленых агрегатов пироксена и роговой обманки. Структура гипидиоморфная. Главные компоненты: калиевонатровый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка, пироксен и биотит. Второстепенные: титанит и апатит.

Калиевонатровый полевой шпат является преобладающим компонентом породы. Часто проявляется в очень крупных зернах с слабой пертитизацией и трещинами спайности по (001). Двойниковой решетки, свойственной микроклину, совершенно не проявляется. Иногда содержит включения идиоморфных зерен плагиоклаза (фиг. 9). Очень редко проявляются вытянутые в плоскости (010) индивиды, образующие двойники по закону de l'Esterel (фиг. 10); плоскость сращения (010). Двойниковая ось — [100]. Координаты дв. оси: $B[100]_{pr} = 24^\circ$, $B[100]_{pm} = 66,5^\circ$, $B[100]_{pg} = 87^\circ$. $2V = -58^\circ$.

Полевой шпат принадлежит к триклинной сингонии. Небольшой угол между оптическими осями приближает его к ряду анортотлазов.

Плагиоклаз — в крупных идиоморфных зернах, в подчиненном количестве по отношению к анортотлазу. Согласно анализу породы анортотлаз составляет 48,8% всего минералогического состава породы, тогда как на долю плагиоклаза приходится всего лишь 27,1% и, кстати заметить, все таки больше, чем содержится этого минерала в аплитовидном граните (19,8%). При измерении двойников плагиоклаза при помощи Федоровского метода обнаружено двойниковое сращение (фиг. 11) по крайне редкому сложному двойниковому закону la Roc—Tourné — $\perp$ [001] II (010).

I 1. 104° вл. 40° pr^1

2. 135° впр. 47° pm^1

$2V = 82^\circ$

A' от себя 20°

II 1. 290° вл. 11° pr^2

2. 16° впр. 19° pg^2

B $\left\{ \begin{array}{l} ng = 84^\circ \\ pm = 26^\circ \\ pr = 63^\circ \end{array} \right.$

Возможны случаи: 1) la Roc—Tourné—№ 27 и 2) De l'Esterel—№ 2 или № 50. Плоскость сращения—(010), двойниковая плоскость близка к (100). Т.е. двойниковую ось у закона la Roc—Tourné служит прямая, очень близкая к [100], то эти оба закона отличить чрезвычайно трудно. Вероятнее было бы предполагать, что двойниковое сращение происходит по закону de l'Esterel, как по более простому, чем сложный la Roc—Tourné. Но номер плагиоклаза при измерении второго зерна опровергает это предположение: двойниковая пл.—(001); плоскость сращения—(010); $B[001]_{pg} = 80,5^\circ$, $B[001]_{pm} = 29^\circ$, $B[001]_{pr} = 64^\circ$; Карлсбадский закон № 28.

Роговая обманка темнозеленого цвета, с ступенчатыми неправильными трещинами спайности; всегда образует совместно с пироксеном и биотитом агрегативные скопления среди полевошпатовой массы породы (фиг. 12). $2V = -74^\circ$; угол погасания— $Cng = 14^\circ$; угол между плоскостями спайности $\varphi = 120^\circ$.

Пироксен — в некрупных слегка удлинённых эгирин-авгитового типа зернах. Двупреломление высокое, яркозеленые цвета плеохроизма. Почти всегда обростает роговой обманкой (фиг. 13). $2V = +52^\circ$, угол погасания $Cng = 48^\circ$, угол между плоскостями спайности $\varphi = 86^\circ$. Цвета плеохроизма:

по pr — темнозеленый,

» pm — светлозеленый,

» pg — желтый.

Биотит — в характерно изорванных, большей частью измененных с выпадением хлорита с зеленоватым оттенком зернах. Небольшое количество.

Химический анализ породы произведен по методу Розивалля.

	Амор- тоид.	Плагиоклаз.		Рог. обм.	Эгр. авгит.	Био- тит.	Титан.	Апа- тит.	Сумма.
Σотрезк.	3100	1654		999	101	38	26	61	5979
% объем	51.85	27.66		16.71	1.69	0.63	0.44	1.02	100.00%
Уд. в.	2.57	2.68		3.2	3.3	3	3.5	3.2	—
% вес.	48.81	27.13		19.58	2.04	0.69	0.56	1.19	100.00%
		Аб.	Ап.						
		19.81	7.32						
SiO ₂	31.73	13.61	3.16	9.01	1.04	0.25	0.17	—	59.97
Al ₂ O ₃	8.79	3.86	2.69	1.57	0.02	0.09	—	—	17.02
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1.76	0.06	0.13	—	—	1.95
FeO	—	—	—	2.94	0.16	0.10	—	—	3.20
MgO	—	—	—	0.98	0.26	0.01	—	—	1.25
CaO	—	—	1.47	1.96	0.44	—	0.16	0.68	4.71
Na ₂ O	4.31	2.34	—	0.59	0.02	0.02	—	—	7.28
K ₂ O	3.98	—	—	0.20	0.02	0.05	—	—	4.21
H ₂ O	—	—	—	0.37	—	0.03	—	—	0.40
TiO ₂	—	—	—	0.20	0.02	—	0.23	—	0.45
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0.51	0.51
Итого. . .									100.00%

Магматические формулы по Левинсону-Лессингу:

$$1.7 \overline{R_2O} \cdot R_2O_3 \cdot 5.5 SiO_2$$

$$\alpha = 2.36,$$

$$\beta = 48.75,$$

$$\gamma = 2.05.$$

$$R_2O : RO = 1.1 : 1.$$

По своему химическому составу порода занимает промежуточное место между нормальными и щелочными сиенитами (23, 17 и 100), что вполне согласуется с явно щелочным уклоном пироксена, занимающего среднее место между диопсидом и эгиринавгитом, и с отчетливо проявляющимися особенностями монцонитовой структуры во взаимоотношениях плагиоклаза и щелочного полевого шпата.

Описанными разностями и ограничивается ряд глубинных пород района. Как по их минералогическому составу, так и по взаимоотношениям, вскрываемым при синтезе полевого матерьяла, является возможным распределить эти породы в две обособленные группы: гранодиоритовую с одной стороны и габбросиенитовую с другой.

Родство гранита с диоритовыми породами, помимо их совместного нахождения в поле, довольно прочно устанавливается сходными чертами их минералогического состава, а также ярко выраженными следами динамометаморфизма, которому подверглись породы этого комплекса.

Взаимоотношение габбро и сиенитов не вполне ясно, но зато, если принять во внимание щелочной характер сиенитов, их относительную свежесть, проявляющуюся и в породах габбро, слабое проявление или полное отсутствие в комплексе этих пород признаков динамометаморфизма, столь резко проступающих в гранодиоритах, обособление известняков, включающих габбро и сиениты, от гранодиоритового тела милонитовой зоной, и, наконец, характер щелочных полевых шпатов, указывающий на полное расщепление твердой фазы минерала (микроклиномикропертит) в граните и едва назревающее распадение (слабая пертитизация) в сиените ¹⁾, — то накапливается достаточно оснований для возможности обособления группы габбро-сиенитовых пород от гранитов и выделения их в особую более молодую формацию. Последнее положение становится еще более вероятным, если принять во внимание, что палеозойские отложения, обнаруженные В. А. Обручевым в береге р. Шарингол у пикета Урмухту, подверглись сильной дислокации, в результате которой вполне возможны в данном районе инъекции изверженных пород.

Жильные породы.

Жильные породы гранодиоритового комплекса очень немногочисленны, что вполне естественно ввиду большей денудированности этого интрузивного тела ²⁾. Все они носят следы большого давления, проявляющегося, главным образом, в сильной трещиноватости и облачном погасании кварца, в заполнении трещинок в полевых шпатах вторичной слюдой и даже иногда в образовании сдвигов по этим трещинкам, что особенно удобно наблюдать в плагиоклазах ввиду их тонкого двойникового строения (фиг. 14).

Биотитовый гранодиорит — порфир (№ 923 f) — представляет светло-серую с гранит-порфировой структурой породу. Порфировые выделения представлены олигоклазом № 13. Плагиоклаз же основной массы почти чистый альбит. Минералогический состав: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит и магнетит. Под микроскопом порода обнаруживает сильное развитие многочисленных трещинок, заполненных бесцветной слюдой (фиг. 14).

Плагиоклаз в порфировых выделениях представлен крупными идиоморфными призматической формы кристаллами, всегда сильно серицитизированными, с тонкой двойниковой штриховкой по Альбитовому закону. Номер его тот же, что и в аплитовидном граните — № 13. $B \perp (010) \quad n_g = 12,5^\circ$, $V_{nm} = 78^\circ$, $V_{pr} = 85,5^\circ$. $2V = +85^\circ$ (по наблюдению). $n_g - n_p = 0,0076$, $n_m - n_p = 0,0036$, $n_g - n_m = 0,0040$; $2V = +87^\circ$ (по вычислению). Плагиоклаз в основной массе альбит — почти всегда свежий без каких либо признаков разрушения — в небольших коротко таблитчатых зернах. Двойники по Альбитовому закону. $B \perp (010) \quad n_g = 17,5^\circ$, $V_{nm} = 72^\circ$, $V_{pr} = 87^\circ$. Плоскость сростания (010). Двойниковая пл. — (010). $2V = +77^\circ$. Плагиоклаз № 3.

Микроклиномикропертит — совершенно свежие ксеноморфные зерна, как бы зажатые между крупными призмами плагиоклаза. При установке зерна в плоскости, близкой к (100), всегда ярко проступает характерная двойниковая решеточка; $2V = +82^\circ$.

Кварц в крупных сильно трещиноватых зернах всегда с облачным погасанием.

¹⁾ Д. Белякин. К вопросу о взаимных отношениях щелочных полевых шпатов. — Изв. Мин. Лаб. Петр. Пол. Ин. 1918 (1).

²⁾ Образцы этих пород встречены только среди гранитового щебня.

Биотит — зеленый, почти совершенно перешедший в хлорит, представляет в большинстве случаев агрегаты из буровато-зеленых чешуек.

Кроме этой породы в области гранитовых обнажений встречаются тонкозернистые бледно-розовые аплиты (№ 923 е) с незначительным содержанием роговой обманки и так же, как предыдущая порода, с следами испытанного ими большого давления.

Несравненно ярче и многочисленней породы жильной фации **габбросиенитовой** магмы, кислые дериваты которой являют целый ряд переходов от монцонитовых до щелочных пород, а основные представлены изменчивыми по составу лампрофировыми породами, принадлежащими к семейству керсантитов.

Большинство пород кислого ряда имеют в качестве существенной части калиевонатровый полевой шпат, всегда с большим или меньшим количеством микропертитовых вростков, ярче проступающих в связи с усилением щелочного характера породы. Темноцветные компоненты всегда в очень небольшом количестве, причем роговая обманка монцонитового аплита заменяется, по мере увеличения щелочных свойств породы, эгирин—авгитом и даже просто эгирином.

Кварцевый монцонит—аплит (№ 930 в). Светлосерая слегка желтая, от средне-до мелкозернистой порода, представляющая гипидиоморфную смесь полевого шпата и кварца с слабо проступающей порфировой структурой, столь характерной для этого вида пород (26, 598) и обнаруживающейся во всей полноте только под микроскопом. Полевые шпаты—плагиоклаз и микропертитовый калиевонатровый полевой шпат—представлены в породе почти в равном количестве. Очень немного роговой обманки и большое количество кварца.

Плагиоклаз проявляется то в крупных несколько оплавленных идиоморфных зернах, представляющих как бы порфировые выделения, то в мелких закономерно обростаемых калиево-натровым полевым шпатом зернах, составляющих существенную часть как бы основной массы породы (фиг. 15).

Плагиоклаз порфировых выделений обычно чрезвычайно зонарный с многочисленными трещинами спайности. При помощи Федоровского столика были замерены внутренняя (в) и внешняя (а) части такого зонарного кристалла (фиг. 15). Внешняя часть (а): спайность по (010); $V \perp (010) \quad n_g = 2^\circ$, $V \perp (010) \quad n_m = 88^\circ$, $V \perp (010) \quad n_p = 90^\circ$; № 19—20. Внутренняя часть (в): спайность по (010); $V \perp (010) \quad n_g = 18^\circ$, $V \perp (010) \quad n_m = 72^\circ$, $V \perp (010) \quad n_p = 86^\circ$; № 36. Как и следовало ожидать, плагиоклаз внутренней части значительно основнее внешней. Плагиоклаз в основной массе образует двойники по Карлсбадскому закону. Плоскость сращения — (010). $V(001) \quad n_g = 88^\circ$, $V[001] \quad n_m = 17.5^\circ$, $V[001] \quad n_p = 73^\circ$. $2V = -86^\circ$ (по наблюдению). $n_g - n_p = 0,0063$, $n_g - n_m = 0,0028$, $n_m - n_p = 0,0035$. $2V = -84^\circ$ (по вычислению). Плагиоклаз № 20. Таким образом, плагиоклаз основной массы идентичен по составу с внешней частью порфировых выделений.

Микропертитовый калиевонатровый полевой шпат, выпадая после плагиоклаза, часто закономерно обростает последний, образуя, согласно ему, двойники также по Карлсбадскому закону (фиг. 15). $V[001] \quad n_g = 78^\circ$, $V[001] \quad n_m = 20^\circ$, $V[001] \quad n_p = 75^\circ$. $2V = -56^\circ$ (по наблюдению). Плоскость сращения (010). $n_g - n_p = 0,0048$, $n_g - n_m = 0,0010$, $n_m - n_p = 0,0036$. $2V = -55^\circ$ (по вычислению). Минерал проявляется всегда в ксеноморфных зернах, с тонко назревающей пятнистостью. Двойниковой микроклиновой решетки не наблюдается. В противоположность к плагиоклазу трещины спайности почти не проявляются.

Роговая обманка — в очень небольшом количестве, с бурыми тонами плеохроизма, приблизительно выдерживает призматический характер кристаллографических ограничений. Угол погасания $Cn_g = 24^\circ$, угол между плоск. спайности $\varphi = 124^\circ$. $2V = -89^\circ$. Плеохроизм слабый от бурожелтого до зе-

ленного. По оптическим константам представляет переходную форму от зеленой к обыкновенной роговой обманке (25, 232).

Квари — в ксеноморфных многочисленных зернах, всегда лишенный облачного погасания.

Отторженцы описанной породы находятся на половине расстояния между обнажениями гранодиоритовых пород и медным заброшенным рудником (фиг. 2), в стенках и отвалах шахточек которого обнаружены сиенитовые жильные породы с сильнее проявляющимся щелочным характером.

Пироксеновый сиенит-аплит (№ 931 в) представляет светло-розовую, от мелко до среднезернистой породу с гипидиоморфной структурой; состоит существенно из микропертитового калиевонатрового полевого шпата с небольшим количеством редкого темноватого компонента эгирин-авгитового типа, придающего породе грязноватый оттенок. Из примесей встречается титанит.

Микропертитовый калиевонатровый полевой шпат с очень развитым глинистым налетом и временами с отчетливо проявляющейся спайностью; обычно в ксеноморфных зернах с неправильным, вследствие слабой пертитизации, узловатым погасанием. Изредка встречаются призматического очертания зерна, образующие обычно двойники по закону de l'Esterel (фиг. 16) с плоскостью сростания по (010). $V[100] n_g = 85,5^\circ$, $V[100] n_m = 69^\circ$, $V[100] n_p = 17,5^\circ$. $2V = -62^\circ$. Слабая пертитизация и большой угол между оптическими осями приближают минерал к более чистым калиевым полевым шпатам, что отчасти подтверждается его розовой окраской, дающей основной тон для всей породы. Встречаются двойники и по Манебахскому закону с плоскостью сростания по (001). $V \perp (001) n_g = 84^\circ$, $V \perp (001) n_m = 10^\circ - 11^\circ$, $V \perp (001) n_p = 81^\circ$. $2V = -63^\circ$. Координаты двойниковой оси приближаются к таковым микроклина (13, 129).

Редкий пироксен эгирин-авгитового характера в лейстообразно вытянутых призмах. Цвета плеохроизма сильно ослаблены интенсивной хлоритизацией. Изредка попадаются широкотаблитчатые зерна диопсидового характера. $2V = +66^\circ$. Угол погасания $Cn_g = 44^\circ$. Угол между плоскост. спайности $\varphi = 88^\circ$.

Титанит в хорошо образованных кристаллах с характерным плеохроизмом.

Щелочной кварцевый сиенит-аплит (№ 934 с). Серая, мелкозернистая, крепкая, богатая кварцем плотная порода. Структура панидиоморфнозернистая. Породообразующие минералы: кварц, микропертитовый калиевонатровый полевой шпат, эгирин и титанит.

Калиево-натровый полевой шпат, с чрезвычайно развитой микропертитизацией (фиг. 17), дает обычное для этого минерала неправильное узловатое погасание. Хорошо проявляющаяся спайность по (010) дала возможность сделать следующие замеры на Федоровском столике. Основная часть (в) минерала: $V \perp (010) n_g = 23^\circ$, $V \perp (010) n_m = 79^\circ$, $V \perp (010) n_p = 73^\circ$; $2V = -70^\circ$ (по наблюдению); $n_g - n_p = 0,0061$, $n_m - n_p = 0,0039$, $n_g - n_m = 0,0022$; $2V = -59^\circ$ (по вычислению). Пертитовые вроски (с): $2V = +86^\circ$ (по наблюдению), $n_g - n_p = 0,0093$.

Эгирин представлен густоокрашенными, вытянутыми, призматической формы кристаллами с небольшим плеохроизмом, затемняющимся вследствие большого количества руды, отлагающейся преимущественно по трещинам спайности. $2V = -40^\circ$. Угол погасания $Cn_p = 9^\circ - 8^\circ$. Угол между плоскостями спайности $\varphi = 87^\circ$.

Квари — всегда ксеноморфный, иногда с включениями полевого шпата, без облачного погасания. Наблюдается микропегматитовое прорастание им калиево-натрового полевого шпата (фиг. 18).

Несколько неясное положение в ряде описанных жильных образований занимает встреченная вблизи габбрового штока бостонитового типа порода (№ 928 с), составляющая один из залбандов проходящей здесь кварцевой

жилы. Сильно измененная—цонзитизированная—она представляет светлоселеноватожелтого цвета плотную с кремнистым изломом породу, существенно состоящую из лейст плагиоклаза бостонитового очертания и вторичных минералов—альбита, цонзита и кварца. Повидимому, слагает, как и все сиенитовые породы, небольшое гипабиссального типа тело.

Плагиоклаз в тонко вытянутых по пр лейстах образует двойники по Альбитовому закону. $V \perp (010)_{ng} = 19^\circ$, $V \perp (010)_{nm} = 72^\circ$, $V \perp (010)_{np} = 87,5^\circ$. $2V = +86^\circ$. Получаются два возможных решения: № 37 или № 0. Замером плоскости спайности по (001) исключается нулевой номер плагиоклаза: $V \perp (001)_{ng} = 67^\circ$, $V \perp (001)_{nm} = 24^\circ$, $V \perp (001)_{np} = 85^\circ$. № 37.

Цонзит в бесцветных эллиптического очертания зернах собран в многочисленные агрегаты, представляя, повидимому, продукт разрушения полевых шпатов, а б. м. отчасти неясного темноцветного компонента, проглядывающего кое-где сквозь эти скопления, благодаря высоким цветам интерференции. Совершенная спайность по (010). $2V = +57^\circ$. Сильная дисперсия. Кроме описанных жильных образований в районе габбро-сиенитов встречаются лампрофирового типа породы керсантитового облика.

Один образец (№ 931 с) такой породы встречен в отвалах шахточек медного рудника Баго-Боригчен совместно с сиенитовыми породами. Он представляет темносерую с коричневым оттенком мелкозернистую, состоящую существенно из плагиоклаза, биотита и диопсида породу с небольшою примесью роговой обманки. В шлифе обнаруживается большое количество железных руд и слегка порфиновый характер части темноцветных компонентов (диопсида и биотита) по отношению к плагиоклазу, составляющему главный фон основной панидиоморфнозернистой массы.

Роговая обманка только в основной массе и в очень небольшом количестве.

Плагиоклаз—чрезвычайно зонарный с тонкой двойниковой штриховкой в умеренно вытянутых лейстовидных призмах. Иногда проявляется спайность по (001). Тонко зонарная структура минерала очень затрудняет точно установить № плагиоклаза при помощи Федоровского метода. Неоднократные измерения дали возможность свести оптические константы к следующему виду. Двойники по Карлсбадскому закону: $V [001]_{ng} = 83^\circ$, $V [001]_{nm} = 25^\circ$, $V [001]_{np} = 67^\circ$. $2V = -86^\circ$. № 25.

Биотита большое количество, в характерно изорванных пластинках с многочисленными включениями апатита и магнетита.

Пироксен-диопсид порою в достаточно крупных зернах с включениями руд и апатита, бесцветный или с слабым зеленоватым оттенком и с большим углом погасания ($C_{ng} = 40^\circ$) при обычной величине (86°) угла между плоскостями спайности по призме.

Порода по всем признакам очень близко подходит к типичным керсантитам, описанным у Розенбуша (26, 667—671).

Второй образец (№ 927) лампрофировой породы, взятой вблизи обнажений габбро, по внешнему виду очень близок только что описанной породе, отличаясь от нее при внимательном рассмотрении лишь отсутствием большого количества биотита. Но при обработке шлифа под микроскопом устанавливаются существенные различия между этими породами. Структура гипидиоморфнозернистая. Главными существенными компонентами породы являются плагиоклаз и роговая обманка, представленные почти в равном количестве. Большое содержание титанистого железняка. Кроме того в шлифе наблюдаются кое-где редкие округленные мелкие зерна кварца, крупные—уралитовой роговой обманки, развившейся, вероятно, за счет первичного пироксена, и немного биотита.

Плагиоклаз в желтых слегка вытянутых призмах, иногда с тонкою двойниковую штриховкою, образует двойники по Карлсбадскому закону.

Плоскость срастания (010). В [001] $n_g = 86^\circ$, В [001] $n_m = 22.5^\circ$, В [001] $n_p = 68^\circ$, $2V = -86^\circ$. № 23. $n_m - n_p = 0.004$; $n_g - n_p = 0.007$.

Первичная *роговая обманка*, темнозеленая почти с голубоватым оттенком, изобилует включениями руд и апатита. Угол погасания $Cn_g = 17^\circ$. Угол между плоск. спайности $\varphi = 126^\circ$. Плеохроизм:

по n_g — голубовато-травяно-зеленый,
по n_m — светлозеленовато-желтый,
по n_p — светложелтый.

Кварц — в мелких немногочисленных зернах без признаков облачного погасания.

Таким образом в сравнении с предыдущей породой данная отличается: 1) заменой биотита роговой обманкой, развившейся до степени главного компонента; 2) появлением кварца и 3) гипидиоморфной структурой, напоминаемая последними двумя факторами малхитовые породы. Плагноклаз остается того же состава.

Промежуточное положение между двумя описанными породами занимает *лампрофир*, обнажающийся в яме около шахточек рудника (№ 935 а). Эта порода, обладая порфировой структурой, состоит существенно из плагноклаза, роговой обманки и биотита. Среди примесей — апатит и магнетит. Вторичные образования: серицит, хлорит, эпидот, цоизит и обычно сопровождающий их магнетит, вероятно отложенный метасоматическими процессами, в зоне образований которых залегает данная порода (фиг. 25).

Плагноклаз содержится в двух генерациях, в виде порфировых выделений и в основной массе, где он — в коротко столбчатых иногда лейстовидно вытянутых призмах. Порфировые выделения представляют правильно очерченные призматической формы кристаллы с резкой умеренной двойниковой штриховкой и с сильным развитием серицита обычно в средней части зерна. $2V = +86^\circ$. Двойники по Албитовому закону: В $\perp$ (010) $n_g = 29^\circ$, В $\perp$ (010) $n_m = 65.5^\circ$, В $\perp$ (010) $n_p = 75^\circ$. № 57. Плагноклаз основной массы совершенно свежий, в мелких зернах, с тонкой зонарностью, что отзывается на точности измерений. Двойники по Карлсбадскому закону: В [001] $n_g = 72.5^\circ$, В [001] $n_m = 42.5^\circ$, В [001] $n_p = 53^\circ$. № 37. Замеры по плоскости спайности (010) дают: В $\perp$ (010) $n_g = 24.5^\circ$. № 48. В среднем плагноклаз можно считать № 42, что значительно кислее порфировых выделений.

Роговая обманка в порфировых выделениях часто пойкилитовая, прорастаемая плагноклазом основной массы. Занимает среднее место между базальтической и обыкновенной. Угол погасания $Cn_g = 14^\circ$. $2V = (-) 76^\circ - 78^\circ$. Проявляется в двух генерациях.

Бесцветный до бледнозеленого в тонких немногочисленных зернах вторичный *цоизит*.

Большое количество мелкого *биотита*.

Апатит в большом количестве группируется около роговой обманки.

Магнетит, — частью первичный; в большей своей массе, как это характерно для метасоматических отложений, сопровождается проявлением вторичных слюд, хлорита и эпидота.

Порода по характеру проявления приближается к керсантитам Нижнего Гарца, описанным М. Кохом (22, 53). Отчасти напоминает диорит-порфиры.

Нужно сказать, что, согласно сводки Розенбуша (26, 667), лампрофировые породы вообще сильно колеблются в отношении минералогического состава и структуры, в частности же у керсантитов не редко проявляются: 1) гипидиоморфная структура (26, 667); 2) обогащение роговой обманкой и присутствие кварца (26, 669) и, наконец, 3) иногда в переходных членах к спессартитам, в так назыв. роговообманковых керсантитах, наблюдается уменьшение содержания биотита до полного его исчезновения (26, 681). На-

конец, Вейншток описывает измененную жильную кersантитовую породу, принявшую к контактовой зоне малхитовую структуру с содержанием кварца в основной массе (31, 328—331). Все эти соображения, принимая во внимание элементы залегания, явно жильный характер пород, их внешнее сходство, а также отсутствие следов давления (кварц совершенно чистый без каких либо признаков облачного погасания), заставляют, объединив эти породы в одно семейство, отнести их к жильным продуктам габбро—сиенитовой магмы, тем более, что в литературе имеются указания на случаи залегания кersантитов в габбровых породах (26, 671).

В заключение необходимо упомянуть обнаруженную в отвалах шахточек рудника мелкозернистую, существенно полевошпатовую грязнозеленоватосерую породу, с параллельными очень узкими пленками мелкого посветлевшего биотита, придающего ей слегка гнейсовидный облик (№ 931 d). Минералогический состав очень несложный, обычный для сиенитовых пород. Главную массу составляет, судя по $2V = (56^\circ - 58^\circ)$, калиевонатровый полевой шпат, близкий к аноклазу, в мелких с слегка глинистым налетом зернах, с чуть намечающеюся неправильностью в строении, обнаруживающей в узловатом погасании.

Среди этой полевошпатовой массы густо разбросаны слабозеленоватые почти бесцветные, лишенные плеохроизма зерна диопсида, часто группируясь в агрегаты с кристаллами плеохроичного титанита ромбического сечения, и кое где ленточно располагаются мелкой сыпью характерно изорванные листочки биотита.

Наличие такой породы указывает, что, повидимому, кристаллизация сиенитовой магмы, во всяком случае в последние моменты ее застывания, сопровождалась некоторым давлением по отдельным зонам.

Описание контактов изверженных пород с известняками.

1. Гранит.

Обнажаясь в ряде невысоких холмов (фиг. 2), вдали от известняков Баго-Боригчена, нормальный гранит состоит из микроклиномикропертита, олигоклаза, кварца и очень небольшого количества биотита. В западной части интрузивного тела, ближе к более высоким холмам, среди гранитного щебня попадаются породы диоритового и шпирового характера (№ 923). Нужно сказать, что образования этого типа, сохраняя в порфириковых выделениях состав минералов гранитовой магмы, изменяют таковой в основной массе, которая по сравнению с гранитом отличается большей основностью и меньшей величиной зерна, что говорит о кристаллизации в низких температурных условиях. Особенно характерны для этих пород агрегативные скопления темноцветных компонентов неясной формы и состава, представленные в диоритах тонкими чешуйками биотита и мелкими зернами роговой обманки и принимающие в шпире растворения—типичном образце гибридных форм (19, 340)—ясный характер не переваренных магмой обломков континента. Поскольку образования этого рода были обнаружены только в виде отторженцев, связать их пространственно с основным интрузивным телом не представляется возможным, но, как это было выше указано, в частности принимая во внимание сходство минералогического состава, родство их с гранитом несомненно.

Ближайшее рассмотрение контактируемых пород приводит к заключению, что соприкосновение известняков с гранитом—чисто механическое, образовавшееся вследствие проявившегося здесь дизъюнктивного нарушения, влияние которого сказывается как на самом граните, так и на всех производных от него породах.

В граните еще вдали от линии нарушения проявляются серицитизация и каолинизация полевых шпатов и облачное погасание кварца, обладающего, как и полевые шпаты, большим количеством трещинок, заполненных вторичной слюдой.

Породы диоритового состава, все уплотненные, принимают зеленую диабазовую окраску вследствие сильного развития хлорита и серицита и, наконец, обнаруживают под микроскопом сильное раздробление кварца и полевых шпатов. Особенный интерес в этом отношении представляет гранодиорит-порфир (№923 f), обладающий очень небольшим количеством темноцветных компонентов и тем не менее принимающий зеленоватый диабазовый оттенок окраски. Кроме того в результате давления, испытанного этой породой, в ней отмечается заполнение трещинок в полевом шпате вторичной слюдой, а иногда даже сдвиги по ним, хорошо наблюдаемые в плагиоклазах ввиду сильного развития в них полисинтетических двойников (фиг. 14).

В непосредственном соприкосновении известняков с гранитами, в последних явление раздробления достигает наивысшего предела, проявляющегося в полной милонитизации породы. Гранит милонитовый (№ 929) меняет свою розовую окраску на светложелтую, ¹⁾ вследствие полного измельчения — перетирания полевых шпатов и кварца. Появляется много темнозеленосерых разводов, создающих впечатление неясной слоистости и связанных с поясами смятия, по которым растерт темноцветный компонент. Состав породы тот же, что и аплитовидного гранита, за исключением редкого вторичного эпидота.

Кварц — в чрезвычайно большом количестве, порою в очень крупных зернах, сильно раздробленных и иногда превращенных в агрегативные скопления остроугольных обломков, сцементированных тонкою пылью из полевощпатового материала. Всегда с облачным погасанием.

Полевые шпаты в породе уцелели только в немногих случаях. *Микроклин* — в ксеноморфных зернах с низкими цветами интерференции. Пертитизация доведена до необыкновенно больших размеров. Наблюдаются целые альбитовые участки — пятна среди микроклинового калиевого вещества. Двойниковая решетка почти не проявляется, заменяясь узловатостью при погасании в связи с большой пертитизацией минерала. Кое-где встречаются двойниковые образования по Карлсбадскому закону: $V [001] ng = 87,5^\circ$, $V [001] pm = 69^\circ$, $V [001] pr = 22^\circ$. $2V = 84^\circ$, $ng - pr = 0.0057$.

Плагиоклаз сохраняется в очень немногих случаях с туманно проявляющейся тонкой двойниковой штриховкой, что очень сильно отражается на измерении его оптических констант. Неоднократные измерения сводятся к следующим цифрам: $2V = 82^\circ - 86^\circ$, $V pm = 16^\circ$, $V ng = 84^\circ$, $V pr = 73^\circ$; плоскость сростания — (010). Является возможность образования двойников по двум законам (13): Карлсбадскому — $[001] \text{ № 18 или XI } \perp [010] \text{ 11 (100) № 13}$. Принимая во внимание величину угла между оптическими осями, приходится, не смотря на сложность, а значит и редкость XI закона, считать более вероятным № 13 плагиоклаза, т.-е. точно такой же, что и в аплитовидном граните.

Эпидот является единственным хорошо сохранившимся минералом, ввиду вторичного его происхождения за счет редкого темноцветного компонента породы, который в первичном своем виде не проявляется. Собранный в немногочисленные агрегаты минерал обладает характерным плеохроизмом от бесцветного до зеленоватожелтых оттенков. Цвета интерференции очень высокие. Совершенная спайность по плоскости (001). Плоскость оптических осей перпендикулярна линиям спайности (фиг. 19) и совпадает с плоскостью симметрии минерала. $2V = 66^\circ$. Плеохроизм: по pr — желтый, по pm — тоже, по ng — бесцветный.

¹⁾ Такое явление обычно для милонитов (12, 13).

Такого характера милониты были встречены в двух пунктах маршрута, что дало возможность нанести (фиг. 2) приблизительное простираение линии нарушения, замеренной между прочим и при полевой работе (СВ:55°).

Второй имеющийся в коллекции штуф милонита (№ 926 в) по существу являет ту же самую картину, отличаясь только еще большей раздробленностью и уплотненностью, т. к. порода взята в месте непосредственного соприкосновения с известняками.

Известняк (№ 926 а) в данном месте представлен тонкозернистой мраморизованной породой темносерого, почти черного цвета, тонко полосатой, слегка рыхловатой с блестящим изломом. Сланцеватость породы пересекается под острым углом жилками кальцита, отложившегося повидимому позже. Под микроскопом наблюдаются многочисленные беспорядочно разбросанные зерна графита, собранного иногда в агрегативного вида скопления, и жилки желтых¹⁾ изометричных зерен граната—видимо—гроссуляра, отложившегося, по всей вероятности, под влиянием последовавшей вслед за дислокацией инъекции габброспелитовой магмы. Кстати сказать—данный известняк граничит непосредственно с скарновой породой (№ 925), получившейся в результате контактового воздействия габбро на известняки.

Принимая во внимание 1) непосредственный переход вышеописанного метаморфизованного известняка к известковым контактово-метасоматическим породам, слагающим контактовый пояс габбрового штока, 2) небольшое расстояние (фиг. 2), разделяющее эти породы, и 3) наличие эпидота в милоните, минерала, в большинстве случаев связанного, по наблюдениям *Гольдшмидта* (17,44), с контактовым метаморфизмом изверженных пород различных формаций, легко прийти к заключению, что в данном случае мы имеем дело с внешней контактовой зоной габброидных пород.

2. Габбро.

По мере приближения к габбро от вышеописанной известковой породы, известняки прежде всего теряют свою первичную темную, вследствие присутствия органических образований, окраску, переходя в доломитизированные с большим или меньшим количеством контактовых минералов (граната и пироксена) и руд контактово-метасоматические образования. В отвалах кротовых нор на склоне горы, в вершине которой обнажаются габбро, встречены следующие породы.

Желтоватобелый мраморовидный доломитизированный плотный известняк (№ 925 а) с чуть проступающими, подобно порфировым выделениям, зернами в желтоватой основной массе. Такое строение породы резко выражено в образцах (№ № 925 в-д), для которых, кстати сказать, были приготовлены шлифы. Крупные зерна кальцита неправильно распределены в светложелтой мелкозернистой массе породы с черными точками руды. Количество ясных кристаллов кальцита различно варьирует в штуфах вплоть до полного их слияния в плотный нечистый мрамор (№ 925 с) с черными точками руд и желтыми пятнами серпентина. Под микроскопом основная масса пород состоит из редких зерен граната, руд и серпентина, сохраняющего характерную решетчатую структуру (фиг. 20) и образовавшегося, вероятно, за счет пироксена; первичного вещества совершенно не наблюдается, и только контуры серпентиновых образований напоминают таблитчатые формы диопсида. Кое-где между волокнами серпентинового вещества проявляются буроватые зерна частью вторичных железистых образований, происшедших, повидимому, за счет содержащегося в пироксене железа. Черный в штуфе гранат-андрадит в шлифе оказывается слегка красноватым. Аномальных явлений не наблюдается. Из руд замечаются магнетит и колчеданы.

¹⁾ Желтый цвет гроссуляра *Гольдшмидт* объясняет действием углекислоты (17,366).

Очень возможно, что разложение первичного пироксенового минерала произошло в момент отложения руд, по крайней мере такое явление замечено в геденбергитовом скарне рудного месторождения Баго-Боригчен (см. ниже), причем серпентиновые образования принципиально ничем не отличаются от знаменитой Eozoonstruktur, встречающейся в руднике Клара месторождения Питкаранта (29, 244—251).

Здесь же встречена оригинальная скарновая порода (№ 925 е), существенно состоящая из светлоголубоватого скаполита с темными пятнами агрегативных скоплений андрадита, диопсида, везувиана, альбита, апатита и редких листочков натровой слюды.

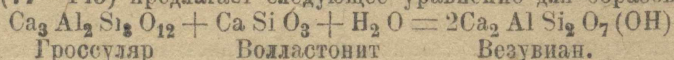
Скаполит слагает основную массу породы. В шлифе спайность проявляется не резко, имея вид частых, слегка искривленных, не выдерживающих определенного направления трещин, создающих впечатление волокнистого строения минерала. Цвета поляризации значительно меньше, чем у диопсида, но немного выше кварца — $n_m - n_p = 0,012$, что дает возможность предполагать (4, 56) большое содержание мариолитовой молекулы. Одноосный, оптически отрицательный. Наблюдаются простые двойники. Кристаллографических ограничений не проявляется. Всегда ксеноморфен по отношению к остальным компонентам породы. Отлагался в последнюю очередь.

Диопсид — бледнозеленый; мелкозернистые агрегаты в скаполите. В шлифе совершенно бесцветный с характерной системой трещин спайности почти под прямым углом и с высокими цветами поляризации. Изредка наблюдается неясная спайность по (100) — фиг. 21. $2V = 59^\circ$; $n_g - n_p = 0,029$. Угол между плоскостями спайности $\varphi = 87^\circ$. Угол погасания — $Cn_g = 37^\circ$. Судя по углу погасания, приближается к крайнему ряду не содержащих железа пироксенов (20, 1020). Минерал обычно проявляется в виде включений в скаполите, везувиане (фиг. 22) и гранате, имея всегда корродированные внешние очертания. Несомненно, выделяется в первую очередь.

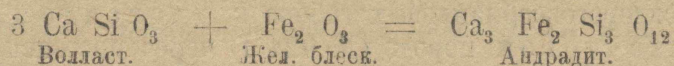
Везувиан — в количестве, равном гранату; при наблюдении в лупу проявляется в прекрасно ограниченных кристаллах бледнозеленого цвета. В шлифе сохраняет признаки кристаллографических ограничений, проявляющихся в прямолинейных очертаниях отдельных зерен (фиг. 22 и 23). Обладает очень высоким рельефом и низкими цветами интерференции. При скрещенных николях наблюдается в высшей степени неправильное строение минерала, проявляющееся в расплывчатом пятнистом погасании (фиг. 22). Слабая зонарность. При измерении на Федоровском столике некоторые участки оказываются аномально двуосными. Интересно отметить наличие резких двойников, проявляющихся в виде цепочки правильно очерченных ромбов (фиг. 23). К сожалению, чрезвычайно сильная дисперсия и сложное строение минерала не дали возможности точно определить угол между двойниковыми осями, что сильно затрудняет установить двойниковый закон, вероятно, по одной из пирамид. Оптически отрицательный, одноосный. С точки зрения Гольдшмидта (17, 195) везувиан является наиболее характерным контактовым минералом для пород 10 класса, образующихся из известняков. Однако, для его получения требуется, согласно ур-ию Гольдшмидта¹⁾, наличие паров воды, т. е. по существу должен происходить метасоматический процесс — с привнесением вещества, что несколько противоречит основным взглядам Гольдшмидта на процессы контактового метаморфизма. Выделяется раньше граната, т. е. в последнем встречаются включения небольших зерен везувиана.

Гранат-андрадит — с слабозеленоватой в шлифе и почти черной в шлифе окраской. Аномалий не наблюдается, что, согласно наблюдениям Гольдшмидта, в высшей степени свойственно для конечных членов изоморфного

¹⁾ Гольдшмидт (17—145) предлагает следующее уравнение для образования везувиана:



ряда гроссулар-андрадит (17, 384). Считая андрадит метасоматическим минералом, *Гольдшмидт* дает следующую схему для его образования:



Таким образом для образования андрадита помимо других окислов требуется привнос железа. Нужно сказать, что если данное построение справедливо, то привнос железа должен происходить после образования пироксена, т. к. он по своему составу почти салит. Последнее предположение согласуется с порядком выделенная минералов—диопсида, везувиана и граната, из которых андрадит образуется в последнюю очередь (фиг. 22).

Альбит — проявляется в количестве, уступающем скаполиту, включая иногда мелкие зерна везувиана, редкого апатита и чешуек натровой слюды (фиг. 24).

Измерение при помощи Федоровского столика дало следующие константы: $2V = +80^\circ$; спайность по (001); $V \perp (001)_{\text{нг}} = 73^\circ$, $V \perp (001)_{\text{пм}} = 18^\circ$, $V \perp (001)_{\text{пр}} = 74.5^\circ$; № 7—8. Большие кристаллы альбита часто, как уже выше упоминалось, содержат включения зерен везувиана. Таким образом, согласно наблюдений, выделение альбита заключается между везувианом и скаполитом, но, принимая во внимание родственный состав альбита и скаполита (содержание Na), а также и наблюдения *Гольдшмидта*, указывающего, что альбит выделяется после железо-содержащих минералов (17, 303), приходится поставить его в порядке выделения минералов на место после андрадита.

В результате наблюдений в шлифе, путем сравнения кристаллографических взаимоотношений минералов, порядок их выделения устанавливается в следующем виде: 1) диопсид, 2) везувиан, 3) гранат, 4) альбит (апатит и натровая слюда) и 5) скаполит. При этом, имея ввиду, что появление апатита связывается с образованием альбита и скаполита, надо полагать в его составе присутствие не фтора, а хлора. Между прочим, соотношения диопсида, везувиана и граната вполне совпадают с наблюдениями *А. К. Мейстера* (5, 489).

По имеющемуся в моем распоряжении полевому материалу точно установить отношение к габбро этой скарновой породы невозможно, т. к. взята она из отвалов кротовых нор в известняках. Можно только предполагать, что она составляет, по всей вероятности, небольшую жилку в метаморфизованном известняке и уж ни в коем случае не представляет непосредственного контакта габбро с известняками, что исключает возможность образования скаполита за счет плагиоклаза (26, 385). Не проявляется в скаполите также и процесса изменения его в анортит (3, 253), что, по существу, очень просто объясняется преобладанием в минерале мариолитовой натровой молекулы над кальциевой—мейонитовой. Ближе всего к образованию скаполита в данных условиях подходит предложенная *Гольдшмидтом* схема (17, 313), в которой появление этого минерала связывается с эманациями хлористого железа, реагирующего совместно с парами воды на известняки.

Итак, появление диопсида и везувиана происходит до привноса железистого материала. Их образование сопровождается притоком SiO_2 , Al_2O_3 , OH и, быть может, Mg . Уже позднее привнос Na и железа, по всей вероятности, в виде FeCl_2 , дает материал для образования андрадита, альбита, скаполита и пр. минералов скарна. Таким образом все минералы скарна носят явно метасоматический характер, что не совсем согласуется с положениями *Гольдшмидта* (17, 228), относящего диопсид и везувиан к чисто контактовым образованиям за счет перекристаллизации пород, входящих в состав 9 и 10 классов (нечистых известняков). Между прочим вслед за *Гольдшмидтом*, развивая его положения, *Свицальский* (8, № 1—28) даже железистый гранат относит к контактовым образованиям без привноса вещества.

Среди имеющихся в коллекции образцов габбро, как уже было указано при описании этих образований, замечается постепенный переход от крупнозернистых диопсидороговообманковых габбро к диопсидо-плагиоклазовой эндоконтактовой породе (№ 924 f) через постепенное уменьшение в ее составе плагиоклаза, отличающегося большей основностью, и замену роговой обманки диопсидом. Это эндоконтактовое образование представляет темно-зеленоватосерую плотную, вязкую, среднезернистую с редкими грязнобелыми жартиями породу, существенно состоящую из диопсида и основного плагиоклаза. Большое количество апатита и титанита ¹⁾. Структура породы напоминает таковую габбро—все компоненты обладают неправильными ксеноморфными ограничениями. Наблюдается как бы прорастание полевого шпата пироксеном.

Плагиоклаз—в крупных зернах, выполненных вросками пироксена. Грубая полисинтетическая двойниковая штриховка по частоте срастающихся индивидов отчасти напоминает олигоклазы. Зонарность не проявляется. Согласно оптическим константам, минерал приближается к анортиту. Двойники по Периклиновому закону. В $[010] n_g = 51^\circ$, В $[010] n_m = 58^\circ$, В $[010] n_p = 55^\circ$. $2V = -82^\circ$. Плоскость сращения близка к (001).

Пироксен—несколько отличается от диопсид-авгита нормальных габбро, приближаясь к диопсиду. В шлифе слегка зеленоватый, порою в очень крупных зернах, имеет по измерениям следующие константы: $2V = +60^\circ$, угол погасания $Cng = 37^\circ$, угол между плоскостями спайности $\varphi = 84^\circ$.

Апатит—всегда ксеноморфный, в округленных зернах, подчас достигает значительных размеров.

Титанит—в характерных ромбического очертания индивидах с обычным для этого минерала плеохроизмом.

Порода чрезвычайно напоминает «контактовые порфиристы», описанные Федоровым (14, 54—55).

3. Кварцевая жила.

Неподалеку от штока габбро, в юго-западном от него направлении (фиг. 2), среди известняков обнажается штокообразная жила кварца более 4 метр. в диаметре.

Кварц белый слитный, слегка прозрачный; имеются также образцы крупнозернистого стекловидного минерала.

В зальбанде этой жилы залегает мощностью около 0,75 мтр. видоизмененная (см. жильные породы), цоизитизированная бостонитового характера жильная порода (№ 928 с). Судя по общему облику сиенитов, она представляет, повидимому, одну из жильных разновидностей этих гипабиссальных пород, измененную последующими за ее инъекцией термами, отложившими данную кварцевую жилу.

Известняки, соприкасающиеся с этой изверженной породой, становятся мраморизованными, плотными, возможно окремненными.

4. Кварцевый монцонит-аплит (№ 930 в).

На пути от милонитовых пород (№ 929) к медному руднику (фиг. 2) в долине обнаруживаются отторженцы вышеописанного кварцевого монцонит-аплита в связи с почвенными выходами известкового роговика (№ 930 а). Этот последний являет грязножелтосерую, несколько полосатую, тонкозернистую с роговиковым изломом породу, представляющую высшую степень окремнения,

¹⁾ Накопление титанита очень характерно для эндоконтактовых образований (9, 103)

вероятно, под влиянием мощных метасоматических процессов. Под микроскопом проявляется типичная структура мостовой с параллельными жилками наиболее крупных неправильных зерен кварца.

5. КонтактOMETасоматические явления на меднорудном м-ии Баго-Боригчен.

При осмотре этого месторождения шахточки, заложенные при разведке, оказались полузавалившимися, почему имеющийся в коллекции материал взят или из отвалов или из разреза (фиг. 25).

Котлован первой шахточки (a_1) занят диопсидогранатовым скарном (№ 932), пропитанным медным колчеданом. Это — темная, плотная от средне до крупнозернистой порода; состоит преимущественно из железосодержащего диопсида с редкими жилками кальцита и окислов меди. Небольшое количество граната и руд. Наблюдается характерная вообще для этого типа пород неравномерность структуры в смысле величины зерна.

В шлифе наблюдался только один *диопсид*, проявляющийся в скоплениях то крупных, то мелких зерен; макроскопически грязнозеленого цвета, в шлифе совершенно теряет окраску. $2V = +65^\circ$. Угол погасания $Cng = 43^\circ$. Угол между плоскостями спайности $\varphi = 86^\circ$.

Дальше в начале траншеи скарн сменяется зеленоватосерой и изверженной породой (№ 933 в.), чрезвычайно уплотненной, состоящей почти исключительно из агрегативных скоплений зерен *эпидота* в серицитоподобной слегка волокнистой массе, которая образовалась, повидимому, за счет полевошпатного материала при отложении термами пироксенового скарна.

Эта порода не резко сменяется полосой мощностью до 4 мтр. оруденелой серой, иногда желтоватосерой, плотной с занозистым изломом породой (№ 933 с), содержащей неправильные вкрапления черных руд и кое-где расцвеченной налетами окислов меди. Под микроскопом обнаружены следующие минералы: лучистая *роговая обманка*, большей частью измененная в *серпентин* и *талк*, и очень большое количество *железных руд* (магнетита) с небольшою примесью *медного колчедана*.

Серпентин, обладая типичной петлевидной структурой, выполняет большую часть шлифа, сохраняя кое-где в своих петлях глазки роговообманкового минерала.

Роговая обманка в некоторых случаях превращена в талк, представляющий псевдоморфозы по этому минералу. Немногочисленные сохранившиеся зерна ее при замере на Федоровском столике дают следующие константы: $2V = -87^\circ$ и угол погасания $Cng = 17^\circ$.

Магнетит содержится в породе в чрезвычайно большом количестве, составляя приблизительно 0,5 породы. Крайне неправильные очертания зерен этого минерала близко напоминают (фиг. 26) обычные картины замещения скарнового материала отложением руд, которые обыкновенно сопровождаются серпентинизацией и оталькованием прежде образовавшихся минералов (24, 638—640).

Среди вышеописанной породы встречаются участки (№ 933 с) черного цвета с зеленоватыми занозами *змеевика*, очень уплотненные с содержанием медного колчедана и небольшим количеством граната. Под микроскопом общим фоном служит геденбергитового характера *пироксен*, проявляющийся в скоплениях то крупных то мелких зерен. $2V = +60^\circ$. Угол погасания $Cng = 44^\circ$. Угол между плоскостями спайности $\varphi = 88^\circ$. Интересно отметить наличие полисинтетических двойников, срастающихся по плоскости (100) и напоминающих отдельность диаггана. Часто проявляется спайность по (001). Плоскость оптических осей расположена в плоскости (010).

Среди геденбергита под микроскопом отмечается большое количество характерно для метасоматических образований проявляющихся *сульфидов*, а

иногда и *магнетита*, окруженных участками *серпентина*, напоминающего аналогичные образования, отмеченные при описании известковых контактовых пород, вблизи штока габбро.

Кое где проявляется всегда сопутствующий рудам *гранат*, слегка аномальный, в шлифе желтоватый, представляющий, повидимому, промежуточный член андрадит—гроссулярового ряда.

Далее эти пороцы незаметно сменяются белым, слегка желтоватым, доломитизированным среднезернистым мрамором, который в чистом виде тянется около 2 мтр., сменяясь в свою очередь темносерыми мелкозернистыми разностями той же породы с небольшим содержанием графита. Эти же мраморы великолепно обнажаются в южной стенке (фиг. 27) шурфа, на дне которого пробита шахточка № 2.

Доломитизированный мрамор (№ 934 а) представляет по существу ту-же, что и в траншее (№ 933 d), породу (сравн. фиг. 27 и 25). При сравнении образцов вся разница заключается в более сильной доломитизации первой породы (№ 934 а). Среди них содержатся желвакообразные участки (№ 934 в), представляющие разности этого мрамора, мало затронутые процессами доломитизации.

Главная *рудная масса* (№ 934 d) представлена мелкозернистой, темносерой с синеватым оттенком породой, переходящей временами в грязножелтоватозеленоватую породу (№ 934 е), содержащую небольшие прожилки и вкрапленности медного колчедана. Небольшие гнезда темного андрадита. Под микроскопом обнаруживает большое количество актинолита и железосодержащего диопсида—геденбергита. Вкрапленности магнетита и сульфидов сопровождаются зернами граната и присутствием серпентина. Кое где проявляются редкие зерна кальцита.

Более крупнозернистые и озмеевикованные участки в этой породе представляет геденбергитовый скари с гранатом, кальцитом и рудами. Актинолит отсутствует. Серпентин сопровождает обычно участки, содержащие магнетит и медный колчедан. По количеству руды уступает актинолитовому скарну.

Этот комплекс скарных образований (№№ 934 d и 934 е) по внешнему виду чрезвычайно напоминает обнаруженные в траншее вышеописанные породы (№№ 933 в и 933 с), отличаясь от них меньшей степенью разрушения (слабая серпентинизация и отсутствие оталькования) и, пожалуй, меньшим содержанием руды. Вероятно, они принадлежат к одному рудному поясу.

Вблизи шахточки № 2 в глубокой яме (фиг. 25) обнажается штокообразная масса вышеописанной лампрофировой (№ 935 а) породы, отороченной толстой зоной (около 1,5 метр.) авгитогранатового скарна с большим содержанием медного колчедана. Этот скари представляет зеленую с грязноватым оттенком среднезернистую породу, состоящую преимущественно из зеленого пироксена (салита), коричневатокрасноватого граната, редких зерен кальцита и большого количества сульфидных руд (халькопирита).

Пироксен в типичных для скарных пород неправильных зернах проявляется то в мелких, то в крупных как бы цорфировых выделениях. По константам приближается к слабо содержащим железо диопсидам (20, 1021): $2V = +59^\circ$, угол погасания $Cng = 40^\circ$.

Кое где в шлифе обнаруживается *кальцит*, проявляющийся иногда в крупных, включающих диопсид зернах, иногда же сам представляет включения в кристаллах диопсида. Это явление легко объясняется той ролью кальцита, которую он играет при образовании породы, являясь, повидимому, основным материалом, замещаемым термами пироксеновым веществом.

Гранат, повидимому, согласно своей красноватой окраски, стоит ближе к андрадиту, чем к гроссуляру.

В заключение описания скарновых образований необходимо отметить следующие два основных положения:

- 1) метасоматические зоны не всегда приноровлены к контактам изверженных пород с известняками и
- 2) привнос железных руд и следующих за ними сульфидов всегда сопровождается образованием в скарне серпентина и талька, отмечая, таким образом, время отложения рудных минералов.

Первое положение ярко иллюстрируется в приведенном разрезе (фиг. 27). Щелочная аплитовая порода в непосредственном соприкосновении с известняком не вызывает никаких особенных новообразований, в то время как лампрофировая порода окружена зоной авгитогранатового скарна. Мало того, в граншее изверженная порода (№ 933 в), попадая в зону метасоматических образований, сама несет на себе признаки влияния терм, заключающиеся в эпидотизации и серицитизации составляющих ее минералов. Отсюда следует, что инъекция габбросиенитовых гипабиссального типа пород не сопровождалась в момент их застывания образованием скарнового матерьяла, и только потом, быть может вскоре, по ослабленным вследствие остывания интрузии зонам известковых пород происходили метасоматические процессы, приуроченные в частности и к контактам изверженных пород с известняками¹⁾.

Второе положение, отмеченное при изучении шлифов почти всех скарновых пород, будучи взято в основу порядка выделения в них минералов, позволяет составить нижеприведенную схему, а, следовательно, и наметить порядок привноса минерального и рудного матерьялов.

С х е м а

порядка выделения минералов в скарновых породах:

- | | | |
|---|-------------|---|
| 1. Светлозеленый или зеленый диопсид, возможно содержащий алюминий. | | |
| 2. Везувиан. | | |
| 3. Черный или темнозеленый геденбергит. | | |
| 4. Лучистая роговая обманка. | | |
| 5. Андрадит. | | |
| 6. Апатит (и натровая слюда). | а) магнетит | } Серпентин и тальк
(образуются за счет
пироксенов и роже-
вых обманок). |
| 7. Альбит. | | |
| 8. Скаполит. | в) сульфиды | |

Мною намеренно не вставлены в общую схему два минерала: *гроссулар* и *эпидот*. Первый, как не содержащий железа минерал, должен быть поставлен рядом с везувианом, но за отсутствием матерьяла я не мог установить микроскопическим методом этих соотношений. Второй встречается в имеющемся в моем распоряжении матерьяле только в измененных изверженных породах. Является ли он метасоматическим образованием или продуктом распада первичного вещества пород под влиянием терм—сказать что либо определенное невозможно по недостаточности фактического матерьяла. Если же допустить возможность существования эпидота, как минерала метасоматического, что, вообще говоря, вполне вероятно, то его выделение пужно было бы ожидать, как железосодержащего минерала, где нибудь между альбитом и геденбергитом. Что же касается порядка выделения магнетита и сульфидов, то, не имея под руками средств для определения непрозрачных минералов (хотя-бы в отраженном свете), я воспользовался имеющимися по этому вопросу литературными данными по месторождению Dolores (28, 481 и 27, 485—

¹⁾ Такая обособленность метасоматических образований, подмеченная Федоровым (14, 59), привела его одно время к истолкованию их, как первичных изверженных пород.

492), порядок выделения минералов в метаморфических образованиях которого в принципе ничем не отличается от вышеприведенной схемы.

Принимая во внимание установленный порядок образования скарновых и рудных минералов, процесс привноса термами различных веществ представляю в следующем виде: 1) вначале идут термы, содержащие Al_2O_3 , SiO_2 , OH и вероятно Mg , 2) затем состав их обогащается железом и, вероятно, очень вскоре натром, и 3) наконец, по мере насыщения силикатов железом происходит отложение магнетита и сульфидов, возможно совпадающее с образованием натровых соединений и всегда связанное с появлением серпентина и талька, образующихся за счет пироксенового и роговообманкового матерьялов.

Общие выводы.

Итак, на основании обработки петрографического матерьяла и литературных данных в отношении описанного района можно прийти к следующим основным положениям:

1. В районе рудного месторождения представлены две формации интрузивных пород:

а) гранодиоритовая, расположенная в южной части, слагающая батолитового типа интрузивное тело и представленная в главной своей массе аплитовидным гранитом, содержащим местами диоритовые и шпировые породы;

в) габбросиенитовая, представленная большим количеством гипабиссальных тел, очень разнообразных по составу, частью щелочных в кислых разностях.

2. Гранодиориты, вероятно, относятся к агностозою, входя в состав граувакковой формации, слагающей Кентейский хребет.

3. Габбросиенитовые породы связываются с известняками, более юными, чем гранит, вероятнее всего — палеозойского возраста.

4. Эти осадочные формации приведены, благодаря нарушению, в механическое соприкосновение. Не безинтересно заметить, что простирание (СВ:58°) палеозойских глинистых сланцев, обнаруженных В. А. Обручевым около пункта Урмухту, совпадает с простиранием нарушения (СВ:55°), приведшего к механическому контакту известняки и граниты. Такое совпадение невольно наводит на мысль, что образование дизъюнктивного нарушения и складчатость палеозоя относятся к одной фазе дислокации, после которой была интрузия гипабиссальных габбросиенитовых тел.

5. Инъекция габбросиенитов произошла до начала образования скарновых пород.

6. Образование скарнового матерьяла происходило уже после того, как затвердели последние интрузии, и не всегда связывается с контактами изверженных пород, приравливаясь к трещинам и вообще ослабленным зонам в известняках, так что присутствие изверженной породы в метасоматических образованиях есть только частный случай отложения последних.

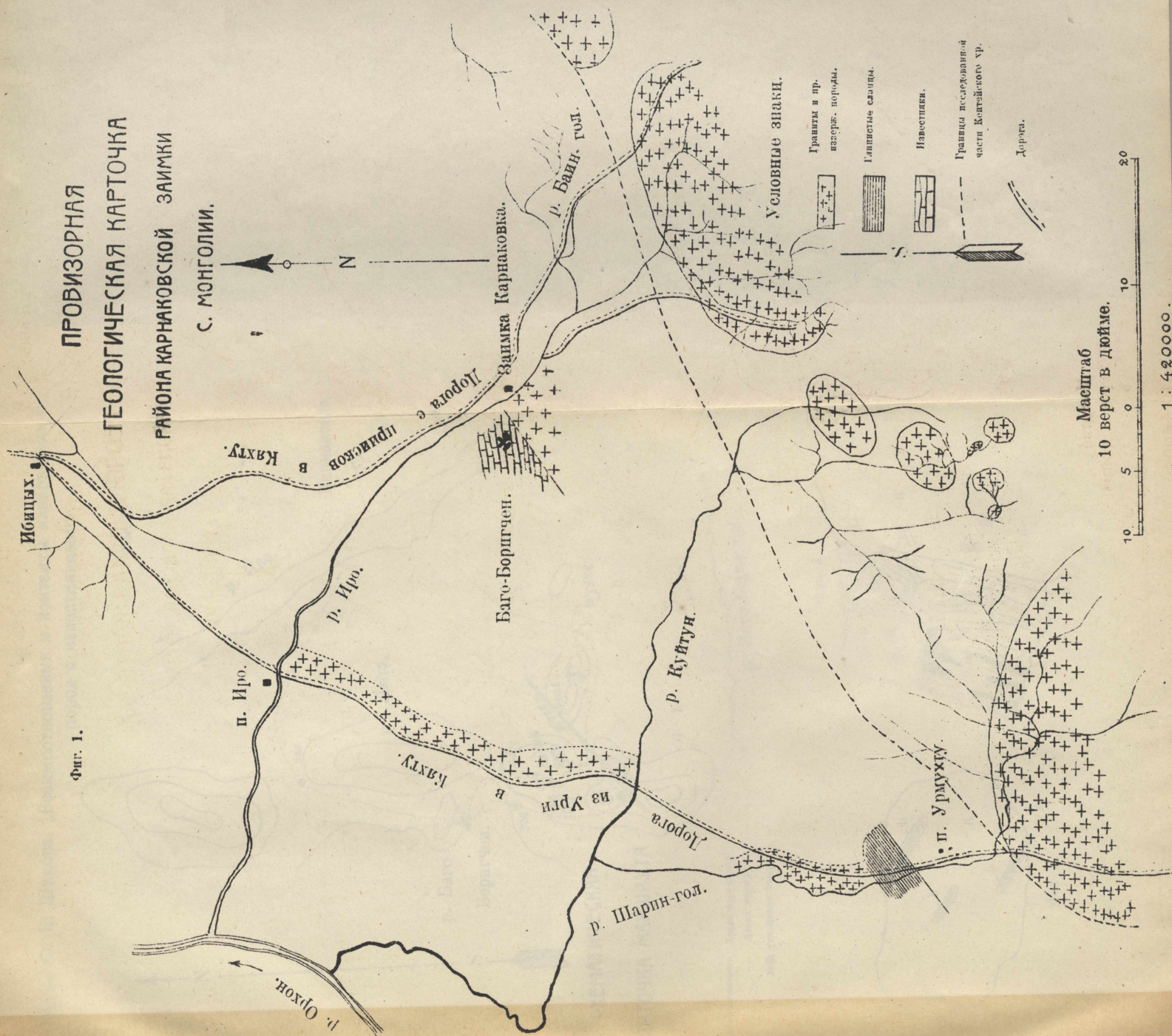
7. Рудные минералы обычно связываются с пироксеновыми и роговообманковыми скарнами.

8. Отложение магнетита и сульфидов сопровождается обыкновенно серпентинизацией и оталькованием скарновых минералов, отмечая, таким образом, себе более позднее по времени происхождение.

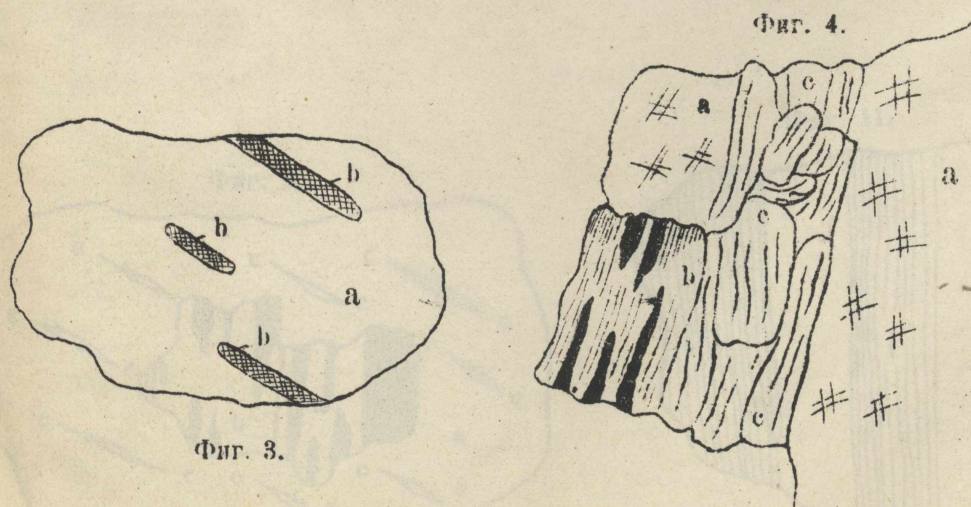
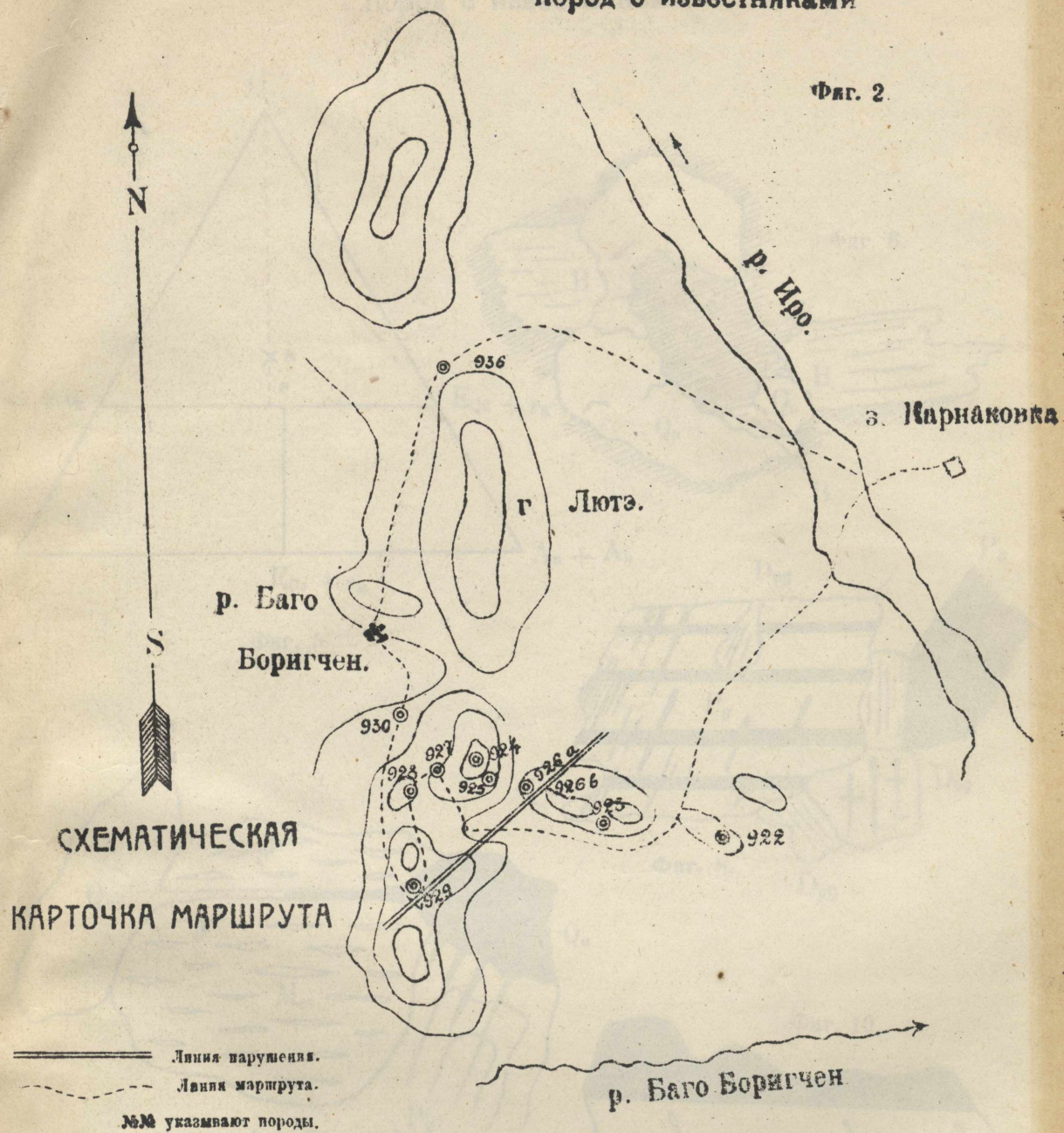
9. Минералами рудоносных образований в порядке их выделения являются: диопсид, геденбергит, лучистая роговая обманка и гранат.

10. Рудные минералы: магнетит и сульфиды (медный колчедан).

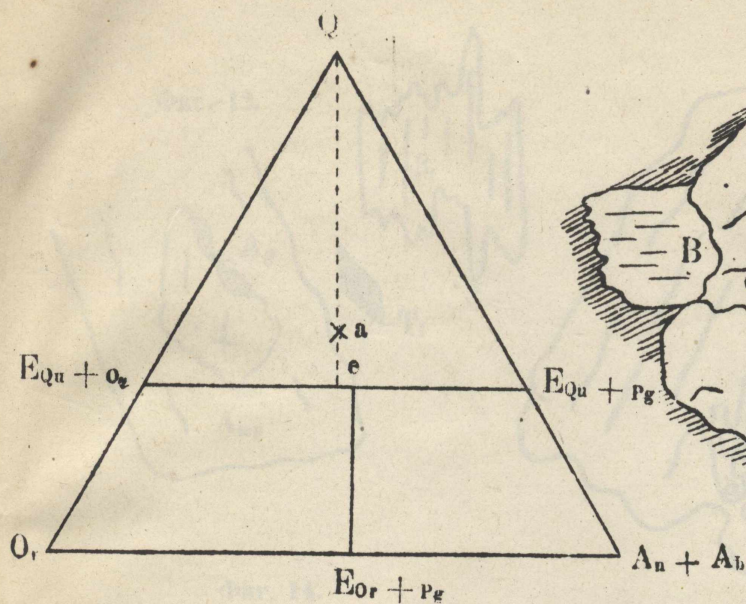
К статье Ф. Н. Шахова. „Взаимоотношения и контакты изверженных пород с известняками“.



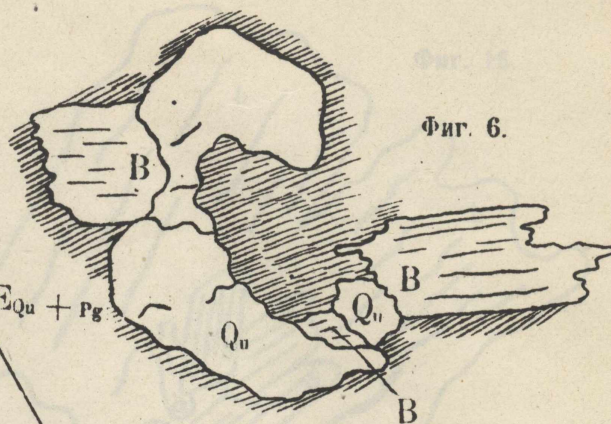
Фиг. 1.



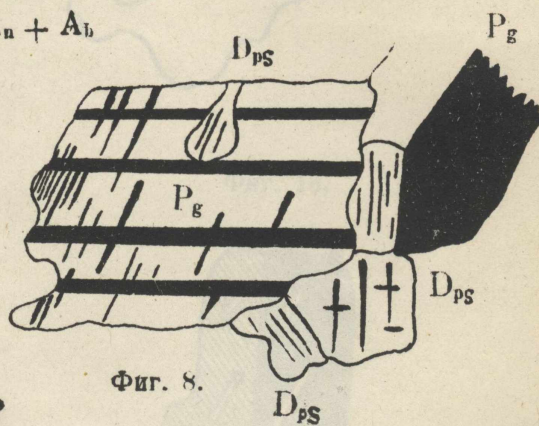
К статье Ф. Н. Шахова: „Взаимоотношения и контакты изверженных пород с известняками“.



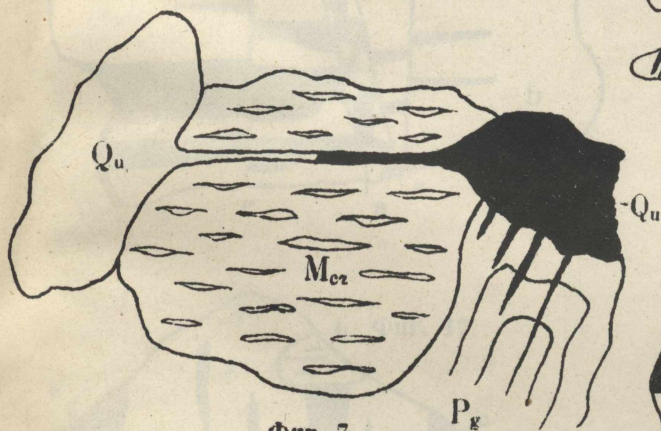
Фиг. 5.



Фиг. 6.



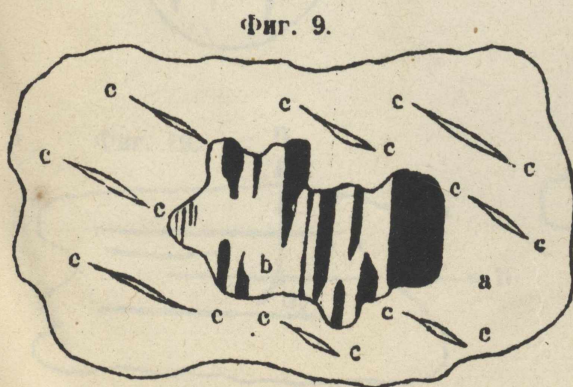
Фиг. 8.



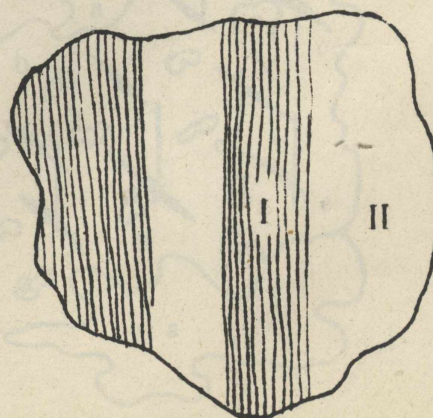
Фиг. 7.



Фиг. 10.



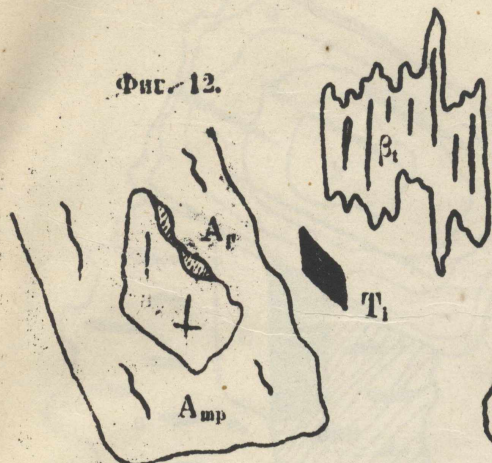
Фиг. 9.



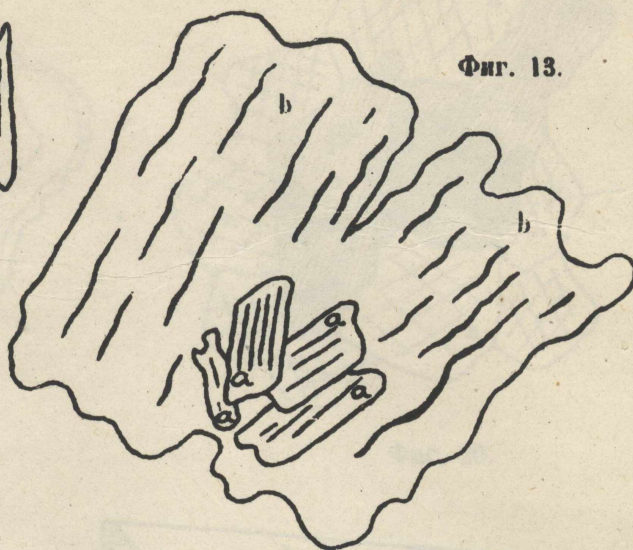
Фиг. 11.

К статье Ф. Н. Шахова: „Взаимоотношения и контакты изверженных пород с известняками“.

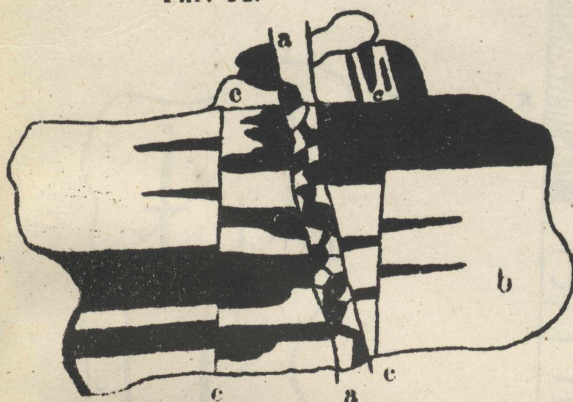
Фиг. 12.



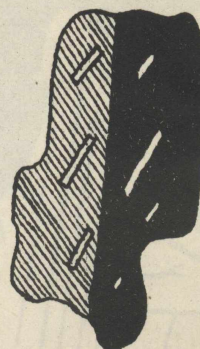
Фиг. 13.



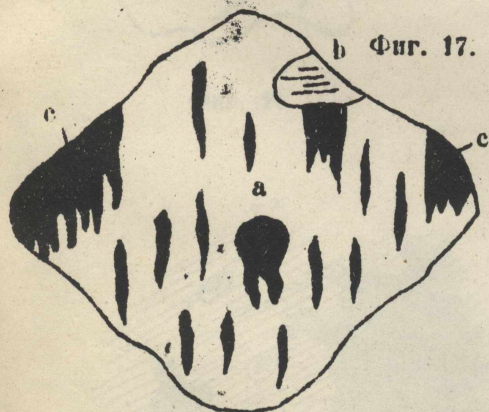
Фиг. 14.



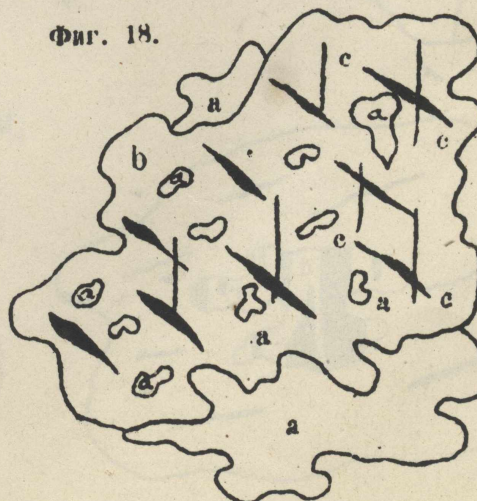
Фиг. 16.



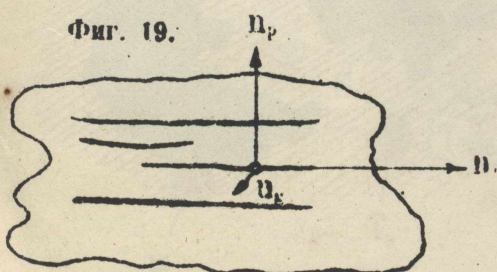
Фиг. 17.

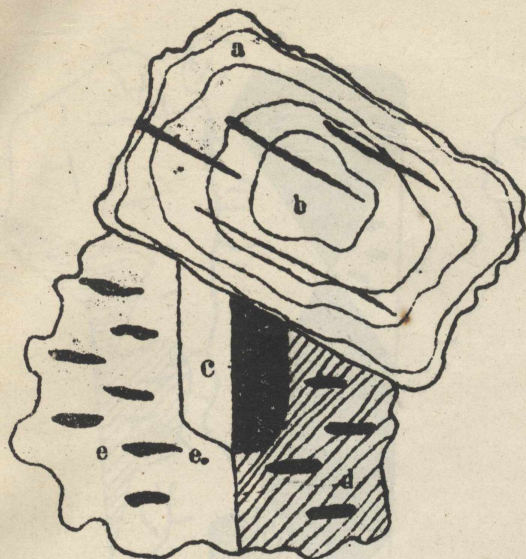


Фиг. 18.

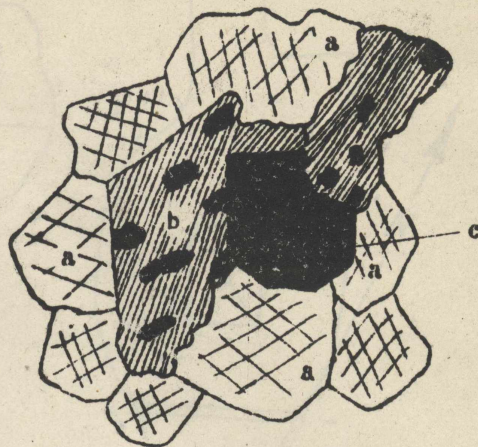


Фиг. 19.

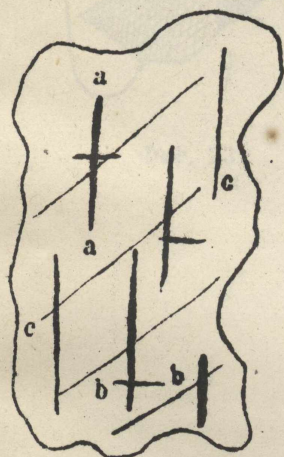




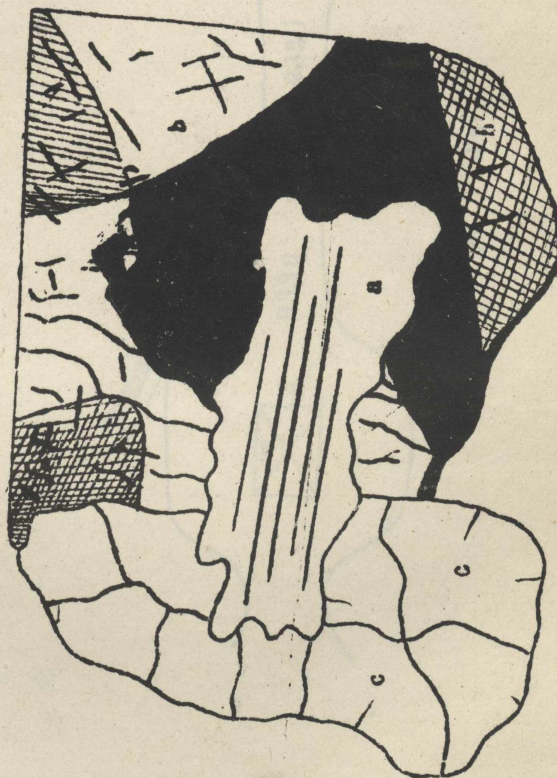
Фиг. 15.



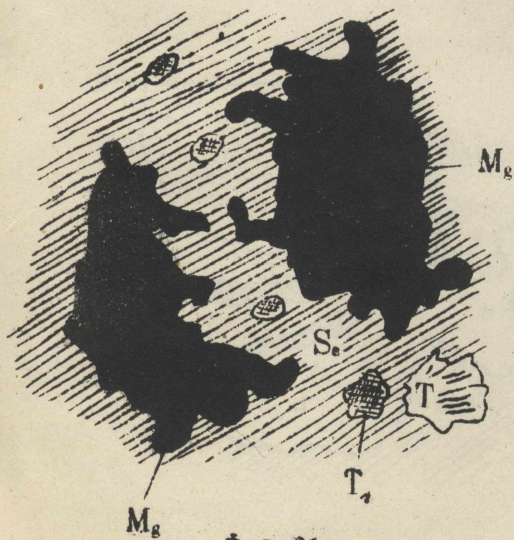
Фиг. 20.



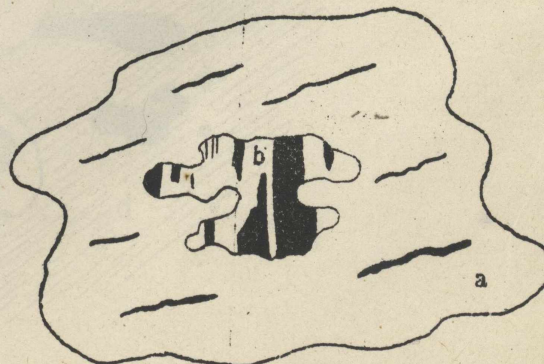
Фиг. 21.



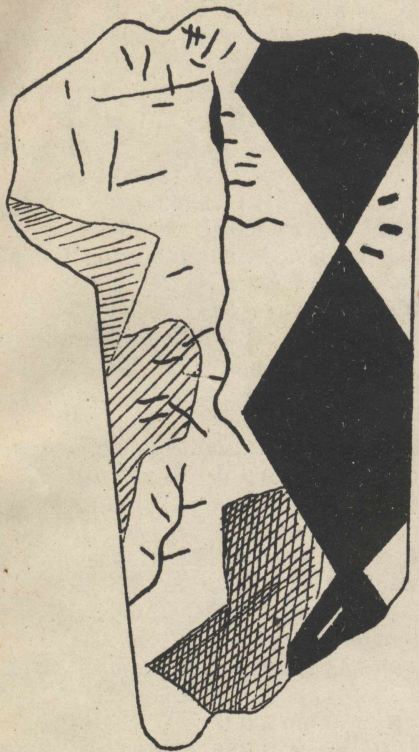
Фиг. 22.



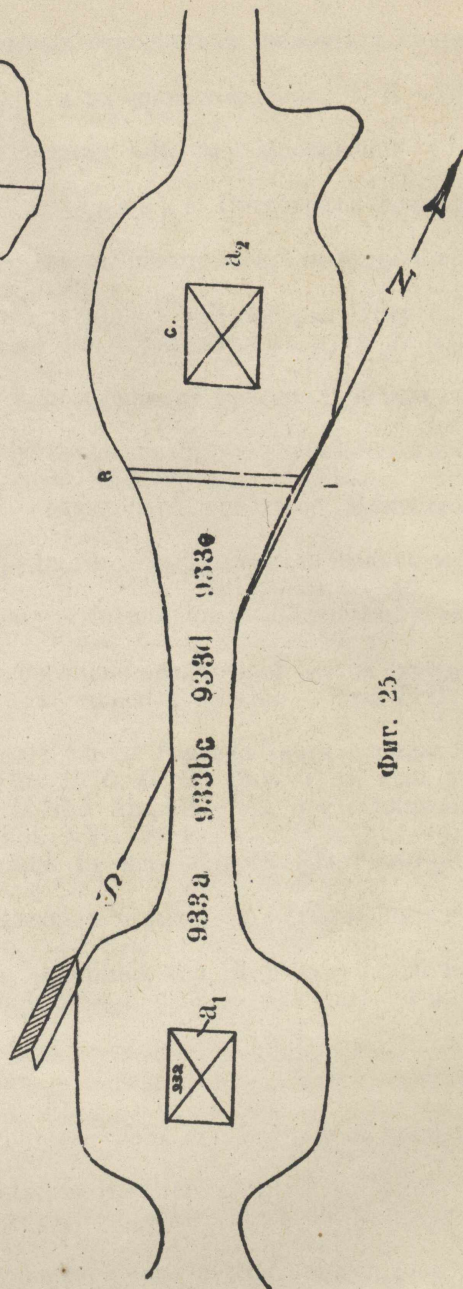
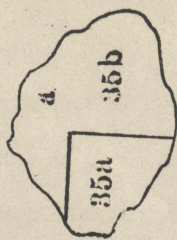
Фиг. 26.



Фиг. 24.

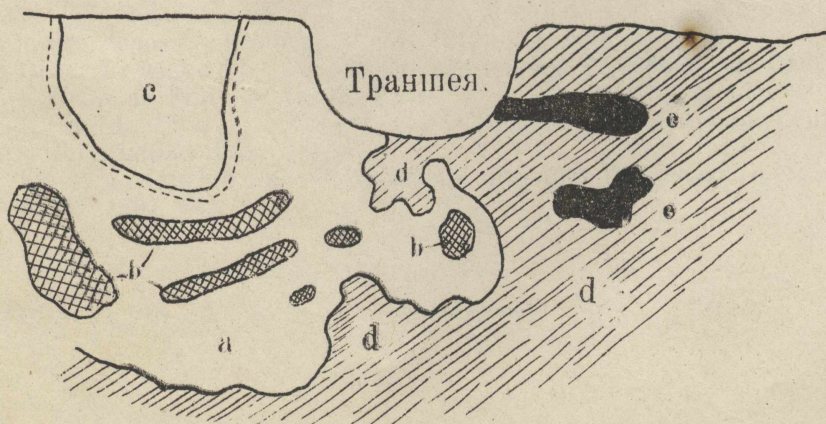


Фиг. 23.



Фиг. 25.

Фиг. 27.



Список литературы.

1. Д. С. Белянкин. К вопросу о взаимных отношениях щелочных полевых шпатов.—Изв. Петроград. Полит. Инст. 1918.
2. Р. Дэли. Магматические горные породы и их происхождение, ч. II.—Петр. Инст. „Lithogaea“ 1920.
3. В. З. Коленко. Петрографические эскизы.—Вестн. Московской Горн. Акад. 1922; т. I, № 2.
4. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Д. С. Белянкин. Петрографические таблицы.—Петроград. 1915.
5. А. К. Мейстер. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа.—С. П. Б. Изд. Геолог. Комит., 1910 г.
6. В. В. Никитин. Универсальный метод Федорова.—Петроград, 1915.
7. В. А. Обручев. Краткий геологический очерк караванного пути от Кяхты до Калгана.—С. П. Б., 1893.
8. Н. И. Свитальский. К вопросу о классификации кристаллических сланцев.—Геол. Вестн., 1915; т. I, №№ 1, 3 и 5.
9. П. П. Сущинский. Материалы по изучению контактов глубинных горных пород с известняками.—Труды С. П. Б. О-ва Естеств. XXXVI, вып. 5, 1912.
10. М. А. Усов. Орография и геология Кентейского хребта в Монголии.—Изв. Геол. Ком., т. XXXIV, 1916.
11. М. А. Усов. Район приисков Общ. рудного дела Тушетухановского и Цэцэнхановского аймаков в Монголии.—Горные и Золотопр. Изв., 1914; №№ 14—18.
12. М. А. Усов. Описание горных пород (Пограничная Джунгария).—Изв. Т. Т. И., 1911; т. II, вып. 1.
13. М. А. Усов. Федоровский или универсально-оптический метод исследования породообразующих минералов, в особенности полевых шпатов.—Изв. Т. Т. И., 1911; т. II, вып. 1.
14. Е. С. Федоров и Е. Д. Стратанович. Генезис авгитогранатовых пород по новым данным.—Зап. Горн. Инст. Им. Ек. II. С. П. Б., 1909; т. II, вып. 1.
15. Franc D. Adams. On the Origin of the Amphibolites of the Laurentian Area of Canada.—The Journal of Geology. 1909, Vol. XVII, № 1.
16. N. L. Bowen. The reaction principle in petrogenesis.—The Journal of Geology, 1922, Vol. XXX, № 3.
17. V. M. Goldschmidt. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet.—Kristiania, 1911.
18. V. Hackmann. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finnlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes.—Bull. de la Comm. Geol. de Finlande, 1905, № 15.
19. A. Harker. The natural history of igneous rocks.—London, 1909.
20. C. Hintze. Handbuch der Mineralogie.—Leipzig, 1897.
21. Iddings. Igneous Rocks, Vol. I. 1909.
22. Max Koch. Die Kersantite des Unterharzes.—Jahr. der. K. Pr. geol. Land. und. Bergakad., 1886.
23. R. Reinisch. Petrographisches Praktikum II.—Berlin, 1912.
24. Dawid H. Newland. Zinc mining district near Edwards N. Y.—Econ. Geol., 1916; Vol. XI, № 7.
25. H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien.—Stuttgart, I, 1905.
26. H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine.—Stuttgart, II, 1907.
27. J. E. Spurr. Theory of ore deposition.—Econ. Geology, 1912, Vol. VII, № 5.
28. J. E. Spurr, G. H. Garrey and C. N. Fenner. A contact-metamorphic ore deposit.—Econ. Geol. 1912, Vol. VII, № 5.
29. Otto Trüstedt. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga—See.—Bull. de la Comm. Geol. de Finl. № 19. 1907.
30. I. H. L. Vogt. Über anchi-monomineralische und anchieutektische Eruptivgesteine.—Christiania, 1908.
31. E. Weinschenk. Ganggestein aus dem Habachtal Oberpinrgau.—T. Min. und Petr. Mitth., 1891 Vol. XII.

Объяснение фигур.

1. Геологическая карточка района Карнаковской заимки.
2. Схематическая карточка маршрута (копия из дневника).
3. а—зерно микроклина; b—агрегативные скопления биотита.
4. а—микроклин; b—олигоклаз; с—московит.
5. а—фигуративная точка аплитовидного гранита; е—тройная эвтектическая точка;
Е—бинарные эвтектические точки;
Or—ортоклаз; Qu—кварц, Ap—анортит;
Ab—альбит.
6. Кварц в биотитовом диорите: Qu—кварц; B—биотит; заштрихован плагиоклазовый фон, целиком превратившийся в глинистую массу с блестками серпичита.
7. Qu—кварц; Msc—микроклин; Pg—плагиоклаз.
8. Pg—плагиоклаз; Dps.—диопсид.
9. а—калиевонатровый полевой шпат; b—плагиоклаз; сс—пертитовые вросстки.
10. Двойник калиевонатрового полевого шпата по закону de l' Esterel [слабая пертитизация, приблизительно в пл. (100)].
11. Плагиоклаз с двойниками по сложному закону—La Roc—Tourné.
12. Ag—эгирин-авгит; Amp.—роговая обманка, Bt—биотит; Ap—анатит; Ti—титанит.
13. а—пироксен эгирин-авгитового типа, b—роговая обманка.
14. aa—жилка, заполненная бесцветной слюдой; b—плагиоклаз; сс—трещинки по которым произошли сдвиги в плагиоклазе.
15. а—внешняя оболочка зонарного плагиоклаза; b—его внутренняя часть; с—плагиоклаз основной массы; d—калиевонатровый полевой шпат; ее—пертитовые вросстки.
16. Пертитовые вросстки в калиевонатровом полево шпате, образующем двойник по закону de l' Esterel [рис. в плоскости (100)].
17. а—калиевонатровый полевой шпат; b—пироксен; с—пертитовые вросстки;
18. а—кварц; b—калиевонатровый полевой шпат; сс—пертитовые вросстки; dd—трещины спайности—(001). Рисунок в пл. (100).
19. Зерно эпидота: pg, pr и pm—оси эллипсоида оптической упругости.
20. а—кальцит; b—серпентин с зернами магнетита; с—халькопирит.
21. Зерно пироксена: aa, bb, сс—трещины спайности.
22. а—диопсид; b—везувиан; с—гранат.
23. Кристалл везувиана с двойниками; аномалии (неодинаково погасающие места различно заштрихованы).
24. а—скаполит; b—альбит.
25. Схема разведок на руднике Баго-Боригчен: а₁—шахточка № 1; а₂—шахточка № 2; с—шурф; d—яма; цифры 932, 933 и т. д. обозначают №№ и места взятых пород; ef—южная стенка шурфа.
26. Se—серпентин; T—талк; Tr—тремолит; Mg—магнетит.
27. а—главная масса доломитизированного мрамора (№ 934 а); в—желвакообразные участки чистого мрамора (№ 934 в); d—серпентинизированный актинолитовый скарн (934 d); е—участки сильно-озмеевикоманной крупнозернистой геденбергитовой скарновой породы.