

145

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 59, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 20), 1941

И. А. Преображенский. ГРАНИТЫ МАНЬ-ХАМБО. ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ. —
С. Г. Саркисян и М. К. Житкова. ПЕТРОГРАФИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
БАСЕЙНА рр. НАРОДА, МАНЬ-Я и ЩОКУРЬ-Я ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА. —
Д. С. Белянкин, В. П. Еремеев и Р. П. Петров. К ИЗУЧЕНИЮ НЕОИНТРУЗИЙ
ГОРЫ ТЕПЛИ. — П. И. Спасибо. К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГНЕЙСОВ
ДОЛИНЫ р. ТЕБЕРДЫ НА СЕВЕРНОМ КAVКАЗЕ

*Взыскано
перепи
65-41*
А. Петров

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
И. А. Преображенский. Граниты Мань-Хамбо. Приполярный Урал	1
С. Г. Саркисян и М. К. Житкова. Петрография рыхлых отложений бассейна рр. Народа, Мань-я и Шокурь-я Приполярного Урала	21
Д. С. Белянкин, В. П. Еремеев и Р. П. Петров. К изучению неогинтрузий горы Тепли на Кавказе	37
П. И. Спасибко. К вопросу о происхождении гнейсов долины р. Теберды на Северном Кавказе	59

И. А. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ

ГРАНИТЫ МАНЬ-ХАМБО, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Гранитный массив Мань-Хамбо находится в приполярной части Уральско-го хребта между $62^{\circ} 52'$ и $63^{\circ} 19'$ с. ш. и примерно $58^{\circ} 57'$ и $59^{\circ} 30'$ в. д., занимая ромбовидную площадь приблизительно в 1200 км^2 .

Мань-Хамбо посещался несколькими исследователями; с 1925 г. в западной части его работала В. А. Варсановьева (Варсановьева, 1929), давшая геологическую карту этой части на основе маршрутной съемки. В краткой характеристике пород посещенной ею части Мань-Хамбо Варсановьева указывает на более основные породы по западной границе массива и на метаморфические породы с мраморами в логу Туй-та, верховья Кожим-ю. К югу от массива Варсановьева встретила выходы габбро с жилами пегматитов на горе Савко-Нер (Сотчем-иоль-из).

Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935) на геологической карте бассейнов рр. Подчерема, Щугора и Тельпоза показали граниты гор Илья-из, которые, возможно, служат продолжением гранитов Мань-Хамбо. Петрографического описания этих гранитов не дается.

В 1937 г. Н. А. Сирин и Г. В. Шмакова засняли восточную часть Мань-Хамбо на основе инструментальной съемки масштаба $1:100\,000$. Н. А. Сирин кратко характеризует граниты массива Мань-Хамбо; геологические данные работы Сирина касаются и Мань-Хамбо как одного из массивов Приполярного Урала (Сирин, в печати).

В 1938 г. Северный геологический трест (Геологическое управление) произвел геологические исследования и шлиховое опробование западной части Мань-Хамбо, причем в шлихах оказались касситерит и шеелит. Данные нанесены на карту масштаба $1:200\,000$; подробных сведений о шлихах пока не имеется.

В связи с развитием геологических работ на Приполярном Урале и нахождением в шлихах с Мань-Хамбо касситерита и шеелита, в 1939 г. было начато более детальное исследование гранитов Мань-Хамбо с целью выяснения возможной их металлоносности. Исследования производил отряд Полярной группы Уральской комплексной экспедиции АН под начальством И. А. Преображенского. В состав отряда входили прораб Б. Н. Бочкарев и трое рабочих.

Топографической основой работ отряда в части массива восточнее $59^{\circ} 09'$ в. д. служила инструментальная съемка Сирина и Шмаковой масштаба $1:100\,000$; на юге западной части — маршрутная съемка Варсановьевой; на севере западной части был сделан абрис Б. Н. Бочкаревым. Несмотря на разнородность этих топографических основ, пришлось ими воспользоваться для составления общей карты маршрутов отряда (фиг. 1) масштаба $1:100\,000$ и схематической геологической карты (фиг. 2). Трудные условия работы и ограниченность времени не позволили дать геологическую карту в масштабе крупнее $1:200\,000$.

Границы гранитного массива и пород, его составляющих, нанесены схематически. Граниты обычно занимают более возвышенные места, но выходов неперемещенных глыб гранитов встречается очень мало. Даже в тех случаях, где на вершинах выступают большие скалы, далеко не всегда можно быть уверенным, что большие глыбы, из которых эти скалы состояются, не передвинуты со своего первоначального положения. Обычно на вершинах имеются развалы гранитов, так что наблюдения над структурой гранитного массива крайне затруднены. Глыбы гранитов в развалах нередко покрыты лишайниками; переверачивая их или отбивая от них куски, почти всегда видишь, что среди глыб находятся различные породы; нередко попадают и метаморфические сланцы, не говоря уже о гнейсах, аплитах и других породах, более близких к гранитам. В промежутках между «развалами» или нет никаких камней, или же они встречаются редко, особенно в более пониженных (относительно) местах. Поэтому более или менее точное картирование гранитов и других пород потребовало бы весьма значительной затраты времени.

Сборы шлихов. Естественные шлихи брались как с самой поверхности террас, так и с доступной глубины, для чего делались расчистки в обрывах террас. Несколько шлихов было взято из элювия на склонах, с самой поверхности склонов, в предположении, что этот элювий обогащен тяжелыми минералами. Большей частью можно сказать, какие породы дали материал для опробованных рыхлых образований, тем более, что исследовались сопровождающие эти образования галька и щебень. Для промывки каждый раз бралось около 3,5 кг породы, промывавшейся на ковше.

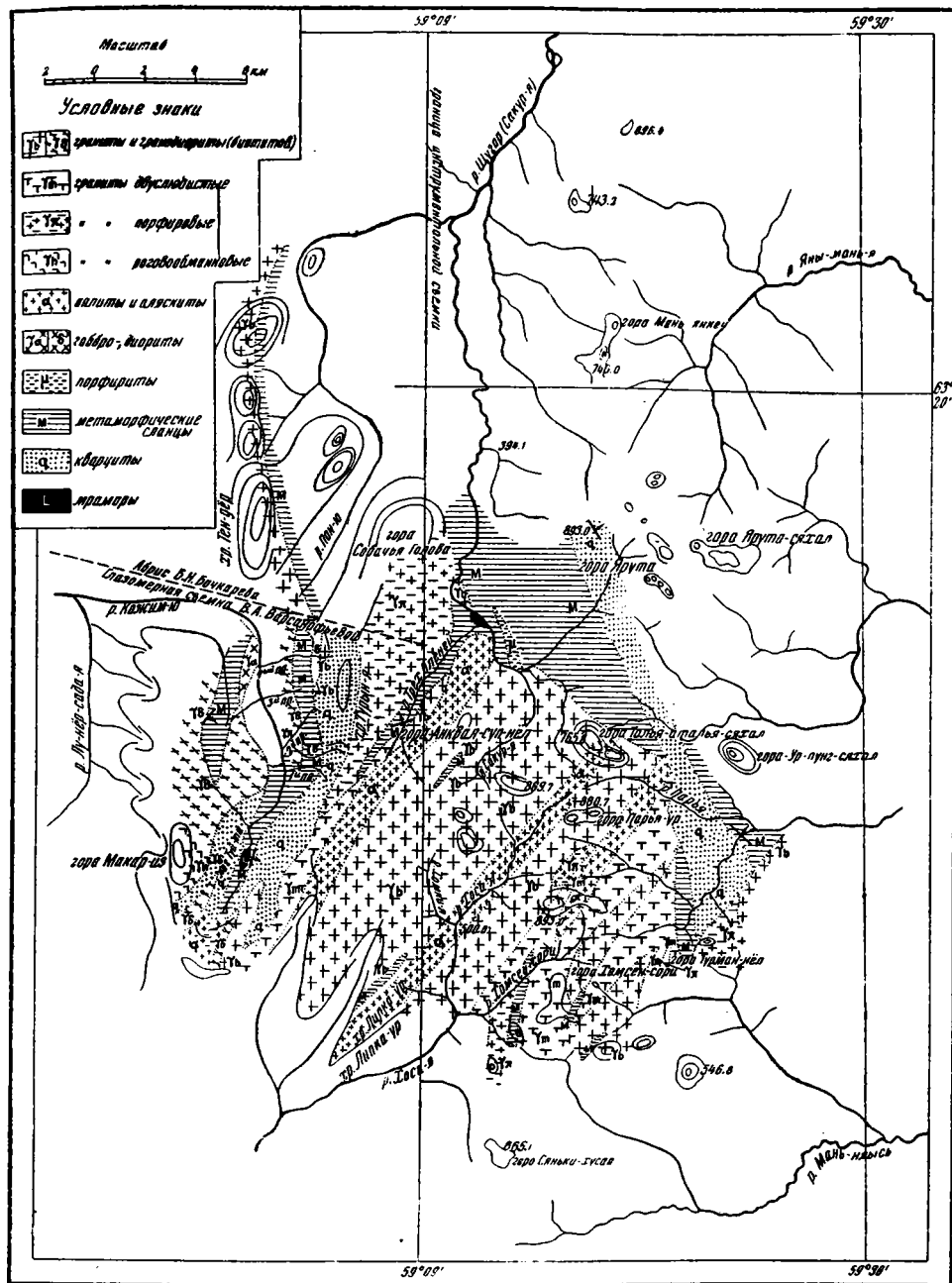
Переходом к искусственным шлихам являлись шлихи, полученные из мелкого материала (элювия), накопившегося в углублениях на больших глыбах пород, обычно заполненных водою. Посторонний породе материал не мог быть принесен в эти углубления, — разве только ветром, но пыли в воздухе вообще не наблюдалось.

Для искусственных шлихов брались средние пробы отбиванием от 10—20 отдельных глыб больших кусков; куски затем дробились кувалдой и взвешивались. Полученный материал квартовался, дробился в ступке до размеров менее 2—3 мм и взвешивался, а затем промывался небольшими порциями на лотке. Оставшаяся от квартования часть промывалась в ковше, что давало второй экземпляр шлиха. В отдельных случаях дробились небольшие штуфы пород. Первоначальный вес проб был от 16 до 30 кг, штуфных — около 5 кг. Из рыхлых отложений был взят 151 шлих. Искусственные шлихи были получены из 30 пород. Минералогический анализ производила П. Ф. Андрущенко.

При обработке все шлихи разделялись на фракции: магнитную, легкую, электромагнитную, неэлектромагнитную, тяжелую. Для естественных шлихов была принята условная шкала из четырех ступеней, I—IV. В искусственных шлихах подсчитывались зерна минералов в каждой фракции; так как разделение минералов по магнитности и другим свойствам было, как обычно, неполным, то зерна одного и того же минерала подсчитывались в нескольких фракциях. Всего подсчитывалось в среднем около 2390 зерен в шлихе. Для каждого минерала суммы его зерен множились на удельный вес этого минерала, взятый приближенно у Дана. Проценты каждого минерала подсчитывались по отношению ко всей породе (к весу промытой части пробы) по формулам:

$$x = \frac{p \cdot nd \cdot 100}{P \sum nd},$$

где x — весовой процент минерала в породе, p — вес шлиха, n — количество подсчитанных зерен минерала, d — его удельный вес, P — вес про-



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта северной части массива Мань-Хамбо
1 : 200 000.

мытой части пробы, Σnd — сумма произведений количеств подсчитанных зерен минералов на их удельные веса.

При промывке на лотке часть тяжелых минералов уходит, а часть легких остается, поэтому правильнее величину x считать весовым процентом количества минерала, находящегося в шлихе, по отношению ко всей породе. Так как значительно больше смывается легких минералов и слюд, чем тяжелых, то ошибки определения процента легких минералов и слюд настолько велики, что их проценты нельзя принимать во

внимание при характеристике породы. Наличие железа в шлихах, по всей вероятности, происходит из кувалды и ступки, при помощи которых производилось дробление. Проверка подсчета основана на том, что сумма процентов всех подсчитанных минералов должна быть равна проценту шлиха в промытой части пробы. В табл. 4 и 8 проценты минералов помножены на 1000.

ГЕОЛОГИЯ ГРАНИТНОГО МАССИВА

По Н. А. Сирину (Сирин, в печати) массив Мань-Хамбо представляет, повидимому, южное продолжение западной и центральной полос гранитов района гор Неройка и Народа, приурочиваясь к южному антиклинальному поднятию, несущему второстепенные складки. Граниты вмещает метаморфическая толща, делящаяся, по К. А. Львову, на семь свит. По В. А. Варсанюфьевой, метаморфические породы, выходы которых встречаются в массиве гранитов Мань-Хамбо, представляют кровлю этого массива (Варсанюфьева, 1929).

Для более уточненного решения вопроса о геологическом характере гранитного массива Мань-Хамбо было сделано несколько наблюдений над структурой массива, распределением в нем метаморфических пород и структурой этих последних. Число наблюдений и их точность были недостаточными из-за условий наблюдения.

Граниты Мань-Хамбо в большинстве случаев бывают с заметной сланцеватостью (гнейсовидностью). Направление сланцеватости, а также и отдельности удалось замерить лишь в немногих случаях. Результаты замеров указаны в табл. 1. Простираание в общем получилось северо-восточное, а падение чаще северо-западное.

Таблица 1

Замеры направлений сланцеватости и отдельности в гранитах¹

Места замеров	Сланцеватость		Отдельность	
	простираание	падение (угол)	простираание	падение (угол)
Высота 893.0 от горы Хомсен-сори, западный гребень . . .	СВ 86°	ЮВ 62°	СВ 56°	СЗ 43°
То же, восточный гребень . . .			{ СЗ 279°	90°
Гора Хомсен-сори, северная вершина			{ СВ 46°	СЗ 22°
Вершина к ЮВ от горы Хомсен-сори			СВ	ЮВ под малым углом и вертикально
Южная вершина Липка-ур . . .	СВ (жилы аплита)	Ю круто	{ СВ 68° СЗ 343°	ЮВ 50° СЗ 79° горизонтально
Река Трех Оленей ² у горы Анквал-суп-нел	{ СВ 61° ЮВ 101°			
Гора Анквал-суп-нел, вершина .	В			

¹ Для определения местного склонения с юго-восточной вершины Хомсен-сори было сделано четыре засечки горным компасом на заметные на карте точки. Оказалось, что соответственные направления, взятые по карте, имеют азимуты большие на 11°, так что склонение получилось восточным, равным 11°. Поэтому все азимуты, полученные по горному компасу, увеличены в настоящей работе на 11° для приведения их к географическим.

² По-остяцки: Хурум-ненсаты-алны-я — речка трех убитых упитанных важенок.

Можно сказать, что в среднем простираение как сланцеватости, так и отдельности гранитов северо-восточное, а падение — северо-западное.

Метаморфические породы нередко встречаются полосами среди гранитов Мань-Хамбо. Направление этих полос, соответствующее, повидимому, направлению простираения сланцев, по большей части северо-восточное.

В табл. 2 приведены замеры направлений простираения и падения сланцев.

Таблица 2

Замеры направлений простираения и падения сланцев

Места замеров	Простираение	Падение (угол)
На седловине к Ю от Мань-сатензи	СВ 350°	СВ крутое
Гора Хомсен-сори, юго-западный склон	СВ 30°	
Лог Туй-та, правый склон, близ выходов мраморов, кварцит	СВ 60°	СЗ 47°
Лог Туй-та, верховья, кварцит	СЗ 351°	СВ крутое
Там же, хлоритовые сланцы	СЗ 341°	
Там же, выходы мраморов	СВ 31°	ЮВ около 60°
Макар-из	В	
	СВ 1°	ЮВ 69°
Сакур-я, у впадения р. Трех Оленей	СВ 53°	90°
	СВ 11°	ЮВ 45°
	СЗ 331°	СВ 50°

Простираение сланцев в общем, как и у гранитов, северо-восточное, но падение в большинстве случаев к северо-востоку или юго-востоку. Поэтому получается как будто некоторое несогласие между направлением и падением сланцевой толщи и сланцеватости и отдельности гранитов при одинаковом простираении.

Возможно, что это несогласие получается от второстепенной складчатости.

В единственном обнажении, где можно было видеть контакт гранитов со сланцами, — на р. Трех Оленей, к западу от вершины горы Анквал-суп-нел — сланцы падают согласно с гнейсовой сланцеватостью, уходя под граниты.

Метаморфические породы в гранитах встречаются во многих местах, занимая пространство в сотни квадратных метров. Таких мест было отмечено по крайней мере семнадцать. В общем можно сказать, что метаморфические породы в большем количестве встречаются в более пониженных местах рельефа, например по р. Трех Оленей или в логу Туй-та. Обычно, поднимаясь вверх, вступаешь в область распространения гранитных россыпей и выходов. На вершинах, например на р. Хомсен-сори, метаморфические породы идут сравнительно более узкими полосами среди гранитов. Получается впечатление, что метаморфические породы представляют собой не кровлю гранитного массива, а боковые его ограничения и что гранитный массив расширяется вверх. Поэтому вряд ли можно согласиться с В. А. Варсанюфьевой, считающей, что в гранитах Мань-Хамбо мы имеем апикальные части массива. Скорее здесь найдется, так сказать, его корни, втиснутые вниз между метаморфическими породами, которые были интродуцированы гранитной магмой.

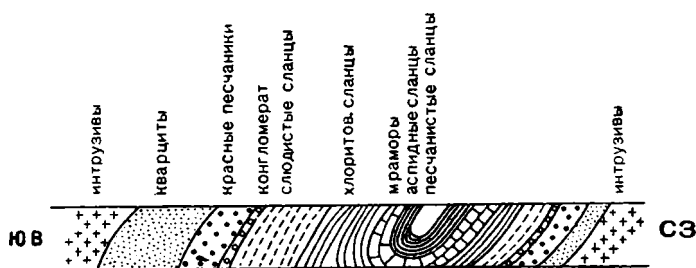
Согласное падение со сланцами вмещающей толщи наблюдается лишь в корнях интрузии, где гранит представляет как бы пластовую интрузию; в верхних частях граниты прорывают сланцы, от которых остаются в теле гранита лишь отдельные полосы и ксенолиты, расположенные в нем вблизи этих полос.

Метаморфические породы, встречающиеся среди гранитного массива, относятся к кварцитам, кварцево-сланцевым сланцам, слюдястым, хлоритовым и хлоритово-кварцевым сланцам и мраморам.

Метаморфические породы наблюдались и в краях гранитного массива. Благодаря наблюдениям в логу Туй-та, на р. Сакур-я (Щугоре) и на Пар-я можно составить примерный разрез метаморфической толщи без указания мощностей.

К гранитам прилегают кварциты и слюдясто-кварцевые сланцы. Затем следуют красные песчаники, которые отмечены и В. А. Варсанофьевой при описании пород около Макара-иза. О согласном или несогласном залегании этих пород сказать ничего нельзя.

Красные песчаники граничат со слюдястыми сланцами. На границе между ними находится, вероятно, небольшой прослой конгломерата с гальками кварца и красного песчаника, валуны такого конгломерата были найдены в среднем течении третьего сверху правого притока



Фиг. 3. Схема структуры доинтрузивных свит. Лог Туй-та и Сакур-я. 1 : 1000

Кожим-ю. На слюдястые сланцы налегают хлоритовые сланцы, выше которых идут мраморы. Песчаные и аспидные сланцы, встреченные на р. Сакур-я, следуют, вероятно за мраморами.

Мраморы были известны (указания Варсанофьевой) в логу Тай-та; они найдены еще на р. Сакур-я, ниже устья р. Трех Оленей. Если на Сакур-я за мраморами следуют аспидные и песчаные сланцы, то в виду меньшей их метаморфизации их можно считать верхними горизонтами. Тогда получится, что мраморы Туй-та и Сакур-я находятся в замках синклиналей, как показано на фиг. 3.

Красные песчаники были найдены в гальках второго и третьего правых притоков Кожим-ю. Варсанофьева указывает песчаники на левом склоне лога Тай-та, в верховьях Кожим-ю. Поэтому можно думать, что в предполагаемой синклинали имеется и восточное крыло, и западное (лог Тай-та и дальнейшее течение Кожим-ю в границах площади работ идут почти меридионально).

В аллювии Кожим-ю и Сакур-я найдены три гальки с пятнами, похожими на органические остатки. Первые две гальки найдены на Кожим-ю, в логе Туй-та, и перед поворотом Кожим-ю к западу. Это темносерые слюдясто-кварцевые сланцы с более темными округлыми или эллиптическими пятнами 1—2 мм диаметром, вытянутыми приблизительно в одном направлении. Прослойки биотита не проходят через пятно; иногда на их периферии — скопления мусковита и биотита. В пятнах биотита и мусковита нет, или почти нет; вместо них — серицит. Вне пятен серицита мало или совсем нет. В одном случае на фоне листочков серицита кварцевые мелкие зерна образуют как бы оболочку, разорванную с одной стороны; диаметр ее 0.5 мм. Возможно, что эти пятна представляют следы ходов червей. На Сакур-я (Щугоре) найдена третья галька черного плотного песчаника с белыми округлыми пятнами около 1 мм диаметром. Оказалось, что эти пятна представляют скопления корди-

ерита, так что здесь, повидимому, не органические остатки, а контактные образования.

К. А. Львов дает такой разрез доинтрузивной толщи Приполярного Урала (Сирин, в печати). Н. А. Сирин встретил в подобных породах в пределах горной полосы археоциатиды, указывающие на кембрийский возраст.)

I. Кварцево-сланцевые и кварцево-сланцево-хлоритовые сланцы с амфиболами и эпидозитами.

II. Кварциты и кварцевые конгломераты.

III. Кварцево-сланцевые и кварцево-сланцево-хлоритовые сланцы (филлиты).

IV. Мраморизованные известняки, сланцевые мраморы, кварцево-сланцевые известковистые сланцы.

V. Метаморфические аркозы, граувакки, вулканогенные зеленые сланцы.

Полученный мною разрез охватывает II—V свиты разреза, составленного К. А. Львовым.

Первая свита Львова не наблюдалась. Возможно, что гальки амфиболита и эпидозита, встреченные по Сакур-я (Шугору) и Кожим-ю, происходят из этой свиты, теперь не обнажающейся. По Львову, сланцы долины Шугора образуют синклиналь между кварцитами гор Яны-янкеч и Пырва. Известняки верховьев Шугора находятся в ядре синклинали, зажатой между кварцитами второй свиты. Наблюдения, приведенные выше, вполне согласуются с этими представлениями.

В исследованной части Мань-Хамбо не встречено палеозойских пород более молодых, чем метаморфическая доинтрузивная толща, а также и мезозойских. Наблюдавшиеся осадочные образования относятся к значительно более позднему времени.

На р. Сакур-я, в 2.8 км ниже устья р. Трех Оленей по прямому направлению, на высоте до 400 м, под торфом оказалась сероватая глина, а над ней железистые скопления. Аналогичное обнажение было встречено на Сосьве, немного выше с. Усть-Тапсуй, где железистые скопления образуют прослой над сероватой глиной. Эти глины походят на третичные глины, описанные А. Г. Бер (Бер, 1939). Они встречены Бер в нескольких местах, например на Мань-нясы, на высоте 260 м над ур. м. Возраст глин на основании находящейся в них пыльцы *Pinus*, *Haploxylon*, *Carpinus*, *Tilia* и диатомовых и спикул губок определен как неогеновый. Бер считает эти глины озерными отложениями. Подобные же глины наблюдались на левом берегу р. Нясы, выше устья Йоутыньи и, по словам Н. И. Леонова, и в других местах. Нигде не обнажается постель этих глин. Они встречаются только в пониженных частях рельефа, по долинам рек; на водоразделах не замечены. Если эти глины действительно третичные и находятся в первоначальном залегании, то рельеф исследованного района в главных его чертах окажется более древним, чем четвертичный, и под глинами можно ожидать найти продукты размыва более высоких частей гранитного массива Мань-Хамбо. Большая мощность глин и нахождение их на низких уровнях сильно затрудняют работы по вскрытию постели глин.

Выше неогеновых глин обычно лежат четвертичные и современные отложения, обнажающиеся в обрывах аллювиальных террас. Почти по всем рекам района можно наблюдать эти террасы. Первая — современная терраса — высотой всего около 0.5 м. В ее разрезе находим глинисто-песчаный материал сверху и галечник ниже. Она прислоняется ко второй террасе, высота которой 1.5—2 м. В разрезах второй террасы (очень хорошие разрезы по Сакур-я) сверху виден под почвой песчано-глинистый слой, ниже — галечник, перемешанный с песком и глиной; ниже обычно идет слой с крупными валунами. Третья терраса, высотой около 4 м, дает такой же разрез, но сверху нередко встречаются крупные

обломки местных пород, представляющих продукты разрушения близлежащих склонов. Все три террасы аллювиальные или делювиально-аллювиальные.

Между шлехами, полученными из рыхлых образований этих трех террас, нет существенной разницы.

Проезжая по р. Няысь вниз от ее истоков, можно видеть высокую, около 12 м, эрозионную террасу. В ее обрывах обнажаются коренные породы палеозоя. Сверху эти коренные породы покрываются небольшой мощности слоем галечника, причем гальки совершенно не соответствуют породам террасы: они очень разнообразны по своему составу, и среди них много галек метаморфических пород. Возможно, что это четвертая терраса.

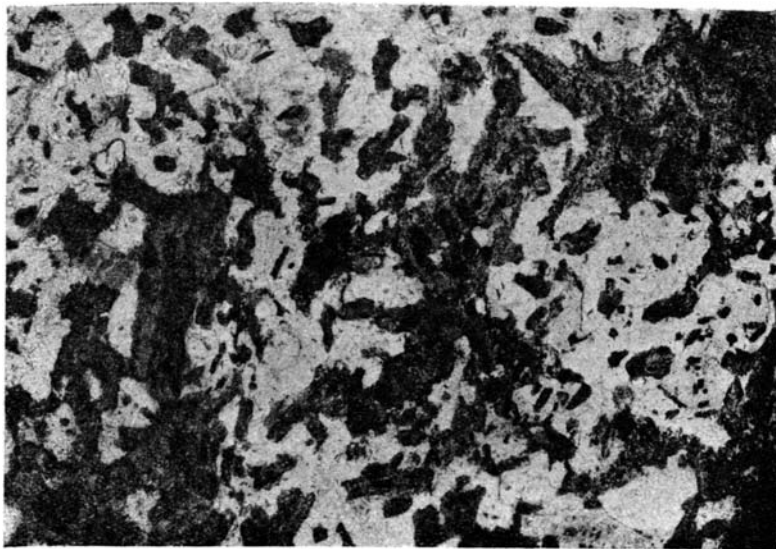
Эрозионные террасы встречены по р. Пар-я, но здесь они значительно ниже, чем на Няыси, — около 5 м. Их можно аналогизировать с третьей аллювиальной террасой.

По данным нескольких исследователей (Варсанюфьева, 1929; Бер, 1939; Сирин, в печати), современный рельеф Мань-Хамбо носит следы четвертичного оледенения. Наличие их могло бы оказать весьма большое влияние на состав рыхлых отложений и на процессы концентрации в них тяжелых минералов. Но в исследованном районе процессы образования рыхлого материала и его перенос настолько интенсивны, что не только рыхлые отложения, какими являются ледниковые, но и коренные породы подверглись усиленной дезинтеграции, и массы крупных обломков гранитов передвинулись по склонам, образуя нередко «каменные реки» и нагорные террасы. Вследствие этого рельеф долин в верхней части не сохранил типичного разреза трога. Склоны долин в верхней части не вогнутые, а выпуклые; в нижней части склона поверхность дает уклон, уменьшающийся книзу, что характерно для размываемых склонов. Иногда на дне долин находятся глубокие промоины (к югу от горы Сянки-хусап; по третьему сверху правому притоку Кожим-ю). Не удалось наблюдать ни одного типичного кара, ни одной боковой морены. Если они и существовали, то дальнейшими процессами были, должно быть, уничтожены. То же самое произошло, повидимому, и с конечными моренами. Скопление крупных валунов в основании третьей террасы вряд ли можно считать мореной; породы этих валунов такие же, как и на склонах, к которым примыкает терраса, и лишь более мелкие валуны и гальки принесены рекой.

Только в одном месте удалось встретить остатки, повидимому, древней конечной морены: на р. Кожим-ю, немного выше устья третьего сверху правого притока, по правому склону долины. Здесь наблюдались хаотически расположенные большие — в десятки метров — бессточные впадины и отдельные холмы; высота холмов над впадинами не менее 10 м. Такой рельеф, весьма похожий на рельеф конечных морен, развит на расстоянии около 0.5 км. Лесные заросли, валежники и камни, при ограниченности времени, помешали подробно изучить эту, пока единственную, наблюдавшуюся предполагаемую конечную морену. От вершины Кожим-ю она находится на расстоянии около 12 км. Не исключено, впрочем, что рельеф указанного места является следствием большого обвала.

ПОРОДЫ МАССИВА МАНЬ-ХАМБО

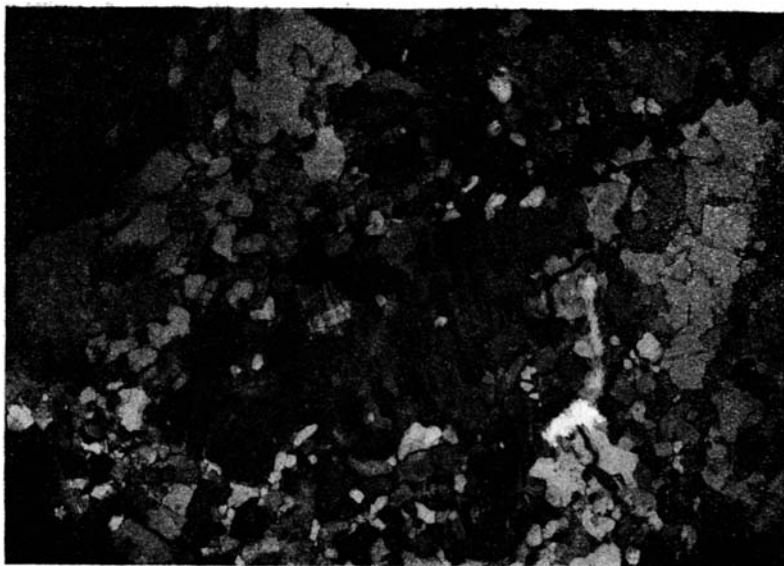
Главной породой массива являются граниты; на втором месте стоят метаморфические сланцы. Для всех гранитов Мань-Хамбо характерно следующее: 1) гранобластическая структура, 2) отсутствие плагиоклазов более основных, чем альбит-олигоклаз, 3) наличие микроклина, 4) пертит и иногда антипертит, 5) зубчатые края зерен полевых шпатов, 6) включения в кали-натровом полевом шпате каплевидного кварца, 7) наличие эпидота и зеленого биотита.



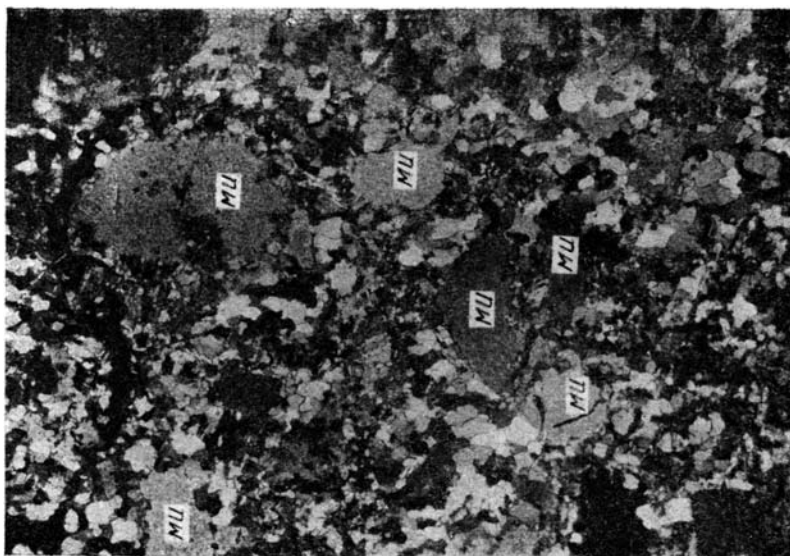
Фиг. 4. Гранит типа Кожим-ю. Ув. 18. Один николь. Темное — плагио-
оклазы, светлое — кали-натровые полевые шпаты и кварц. Обр.
№ 127/76.



Фиг. 5. Гранит типа Кожим-ю. Оболочки вокруг зерен плагиоклаза,
находящихся в микроклине. Обр. № 147/80. Ув. 18. Никольи +.



Фиг. 6. Гранит типа Хомсен-сори. Вростки анортоклаза в альбит; каплевидный кварц. Обр. № 34/28. Ув. 18. Николи +



Фиг. 8. Кварцит слюдистый. Главная масса — кварц; *ми* — микроклин. Обр. № 68/49. Ув. 18. Николи +

Граниты восточной части несколько отличаются от гранитов западной. Для первых типичны граниты горы Хомсен-сори, для вторых — встреченные в долине р. Кожим-ю. В табл. 3 указываются отличительные признаки первых и вторых гранитов.

Таблица 3

Сравнительная характеристика гранитов Хомсен-сори и Кожим-ю

Граниты Хомсен-сори	Граниты Кожим-ю
Окраска породы красноватая от полевых шпатов; имеются разнозернистые до мелкозернистых Плаггиоклаз обычно № 5 и 1 и более; свежий, прозрачный	Окраска породы, главным образом, серая, разности средне- и мелкозернистые Плаггиоклаз обычно № 5 и больше (альбит-олигоклаз — олигоклаз); мутный от продуктов разложения (фиг. 4)
Микроклина или кали-натрового полевого шпата больше, чем плаггиоклаза У плаггиоклаза на границе с микроклином нет изменений	Микроклина или кали-натрового полевого шпата меньше, чем плаггиоклаза У плаггиоклаза на границе с микроклином свежая оболочка с меньшим показателем преломления, чем у ядра (фиг. 5)
Роговая обманка в шлифах не встречена Пегматитовая структура не встречена	Роговая обманка встречается Встречается микропегматит

Из гранитов Хомсен-сори было получено четыре искусственных шлиха и семь шлихов из элювия гранитов; из гранитов Кожим-ю было получено пять искусственных шлихов и два — из элювия. Одинаково часты в шлихах тех и других гранитов циркон, апатит, биотит, хлорит, магнетит, гематит.

Распределение минералов в различных гранитах и в метаморфических сланцах дает табл. 4.

Граниты Хомсен-сори отличаются значительно большими количествами магнетита, эпидота и титансодержащих минералов. В гранитах Кожим-ю значительно больше роговой обманки, пирита и циркона, и есть турмалин и молибден, которые не встречены в шлихах из гранитов Хомсен-сори. Возможно, что в гранитной магме Кожим-ю было больше летучих. Но флюорит был найден в аплитовидном граните Хомсен-сори из осыпей у горы Аниквал-суп-нел.

Для сравнения в табл. 4 указаны среднее содержание минералов в метаморфических сланцах и наличие минералов в шлихах из элювия и аллювия, питающая область которых сложена гранитами того или другого типа. Отчасти вследствие естественного обогащения аллювия тяжелыми минералами, отчасти вследствие примеси материала из пород метаморфической толщи различие в минералогическом составе гранитов Хомсен-сори и Кожим-ю по шлихам из элювия и аллювия несколько сглаживается; но зато в шлихах из аллювия, связанного с гранитами Кожим-ю, появляются новые или в большем количестве рудные минералы: халькопирит (в шлихах Хомсен-сори борнит), висмутин, шеелит, монацит. Касситерит, найденный в граните типа Хомсен-сори, встречен также в шлихах из террас, связанных с гранитами Кожим-ю.

Кали-натровые полевые шпаты в гранитах обоих типов оптически деформированы, что мешает точному определению их констант. В гранитах Хомсен-сори иногда встречается антипертит (№ 34, г. Хомсен-сори). Среди вrostков находится неправильное зерно микроклина (фиг. 6); показатели преломления у него больше, чем у вrostков, а у вrostков меньше, чем у хозяина. На федоровском столике измерены константы вrostков и хозяина (табл. 5).

Таблица 4

**Распределение минералов в шлихах из гранитов, метаморфических пород,
элювия и аллювия**

Минералы	Шлихи искусств. ср. $\times 1000$			Естеств. шлихи, наличие минералов	
	граниты Хомсен-сори	граниты Кожим-ю	метаморф. сланцы	область гранитов	
				Хомсен-сори	Кожим-ю
Анатаз	0.59	0.74	—	+	+
Апатит	2.24	3.20	9.95	+	+
Борнит	—	—	0.82	+	+
Брукит	—	—	—	+	+
Висмутин	—	—	—	—	+
Гематит	0.81	0.43	1.29	—	—
Гранат	0.03	0.06	2.55	+	+
Ильменит	1.41	2.12	1.19	+	+
Касситерит	+	—	—	—	+
Магнетит	73.56	4.18	26.90	+	+
Молибденит	—	+	0.05	—	—
Монацит	—	0.00	—	—	+
Пирит	0.10	2.79	2.29	—	+
Пирротин	—	0.32	0.72	+	+
Рогов. обманка	—	1.46	1.28	+	+
Рутил	0.22	—	0.47	+	+
Титанит	6.05	0.69	0.57	+	+
Турмалин	0.00	0.05	0.21	+	+
Флюорит	0.01	—	—	—	—
Халькопирит	0.00	—	1.39	—	+
Циркон	+	+	6.69	+	+
Шеелит	—	—	—	—	+
Эпидот	14.69	4.91	4.46	+	+

Таблица 5

Оптические константы вrostков и хозяина

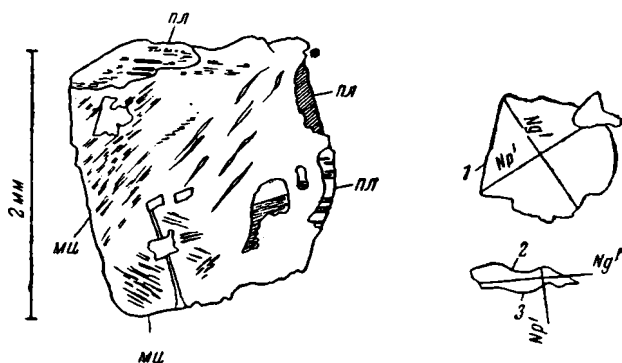
	2 V				Угол пл. опт. осей: спай- ность		Угол пл. опт. осей вrost. и хоз.	N вrost. и хоз.
	1	2	3	4				
Вrostки	—66°	—72°	—88°	+62°	13°	5°	10°	14°
Хозяин	+83	+83			21	18		

Колебания приведенных величин зависят, главным образом, от неравномерности погасания. Возможно, что вrostки принадлежат какому-либо анортклазу, а хозяин — альбит.

В гранитах обоих типов двойниковая решетка в микроклине иногда занимает не всю поверхность разреза зерна в шлихе. Возник вопрос, не представляет ли двойниковая решетка результат оптической деформации зерна кали-натрового полевого шпата, как предполагает это Оллинг (Alling, 1936). Для исследования был взят микроклин из гранита типа Кожим-ю, № 126, с западного склона горы Турын-я. В нем двойниковая решетка занимает менее половины поверхности разреза зерна (фиг. 7); в другой части зерна видны ленточные пертитовые вrostки и включенные в зерно или касающиеся его зерна плагиоклаза. В разрезе не было видно спайности, и не оказалось выходов оптических осей. После снятия

покровного стекла в обломках зерна без двойников и пертита были изменены показатели преломления; они приведены в табл. 6.

Образование микроклиновой решетки сопровождается, повидимому, изменением показателей преломления, не одинаковым в различных частях одного и того же зерна полевого шпата. Как будто так и должно быть, если двойниковая решетка свойственна микроклину, имеющему больший показатель преломления, чем у ортоклаза, и если зерно ортоклаза даже при неосторожном шлифовании может получить микроклиновую решетку, как говорит Оллинг.



Фиг. 7. Кали-натровый полевой шпат, частью с микроклиновой решеткой; *мц* — микроклин; *пл* — плагиоклаз; 1, 2, 3 — места замеров показателей преломления. Обр. № 126/76.

В гранитах Хомсен-сори альбит как бы замещает кали-натровый полевой шпат, иногда входя в него пертитовыми вростками, иногда совершенно окружая его. Такого рода явления весьма характерны для оловоносных гранитоидов Забайкалья (Преображенский, 1939). В гранитах Кожим-ю зерна плагиоклаза, касающиеся зерен натрового полевого шпата или включенные в них, окружаются оболочкой, отличающейся от ядра меньшим показателем преломления и свежестью. Двойниковые пластинки нередко продолжают из ядра в оболочку, несколько смещаясь.

В плагиоклазах гранитов Хомсен-сори обычно включены мелкие зерна мусковита и эпидота, часто идиоморфные. Нет мелкочешуйчатого серицита или мелких зерен эпидота и каолинита, от которых полевые шпаты становятся мутными; между зернами включений плагиоклазы совершенно прозрачны. Такой характер включений и наличие значительных количеств эпидота в плагиоклазах, весьма бедных кальцием, указывают на привнос в породу и в зерна полевых шпатов веществ для образования находящихся в них включений. Если такой же процесс происходил с полевыми шпатами гранитов Кожим-ю, то можно сказать, что в последних за этим процессом последовало образование оболочек вокруг плагиоклазов, так как эти оболочки свободны от включений. Кали-натровые полевые шпаты иногда местами несколько запылены каолинитом; мусковита и эпидота в них нет.

Таблица 6

Показатели преломления зерна кали-натрового полевого шпата

Место замера (фиг. 7)	<i>N</i>	1.520	1.523	1.526
1	<i>Ng'</i>	< ?	<	<
	<i>Np'</i>	<	<	<
2	<i>Ng'</i>	>	>	<
	<i>Np'</i>	>	>	<
3	<i>Ng'</i>	>	>	<
	<i>Np'</i>	<	<	<

Кварц в гранитах обоих типов отличается крайней бедностью включениями, из которых встречаются почти только кокковидные. Включения жидкости с пузырьками газа представляют большую редкость.

Биотит почти везде только зеленый; в нем редко находятся зерна с плеохроичными оболочками, хотя циркон очень распространен. В гнейсо-граните с горы Турман-нел № 37 был встречен желтый минерал с плеохроичным ореолом около его включений в биотите. Зерна минерала изометричные, гипидиоморфные, спайности не видно, двупреломление слабое; минерал, повидимому, одноосный положительный. Показатели преломления меньше N_g биотита и больше N_g кварца и N_p мусковита. Плеохроизм очень слабый или отсутствует. Спектральный анализ не дал указаний на какие-либо более или менее радиоактивные элементы (табл. 7).

Таблица 7

Спектро- и рентгено-химические анализы

Элементы	Обр. 37/30. Гранито-гнейс Турман-нел, западн. отрог	Обр. 181/88. Mn—руда Сакур-я	Обр. 19/17. Гранит двуслуд. Хомсен-сори	Шлих 166. Ильменит Сакур-я	
	Спектр		Рентген	Спектр	Рентген
Be	Слаб. л.	Оч. слаб.	0.005%	Средн. л.	0.05%
Cu	Ничт. следы	Ничт. следы			
Co	—	Слаб. л.			
Ni	—	—			
Sn	Следы	—			
V	Следы	Средн. л.		Следы	0.2%
Ga	Слаб. л.	Следы			
Zr	Слаб. л.	Следы			
Na	Оч. сильн.	Сильн. л.			
K	Слаб. л.	—		Средн. л. Сильн. л. Сильн. л. Сильн. л. Средн. л.	2% + (5%) ≤ 0.05% линии не вышли
Ba	Слаб. л.	Оч. слаб.			
Sr	Слаб. л.	Слаб. л.			
Ca	Выше средн.	Выше средн.			
Al	Сильн. л.	Сильн. л.			
Mg	Сильн. л.	Оч. сильн.			
Mn	Выше средн.	Оч. сильн.			
Fe	Сильн. л.	Сильн. л.			
Ti	Сильн. л.	Сильн. л.			
Si	Оч. сильн.	Оч. сильн.			
Nb					

Мусковит по большей части встречается вместе с биотитом, представляя продукт его изменения. Включения мусковита и полевых шпатов нередко представляют идиоморфные зерна.

Роговая обманка гранитов Кожим-ю зеленого цвета, $cNg = 20^\circ$; плеохроизм: Ng — светлозеленый; Nm — светлозеленый; Np — светлый, зеленовато-желтый. Нередко количество роговой обманки так незначительно, что она открывается только в искусственных шлихах.

Эпидот очень распространен в гранитах обоих типов. Можно различить эпидот, включенный в полевые шпаты и находящийся в виде отдельных зерен. Первый нередко в идиоморфных зернах; зерна второго — ксеноморфные, различных размеров, нередко скопляются пучками, выступающими на поверхности породы желтыми пятнами.

Значительно реже встречается цоизит, обычно как продукт изменения плагиоклазов в гранитах Кожим-ю.

В гранитах Хомсен-сори встречен два раза ортит: в гальке р. Хоса-я и в щебне на восточном склоне горы Липка-ур. Зерна ортита до 0.5 мм,

неправильной формы, с плеохроизмом от бесцветного (Ng) до красновато-бурого (Np); в одном случае они были включены в микроклин, в другом находились между пластинками биотита. В сером микрограните Кожим-ю с западного склона Турын-я ортит расположен по краям эпидота; он бурый, однопреломляющий.

Титанит встречается часто, обычно в ксеноморфных зернах. Его меньше в гранитах Кожим-ю.

Иногда в шлифе находятся мелкие ксеноморфные зерна с высоким показателем преломления и с яркой интерференционной окраской. В сходящемся свете получается неясная фигура положительного одно- и двухосного кристалла с малым 2V. В двуслюдистом граните с горы Хомсен-сори с описанными зернами спектроскоп обнаружил следы олова (№ 19). Но ни в одном шлихе с горы Хомсен-сори касситерит не был найден. Возможно, что описанные зерна — титанит, получившийся из ильменита.

Мелкие идиоморфные зерна розового граната (альмандина) изредка попадают в гранитах Хомсен-сори и Кожим-ю. Возможно, что гранаты образовались во время метаморфических процессов, которым подверглись граниты. В граните с горы Хомсен-сори в зернах гранатов величиной 0.5 мм находятся вроски биотита и полевого шпата, так что получается диабастическая структура.

Турмалин так же редок, как и гранат. В гранитах Хомсен-сори он был встречен лишь на вершине горы Анквал-суп-нел в биотитовом гнейсо-граните. В кварцевых жилах вершины лога Туй-та найдены мелкие (0.07 мм) зерна турмалина, но в шлихах он не редок.

Граниты Хомсен-сори могут быть разделены на три вида: биотитовые, двуслюдистые и аплитовидные. Первые два вида бывают гнейсовидными и без гнейсовой структуры. Среди двуслюдистых гранитов выделяются порфириовидные с вкрапленниками калиевого полевого шпата до 8 мм длиной. Аплитовидные граниты представляют микрограниты с малым количеством биотита. Граниты Кожим-ю делятся так же, как и граниты Хомсен-сори, но к ним близки биотитовые и роговообманковые кварцевые диориты, не содержащие или почти не содержащие калинатовых полевых шпатов. Структура аплитовидных гранитов Кожим-ю правого склона лога Туй-та микропегматитовая. Нередко зерно калинатового полевого шпата окружается пегматитовой оболочкой, что похоже на диабластез. С юга к микропегматитовым гранитам примыкают биотитовые гнейсовидные граниты; в них у ортоклаза тонкая оболочка без мусковита, скопления которого находятся в ядре ортоклаза; продолжением зерна ортоклаза служит микропегматит. Повидимому, и здесь микропегматит есть следствие диабластеза.

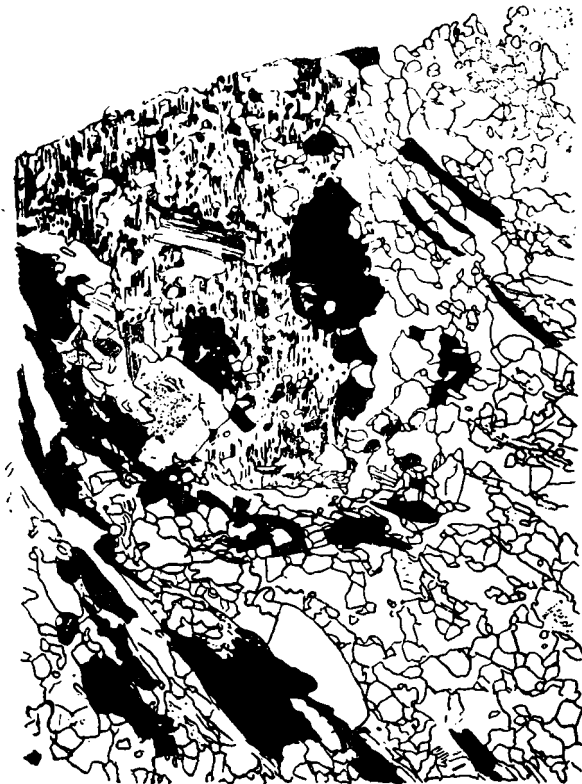
Кварцевый диорит с западного склона Турын-я (осыпи между вторым и третьим сверху правыми притоками Кожим-ю) по внешнему виду очень походит на биотитовый микрогранит, обломки которого находятся в той же самой осыпи, отличаясь от него меньшим количеством калинатового полевого шпата и большей основностью плагиоклаза: вместо альбита — олигоклаз № 13. Но в нем появляется роговая обманка, и биотит в нем бурый, а не зеленый, что характерно почти для всех кварцевых диоритов с Кожим-ю. Описанный диорит инъецирован более крупнозернистым диоритом; границы жил не резкие.

В Кожим-ю, ниже третьего сверху правого притока, найдены гальки темносерого крупнозернистого роговообманкового габбро с буроватыми и белыми пятнами. Полевые шпаты достигают величины 10 мм, роговая обманка 20 мм. Структура — типичная офитовая. Бурая роговая обманка с плеохроизмом в бурых тонах переходит в зеленую с плеохроизмом в синевато-желтоватых тонах. Плагиоклазы сильно сосюритизированы и эпидотизированы, что затрудняет их определения; во всяком случае они не кислее № 34. В. А. Варсановьева (1940, стр. 41) предполагает, что диориты, как и габбро, древнее гранитов; но не представляет ли

габбро продукт самостоятельной интрузии, а кварцевые диориты результат ассимиляции гранитной магмой уже образовавшегося габбро?

Эффузивные породы были встречены только в гальках и россыпях. В гальках по Сакур-я был встречен кварцевый порфир, а в россыпи на левом берегу Сакур-я — черный порфирит с вкрапленниками белых плагиоклазов длиной до 10 мм и биотита. Эпидотовые и роговообманково-эпидотовые породы, гальки которых были встречены по Кожим-ю, соответствуют, вероятно, измененным древним эффузивам, указанным у Сирина в метаморфической I толще.

Метаморфические породы так же бедны минералами, как и граниты. После кварцитов с их большой мощностью всего больше слюдисто-



Фиг. 9. Гнейс с порфиробластами микроклина с каплевидным кварцем и включениями плагиоклаза. Обр. № 68/49. Ув. 18.

кварцевых, хлоритовых и хлоритово-кварцевых сланцев; роговообманковые сланцы с кварцем и биотитом сравнительно редки, судя по небольшому количеству их галек. Близко, вероятно, от мраморов залегают кальцитово-слюдистые сланцы; песчаники (или кварциты) верха разреза метаморфической толщи представляют более мелководные отложения. Большую часть минералов песчаников и часть минералов сланцев можно считать терригенными. Среди этих минералов нет характерных для метаморфических пород, например ставролита, андалузита, дистена, что можно видеть из табл. 4. Дистен был встречен в 10 естественных шлихах; ставролит и андалузит ни в одном из них не найдены.

В общем, состав пород метаморфической толщи близок к таковому гранитов Мань-Хамбо. Это дает

повод предположить, что источниками питания для осадочных пород, впоследствии метаморфизовавшихся, были массивы гранитов состава, близкого к составу гранитов Мань-Хамбо. Поэтому кварциты Мань-Хамбо нередко близки по минералогическому качественному составу к гранитам, что можно видеть на фиг. 8. Среди зерен кварца — главной составной части породы — видны как бы вкрапленники кали-натровых полевых шпатов такого же характера, как в гранитах. То же можно сказать и о слюдисто-кварцевых сланцах. Гнейсы, часть которых, возможно, принадлежит метаморфической толще, также близки по минералогическому составу к гранитам (фиг. 9). Характерные для метаморфизма явления — гранобластез и диабластез, неправильные зубчатые очертания полевых шпатов и цветных минералов, кластическая структура — одинаковы для пород метаморфической толщи и гранитов. Это говорит об одновременном действии метаморфических процессов на граниты, квар-

циты и сланцы, а сохранившиеся остатки контактового метаморфизма в виде песчаников, пятнистых от скоплений кордиерита, указывают на интрузию гранитной магмы Мань-Хамбо в нормальную осадочную толщу.

Жильные образования сравнительно мало встречаются в гранитах. Очень часто попадает кварц, но не в виде жил, а в виде неправильных линз или скоплений с прослойками или примазками хлорита или хлоритового сланца. Такие примазки или включения бывают в кварце из жил в хлоритовых сланцах (такие жилы в хлоритовых сланцах наблюдались). Создается впечатление, что кварц в гранитах получился вследствие захвата гранитами метаморфических пород, в которых были кварцевые жилы. Это объясняет и неправильность кварцевых скоплений, и примазки хлорита на кварце. Можно предположить, что уже после захвата кварцевых жил кристаллы кварца могли расти под влиянием растворов в гранитной магме. В гранитах Мань-Хамбо кристаллы кварца попадались крайне редко, малых размеров; сравнительно чаще такие кристаллы встречались в метаморфических сланцах, например в логу Туй-та и на р. Пон-ю; нигде, однако, они не были встречены в таком количестве и в таком развитии, чтобы можно было думать о добыче или разведке на пьезокварц.

Иногда попадают незначительные полевошпатовые и аплитовые жилы. Аплиты в некоторых случаях образуют, повидимому, мощные жилы в гранитах, как, например, на вершине Липка-ур.

Обычно в кварцевых жилах нет других материалов, кроме кварца; полевои шпат, обыкновенно красный, происходит, повидимому, из вмещающей жилу гранита. На горе Хомсен-сори встречена была кварцевая жила с очень малым количеством магнетита. На третьем сверху правом притоке Кожим-ю встречен валун гранита (скорее гранодиорита) с жилой кварца с большим количеством черного турмалина, с халькопиритом и хлоритом. Часть халькопирита превращена в медную зелень. Это единственный случай нахождения меднорудных минералов (кроме шлихов). Из этого кварца и вмещающей его породы взяты искусственные шлихи (см. табл. 8).

В гранитах Турман-нэла наблюдались контактовые изменения гранита в зальбандах кварцевой жилы: гранит становился мелкозернистее.

В общем, все жильные или жилоподобные образования гранитов Мань-Хамбо поражают крайним однообразием минералогического состава и отсутствием скоплений рудных минералов.

Бедность гранитов Мань-Хамбо жильными образованиями может указывать на малое развитие в граните контракционных поперечных (Q, по Клоосу) трещин, которые могли бы заполняться остаточными растворами. Предположение о расширении гранитного массива вверх приводит к выводу, что эта расширенная часть с большим количеством трещин уже почти вся уничтожена эрозией. Вторичная трещиноватость гранита, возникшая вследствие тектонических причин значительно позже времени остывания гранитной магмы, не повела к образованию рудных жил, так как в растворах, вероятно низкотемпературных, оставалась почти только одна кремнекислота. Но и в самой магме наличие рудных растворов является недоказанным.

Ксенолиты. Поблизости к наблюдавшимся среди гранитного массива выходам или россыпям метаморфических пород в гранитах встречаются ксенолиты. На выс. 893.0 к северу от горы Хомсен-сори в гранитах наблюдались ксенолиты слюдистого сланца, на Анквал-суп-неле — хлоритового сланца, в гранитах Турман-нела — ксенолиты слюдистой породы.

Рудные проявления. Граниты Мань-Хамбо поразительно бедны рудными проявлениями, что, возможно, находится в связи с глубиной эрозионного среза массива — ниже «мертвой линии». Не исключена возможность и того, что граниты Мань-Хамбо вообще были бедны

рудными веществами: рыхлые образования на древних террасах почти лишены рудных материалов. В гранитах, реже в жилах, встречается в небольших количествах магнетит, повидимому как аксессуарный минерал; редко попадается пирит. Халькопирит, как было уже сказано, найден был лишь в одном месте. Предполагалось встретить большее оруденение в логу Туй-та, где мраморы могли бы служить вместилищем рудных минералов. Но оказалось, что мраморы не входят в контакт с гранитами и рудных минералов содержат очень мало. Можно обратить внимание на сравнительно большое распространение марганцовистых минералов в метаморфических породах и в гранитах в местах их соприкосновения, но остается неясным, с чем связан марганец, так как в некоторых случаях нахождения его в гранитах он, несомненно, вторичный. К тому же и марганцовистые скопления встречаются в весьма небольших количествах.

В самых гранитах Мань-Хамбо не найдено месторождений полезных ископаемых (кроме строительных материалов). В искусственных шлихах были установлены следующие минералы: халькопирит, борнит, молибденит, монацит, касситерит (табл. 4); содержание их в породе ничтожно, так что они могут быть отнесены к аксессуарным. Касситерит был найден в двух естественных шлихах из третьей и первой террас на правом берегу Кожим-ю, ниже устья второго сверху правого притока. В одном шлихе было найдено два, в другом четыре зерна величиною около 0.25 мм, темнокоричневого цвета. По характеру вторичных изменений — развешивание кали-натровых полевых шпатов плагиоклазами, каплевидному кварцу, пертитовым вроскам — граниты Мань-Хамбо приближаются к оловоносным гранитоидам Забайкалья, отличаясь от них постоянным присутствием эпидота. Два спектральных анализа гранитов Мань-Хамбо дали следы олова (табл. 7). В аплитовидном граните Анквал-суп-нела найдено 0.002% темнокоричневого, почти черного касситерита в зернах около 0.25 мм диаметром. Возможно, что весь гранитный массив Мань-Хамбо заражен касситеритом, но концентрация его совершенно незначительна.

В нескольких местах по Кожим-ю был найден в естественных шлихах шеелит, но в ничтожных количествах. Золото не встречено.

Вне района работ отряда были посещены пегматиты на горе Савко-нер или Сотчем-иоль-из. По В. А. Варсанофьевой, среди россыпей на западном склоне этой горы находится много обломков аплитовидных гранитов и крупнозернистых пегматитов, идущих жилами среди измененного габбро.

Вершина Савко-нера возвышается над левым берегом р. Нерим-ю, системы р. Ылыча. От вершины идут каменистые уступы — нагорные террасы, склоны которых почти сплошь покрыты осыпями. На восточном склоне горы встречено было габбро, на северном после долгих поисков удалось найти в осыпи пегматиты. Они оказались полевошпатово-кварцево-биотитовыми, несколько сланцеватыми. Вместе с пегматитами в осыпи встречаются глыбы кварца с турмалином и пирротинном и глыбы мелкозернистого роговообманкового гранита. Далее к западу осыпь состоит почти нацело из обломков слюдисто-кварцевых сланцев, среди которых обломков гранитов и пегматитов не встретилось. Возможно, что Варсанофьева находила их еще западнее.

Пегматитовые жилы, судя по осыпям, идут почти на юг или на юго-юго-восток; граниты и пегматиты следуют границе между габбро и сланцами. В осыпях габбро попадают габбро-пегматиты. На площадке первой сверху террасы в габбро очень много шпиров с биотитом; часто порода состоит почти из одного биотита.

Штуфы пегматита были раздроблены, и из них получен искусственный шлик № 5. Штуфов было 1850 г, шлика из них получено 0.82 г. Из рудных минералов в шлихе определены магнетит, гематит, пирротин и халькопирит; касситерита не найдено (табл. 8).

Тяжелые минералы в искусственных шлихах
(в % к породе $\times 1000$)

Минералы	Удельные веса минералов	Пегматит Санко-пер	3-й правый приток Кожим-ю; гранит с жилой кварца	3-й правый приток Кожим-ю; жила кварца	Жилы и рудные образования					
					Сакур-я; кв.-пш. жила	Сакур-я; кв.-пш. жила, зальбанд	Сакур-я; кв.-пш. жила, проба	Сакур-я; линза с лимонитом в сланце	Сакур-я; марганц. конгломерат	Сакур-я; марганц. песчаник
№ шлихов		5	131	130	137	161	160	159	158	140
% шлиха в породе		0.0378	0.477	1.21	0.045	0.679	0.1245	0.0219	0.208	0.81
Анастаз	3.9							0.036	1.605	1.1
Апатит	3.2	0.33	25.48	5.49	8.86	152.0	3.36	1.415	14.32	11.65
Борнит	5.1		4.08	8.75						
Брукит	4.0								1.01	0.76
Гематит	5.1	9.3	5.4		0.26	19.55	0.86	6.0	11.205	9.75
Гранат	3.6	0.036			0.094	9.86			7.18	31.0
Ильменит	4.7					5.56	18.8	0.955	43.8	144.5
Магнетит	6.0	0.129	6.05	41.2	11.52	142.0	73.0	0.567	42.6	254.4
Пирит	5.0	0.12		49.7						
Пирротин	4.0				0.29					
Рогов. обманка	3.1								11.56	2.8
Рутил	4.2	0.084			0.072		0.627	0.775		
Титанит	3.5	0.80	43.7	3.05	0.328	5.16		0.252	8.6	66.6
Турмалин	3.1	0.006	13.32	257.0	0.132	2.895	0.627	0.167	1.56	5.9
Халькопирит	4.2	0.238	16.7	49.7						
Циркон	4.7	7.65	74.8	22.6	0.542	18.76	1.72	2.5	6.58	107.0
Эпидот	3.4	5.87	73.0	49.5	12.7	11.20	29.2	1.325	16.46	19.5
Биотит	2.9				0.222	10.63		0.63	1.47	
Хлорит	2.7		28.7	32.9	0.576	50.8	6.48	1.24	6.29	7.6

Повидимому, граниты Кожим-ю, занимающие западную часть района, более металлоносны, чем граниты Хомсен-сори, так как рудные минералы найдены, главным образом, в искусственных шлихах из гранитов Кожим-ю и в естественных из области распространения этих гранитов (фиг. 1).

Из нерудных полезных минералов в гранитах Мань-Хамбо всего более распространен циркон. Наибольшие его скопления найдены в террасовых отложениях в верховьях р. Хомсен-сори. Здесь находится третья терраса высотой над уровнем реки около 5 м, вторая — около 1.5 м, и можно отличить еще первую террасу высотой около 0.5 м. Разрез третьей террасы после расчистки оказался следующим.

В нижних частях разреза попадают гранитные валуны.

При просмотре под биноклем в шлихах из разреза оказалось много циркона, главным образом в сером песке.

На границах между гранитами и метаморфическими породами, а также и в самих метаморфических породах, как было указано, встречаются скопления марганцовистых минералов. В граните образуются небольшие прожилки псиломелана мощностью 2—3 мм. В кварце в логу Туй-та из жил в метаморфических породах встречаются пустоты, заполненные вадом. То же наблюдается в кварцах по Сакур-я и по притоку Сакур-я, текущему с Ярута. Наибольшие скопления марганца найдены на р. Сакур-я, ниже впадения в нее р. Трех Оленей.

От дневной поверх- ности (см)	Породы	Мощность (см)
80	Почва и подпочва с галькой гранита и крупным рыжеватым песком . . .	80
100	Серый песок	20
150	Бурый и серый, ниже бурый песок . .	50
250	Рыжеватый песок; галька гранита с темнобурыми корками, сверху песок красно-бурый	100
350	Рыжеватый песок с галькой гранита .	100
450	Гранитная галька и рыжеватый песок	100
500	Гранитная галька с мелким серо- ватым материалом	50

На правом берегу реки выходят обрывами хлоритовые сланцы. Ниже по реке выходы сланцев находятся лишь внизу склона; вверху на них лежит обломочный материал из разнообразных пород, сцементированный марганцовистыми минералами. Цемент в виде корок до 1.5 см толщины связывает обломки сланцев и гранитов, образуя причудливые ячеи. Выше слоя с такими корками находится щебень без корки; еще выше прослой с слабо развитыми корками. Корки есть и на крупных валунах гранита. В кварцевых обломках — прослой с марганцовистым веществом, проникающим в кварц по трещинам. Повидимому, на месте нахождения марганцовистых корок имеется оплывина, закрывающая выходы сланцев; ниже по реке она спускается к самому урезу воды. Склон с оплывиной и марганцовистыми корками тянется по реке метров на 20, высота его около 5 м. В прилегающих к оплывине сланцах жилы охристого кварца и кварцево-полевошпатовые. Из этих жил, а также из марганцовистых скоплений были взяты искусственные шлихи (табл. 8). В этих шлихах встречено очень мало рудных минералов; марганцовые минералы представлены порошковатым вадом, уносившимся при промывке.

Простирающие хлоритовых сланцев и находящихся ниже по реке аспидных и песчаниковых (кварцитов) различны. Не исключена возможность, что на месте оплывины имеется какое-то тектоническое нарушение, по которому поднимались растворы, давшие скопления марганца. Ближайшие россыпи порфиритов находятся на р. Сакур-я, от марганцового месторождения около 2.5 км выше по реке. В логу Туй-та, на местах наибольшего скопления марганца в кварце из метаморфических пород, основных пород не наблюдалось.

В шлихах из оплывины был найден ильменит, давший реакцию на марганец и никель. Подобный же ильменит в большом количестве оказался в шлихе № 166, промытом из песчаного аллювия, находящегося под торфом на левом берегу Сакур-я (Шугора), около 7 км ниже устья р. Трех Оленей. Этот ильменит и марганцовая отобранная руда (обр. 181/88) были анализированы спектроскопически, а ильменит и рентгеном. В руде никеля не оказалось, а в ильмените его получилось около 0.05% (табл. 7). Без небольшой хотя бы разведки нельзя сказать о значении участка с оплывиной на Сакур-я.

Шлиховому опробованию подверглись, кроме коренных пород, отложения разного возраста: современный делювий и аллювий; все три террасы, причем на верхней террасе на р. Кожим-ю был пробит шурф глубиной 2 м; глины схожие с третичными, описанными А. Г. Бер. Можно сказать, что тяжелые минералы шлихов произошли от размыва гранитного массива и вмещающих его пород за длительный период времени.

Но нигде не найдено заметных концентраций рудных минералов. Повидимому, за этот период времени размывались породы, не содержащие достаточного количества рудных минералов, вероятно глубинные части гранитного тела. Если нижние части террасовых отложений считать за ледниковые, то время размыва будет послеледниковым и ледниковым. То же можно сказать об эрозии в неогеновое время, если глины на Сакур-я относятся к неогену. Так как рельеф в основных чертах, как было ранее указано, донеогеновый, то материал размыва более апикальных частей гранитного массива следует искать под неогеновыми глинами, где могли сохраниться мезозойские или палеогеновые россыпи. Однако не исключена возможность того, что гранитная магма Мань-Хамбо была бедна рудными элементами и что эрозия и апикальных частей гранита не давала россыпей с достаточной концентрацией рудных минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бер А. Г. Четвертичные отложения восточной части бассейна Северной Сосьвы. Окончательный отчет о работах летом 1938 г. Североуральской партии, 1939, рукопись.
- Варсанофьева В. А. Геологические исследования в северо-восточной части 124-го листа летом 1925 г. Изв. Геол. ком., 1929, 47, № 7, 733—767.
- Геологическое строение территории Печерско-Быличского государственного заповедника. Тр. Печ.-Бл. гос. запов., 1940, вып. 1, 5—214.
- Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал), лист 123. Тр. Ленингр. геол.-разв. треста, 1935, вып. 8.
- Преображенский И. А. Оловоносные гранитоиды Боршовочного хребта. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1939, вып. 14, 67—125.
- Сирин Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала (в печати).
- Alling H. L. Interpretative Petrology of the Igneous Rocks. 1-st. ed. London, 1936.

J. A. PREOBRAZHENSKY

THE MAN-KHAMBO GRANITES IN THE CISPOLAR URALS

Summary

The granites of the Man-Khambo massif situated in the Near-Polar Urals between lats. 62°52' and 63°10' N. were studied petrographically and with the aid of the crushing method. The measurements of schistosity and partings of granites, as well as the strike and dip of metamorphic rocks enclosing the granites, lead one to believe that the granitic massif represents in its lower parts a bedded, upwardly extending intrusion, with the north-western dip.

Characteristic of all the granites of Man-Khambo are: the granoblastic structure, acid plagioclases (albite-oligoclase), the occurrence of microcline and perthite, serrate edges of feldspar grains, inclusions of drop-like quartz in the latter, and the presence of epidote.

The granites are of two types. The Khomsen-Sori granites, occurring in the eastern part of the region, are reddish, with potash-soda feldspars dominating plagioclases; plagioclase is No. 5 (or more acid varieties) showing no alteration at the contact with potash-soda feldspars. The Kojim-yu granites from the western part of the region are grey; plagioclase Nos. 5—10 dominates potash-soda feldspar, at the contact with which it forms a less refractive shell; a gneissose structure is not uncommon. The feldspars underwent secondary alterations which brought about the appearance of the microcline lattice and various refractive indices in different spots of the same grain. The quartz is poor in inclusions of liquid and gas; the biotite is green; zircon and apatite are invariably present. In the Khomsen-Sori granites the amount of titanium-bearing minerals, garnets and pyrrhotite is by far higher, while the Kojim-yu granites are richer in hornblende and tourmaline. The spectroscopic examination of the Khomsen-Sori granites has revealed

traces of tin in them. At Kojim-yu River quartz diorites approximating in composition the Kojim-yu granite have been found in the talus, and in pebbles hornblende gabbro has been recorded. It is possible that the gabbro represents a product of independent intrusion, and the quartz diorites were produced as a result of assimilation of gabbro by granitic magma.

In the Man-Khambo granites no ore veins have been encountered; it seems, there occur few transverse contraction fractures that might receive residual ore solutions. The broadened part of the massif, where more fractures might occur, is nearly completely eroded.

The metamorphic rocks enclosing the granite show the following section (from down upwards): quartzites, red sandstones, conglomerate, micaceous schists, marbles, phyllites, sandy (quartzite) schists. At Kojim-yo and Sakur-ya Rivers this series forms synclines. It underwent metamorphism together with the granites enclosed in it, which is indicated by the cataclastic and glomeroblastic structure of the granites; the similarity of the mineralogical composition of the granite and metamorphic rocks derived from clastic, sedimentary rocks, shows that during the formation of the latter the rocks similar to the recent granites of Man-Khambo were being eroded. The age of the metamorphic rocks may be determined only by a comparison with other regions of the Urals, where they are regarded as ranging from the Proterozoic to the Middle Cambrian in age. In the region explored no younger Paleozoic rocks, Mesozoic or Paleogene, have been found to occur. Along the river valleys Neogene clays occur on considerably higher levels, which evidences of the pre — Neogenic origin of the main features of the relief of the massif. The glacial deposits are eroded and shifted from their original positions; the traces of Quaternary glaciation are disguised in the relief by a later erosion. In the black sands from the recent and Quaternary alluvium and from the post-glacial terraces, negligible amounts of cassiterite, scheelite, chalcopyrite, bismutite and monazite have been found; and in heavy mineral residues from the granites molybdenite have been recorded. Under the Neogene clays older loose deposits may prove to occur, derived from the upper portions of the massifs, with a high amount of ore minerals; but it is not improbable that the granitic magma itself may have been poor in ore solutions. It seems, in so far as ore occurrence is concerned, that the Man-Khambo granites are unpromising. Of some interest may be manganese accumulations in the metamorphic series at Sakur-ya River near the mouth of the „Three Deer“ (Trekhn Oleney) River, the accumulation occurring probably within the area of tectonic disturbance.

С. Г. САРКИСЯН и М. К. ЖИТКОВА

**ПЕТРОГРАФИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА рр. НАРОДА,
МАНЬ-Я И ЩОКУРЬ-Я ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА**

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа представляет собою результат наших исследований рыхлых осадочных отложений главнейших рек Приполярного Урала летом 1939 г.

Поводом для постановки этих работ послужило обнаружение Н. А. Сириным зерен касситерита в аллювии рр. Народа, Мань-я и Щокурь-я.

ОРОГРАФИЯ

Характер рельефа местности исследованного района находится в тесной зависимости от петрографического состава коренных пород и деятельности бывшего оледенения. От этих же факторов зависит морфология отдельных участков долин изученных рр. Народа, Мань-я и Щокурь-я, текущих с восточного склона Уральского хребта с северо-запада на юго-восток.

Долины исследованных рек грубо могут быть расчленены на три участка: верхнее, среднее и нижнее течение.

Верхнее течение рек характеризуется ледниковым ландшафтом. Долины рек трогообразные с крутыми склонами, сложенными элювиально-делювиальными образованиями и скалистыми карообразными снежными вершинами. Ширина долин колеблется от 50 до 250 м. В долинах огромные нагромождения валунов и галек — продуктов разрушения моренных образований, а также угловатых глыб и обломков местных коренных пород.

Морены представлены террасообразными уступами, возвышающимися над уровнем рек от 2 до 10 м. Наблюдаются озера, повидимому, ледникового происхождения.

Микрохолмистый моренный ландшафт с небольшими озерами, террасообразные уступы, находящиеся на различных высотах, цирки и кары, покрытые снежными полями, — все это говорит об интенсивном участии бывших ледников в формировании рельефа верховьев рек.

Такой характер рельефа обуславливает стремительный и бурный водный поток, несущий большое количество обломочного материала. В связи с этим исключается накопление в долинах мелкого, песчанистого материала, и лишь изредка наблюдаются небольшие песчаные отмели в нишах обнажений, за огромными валунами, по берегам озер и близ расширенных устьевых участков боковых притоков. Типичные аллювиальные террасы здесь отсутствуют.

Среднее течение рек отличается более широкой долиной: от 300 до 800 м, реже до 1.5 км, вероятно за счет размыва моренных образований.

Обычно на расширенных участках долин наблюдаются 2—2,5, 5, 10 и 15-метровые террасы с материалом аллювиального и ледникового происхождения. Элювиально-делювиальные отложения попрежнему часты, в то время как моренные образования не имеют того доминирующего значения, как в верховьях.

Водный поток сравнительно спокойный, с небольшими перекатами, в связи с чем часто встречаются песчаные отмели, косы и островки. Валы и гальки и здесь загромождают русло долин. Ледниковый ландшафт среднего течения исследованных рек значительно сглажен деятельностью водного потока.

Нижнее течение рек характеризуется широкой долиной и низкими заболоченными берегами. Реки глубокие, водный поток спокойный, перекаты редки. Накопление песчаного материала происходит в основном на этих участках долин, благодаря чему часты косы, а на излучинах наблюдаются мощные отмели.

Такое резкое расширение долин в нижнем течении рек объясняется размывом флювиогляциальных отложений, обнажения которых в виде террас еще местами сохранились в нижнем течении р. Шокур-я.

Сравнивая долины рр. Народа, Мань-я и Шокур-я, замечая полную аналогию в характере долин в отдельных участках, с той лишь разницей, что эрозионная деятельность в долине р. Шокур-я и отчасти р. Мань-я несколько сгладил следы ледниковых процессов. По мощности водного потока р. Мань-я (и тем более р. Народа) уступают р. Шокур-я. Протяженность р. Народа 137 км, Мань-я 117 км и р. Шокур-я 98 км.

На всем протяжении рек наблюдается обильная лесная растительность, наличие болот и торфяников.

Боковые притоки рр. Народа, Мань-я и Шокур-я характеризуются узкой долиной со стремительным порожистым течением водного потока. Русла притоков загромождены глыбами местных коренных пород и валунами и гальками из морен. Песчаного материала чрезвычайно мало. Даже в таких крупных притоках, как Ляпто-Яха, Мань-Саран-Шор, Золото-Шор (система р. Народа), Хобе-ю, Мань-Хобе-ю, Парнук (система р. Мань-я), Пуйва, Кобыла-ю, Шайтанка, Додо (система р. Шокур-я), не происходит большого накопления песчаного материала. О мелких притоках говорить не приходится.

Лишь у устья р. Саран-Шор (приток р. Народа), Кедрась-ю (приток р. Мань-я) и Хартес (приток р. Шокур-я) имеются сравнительно значительные песчаные отмели.

Необходимо отметить, что верховья рек западного склона Урала в исследованном районе отличаются от таковых восточного. Здесь имеются в виду рр. Суро-рузь, Болбан-ю, Кожим-ю и Торговая-ю. Долины этих рек более широкие, течение водного потока сравнительно спокойное, и наряду с валунами и обломками пород встречаются значительные скопления песчаного материала. Моренный ландшафт сглажен позднейшими эрозионными процессами. Лесная растительность редкая; болота часты.

Область питания

Характер отдельных участков долин рр. Народа, Мань-я и Шокур-я отвечает петрографическому составу эродируемых пород. В верховьях водный поток течет по гранитам, кварцитам, кристаллическим сланцам, обуславливающим резкий скалистый рельеф и узкую долину.

В среднем течении реки эродуют гнейсы, разнообразные сланцы, метаморфизованные песчаники и известняки, а также моренные образования. Расширение долин на этом участке объясняется размывом, главным образом, моренных образований.

В нижнем течении реки текут среди флювиогляциальных отложений, чем и объясняется расширение долин на этом участке; обнажения корен-

ных пород сравнительно редки и представлены сланцами и комплексом основных пород.

Из жильных образований необходимо указать наличие кварцевых жил и пегматитовых линз в сланцах по рр. Народа, Мань-я и Шокурь-я. Изредка попадают сульфидные жилы. Минералогический состав дробленых пород представлен в табл. 1.

Все эти три реки на всем протяжении пересекают комплекс разнообразных изверженных, осадочных и метаморфических пород. Ниже приводятся результаты минералогического изучения продуктов их разрушения.

Область седиментации

Наиболее благоприятными участками скопления рыхлых осадочных отложений являются среднее и нижнее течение исследованных рек, хотя в небольшом количестве осадки встречаются и в их верховьях.

Бассейны рр. Народа, Мань-я и Шокурь-я характерны присутствием следующих типов рыхлых отложений (фиг. 1):

I. Аллювиальные отложения: а) современные, б) древние.

II. Моренные отложения.

III. Элювиальные и делювиальные отложения.

IV. Озерные отложения.

V. Эоловые отложения.

Современные аллювиальные отложения встречаются в руслах рек, на отмелях, косах и островах. Обычно они перемешаны с моренным материалом, и лишь в некоторых боковых притоках удается выделить участки чистого современного аллювия. Они представлены обычно крупнозернистым, редко — средне- и мелкозернистым и очень редко — глинистым песком с галькой и валунами гнейса, сланца, гранита и других размываемых пород. Окраска аллювия в верхнем течении, в особенности в зоне распространения гранитов, светлая; в среднем и нижнем течении аллювий бурого цвета в связи с разрушением меланократовых пород.

I. Древние аллювиальные образования встречаются в виде террас, сохранившихся небольшими участками, главным образом, в среднем течении рек. Высота террас над уровнем рек следующая: 1.5—2, 2.5, 4—5, 10 и 15 м. Представлен древний аллювий песками различной крупности и разнообразных оттенков. Обычно присутствуют еще галечники. Глинистый материал чрезвычайно редок и встречается лишь незначительными примазками к песчаному материалу.

II. Моренные отложения зарегистрированы на всем протяжении исследованных рек, главным образом в верхнем течении. Они представлены террасообразными уступами, валами и холмиками высотой от 0.5 до 7 м и более, сложенными коричнево- и желто-бурыми песками различной крупности и глинистыми песками с присутствием угловатых обломков, валунов и галек разнообразных пород.

III. Элювиальные и делювиальные отложения пользуются очень большим распространением. Они представлены каменными плащами, покрывающими склоны долин рек и окаймляющими столбы горных пород, возвышающиеся обычно на водоразделах. Иногда большое скопление такого обломочного материала замечается в сухих логах, напоминающих каменные реки.

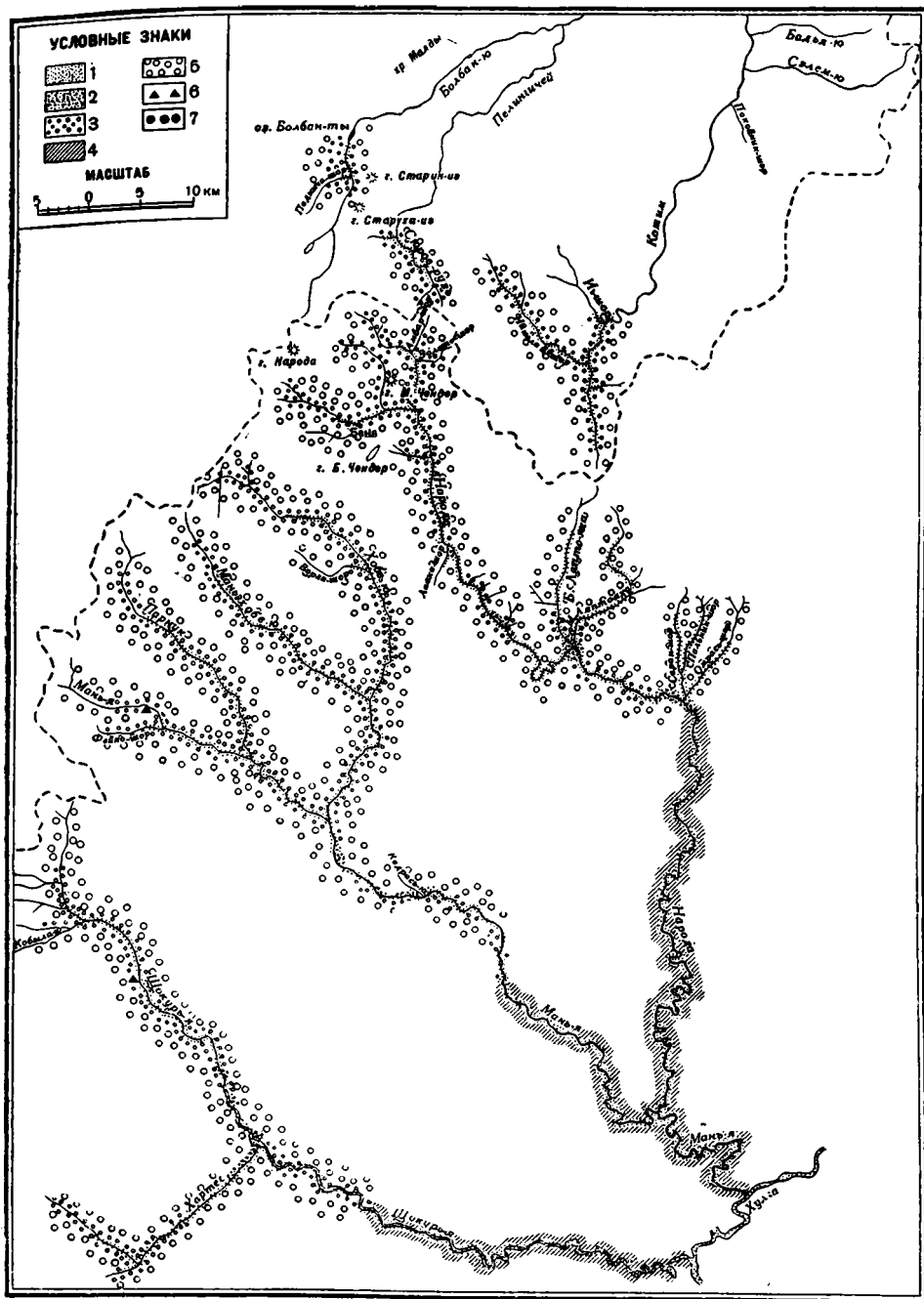
Форма обломков угловатая, со следами выветривания. Независимо от характера коренных пород обломки отличаются значительной величиной, до 3—5 м.

IV. Озерные отложения встречаются обычно в верхнем течении рек по берегам небольших озер. Представлены они крупнозернистыми отсортированными песками.

V. Эоловые отложения попадают редко в бассейне исследованных рек. Обычно они представляют продукт перевеяния аллювиальных обра-

Минералогический состав дробленых коренных пород (% к шлиху)

№ п/п.	Минералы	Река Народа												Пелингичей, верхнее течение	Николай-Шор			Кожим-ю, верхнее течение	Мань-я, верхнее течение	М. Хартес, верхнее течение							
		среднее течение											верхнее течение		нижнее течение	верхнее течение	пегматит			гранит	кварц. жилы						
		кварц. жила	сланец	кварц. жила	пегматит	гранито-гнейс	известняк	гранит	кварцит	кварцит	сланец	кварц. жила	гнейс											гранит	гнейс	кварц. жила	кварц. жила
		13	25а	56а	57а	58а	59а	98а	99а	101а	102а	103а	104а	105а	106а	109а	139а	140а	141а	142а	171а	219а	220а	221а			
1	Арсенопирит . . .	—	—	—	0,007	—	—	—	—	—	0,00003	—	—	—	—	—	—	—	5,41	—	рд	0,36	—	—			
2	Пирит . . .	0,02	—	—	рд	—	рд	0,03056	—	—	—	—	—	0,000019	—	—	0,0001	—	4,05	—	—	—	—				
3	Халькопирит . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
4	Галенит . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00015	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
5	Молибденит . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
6	Пирротин . . .	рд	—	0,06	0,002	0,0364	15,75	0,0039	3,77	0,940	0,00004	—	0,00036	0,0058	0,2	—	0,0066	—	4,05	1,63	0,05	0,09	—	—			
7	Циркон . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
8	Рутил . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
9	Лимонит . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
10	Анатаз . . .	0,007	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
11	Брукит . . .	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
12	Кальцит . . .	—	7,96	0,06	0,004	—	81,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
13	Магнетит . . .	58,074	—	99,16	3,0	—	—	2,49	63,08	97,52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
14	Апатит . . .	0,075	—	0,72	0,025	0,0017	1,72	0,008	—	0,13	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
15	Хлорит . . .	39,66	2,75	—	1,94	—	рд	—	27,94	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
16	Биотит . . .	—	—	—	—	0,0029	—	—	0,02	рд	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
17	Мусковит . . .	0,014	—	—	рд	20,0412	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
18	Роговая обманка . . .	—	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
19	Эпидот . . .	рд	87,26	—	—	—	рд	—	рд	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
20	Гранаты . . .	1,24	1,43	—	7,761	79,849	—	—	—	—	99,99786	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
21	Турмалин . . .	—	0,04	—	87,261	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
22	Топаз . . .	—	—	—	—	0,0039	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
23	Сфен . . .	0,06	—	—	—	—	1,19	0,027	3,77	0,79	0,000009	—	—	0,0039	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—				
24	Дистен . . .	—	—	—	—	—	—	—	1,38	0,62	0,000318	0,006	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
25	Ильменит . . .	0,83	0,24	—	—	—	—	—	рд	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				



Фиг. 1. Карта распространения рыхлых отложений в бассейнах рр. Народа, Манья и Шокур-я 1940 г.

7 — современный аллювий; 2 — древний аллювий; 3 — морена; 4 — перемертые ледниковые отложения; 5 — элювиальные и делювиальные отложения; 6 — озерные отложения; 7 — водно-эоловые отложения.

зований. Такие пески водноэолового происхождения имеют распространение у Саран-Шора, Кадрась-ю, Хартеса и на других участках. Они представлены крупнозернистыми песками серого цвета, обогащенными тяжелыми минералами (гранат, магнетит и др.).

Наибольшим распространением из рыхлых отложений пользуются аллювиальные образования, затем морены, элювий и делювий; озерные и эоловые отложения играют незначительную роль.

Механический состав. Рыхлые осадочные отложения в основном представлены грубообломочным материалом. Более мелкая часть состоит из крупнозернистого и реже — мелкозернистого песка. Глинистого материала почти нет.

Определенных закономерностей в распределении песчаного материала не замечается, за исключением того, что в предгорьях и в верховьях рек замечается нагромождение валунного материала; галечника несколько меньше, а песок редок. В среднем течении преобладает галечный материал и присутствует песок. Местами пески перевеяны и занимают значительную площадь. Они встречаются у Саран-Шора, Кедрась-ю и Хартеса.

В нижнем течении материал мелко- и среднезернистый. Местами замечается глинистый материал.

Многочисленные механические анализы подтверждают данные выводы.

Минералогический состав. Все виды рыхлых осадочных образований подверглись петрографо-минералогическому анализу.

Ниже приводится описание зарегистрированных минералов.

I. Самородные элементы

1) **Золото.** Встречается во всех отложениях в виде мелких (до 0.1 мм) окатанных и ветвистой формы зерен желтого цвета, поверхность неровная, бугорчатая; иногда покрыты пленкой окиси железа.

II. Сульфиды

2) **Сфалерит.** Встречается в виде единичных зерен в древнем аллювии р. Народа. Зерна темножелтого цвета, с алмазным блеском, волокнистого строения. Иногда представляют собой агрегатные сростки зерен.

3) **Галенит.** Обычно встречается в виде кубической формы зерен с характерным ступенчатым изломом по спайности. Распространенность незначительная.

4) **Молибденит.** Встречается очень редко в виде единичных мелких чешуек серебристо- и свинцово-серого цвета.

5) **Пирротин.** Отмечен в виде зерен бронзово-желтого цвета. Встречается редко.

6) **Борнит.** Также очень редок. Встречается в виде мелких зерен темнобурого цвета с радужной побежалостью.

7) **Халькопирит.** Также довольно редок. Это зерна латунно-желтого цвета, часто с синевато-зеленой побежалостью.

8) **Пирит.** Обычно окисленный в виде зерен кубической формы. Цвет желтый. Повсеместно встречается довольно часто.

9) **Арсенопирит.** Большей частью окисленный, в угловатых зернах; свежий серебристо-серого цвета, иногда зернистого строения.

III. Окислы

10) **Кварц.** Присутствует в том или ином количестве в виде бесцветных или мутнобелого цвета зерен, обычно угловатых, реже — окатанных. Часто в сростках со слюдами и другими минералами. Очень редко попадают кристаллики горного хрусталя.

11) **Корунд.** Зарегистрирован лишь в одном образце (древний аллювий р. Народа); зерно прозрачное, синего цвета.

12) **Гематит**. Встречается довольно редко в виде окисленных зерен буровато-вишневого цвета или свежих темносерых зерен.

13) **Рутил**. Зарегистрирован в каждом шликсе. Отличается разнообразием окраски и форм. Обычно это зерна коричневого, темнокрасного, почти черного, красного цвета, призматического габитуса, с поломанными концами; значительно реже попадаются зерна, вытянутые вдоль главной оси призмы, с грубой штриховкой по удлинению. Иногда встречаются колеччатые двойники.

14) **Касситерит**. Встречен в нескольких образцах и приурочен лишь к участку между Саран-Шором и Ляпто-Яха (левые притоки р. Народа); наибольшее его скопление зарегистрировано близ устья по р. Б. Ляпто-Яха.

Обычно это мелкие зерна (0.1—0.5 мм) коричневого цвета. Блеск жирный, металлоидный, излом неровный, полураковистый; зерна преимущественно угловатые, иногда с сохранившимися кристаллографическими формами в виде призм и пирамидок. Касситерит слабо реагирует на реакцию с HCl и Zn и дает «зеркало» спустя лишь 20—30 минут. Спектроскопический анализ двух образцов касситерита, произведенный С. А. Боровиком, показал, что касситерит, быстро реагирующий с HCl и Zn , отличается присутствием Be (ничтожные следы), Cu (очень слабые линии), Ag (следы), Bi (следы), Ca (следы), Al (ничтожные следы), Mg (следы), Fe (средние) и Si (средние); медленно дающий «зеркало» касситерит характеризуется присутствием лишь Fe (средние линии) и Si (средние).

15) **Циркон**. Встречается повсеместно и характеризуется многообразием форм. Это — тонкие призмочки с пирамидальным ограничением или поломанными концами, иногда — короткостолбчатые призмы и реже — округленные зерна.

16) **Торит**. Встречены единичные зерна в образцах, в которых преобладает циркон; зерна буровато-оранжевого цвета, мутные непрозрачные, блеск жирный, стекловатый. Обычно зерна призматические с поломанными концами или ограниченные пирамидками.

17) **Анатаз**. Встречается довольно часто, почти в каждом образце, в виде мелких бипирамидок голубого, синего, желтого, серого цвета. Часты выветрелые зерна с поломанными вершинками пирамидок.

18) **Брукит**. Присутствует обычно вместе с анатазом. Представлен в виде плоских табличек желтого цвета с ярким алмазовидным блеском; обычно зерна свежие, угловатые.

19) **Лимонит**. Большей частью в виде псевдоморфоз по пириту, реже встречаются окатанные охристые и буро-охристые зерна с жирным блеском.

IV. Карбонаты

20) **Кальцит**. Зарегистрирован в незначительном количестве в нескольких образцах. Окраска белая, желтоватая, сероватая. Форма зерен угловатая.

V. Вольфраматы

21) **Шеелит**. Единичные зерна зарегистрированы в зоне распространения касситерита. Несколько повышенное содержание замечается в устьевой части речек Б. и М. Ляпто-Яха. Определение производилось под катодными лучами; зерна мелкие угловатые.

VI. Ферриаты и хромиаты

22) **Магнетит**. Составляет почти везде главную часть тяжелой фракции. Зерна угловатые, окатанные, или в виде хорошо сохранившихся октаэдров. Цвет черный, часто бурый на окисленной поверхности.

23) Х р о м и т. Встречается чрезвычайно редко в виде угловатых мелких зерен (0.1—0.25 мм) бурого цвета.

VII. Фосфаты

24) А п а т и т. Встречается повсеместно. Обычно мутнобелого цвета, иногда прозрачные зерна. Форма зерен округлая, угловатая, иногда хорошо сохранившиеся призмочки.

25) М о н а ц и т. Единичные зерна зарегистрированы в древнем аллювии р. Народа в виде призматических зерен со сглаженными контурами; окраска желтая, размеры 0.1—0.2 мм.

VIII. Силикаты

26) А в г и т. Встречается очень редко в виде коричневых призматических зерен с полуманнскими концами.

27) Д и о п с и д. Попадает очень редко в виде бесцветных или с зеленоватым отливом призматических зерен.

28) Р о г о в а я о б м а н к а о б ы к н о в е н н а я. Встречается в виде вытянутых зерен волокнистого строения, с легким плеохроизмом в зеленых тонах. Изредка попадает тремолит.

29) Д и с т е н. Минерал довольно распространенный, особенно в ледниковых образованиях. Встречается в виде призматических зерен, бесцветных или бледноголубоватого цвета, иногда желтоватого. Наблюдается штриховка поперек удлинения.

30) Т о п а з. Бесцветные или слабозеленоватые зерна, чистые, прозрачные, угловатой формы.

31) Г р а н а т ы. Встречаются повсеместно. Главным образом, это альмандин, реже пироп. Форма зерен угловатая, иногда идиоморфная. Окраска яркорозовая (альмандин) и густокрасная (пироп). Очень редко — оранжево-красные спессартиты.

32) П о л е в ы е ш п а т ы. Представлены разложенными угловатыми зернами; изредка заметны полисинтетические двойники плагиоклазов. Редко наблюдается ортоклаз.

33) Э п и д о т. Обычно свежие зерна желтовато-зеленого цвета; зерна угловатые, неправильные, иногда призматического габитуса. Встречается довольно часто.

34) О р т и т. Обнаружен в одном образце у оз. Болбан-ты. Желтого цвета с металлоидным блеском и неровным изломом; угловатый обломок, в сростке с кварцем.

35) М у с к о в и т. Встречается в виде тонких листочков или табличек, бесцветный или серого цвета.

36) Б и о т и т. Таблитчатые зерна буровато-черного до коричнево-бурого цвета. Довольно обычен.

37) Х л о р и т. Встречается в виде листоватых и таблитчатых зерен темнозеленого цвета.

38) Т у р м а л и н. В виде призматических вытянутых зерен с резким плеохроизмом от бесцветного или слабозеленого до черного.

39) Т и т а н и т. Отличается большим разнообразием окрасок от совершенно бесцветного до черного, слабо просвечивающего по краям, а также желтого, янтарно-желтого и коричневого цвета. Угловатые неправильные зерна.

IX. Титанаты

40) И л ь м е н и т. Не пользуется большим распространением. Встречается в виде небольших (0.25—1 мм) угловатых зерен черного цвета. Блеск металлический, тусклый.

Таблица 2

Минералогический состав современного аллювия р. Народа

Минералы	Верхнее течение				Среднее течение					Нижнее течение	
	85	59	58	78	57	56	48	27	26	187	189
Тяжелые минералы (в % к тяжелой группе)											
- Арсенопирит	0.008	0.794	0.002					0.003	0.002		
Пирит		0.31									
Халькопирит			0.005						0.0002		
Борнит			0.0003								
Галенит											
Циркон	1.369	1.042	1.0	0.009	0.009	0.008	0.01	0.01	0.01	0.0021	0.0013
Рутил	0.004	—	0.01	0.006	0.008	0.007	—	0.002	0.01	0.024	0.02
Анатаз	—	—	—	0.001	—	0.001	—	0.001	—	—	—
Брукит	—	0.001	—	—	—	—	—	0.002	—	0.0056	0.0019
Касситерит								0.001	0.0002		
Лимонит	0.37		3.56				0.009				
Шеелит								0.0007			
Магнетит	5.22	13.99	17.04	20.36	0.36	0.25	18.927	8.92	20.94	3.47	12.72
Апатит	0.46	0.113	0.2	0.07	0.07	0.08	0.13	0.13	0.03	0.28	0.26
Хлорит	0.8	55.08	47.56	34.58	24.58	25.68	4.28	0.28	2.45	6.6	2.29
Биотит	0.74	7.3	P	0.98	0.98	1.08	—	P	0.58	1.76	0.208
Мусковит	1.0	1.5	1.2	2.2	P	0.9	1.0	P	P	4.0	5.1
Роговая обманка обычн.	15.83	12.13	17.2	26.74	24.74	22.73	7.84	7.94	2.16	12.29	9.18
Эпидот	2.20	4.4	2.32	5.41	5.4	7.41	2.75	2.65	3.47	26.29	22.096
Гранаты	16.96	2.21	8.43	8.26	43.26	41.36	64.67	77.67	63.97	39.32	42.371
Турмалин	0.009	1.1	1.55	1.29	0.49	0.35	0.64	0.74	0.1402	0.4428	0.6263
Титанит	0.27	0.03	—	0.09	0.09	0.09	0.27	0.17	0.03	0.22	0.22
Дистен	0.07	—	—	0.06	0.06	0.05	0.009	0.008	0.001	0.0056	—
Ильменит	54.69						1.469	1.47	6.21	5.29	
Золото	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Легкие минералы (в % к легкой группе)											
Кварц	80	77	79	84	83	82	92	95	94	97	98
Полевые шпаты	15	18	14	10	14	15	6	4	4	2	1
Обломки пород	5	5	7	6	3	3	2	1	2	1	1

Минералогический состав современного аллювия р. Мань-я

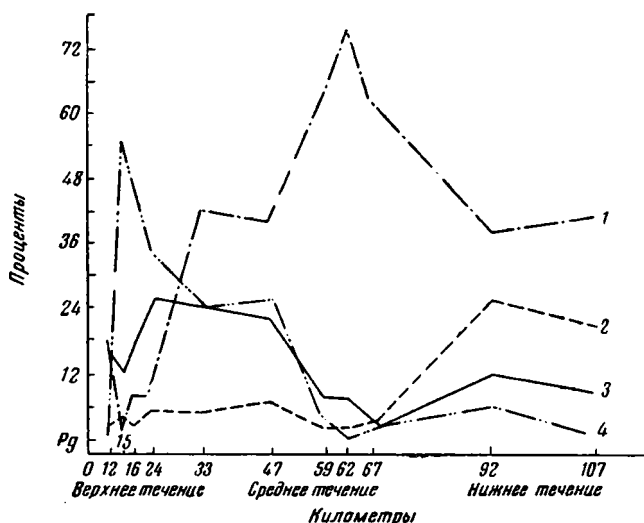
Минералы	Верхнее течение			Среднее течение		Нижнее течение			
	158	163	166	144	140	197	196	195	191
Тяжелые минералы (в % к тяжелой группе)									
Арсенопирит					0.006	P	0.0059	0.0089	
Пирит					0.003	P	0.003		
Циркон	0.506	0.400	0.486	0.28	0.38	0.36	0.370	0.371	
Рутил	0.0002	P	P	P	0.01	P	0.001	0.83	0.0025
Анатаз					0.0006	P	0.0072	0.0372	
Брукит							0.0372	0.0372	
Касситерит					P		P	P	P.
Лимонит									
Шеелит									
Магнетит	0.175	0.275	0.185	5.41	7.43	7.4566	8.63	8.6	0.85
Апатит	0.509	0.515	0.510		0.44	0.42	1.702	1.732	0.135
Хлорит	30.05	31.05	30.25	10.84	4.06	4.08	4.487	4.457	39.953
Биотит	6.02	5.002	6.04	0.80	0.81	0.71	0.132	0.245	1.532
Мусковит	0.0002	0.0202	0.0001				0.113	7.0	
Роговая обманка обькнов.	16.41	15.31	16.40	14.49	12.38	10.48	8.20	4.2	12.786
Энидот	1.22	1.12	1.23	10.59	13.60	15.62	34.500	36.589	39.985
Гранаты	45.1	46.3	45.0	50.00	53.78	50.70	22.489	19.42	2.56
Турмалин	P	P		0.7100	0.8206	0.71	0.7916	0.7716	1.028
Титанит	0.01	0.008	0.1001	0.17	0.16	0.2706	3.456	1.756	0.135
Дистен				0.005	0.007	0.007	0.113	0.112	0.0075
Ильменит				4.00	6.11	9.19	13.507	14.578	
Золото			+	+	+	+	+		
Легкие минералы (в % к легкой группе)									
Кварц	97	96	98	95	97	95	94	96	
Полевые шпаты	1	2	1	4	2	3	4	2	
Обломки пород	2	2	1	1	1	2	2	2	

Минералогический состав современного аллювия р. Шокуръ-я

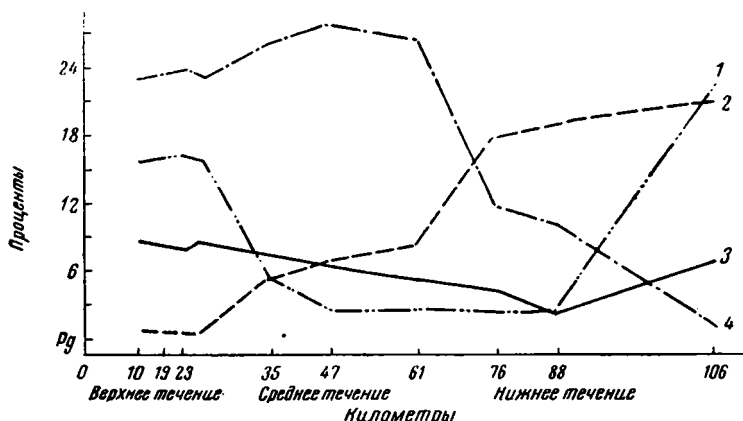
Таблица 4

Минералы	Верхнее течение	Среднее течение				Нижнее течение
	183	177	176	174	172	185
Тяжелые минералы (в % к тяжелой группе)						
Арсенопирит		0.0006				P
Пирит						0.0005
Циркон	0.17	0.0012				0.003
Рутил	P	0.0006				
Брукит	P					
Касситерит		+	+	+	+	
Лимонит						
Шеелит		0.0024				P.
Магнетит	5.61	5.79	5.81	6.70	6.7008	36.14
Апатит	0.285	0.12	0.1148	0.0148	0.034	0.021
Хлорит	43.01	0.78	0.52	0.72	0.70	1.03
Биотит	3.03	P	0.26	0.16	0.21	0.69
Мусковит	P	P	P	0.10	0.05	0.0005
Роговая обманка обыкновенн.	22.04	16.56	15.35	16.05	14.15	12.35
Эпидот	0.3	1.17	2.68	8.88	10.78	11.72
Гранаты	25.27	64.35	69.54	67.34	40.00	20.19
Турмалин						P
Титанит	0.285	0.039	0.03			0.015
Ильменит		11.19	6.009	0.009	27.34	17.84
Золото			+	+	+	+
Легкие минералы (в % к легкой группе)						
Кварц	80	83	90	92	93	75
Полевые шпаты	15	12	6	5	5	24
Обломки пород	1	5	4	3	2	1

В минералогическом отношении все типы рыхлых отложений однообразны, замечаются лишь количественные колебания в содержании тех или иных минералов.



Фиг. 2. Изменение содержания некоторых тяжелых минералов в современном аллювии р. Народа.
1 — роговая обманка обыкновенная; 2 — эпидот; 3 — гранаты; 4 — хлорит



Фиг. 3. Изменение содержания некоторых тяжелых минералов в современном аллювии р. Мань-я.
1 — роговая обманка обыкновенная; 2 — эпидот; 3 — гранаты; 4 — хлориты

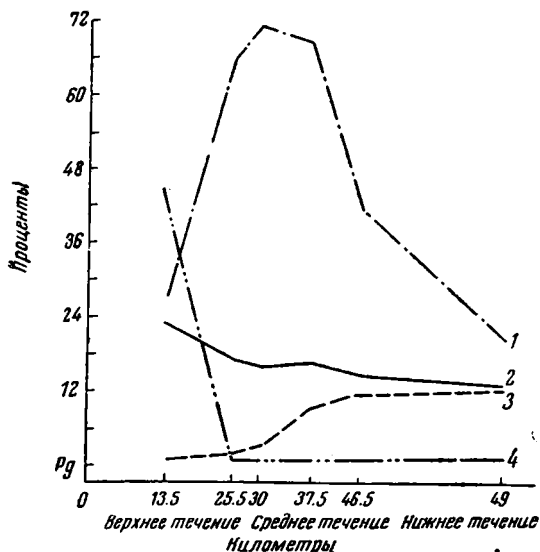
В современном аллювии представлены элементы всех видов более древних осадочных образований (древний аллювий, моренные отложения), а также продукты разрушения коренных пород.

В табл. 2, 3, 4 представлен минералогический состав современного аллювия исследованных рек от истоков до устья. Фиг. 2, 3 и 4 иллюстрируют колебания состава некоторых тяжелых минералов в различных участках долин.

Верховья рек характеризуются повышенным содержанием хлорита, роговых обманок и, местами, циркона. Среднее течение выделяется гранатом и отчасти магнетитом. Им обогащены пески у Саран-Шора, Кедрась-ю и Хартеса. Нижнее течение рек выделяется эпидотом, мусковитом и отчасти магнетитом.

Таким образом, отдельные участки обогащены определенным комплексом тяжелых минералов. Это находится в тесной зависимости, с одной стороны, от состава эродлируемых пород, с другой стороны — от характера морфологии отдельных участков долин.

Зональность в распределении минералов здесь вполне очевидна.



Фиг. 4. Изменения содержания некоторых тяжелых минералов в современном аллювии р. Щокур-я.

1 — роговая обманка обыкновенная; 2 — эпидот;
3 — гранаты; 4 — хлориты

Полезные ископаемые

В рыхлых отложениях бассейна рр. Народа, Мань-я и Щокур-я зарегистрированы золото, касситерит и шеелит. Встречаются они в ряде мелких зерен в современном и древнем аллювии, а также в моренных отложениях и приурочены, главным образом, к песчано-глинистому материалу.

Наиболее интересным в отношении наличия полезных ископаемых является среднее течение исследованных рек, где геоморфологические условия наиболее благоприятны для их скопления. В нижнем течении рек редкие и мелкие зерна золота, касситерита и шеелита теряются в большой массе рыхлого материала, рассеиваясь в сравнительно широких долинах (фиг. 5).

Наиболее интересным участком, в смысле скопления зерен касситерита, является приустьевая часть речек Б. и М. Ляпто-Яха (левые притоки р. Народа) (фиг. 6).

Представлен касситерит мелкими зернами коричневого цвета, сильно напоминающими касситерит из Торговой (западный склон Урала). Сопутствующими касситериту минералами в аллювии являются сульфиды (пирит, халькопирит).

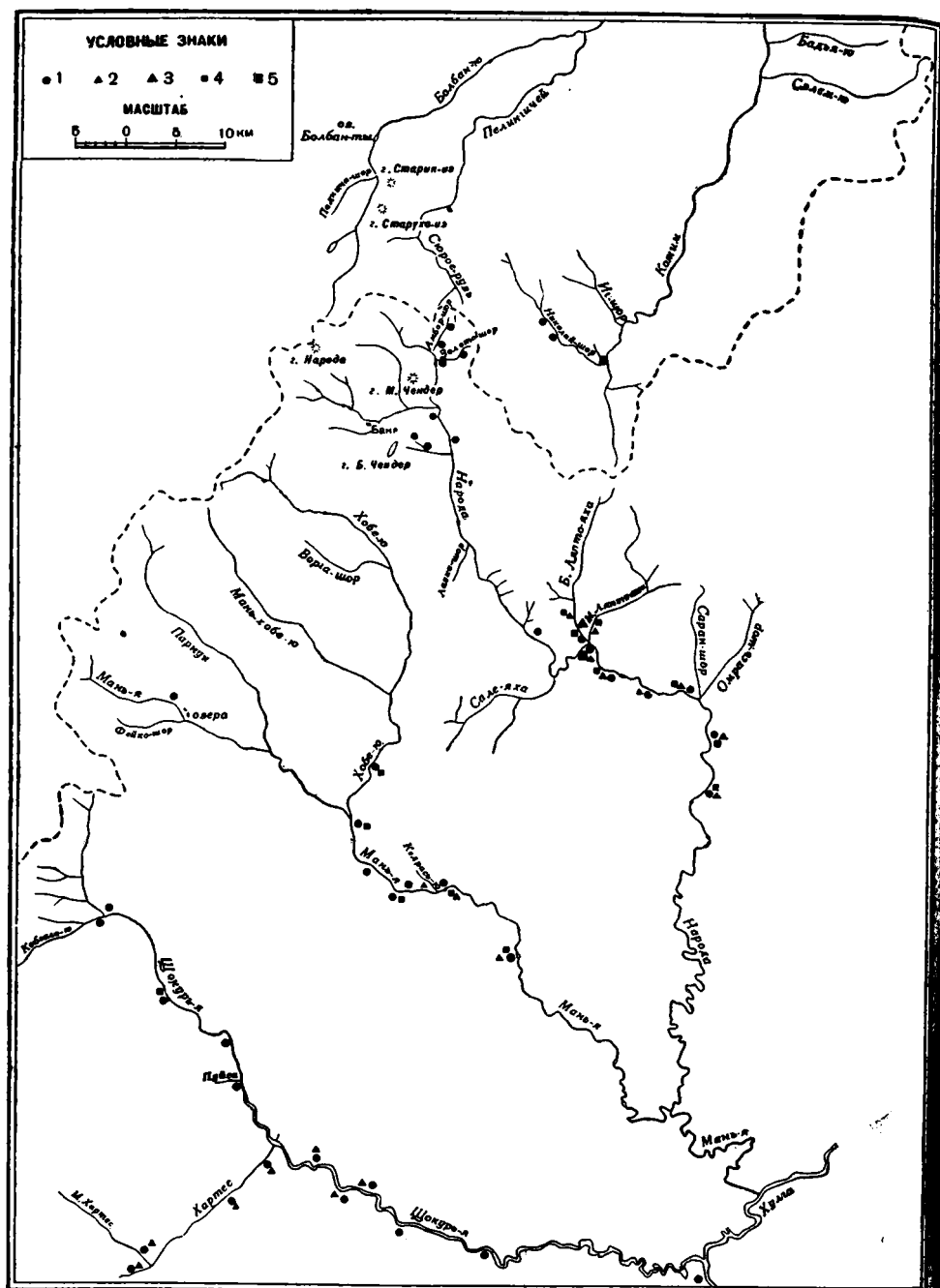
Такая парагенетическая ассоциация, с одной стороны, и поразительное сходство внешних признаков зерен касситерита из Ляпто-Яха с касситеритом из Торговой — с другой, дают право предполагать, что образование россыпей связано с разрушением коренного оловянного оруденения сульфидного типа. Отсюда необходимость подвергнуть тщательному исследованию сульфидные жилы Приполярного Урала, как возможных носителей касситерита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петрографо-минералогическое исследование рыхлых осадочных отложений рр. Народа, Мань-я и Щокур-я показало зональное распределение минеральных ассоциаций в зависимости от состава эродлируемых пород (области питания) и характера долин рек (области седиментации).

Полная аналогия в минералогическом составе всех видов рыхлых осадочных отложений указывает на то, что разрушались породы одного и того же состава.

Накопление песчаного и отчасти песчано-глинистого материала происходит в среднем и нижнем течении рек.

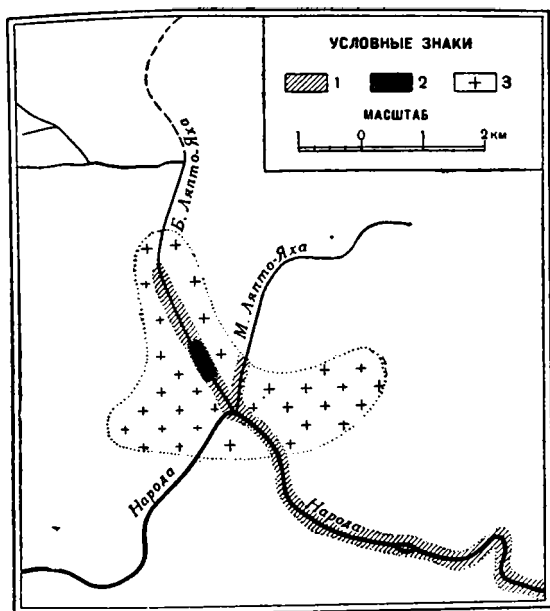


Фиг. 5. Карта распространения полезных ископаемых в бассейнах рр. Народа, Мань-я и Шокурь-я 1940 г. Составил С. Г. Саркисян по данным Н. А. Сирина, Н. И. Леонова и экспедиции Академии Наук СССР.

1 — золото; 2 — касситерит до 5 зерен; 3 — касситерит более 35 зерен; 4 — шеелит до 5 зерен; 5 — шеелит более 35 зерен

Полезные ископаемые, в частности касситерит, в заметных количествах присутствуют в среднем течении рек, а именно на участке Ляпто-Яха — Саран-Шор (по р. Народа), у Кедрась-ю (по р. Мань-я) и у Харте-са (по р. Шокурь-я). Более повышенное содержание отмечено у устья речек Б. и М. Ляпто-Яха; поэтому необходимо подвергнуть детальному

исследованию эти реки, а также их притоки с целью обнаружения коренного оловянного оруденения.



Фиг. 6. Распространение касситерита в районе Ляпто-Яха.

1 — касситерит менее 10 зерен; 2 — касситерит более 35 зерен; 3 — граниты и гранито-гнейсы

Установленные спутники касситерита имеют большое значение, так как дают ключ для дальнейших поисков коренных месторождений касситерита на Приполярном Урале. Значительных скоплений касситерита в рыхлых отложениях не обнаружено, да и трудно их ожидать, так как морфология долин (узкие или очень широкие долины), характер обломочного материала (грубообломочный материал, редко — песчаный с глинистыми прослойками) и коренного оруденения (сульфидный тип) не благоприятствуют образованию россыпей касситерита.

Основные работы должны быть направлены на поиски коренных месторождений касситерита.

Вооружившись петрографо-минералогическими методами исследования рыхлых отложений, изучая, главным образом, притоки рек, руководствуясь сульфидами как спутниками касситерита, можно будет с максимальной эффективностью разрешить поставленные задачи по поискам коренных месторождений в Приполярном Урале.

S. G. SARKISIAN and M. K. GITKOVA

THE PETROGRAPHY OF LOOSE DEPOSITS OF THE BASIN OF NARODA, MAN-YA and SHOKUR-YA RIVERS IN THE CISPOLAR URALS

Summary

While studying the mineralogical composition of loose deposits of main rivers of the cispolar Urals the author established that cassiterite is accompanied by sulphide minerals, namely, pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite.

Such a paragenetic association indicates that the formation of cassiterite placers is related to the destruction of the primary tin mineralization of the sulphide type. Hence, it is necessary to study thoroughly the sulphide veins of the cispolar Urals as probable bearers of cassiterite.

Д. С. БЕЛЯНКИН, В. П. ЕРЕМЕЕВ и Р. П. ПЕТРОВ

К ИЗУЧЕНИЮ НЕОИНТРУЗИЙ ГОРЫ ТЕПЛИ НА КАВКАЗЕ

I. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Неоинтрузии Тепли стали нам известны уже более четверти века тому назад, сначала в виде валунов, встреченных Д. С. Белянкиным в долине р. Ардона в 1913 г., а затем и в коренном обнажении, в верховьях р. Архона, куда предпринята была в 1915 г. им же специальная однодневная экскурсия совместно с проф. А. А. Твалчрелидзе. Обнажение это оказалось в гребне, разделяющем правый и левый Архонские ледники, питающие соответственные истоки Архона. Неоинтрузия слагает собою часть гребня, ближайшую к сланцевой вершине Тепли. Протяжение ее вдоль гребня не меньше 1 км. За недостатком времени зона контакта ее с окружающими сланцами не могла быть прослежена, но, исходя из обилия пятнистых сланцев и роговиков в ледниковой морене, высказано было предположение, что неоинтрузия одета мощной контактно-метаморфной сланцевой корой. Одновременно установлено было (Белянкин, 1918), что преобладающей, так сказать, нормальной породой архонской неоинтрузии является кварцевый диорит, или, лучше, банатит, также кварцевый монцонит, кварцевый сиенито-диорит или, наконец, гранодиорит, так как в составе ее всегда наблюдаются заметные количества кали-натрового полевого шпата. Нормальную породу эту пестрят многочисленные включения и шлиры темных цветов, и изредка попадаются в ней мелкие прожилки белого аплитовидного гранита. Кали-натровый полевой шпат, как обычно для неоинтрузий, ортокластического или анортокластического габитуса, с $2V = -49^\circ$ и светопреломлением: $N_g = 1.525$, $N_p = 1.5195$, что отвечает содержанию в нем не свыше 20 мол. % кислого плагиоклаза. Плагиоклаз нормальной породы зонального строения, с характерными антипертитовыми вростками анортоклаза; крайние пределы колебаний его состава — от 25 до 43% Ап, среднее 30—33% Ап. Плагиоклаз того же среднего состава, но с меньшей зональностью, наблюдается и в аплите, в шире же он более основной: колебания от 26 до 56% Ап, среднее 43% Ап. Количественно-минералогические соотношения, по подсчету под микроскопом, см. в табл. I.

Новые коренные выходы неоинтрузивных пород в отрогах горы Тепли — на этот раз в истоках р. Фиэгдона — открыты были И. Г. Кузнецовым в 1916 г. Согласно его описанию (Белянкин, 1919), породы эти слагают собою заднюю стенку расширенной котловины, в которую амфитеатром спускаются ледники, питающие суаркомский исток Фиэгдона. На контактах с окружающими неоинтрузию сланцами она внедряется в эти последние.

Среди неоинтрузивных пород Суаркома преобладают, согласно Кузнецову, граниты, но к ним присоединяются также еще и жильные пор-

Количественно-минералогический состав архонских неонитрузивных пород
(в объемных процентах)

Минералы	Нормальная порода		Средн.	№ 17а, шлир	№ 15, аплит
	№ 14	№ 17а			
Кварц	21	19	20	—	39
Анортоклаз	10	9	10	16	45
Плагноклаз	49	56	52	47	13
Биотит	15	11.5	13	21	2
Амфибол	5	4.5	5	—	—
Пироксены	—	—	—	15.5	—
Рудная часть	—	—	—	1	—

фиры, разбитые трещинами отдельности, по которым отложились иногда рудные жилы.

Жила серного и медного колчедана около 5 см мощности обнаружена была Кузнецовым в частности при устье ущелья под вторым суаркомским ледником. Констатированы были им здесь же еще и фальбанды в гранитах с ржаво-бурыми примазками и с прожилочками железно-мышьяковой руды.

Коллекция горных пород И. Г. Кузнецова была предоставлена им. Д. С. Белянкину для специальной петрографической обработки, показавшей, что граниты Суаркома во всех своих главных чертах почти буквально повторяют кварцевые диориты Архона, отличаясь от них лишь несколько повышенным содержанием анортоклаза,¹ немного большей основностью плагноклаза (средний № плагноклаза 36) и другими подобными же малосущественными чертами. Ромбический пироксен — гиперстенового ряда, судя по $2V = -49^\circ$. Количественно-минералогические данные см. в табл. 2 (Белянкин, 1919).

Таблица 2

Количественно-минералогический состав суаркомских неонитрузивных пород
(в объемных процентах)

Минералы	№ 168а	№ 168с	№ 169а	[Среднее
Кварц	23.4	27.7	21.0	24
Анортоклаз	17.6	14.7	19.5	17
Плагноклаз	49.0	50.6	51.7	50
Биотит	5.4	4.7	7.0	6
Хлорит	—	—	0.8	—
Пироксены и амфибол	4.2	2.3	—	3
Рудная часть	0.4	следы	следы	—

Как видим, это, в сущности говоря, те же кварцевые монцититы, банатиты или гранодиориты, как и на Архоне.

Что касается порфира (обр. № 169а), а также аплита (обр. № 170), секущего граниты в ущелье с колчеданами, упомянутом выше, то они характерно отличаются от аплита Архона альбитовым характером сильно серицитизированного плагноклаза. По всей видимости, мы имеем здесь

¹ Санидина — по терминологии, предложенной тогда, но встретившей сильнейшее сопротивление со стороны консервативной части наших петрографов.

позднейшую альбитизацию + серицитизацию первоначально более основного магматического плагиоклаза.

Некоторые детали по кристаллооптике анортоклазов Фиагдона приводятся В. Н. Лодочниковым (1927).

В 1926 г. Л. А. Варданянц нанес на впервые составленную им геологическую карту Теплинского района шесть новых выходов неинтрузивных пород: один — на левом склоне ущелья р. Фиагдон, около нижнего конца современных моренных отложений суаркомских ледников, два — в области этих ледников и три — около крайнего северного ледника, спускающегося с горы Тепли в долину р. Льядон. Кроме восьми обнажений неинтрузивных пород, ставших известными Варданянцу в Теплинском районе, должен, по его мнению, существовать здесь и еще ряд подобных же выходов подобных же массивчиков, сливающихся на глубине в единый крупный массив кварцевых диоритов (кварцевых монцититов, гранодиоритов, как указано выше).

Произведенное Варданянцем исследование контактов кварцево-диоритовой интрузии со сланцами в левобережье р. Фиагдон показало развитие здесь кварцево-полевошпатово-биотитовых роговиков, тем лучше окристаллизованных, чем ближе они расположены к границе с изверженной горной породой. В непосредственном соседстве с этой последней в них наблюдаются инъекции кварцево-монцититового вещества.

В кварцевых диоритах правых склонов Суаркомского ущелья Варданянцем обнаружено несколько даек дацитов с мелкокристаллической основной массой и с вкрапленниками оплавленного кварца, очень светлого плагиоклаза и характерного столбчатого идиоморфного биотита.

Весьма любопытно установленное им тогда же преобладающее развитие в неинтрузии Суаркома двух систем трещин отдельности: одной — с падением на СВ $3-40^\circ$ под $\angle 45-70^\circ$, и другой — с падением на ЮЗ $190-227^\circ$ под $\angle 40-70^\circ$. Этим же направлениям следуют, по его данным, как дайки дацитов и жилы аплита и кварца, так и рудные арсенопиритовые жилы.

Подробно Варданянцем описано несколько таких мелких арсенопиритовых жил; в одной из них, расположенной в глубокой балке на запад от левобережной неинтрузии, арсенопирит сопровождается халькопиритом. На схематической карточке, приложенной к описанию, показан дополнительно пункт, где найден был молибденовый блеск (в тексте он не упоминается).

В своей позднейшей обширной работе по геологии Горной Осетии Варданянц (1935) различает в пределах этой местности три отдельных группы неинтрузивных образований (гранодиоритовых, по новой весьма целесообразной его терминологии): колкай-хох-казбекскую, теплинскую и сонгутидонскую.

«Более чем вероятно, — пишет он, — что каждой из числа трех групп обнажений гранодиоритовых интрузий соответствует на глубине крупное интрузивное тело — батолит, по отношению к которому уже известные выходы являются лишь апофизами. Во всех трех случаях такие предполагаемые батолиты располагаются в зоне крупнейшего поднятия, совпадающего с осевой линией веера глубинных складок. В связи с этим нет оснований ограничивать размеры батолитов в длину, а это дает право допускать возможность того, что остальные батолиты на глубине соединяются в один, который в этом случае будет иметь общую длину до $60-70$ км».

В этой же работе, на основании ряда сопоставлений, гранодиоритовые неинтрузии Осетии связываются Варданянцем с пред-меотической орогенной фазой, а дайкам дацита, секущим их, приписывается еще более молодой, приблизительно пред-акчагыльский возраст.

А. Ш. Курбанов и П. П. Епифанов (1936) сообщают ряд новых данных по связанным с суаркомскими неинтрузиями месторождениям

арсенопирита, халькопирита, пирита и молибденита. Последний встречен был ими в трех точках: 1) вблизи I Южного ледника (в контактных роговиках), 2) на восточном конце хребта, разделяющего I и II ледники (в кварцевой жиле, секущей кварцевый диорит), и 3) у конца левого борта II Южного ледника (в подобной же жиле, но совместно с арсенопиритом и халькопиритом).

Весьма интересны приводимые авторами данные опробования фиагдонских шлихов, взятых у самого подножья неointрузий Суаркома; оказалось, что в них содержатся вполне определенные следы касситерита и, особенно, шеелита. Поскольку в районе этих неointрузий пегматитов мало, относительно мало и кварцевых жил, постольку первоисточником касситерита и шеелита авторы считают в данном случае арсенопиритовое оруденение, достаточно широко развитое на Суаркоме. Весьма характерно в связи с этим, что химические анализы означенного оруденения действительно обнаружили небольшое количество в нем как олова, так и вольфрама.

Шлиховые пробы, взятые на р. Архон, выше района выходов древнего гранитного массива, показали наличие здесь шеелита, связанного, очевидно, опять-таки с неointрузией.

В недавней статье Варданянца (1937) «Оптико-минералогическая характеристика анортоклазов неointрузий Большого Кавказа» содержатся, между прочим, некоторые данные и по теплинским анортоклазам. На основании измерений $2V$ в 68 отдельных зернах (22 шлифа) автором построена соответственная вариационная диаграмма с хорошо выраженным максимумом при $2V = 46-50^\circ$. Произведенные им еще пятьдесят отдельных измерений координат спайности по (001), (010) и $(\bar{1}502)$ дали для угла $\perp$ (001) N_g в семнадцати случаях (34%) приблизительно ортокластические значения ($88-89^\circ$), а во всех остальных — вполне определенно анортокластические цифры: в одиннадцати из них (22%) 86° , в восьми (16%) 82° и т. д.

Приведенными данными исчерпывается печатная литература по неointрузиям Тепли. Из рукописных материалов весьма значительный интерес представляет составленное Варданянцем (1936) описание довольно многочисленных образцов теплинских эруптивов и сопровождающих их боковых контактных пород, преимущественно из морен, но отчасти и из коренных выходов на Сауркоме, Льядоне, Баде и Архоне.

На ряду с гранодиоритами, кварцево-сиенито-диоритами, порфирами и аплитами обычного типа, отмеченными выше, здесь значатся и некоторые специализированные породы, а именно дациты и порфириты, настолько обогащенные цветными составными частями — биотитом или роговой обманкой, что это дало автору повод отнести их к схизолитам и назвать кварцевыми керсантами и спессартитами. В составе наиболее хорошо окристаллизованных кварцево-биотитовых контактных роговиков называются полевые шпаты — плагиоклазы олигоклазового ряда и кали-натровые ортоклазы и микроклины (анортоклазы) с $2V$ от 70° до 80° (в одном случае 56°). К более широкому кругу контактных явлений отнесены местные процессы турмалинизации и сульфидного оруденения как боковых, так и самых изверженных пород. Описывается, наконец, более или менее глубокая пропилитизация некоторых порфиров.

Теплинскими рудами, поисками их и разведкой занимался специально в 1938 г. И. Д. Стороженко, составивший одновременно несколько более детальную, чем у Варданянца, геолого-петрографическую карту района (Стороженко, 1939).

Все вообще выходы неointрузивных массивов показаны здесь, как и у Варданянца, среди юрских пород. Единственное исключение составляет неointрузивная дайка Бадского ущелья, секущая, по Стороженко, кристаллические сланцы докембрия. Схематически на его карте изображены, далее, довольно многочисленные андезито-дацитовые жилы,

обнажающиеся как среди неонинтрузивных масс, так и среди глинистых сланцев юры. В тексте, сопровождающем карту, ореол контактно-измененных юрских пород вокруг обнажающихся неонинтрузивных масс оценивается в 200—400 и даже до 1000 м. В составе некоторых контактных роговиков по Льядону называются порфиобласты граната и кордиерита. Анализы проб из молибденовых и арсенипиритовых жил вкрапленностей в неогранодиоритах Суаркома и Льядона показали в отдельных случаях следы олова.

Некоторые дополнения в карту Стороженко по линии рудных месторождений внесены Б. П. Никитиным, продолжавшим его поисковую работу в 1939 г.

Летом того же 1939 г., в порядке систематического ознакомления со всеми вообще неонинтрузиями Центрального Кавказа, все перечисленные выше теплинские их выходы, за исключением Архонского, посетили авторы настоящей работы (Суарком — Белянкин и Петров; Льядон — Еремеев и отчасти Петров, Бат — Петров). При этом ими были собраны возможно полно все типы изверженных и контактных пород района, частично подвергнутых затем более детальной петрографической обработке. Полученные в итоге этих работ дополнения к цитированной выше литературе и составляют содержание дальнейшего изложения. На фиг. 1 и 2 представлен общий вид неонинтрузий Суаркома и Северного Льядона.

В дополнение к приведенной выше общей характеристике теплинских гранодиоритов по данным исследований образцов из массивов Архона и Суаркома, здесь приводятся результаты детального изучения еще одного образца более или менее типичного теплинского гранодиорита, происходящего из выходов в верховьях Льядона (обр. № 232, левый берег Южного Льядонского ледника, в 70 м от южного контакта неонинтрузии с роговиками).

Макроскопически — это массивная среднезернистая порода светло-серого цвета, содержащая в себе шлировые участки, более мелкозернистые и темноокрашенные, до 5 см в поперечнике. Микроскопия обычная: кварц, анортоклаз и плагиоклаз — бесцветные, биотит и роговая обманка — цветные минералы, принимающие существенное участие в составе породы. Второстепенные: апатит, циркон, титанит и рудная часть. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, слегка порфиرويدная (табл. I, фиг. 3 и 4).

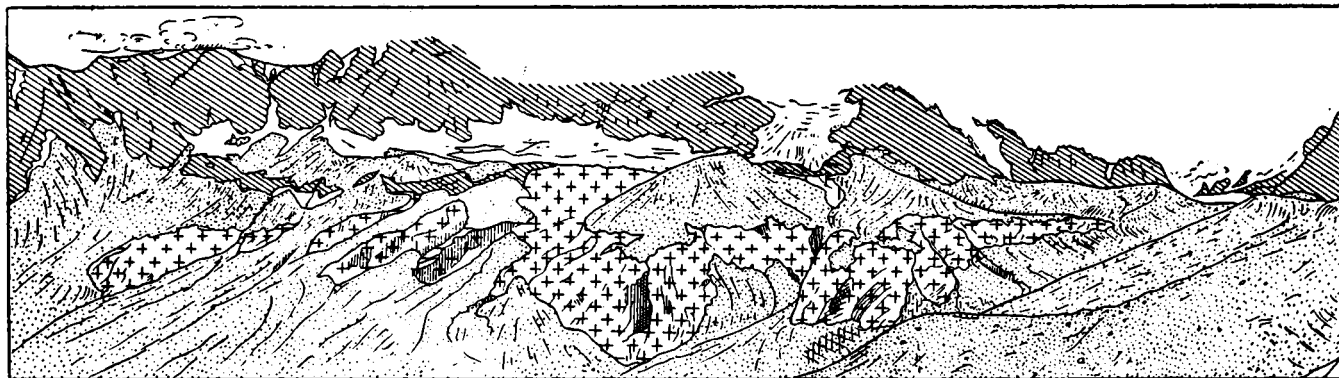
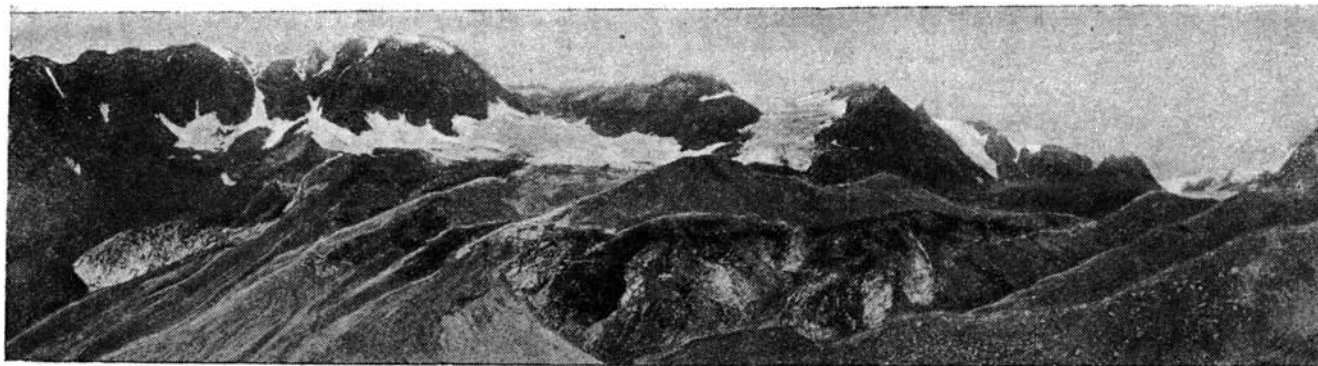
Таблица 3

Константы анортоклаза

№ зерна	Координаты $\perp$ (001) относительно			2V	Светопреломление	
	Ng	Nm	Np		Ng'	Np'
1	86°5	7°5	84°5	51°	—	—
2	88°0	8°0	81°5	58°	—	—
3	89°0	3°0	87°5	68°	—	—
4	—	—	—	—	1.525	1.519

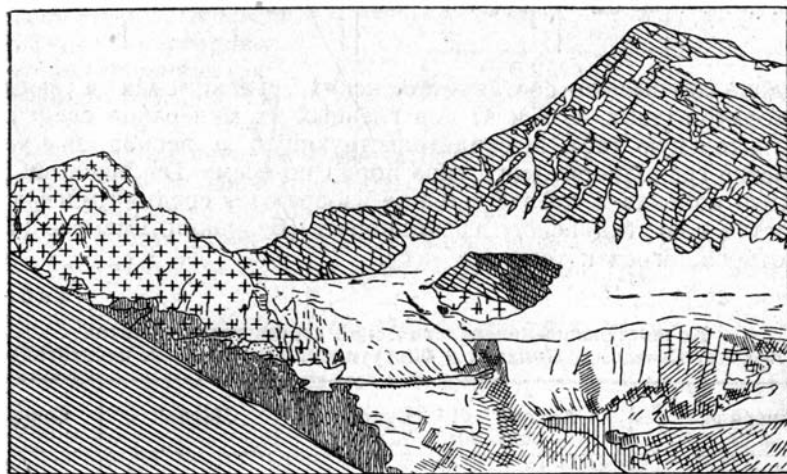
Константы анортоклаза, как видно из табл. 3, отчасти орто-, отчасти анортокластические, так что только для общности мы называем этот минерал анортоклазом.

Плагиоклаз зональный, с антипертитовыми вrostочками анортоклаза и с включениями биотита, роговой обманки и циркона. Изредка наблюдаются оторочки анортоклаза и резорбция плагиоклаза анортоклазом. Светопреломление: в центре зерна $Ng' = 1.555$, $Np' = 1.546$, что отвечает приблизительно 35% An; в краях зерна: $Ng' = 1.542$, $Np' = 1.537$, т. е. около 10% An.



Фиг. 1. Панорама верховьев р. Суаркома. Хорошо видны I и II Южные ледники и выходы неинтрузий под ними.
1 — неинтрузивные гранодиориты; 2 — юрские сланцы, 3 — морены и осыпи.

Биотит с обычной схемой плеохроизма от светложелтого по Np до темнубурого по Ng и Nm. Удельный вес его, по измерению под микроскопом, 3.05. Светопреломление: $Ng' = 1.648$, $Np' = 1.587$. Последние две цифры почти тождественны с полученными И. А. Островским и В. П. Петровым для аналогичного сонгутидонского биотита: $Ng' = 1.640$, $Np' = 1.587$, химизм которого, таким образом, с известным приближением



Фиг. 2. Неоинтрузии в цирке Северного Льядонского ледника.
1 — неоинтрузивные гранодиориты; 2 — юрские сланцы; 3 — морены и осыпи.

может быть перенесен и на наш теплинский случай: $SiO_2 = 35.46\%$; $TiO_2 = 3.35\%$; $Al_2O_3 = 16.90\%$; $Fe_2O_3 = 3.24\%$; $FeO = 16.54\%$; $MnO = 0.38\%$; $MgO = 9.43\%$; $CaO = 1.10\%$; $BaO = 0.11\%$; $Na_2O = 0.30\%$; $K_2O = 9.51\%$; Cr_2O_3 — следы; $Cl = 0.11\%$; $F = 0.30\%$; $H_2O = 0.84\%$; $H_2O^+ = 2.63\%$; $\Sigma = 100.20\%$ (аналитик Л. Тумилович).

Роговая обманка светлозеленая, типа актинолита, и, следовательно, маложелезистая, чему соответствует и относительно низкое ее светопреломление: $Ng' = 1.648$, $Np = 1.632$. Остальные константы: $CNg = 17-21^\circ$, $2V = -77^\circ$. Происхождение этого минерала заведомо вторичное, за счет

первичных бурого амфибола и бесцветного диопсидовидного пироксена, реликты которых, хотя и в незначительном количестве, сохранились местами. Довольно часты вросточки биотита, образовавшие, вероятно, в свое время прорастания с бурым, теперь исчезнувшим амфиболом. Пойкилобластическая мелочь кварца, апатита, титанита и пр.

Как роговая обманка, так и биотит в отдельных случаях слегка хлоритизированы.

Количественно-минералогические отношения, по подсчету под микроскопом в пяти отдельных шлифах, представлены в табл. 4.

Таблица 4

Количественно-минералогический состав гранодиорита Льядона (№ 232) и шлира в нем по подсчету под микроскопом (в объемных процентах)

Минералы	Образец № 232					Среднее	Шлир
	I	II	III	IV	V		
Кварц	16.8	18.6	17.9	16.0	20.7	18.0	3.5
Анортоклаз	12.9	14.0	14.2	10.9	13.2	13.0	2.0
Плаггиоклаз	55.2	50.6	47.9	56.3	46.9	51.4	69.3
Биотит	11.6	10.9	11.9	12.2	13.3	12.0	12.2
Роговая обманка	3.1	5.5	7.1	4.3	5.5	5.1	12.1
Апатит	0.1		0.3			0.1	0.1
Титанит	0.1	0.1			0.2	0.1	0.1
Циркон		0.1	0.1	0.1		0.1	
Рудные	0.2	0.2	0.6	0.2	0.2	0.2	0.7

Средние данные по составу архонских, суаркомских и льядонских гранодиоритов (табл. 1, 2 и 4) для главных их минералов сведены нами в дополнительную табл. 5, свидетельствующую о весьма значительном постоянстве гранодиоритового типа пород по всему Теплинскому району. Последняя колонка в той же таблице изображает средний минералогический состав сонгутидонского гранодиорита (Белянкин, Еремеев и Петров, 1938), относящегося к тому же типу.

Таблица 5

Количественно-минералогический состав гранодиоритов Архона, Суаркома, Льядона и Сонгутидона (в объемных процентах)

Минералы	Архон	Суарком	Льядон	Сонгутидон
Кварц	20	24	18	18
Анортоклаз	10	17	13	19
Плаггиоклаз	52	50	52	53
№ плаггиоклаза	43—25	40—31	37—10	40—17
Биотит	13	6	12	5
Амфибол	5	3	5	5

Образец № 232 был подвергнут химическому анализу в химической лаборатории ИГН Акад. Наук. И. М. Шумило. Результаты анализа сопоставлены в табл. 6 с химическими данными по сонгутидонскому гранодиориту К. Н. Савич-Заблоцкого (1927).

Цифры анализов, как видим, вообще говоря, довольно близки между собой. В анализе Савич-Заблоцкого лишь несколько больше, чем у Шумило, известны и магнезии, и, кроме того, иные отношения окислов железа ($\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$) и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$). Однако для породы № 232

отношения эти вполне отвечают минералогическому составу этой последней. $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} = 0.53 : 3.34$, примерно такое же, как в биотите, главном железистом минерале породы (3.24 : 16.54), а цифра $\text{K}_2\text{O} = 3.64\%$ хорошо складывается из следующих приблизительных процентов K_2O в минералах: 1 — в биотите, 0.5 — в плагиоклазе, 2 — в анортоклазе, следы — в амфиболе.

Порода шлирового образования в гранодиорите № 232 (табл. 4) по своему качественному минералогическому составу вполне примыкает к включающему ее гранодиориту, но отличается от него по количественно-минералогическим данным и по микроструктуре. Она существенно состоит из плагиоклаза и цветных минералов, кварц же и анортоклаз играют в ней совершенно подчиненную роль. Таким образом, это уже не гранодиорит, а более или менее гипичный диорит. В микроструктурном отношении весьма характерна усиленная местами пойкилобластичность плагиоклаза, переполненность его включениями биотита и роговой обманки. Обстоятельство это, в связи

с различной макроскопически полосчатостью породы, дает нам повод думать о гибридном ее происхождении, путем замещения магматическим материалом некоторого постороннего субстрата (ксенолит). В зональном плагиоклазе породы определено содержание $\text{An} = 35\%$ в центре ($\text{Ng}' = 1.554$; $\text{Nr}' = 1.547$) и 20% в краях кристаллов ($\text{Ng}' = 1.546$; $\text{Nr}' = 1.539$).

Уже более или менее типичный теплинский гранодиорит № 232, только что описанный нами, не является породой вполне равномерной структуры. Как это хорошо видно на табл. I, фиг. 4, он несколько порфировиден. При дальнейшем развитии в подобных же теплинских породах порфировидного начала возникают все переходы от них сначала к гранодиоритовым порфиритам, а затем и к настоящим интродацитам.

В качестве участка преимущественного развития гранодиоритовых порфиритов, переполненных ксенолитами, указывается В. П. Еремеевым массивчик в правом борту Северного Льядонского ледника. Общий вид порфировой микроструктуры в происходящем отсюда образце № 264 представлен на табл. I, фиг. 5. Во вкрапленниках этой породы преобладает плагиоклаз, сопровождаемый цветными минералами — роговой обманкой и биотитом. Кварц и анортоклаз обильны только в основной массе (табл. 7). Общий характер минералов тот же, что и в № 232. Плагиоклаз с ритмической зональностью. В центральных частях одного зерна определено содержание An в 32% (угол погасания $\perp PM + 18^\circ$), в узких краевых каемках 26% An (погасание $\perp PM + 10^\circ$). Те же 26% An и в составе микролитов.

В шлифе из небольшого ксенолита в обр. № 264 мы наблюдали подобную же полную диоритизацию прежде бывшего здесь субстрата, как и в случае шлирового ксенолита в обр. № 232.

Таблица 6

Химический состав гранодиоритов Тепли (№ 232) и Сонгугидона (№ 14) (в объемных процентах)

Компоненты	№ 232	№ 14
SiO_2	66.42	65.31
TiO_2	0.75	0.74
Al_2O_3	15.35	15.06
Fe_2O_3	0.53	1.17
FeO	3.34	1.96
MnO	0.08	0.06
MgO	1.99	2.63
CaO	3.34	4.69
Na_2O	3.58	5.06
K_2O	3.64	2.78
H_2O	0.12	0.04
H_2O^+	0.63	0.51
CO_2	—	0.14
P_2O_5	0.13	0.42
S	не опр.	0.06
Сумма . . .	99.90	100.62

Таблица 7

**Количественно-минералогический состав гранодиоритового
порфирита № 264 и интродациита № 136
(в объемных процентах)**

Минералы	№ 264	№ 136
Вкрапленники		
Кварц	—	5.9
Плагноклаз	45.7	40.6
Биотит	5.1	6.4
Роговая обманка	1.5	—
	52.3	52.9
Основная масса		
Кварц	14.0	—
Анортотлаз	14.2	41.9
Плагноклаз	5.9	—
Биотит	12.7	5.2
Роговая обманка	—	—
Титанит	0.1	следы
Рудная часть	0.8	следы
	47.7	47.1

Гранодиоритовый порфирит подобного же типа, как и № 264, слагает, по наблюдениям Р. П. Петрова, небольшое линзообразное тело среди кристаллических сланцев Бадского ущелья; ширина его выхода на земную поверхность около 30 м, видимое протяжение в широтном направлении до 50 м. Микроскопическое исследование обр. № 17 из этого выхода показало значительную разложенность первоначальных минералов породы. Так, первоначальный относительно известковистый ее плагноклаз (андезин № 45 во вкрапленниках — погасание $\perp PM + 25^\circ$) частично или полностью альбитизирован, с параллельным выделением в пределах его кристаллов многочисленных чешуек серицита; первоначальные цветные минералы нацело замещены смесью хлорита и рыхлой, слабо плеохроичной тонкоагрегатной слюды; попутно выкристаллизовались кальцит, магнетит, рутил и пр. Вторичный альбит, сейчас упомянутый, почти совершенно не содержит в себе анортитовой молекулы ($Ng' = 1.536$; $Np' = 1.530$). Основная масса микропегматитовая и в соответствии с этим более лейкократовая по сравнению с вкрапленниками.

Типичные интродацииты в коренном залегании не были встречены нами, но сплошная россыпь их наблюдалась на Суаркоме, на переходе от устья II Южного к устью I Южного ледника. Судя по направлению распространения россыпи, коренные выходы интродациита, давшие ей начало, должны находиться на окраинах II ледника, где условно они и показаны нами. Характерно обилие в интродациитовой породе обломков контактно-роговиковых пород; получается в пределе род брекчии, где преобладают обломки, а интродациит образует не больше как цемент, связующий их. Вероятно, что в данном случае мы имеем дело с элементами кровли общего теплинского гранодиоритового массива.

Микроскопически исследованы нами два интродациитовых образца из только что названной россыпи: 1) № 136, более свободный от роговиковых обломков, и 2) № 137, забитый ими до степени брекчии. Обр. № 136 по микроскопии своей более или менее схож с лядонским гранодиоритовым порфиритом № 264, но отличается от него в следующих отношениях:

1. Основная масса его более тонкокристаллическая, а вкрапленники более крупных размеров (табл. I, фиг. 6).

2. Среди этих последних на ряду с плагиоклазом и биотитом присутствует бипирамидальный кварц.

3. Цветная составная часть представлена исключительно биотитом, а роговой обманки не наблюдается вовсе.

Вкрапленный плагиоклаз, как и в № 264, ритмически зональный и того же общего состава, из более основного ядра 32% Ап и более кислой периферии 26% Ап (по погасанию в разрезе $\perp PM$). Вкрапленный биотит имеет вид коротких столбиков, часть которых превращена в тонкочешуйчатые агрегаты из того же биотита с примесью к нему плагиоклазовой, апатитовой и тому подобной кристаллической мелочи, — явление, свойственное контактно-измененным породам. Количественно-минералогические отношения см. в табл. 7.

В брекчиевидной породе № 137 — контактные роговики такситовой структуры с неравномерным распределением на разных участках главных их минералов: кварца, полевого шпата и биотита. Интродациит, цементирующий эти такситы, разбит тонкими трещинками, и по этим последним отложились новообразования биотита, реже — кварца и в отдельных случаях анортоклаза.

Биотитовые вкрапленники интродациита не только частично, как в № 136, но сплошь превращены в тонкоагрегатные биотитовые по ним псевдоморфозы. Экоконтактные изменения роговиковых пород сливаются здесь, таким образом, в одно равновесное целое с эндоконтактными изменениями интродациита.

Выше, при описании гранодиоритов и гранодиоритовых порфиритов Льядона, нами попутно упоминались ксенолиты вторичных в них диоритов, происшедших за счет обработки элементами гранодиоритовой магмы тех или иных гетерогенных субстратов. В качестве дальнейшего примера подобных же образований может быть назван обр. № 293, представляющий собой небольшой ксенолит в гранодиорите Южного Льядонского ледника. Порода, его слагающая, по внешности своей среднезернистая, буровато-серая; микроструктура ее гипидиоморфнокристаллическая; минералогический состав см. в табл. 8.

Таблица 8

Количественно-минералогический состав интрателлурического кварцевого диорита № 293 (в объемных процентах)

Минералы	%	Минералы	%
Кварц	11.7	Моноклинный пироксен . . .	1.0
Анортоклаз	1.3	Роговая обманка	8.1
Плагиоклаз	52.7	Апатит	0.3
Биотит	9.5	Циркон	следы
Ромбический пироксен	14.0	Рудная часть	1.4

Плагиоклаз, образующий главную составную часть породы, андезитового ряда, около № 45 (погасание в разрезе $\perp PM+25^\circ$). Кроме обычных включений в нем антипертитового анортоклаза, апатита и цветных минералов, весьма характерно прораствание его веретенцами вторичного кварца.

В поперечных сечениях волоконце получается впечатление капелек. В пределах одного и того же плагиоклазового индивида все веретенца гаснут одновременно и одновременно же с более сплошными полями кварца, постепенно поедающими плагиоклаз (табл. II, фиг. 7 и 8).

Ромбический пироксен с $Ng' = 1.704$; $Np' = 1.692$ и $2V$ от — 84 до 89° , что отвечает приблизительно 20% $FeSiO_3$ в молекуле этого минерала. Отчасти он прорастает или обрастает, с явлениями резорбции;

оранжево-красным биотитом. В одном случае встретилась псевдоморфоза по ромбическому пироксену оранжевой и бесцветной слюды.

Светлозеленая роговая обманка образует самостоятельные кристаллики или замещает моноклинический диопсидовидный пироксен. Апатит с характерной зональностью: бесцветный в узких краевых каемках и серо-фиолетовый во внутренних частях кристалликов.

Приведенные данные и, в особенности, вторичный характер кварца говорят о том, что название «кварцевый диорит» в заголовке табл. 8 в применении к породе № 293 в значительной мере условно. Вероятен первоначальный норитовый или габбро-норитовый исходный ее магматизм, диоритизировавшийся лишь в дальнейшем под влиянием все тех же элементов захватившего ксенолит гранодиорита. Ксенолит обр. № 293 вынесен из глубин неинтрузивного очага самой же неинтрузивной магмой.

Еще один магматический ксенолит, заслуживающий упоминания здесь, интересен в том отношении, что он вынесен не магмой, но кварцевой жилой, секущей боковые сланцы интрузии. Ксенолит этот, вместе с его окружением, представлен на табл. II, фиг. 9, изображающей в несколько уменьшенном виде ($\frac{5}{6}$) отполированную поверхность соответствующего отторженца, взятого нами из морены Южного Ляндонского ледника (обр. № 306). Как видим, ксенолит вытянут по направлению кварцевой жилы. Слагающий его кварцевый диорит по общему своему габитусу напоминает гранодиорит № 232; микроструктура его также слегка порфировидная. Анортоклаз, однако, присутствует в данном случае исключительно в форме антипертита, в самостоятельных же выделениях он не наблюдается. Цветной минерал — биотит. От кварцевой жилы проникают кварцевые же жилки — род апофиз — в массу ксенолита. В участках породы, более удаленных от жильного кварца, плагиоклаз и биотит относительно свежи, а на контакте с ним метаморфизованы: плагиоклаз серицитизирован, а биотит замещается хлоритом. В зональном плагиоклазе определено содержание Ap : в центре кристаллов до 30% (погасание в разрезе $\perp PM + 15^\circ$), в краях 20% (погасание в разрезе $\perp PM + 10^\circ$). Серицитизация плагиоклаза сопровождается параллельной его альбитизацией; возникающий таким образом вторичный альбит почти совершенно свободен от примеси Ap ($Ng' = 1.533$; $Np' = 1.525$).

III. КОНТАКТНЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы, отчасти уже затрагивавшиеся нами в предыдущем изложении, представляют собою почти исключительно развившиеся за счет юрских сланцев роговики, то сплюснутые и массивные, то инфицированные тонкими прослойками — апофизами от соседних гранодиоритов. Понятно, что инъекции в общем объеме контактных пород играют лишь незначительную роль, будучи приурочены не более как к узкой зоне непосредственных контактов. Тем не менее, как оказывается, они представляют собой часто настолько сложное явление, что один такой пример был изучен нами более детально, а именно образец № 134 из морены Суаркомского ледника. Отполированная его поверхность представлена на табл. III, фиг. 10. Микрофотографии табл. III, фиг. 11 и 12, относятся к шлифам из наиболее тонкополосчатой части образца. Результаты подсчета под микроскопом количественно-минералогического состава полосок приведены в табл. 9. Более темные полосы (сланец) занумерованы в ней простыми цифрами, а более светлые (инъекции) — цифрами со значком «прим» (').

Как следует из таблицы, средний состав инъекции отвечает не гранодиориту, но кварцевому диориту, с частичным лишь в нем содержанием анортоклаза (антипертитовые вросстки в плагиоклазе и отчасти

Количественно-минералогический состав инъекционного роговика Суаркома
(в объемных процентах)

Минералы	Зоны																
	Мощность в мм																
	1 0.3	1' 0.3	2 1.2	2' 0.6	3 0.3	3' 0.3	4 0.2	4' 0.3	5 0.2	5' 0.8	6 0.8	6' 0.6	7 0.6	7' 0.7	8 1.4	Ср.	Ср'
Кварц	—	14.8	0.9	22.4	—	27.0	—	15.2	—	47.8	—	11.5	—	32.3	—	0.1	24.4
Анортоклаз	0.1	2.2	0.3	—	—	1.7	—	0.8	0.4	—	0.1	—	—	0.7	—	0.1	0.8
Плаггиоклаз	37.3	70.9	49.0	62.0	44.1	58.8	43.0	70.0	46.9	35.4	49.7	67.2	49.4	58.0	59.0	47.3	60.3
Биотит	61.0	8.3	49.8	13.3	55.9	12.5	57.0	13.6	52.7	16.8	49.9	21.3	50.6	9.0	41.0	52.2	13.5
Хлорит	1.6	2.0	—	0.7	—	—	—	0.4	—	—	0.3	—	—	—	—	0.3	0.5
Апатит	—	1.8	—	1.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.5

микропегматит). Плаггиоклаз приблизительно № 18 ($Ng' = 1.542$; $Np' = 1.535$). Цветная составная часть — почти исключительно биотит.

Темные сланцевые полоски в среднем состоят из того же плаггиоклаза и того же биотита.

Очевидно, таким образом, что мы имеем здесь дело не с простой инъекцией механического характера, но с значительно более сложными реакционными соотношениями, которые привели к установлению качественно-минералогического равновесия между инфицирующими и инфицируемыми телами.

В противоположность специальным инъекциям, приуроченным в своем появлении почти исключительно к сланцам непосредственных контактов, контактные роговики, как правило, окружают теплинские неонинтрузии весьма широким и мощным ореолом.

В наших руках, как и у наших предшественников, не оказалось достаточных средств, чтобы разбить эту роговиковую толщу на сколько-нибудь отдельные и самостоятельные минералогические зоны. Единственно, что удалось нам констатировать, это то, что в более непосредственном соседстве с неонинтрузивными массами в ней развиваются биотит и полевые шпаты (плюс некоторые другие специфические минералы, как-то: кордиерит, гранат, шпинель и пр.), а по мере удаления от этих масс биотит постепенно уступает свое место мусковиту; еще быстрее убывают и, наконец, почти нацело исчезают полевые шпаты; накапливаются большие количества кварца и пр. Как крайний предел возникают, таким образом, роговики кварцево-полевошпатово-биотитового состава, с одной стороны, и кварцево-мусковитового — с другой. Специальной особенностью последней разновидности является рудная пыль из мельчайших, слегка округленных кристалликов магнетита.

Наиболее интересные и оригинальные кварцево-полевошпатово-биотитовые роговики собраны нами на контактах юрских сланцев с неонинтрузиями Северного и Южного Льядонских ледников (обр. № 255 и 224).

Образец № 255 происходит из правобережья Северного Льядонского ледника (западная окраина местной неонинтрузии). По внешности это совершенно однородная роговиковая порода без каких-либо следов инъекционных материалов. Кристаллизация ее весьма совершенная: на светло-желтом полевошпатовом фоне равномерно рассеяны мелкие кристаллики черной слюды.

Под микроскопом главную массу породы образует анортоклаз в крупных кристаллах, непосредственно соприкасающихся между собой. Второй минерал — это биотит, идиоморфные столбики которого пойкилитически

включаются в анортоклаз (табл. III, фиг. 13 и табл. IV, фиг. 14). Далее следует кварц — в угловатых промежутках между анортоклазами, и плагиоклаз, образующий: 1) включения в анортоклазе, 2) пертитовые вроски в нем и 3) самостоятельные выделения, вместе с кварцем, между анортоклазами. В значительной мере все это серицитизировано. Второстепенные минералы: апатит и циркон.

Константы анортоклаза даны в табл. 10.

Таблица 10

Оптические константы анортоклаза

№ зерна	Координаты $\perp$ (001) относительно			2V	Светопреломление	
	Ng	Nm	Np		Ng'	Np'
1	87°5	7°5	83°0	52°	—	—
2	80°5	10°5	80°5	52°	—	—
3	80°0	13°0	82°5	72°	—	—
4	—	—	—	—	1.522	1.519

Плагиоклаз как пертитовый, так и самостоятельной кристаллизации одинаково представлен олигоклазом № 18 ($Ng' = 1.542$; $Np' = 1.534$)

Светопреломление апатита: $n_u = 1.632$; $n_v = 1.629$, что отвечает почти точно фтор-апатиту.

Количественно-минералогические отношения и размеры зерна минералов см. в табл. 11.

Таблица 11

Количественно-минералогический состав
роговика № 255

Минералы	Объемн. %	Средний размер зерна в мм
Кварц	7.0	0.5—1.0
Анортоклаз . . .	62.0	до 5
Плагиоклаз . . .	4.5	0.5—1.0
Биотит	24.0	0.3—0.6
Апатит	0.5	
Циркон	следы	
Серицит	2.0	

Приводимые данные, как видим, хорошо отвечают сцениту, парасценииту, и соответствии с осадочным происхождением первоначального субстрата контактно измененной породы

Обр. № 224 — из обнажений в левом борту Южного Льядонского ледника В зоне контакта развить здесь многочисленные апофизы гранодиорита, а в промежутках между ними зажабы клинья роговиков, в общем весьма подобных обр. № 255, но с некоторыми специальными особенностями в их минералогическом составе и структуре. В частности в шлифе из обр. № 224 общий фон породы образуют все те же порфиробласты анортоклаза, переполненные включениями биотита, но одно временно много в них также идиоморфной плагиоклазовой мелочи, почти отсутствовавшей в обр. № 255 (табл. IV, фиг. 15 и 16).

Крайне характерно, далее, хорошо видное на тех же микрофотографиях полосчатое расположение включений, как очевидный след о первоначальной слоистости осадочной породы.

Константы анортоклаза: $\perp$ (001): $Ng = 86^\circ$; $Nm = 7.5^\circ$; $Np = 84^\circ$ $2V = -50^\circ$; $Ng' = 1.524$; $Np' = 1.521$.

Плагиоклаз около № 20 ($Ng' = 1.548$; $Np' = 1.542$).

Образцы роговиков № 255 и 224, только что описанные нами, замечательны по обилию в них анортоклаза. В других разностях из тех же льядонских контактов его значительно меньше; во многих из них он образует не больше как примесь к господствующему в них плагиоклазу

Замечательно, однако, то, что даже и в этих случаях он сохраняет свой пойкилобластовый характер, будучи переполнен мелкими идиоморфными или каплевидными плагиоклазами.

Кварца в рассматриваемой категории роговиков вообще мало, а иногда он, повидимому, и совершенно отсутствует, как, например, в образце № 237 (правобережье Южного Льядонского ледника), с обильной шпинелью, хотя точно доказать это здесь почти невозможно из-за крайней тонкозернистости породы и трудности в связи с этим разграничения кварца от господствующего в ней олигоклаза.

В образце № 237 шпинель образует мелкие октаэдри травянисто-зеленого цвета; средний поперечник их 0.05 мм. Светопреломление $N=1.779 \pm 0.002$, отвечающее таковому плеонасту или герциниту. Из остальных минералов, кроме полевых шпатов и биотита, присутствуют в образце № 237 мусковит и следы диопсидовидного пироксена и граната (табл. IV, фиг. 17).

Образцы № 238 и 244 полевошпатово-биотитовых роговиков из той же местности, как и № 237, содержат в своем составе: первый — гранат, а второй — кордиерит.

Гранат в обр. № 238 (и 239) встречен в виде крупных порфиробластов до 2—3 мм в поперечнике; пойкилитические в нем включения кварца, плагиоклаза и биотита приурочены преимущественно к сердцевинам кристаллов. Как правило, эти последние окружены лейкократовым ореолом, преимущественно анортоклазовым или плагиоклазовым, смотря по общему составу данного участка породы. На табл. V, фиг. 18 хорошо видна плагиоклазовая мелочь, переполняющая анортоклазовое окружение граната. Светопреломление последнего $N=1.795$, приблизительно как у спессартина или маложелезистого альмандина.

Порфиробласты кордиерита в образце № 244 с константами: $Ng'=1.552$; $Np'=1.546$; $2V=-66$ и -76° (в двух зернах).

Весьма широко распространены в контактных образованиях Теплинского района выделения турмалина; особенно обильны они в правобережье Северного Льядонского ледника. Л. А. Варданянц, занимавшийся специально теплинскими турмалинами, определил в них характерную зональность: синеватую окраску в центральных и буроватую в краевых частях их кристаллов. Подобная же зональность повторяется и в наших образцах, хотя и не во всех; в частности она отсутствует в турмалинах образцов № 241 и 271, представляющих собой кварцево-серицитовые роговики. В очевидной связи с более низкими температурами образования этих последних турмалины их исключительно буроватого цвета.

Спектральный анализ, произведенный С. А. Боровиком, обнаружил для случая зональных турмалинов:

Si, Al, Fe, Mg, Na	сильные линии
Ti	высшие
Mn, Ca, Cr	средние
Ga, V, Sn	слабые
Cu	следы линий

Породы № 271 и 241, только что упомянутые нами, представляют собою, в сущности говоря, не чисто кварцево-мусковитовые, но кварцево-полевошпатово-мусковитовые роговики. Анортоклаза, однако, в них во всяком случае очень мало. Хуже обстоит дело с учетом плагиоклаза, так как в мелочи его не удастся уловить ни спайности, ни двойников, ни рельефа, которые отличали бы его от кварца. Единственным руководящим признаком служит слабая зональность плагиоклаза. В результате можно говорить лишь по общему впечатлению, грубо ориентировочно, что кварц значительно преобладает здесь над плагиоклазом.

Обр. № 271 взят в 3 м от восточного контакта с левобережной неинтрузией Северного Льядонского ледника, обр. № 241 — в 20 м от кон-

такта с правобережной неинтрузией Южного Льядонского ледника. Обе породы грязносерого цвета, с блестками мусковита и с миаролитовыми пустотками, заполненными кварцем и турмалином.

В обр. № 271 на общем кварцевом (точнее, как вышеуказано, плагиоклазово-кварцевом со следами анортоклаза) фоне рассеяны округлые порфиروبласты мусковита. Магнетитовая пыль. Отдельные зернышки бурого турмалина, листочки биотита, пленочки эпидота и розетки хлорита. Часто — апатит, и редко — окатанные зерна циркона.

Обр. № 241 — порода, подобная предыдущей, но с более равномерным развитием тонкокристаллического мусковита по всему полю шлифа.

IV. ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К этим образованиям относятся: 1) мелкие аплитовые жилы, связанные непосредственно с гранодиоритами локально и генетически, как последняя стадия их магматизма, и 2) более независимая от гранодиоритов жильная формация: а) андезитов и порфиритов и б) дацитов и порфиров. Андезиты и порфириты при этом секут те же гранодиориты, а дациты и порфиры — вмещающие их сланцы и кварцевые роговики. Общую характеристику трещин, по которым внедрились все эти жилы, см. выше у Варданянца (1926).

Аплиты

Примером миниатюрной аплитовой жилки в гранодиоритах может служить образец № 231 из того же неинтрузивного выхода в левобережье Южного Льядонского ледника, из которого происходит описанный гранодиорит обр. № 232. Жилка грязнорозового цвета, мощность ее около 3 см. Микроструктура пегматитовая, из кварца и анортоклаза. Весьма любопытен хорошо видный на табл. V, фиг. 19 и 20, зональный рост кварцевых кристаллов, периодически включающий в себя элементы анортоклаза. Анортоклаз пертитовый. На контакте с гранодиоритом развиваются в аплите местные выделения зонального турмалина; синие высокотемпературные участки количественно преобладают в них над бурыми, кристаллизовавшимися при более низких температурах в наружных оболочках кристалла.

Более крупная аплитовая жила встречена была нами на Суаркоме, в гранодиоритовом массиве, выступающем из-под моренных отложений I Южного ледника. Падение ее на ЮЗ 220° под углом до 89° ; мощность непостоянная, от 20 до 50 см, на прослеженном нами протяжении ее около 20 м. Макроскопически порода (обр. № 130) желтовато-белая. Микроструктура грубогранофировая, переходящая в гипидиоморфно-кристаллическую, слегка порфировидную. Много кварца, в более крупных выделениях бипирамидального. Полевые шпаты — альбит и анортоклаз — во взаимном прорастании. Альбит почти совершенно свободен от молекулы анортита (погасание в разрезе $\perp PM$ — 15°). Остальные минералы: мусковит, в первичных розетках и в псевдоморфозах по биотиту, сопровождающихся выделениями лимонита; пленочки тонкоагрегатного хлорита; скелеты кальцита; довольно часто — апатит.

Андезиты и порфириты

Как следует из дальнейшего, подразделение относящихся сюда пород на две подгруппы — андезитов и порфиритов — является в значительной мере условным, поскольку и первые, подобно вторым, довольно сильно метаморфизованы. Так или иначе, но к андезитовым образованиям мы относим следующие зарегистрированные нами жилы

1. В гранодиорите левого борта Южного Льядонского ледника. Падение на ЮЗ 230° под углом 75° . Мощность около 1 м. Обр. № 230.

2. В гранодиорите правого борта Северного Льядонского ледника, в 100 м от западного контакта со сланцами. Залегание то же. Мощность около 1.5 м. Обр. № 260.

3. Северная андезитовая жила в верховьях Суаркома. Обр. № 125.

Порфириновые жилы:

1. В так называемой Аплитовой щели, узком и скалистом ущелье в суаркомских гранодиоритах, следующем залеганию жилы. Падение на ЮЗ 200° под углом до 90° ; мощность 2.5—5 м. Обр. № 120.

2. Южная порфиритовая жила в верховьях Суаркома. Обр. № 131. Некоторые детали в отношении андезитов. Обр. № 230. Плотная серая порода с порфировидными вкрапленниками полевого шпата и хлоритовых псевдоморфоз по цветному минералу.

Под микроскопом в шлифе вкрапленный полевой шпат определяется как довольно основной плагиоклаз № 55 (погасание $\perp PM+30-31^\circ$; $Ng'=1.567$; $Np'=1.558$). Часто в нем содержится антипертитовый анортоклаз, образующий неправильные пятна замещения и, что особенно характерно, неправильные прожилки и пятна не то кварца, не то вторичного олигоклаза около № 20, скорее — последнего, судя по светопреломлению минерала, несколько более низкому, чем у кварца ($Ng'=1.548$; $Np'=1.542$), и по коноскопической его фигуре, хотя и не особенно отчетливой, но производящей впечатление двуосной и отрицательной. Анортоклаз с $Ng'=1.525$ и $Np'=1.519$. В том же вкрапленном плагиоклазе содержатся блестки мусковита, розеточки хлорита, жилки кальцита и пр.

Вкрапленные псевдоморфозы хлорита — повидимому, главным образом по роговой обманке; параллельно с хлоритизацией последней образовались выделения зернышек магнетита или титанита (лейкоксен). Хлорит с очень слабой поляризацией; среднее его светопреломление $N=1.618$, оптический знак — отрицательный.

В основной массе те же минералы, но плагиоклаз более кислый, олигоклаз того же примерно состава, как предположенный выше вторичный олигоклаз во вкрапленниках ($Ng'=1.547$; $Np'=1.540$, т. е. приблизительно № 20). Антипертит в нем имеется. Кроме хлорита, единичные листочки биотита. Многочисленные мелкие иголки апатита. Часто кальцит. Обильный вторичный кварц в мелких зернышках и в виде заполнения миаролитовых пустот вместе с хлоритом.

Обр. № 230 был химически анализирован И. М. Шумило. Результаты анализа приведены в табл. 12 (см. стр. 54).

Магматическая формула по Левинсону-Лессингу: $1.85RO \cdot R_2O_3 \cdot 3.09SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 2.8$; $\alpha = 1.3$.

$RO : R_2O_3$, как видим, здесь отвечают приблизительно андезиту; также и $R_2O : RO$; α же для андезита чрезмерно низко в связи с сильнейшей хлоритизацией породы и, соответственно, с накоплением в ней Al_2O_3 , MgO и окислов железа. Называя, тем не менее, породу № 230 андезитом, мы базируемся, таким образом, не на современном, но на первоначальном, действительно магматическом ее химизме, о котором заключаем, в свою очередь, на основании минералогического первоначального же ее состава (кислый лабрадор и роговая обманка порфировидных вкраплений).

Образец № 125. Порода, подобная предыдущей. Много вторичного анортоклаза и вторичного кварца; последний как в основной массе, так и во вкрапленниках плагиоклаза: во внешней каемке или по всему полю его кристаллов (табл. V, фиг. 21). Вторичного «олигоклаза», предположительно присутствующего в породе № 230, здесь не наблюдается.

Химический состав жильного андезита № 230
с Южного Льядонского ледника

Компоненты	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	58.26	0.971
TiO ₂	1.15	0.015
Al ₂ O ₃	17.24	0.169
Fe ₂ O ₃	0.56	0.003
FeO	5.57	0.078
MnO	0.12	0.002
MgO	3.25	0.081
CaO	4.18	0.075
Na ₂ O	3.79	0.061
K ₂ O	2.16	0.023
H ₂ O ⁻¹⁰⁰	0.20	
H ₂ O ⁺¹⁰⁰	2.22	
CO ₂	1.20	
P ₂ O ₅	0.15	
Сумма . . .	100.05	

Образец № 260. Весьма сильно хлоритизированная и кальцинированная порода. По общему облику не отличается от двух предыдущих.

В подгруппе порфиров образец № 120 представляет собой белую кератофилоподобную породу с разбросанными в ней спорадическими пятнами лимонита, повидимому, бывшего пирита, судя по реликтам его в части пятнышек. Микроструктура порфировая: многочисленные мелкие вкрапленники сильно серицитизированного альбита и единичные мелкие же гексаэдрические кристаллы кварца в тонкокristаллической альбито-серицитовой основной массе породы. Альбит с светопреломлением ниже, чем у канадского бальзама. Все перечисленные минералы за исключением гексаэдрического кварца, вторичные.

Порода № 120, хотя и названа нами порфиритом (кварцевый порфирит), по всей видимости, тождественна с порфиром, описанным в 1918 г. Д. С. Беянкиным (1919) по материалам И. Г. Кузнецова. О первоначальном магматическом ее составе трудно составить себе ясное представление; судя по упомянутому только что кварцу, вероятнее всего что это был род лейкократового дацита.

Образец № 131. Порода того же общего характера, как и № 120 но содержит больше лимонита и много вторичного кварца в основной массе породы (в образце № 120 были лишь следы его).

Дациты и порфиры

Большое количество соответственных жил наблюдалось В. П. Еремеевым в сланцах района Северного Малого Льядонского ледника. Преобладающее падение к ССЗ под углом 35—40°; мощность измеряется метрами. Обр. № 221 — из самой южной жилы в правом борту ледника (простираение СВ 75°, мощность 5—6 м). Образец № 215 — из аналогичной жилы в левом его борту (простираение СВ 80°, мощность 4 м). Порода первого из них — светлосерого цвета; основная масса плотная; порфировидные вкрапленники мутного полевого шпата и мелких хлоритовых псевдоморфоз по цветному минералу; много миоарлитовых пустот, заполненных кварцем, хлоритом и отчасти серным колчеданом. Порода второго образца, подобного же общего габитуса, но

без миаролитовых пустот; во вкрапленниках добавочная кристаллизация бипирамидального кварца; более крупные хлоритовые псевдоморфозы, на этот раз отчетливо по короткостолбчатому идиоморфному биотиту.

Микроскопическое исследование обр. № 221 показало, что полевой шпат порфириовидных вкраплений состоит в нем из сильно серицитизированного олигоклаза около № 20 ($Ng' = 1.548$; $Np' = 1.540$); хлоритовые псевдоморфозы отчасти, повидимому, по роговой обманке, отчасти по биотиту. Основная масса существенно кварцево-альбитовая с примесью тех же серицита, хлорита и прочих вторичных минералов. Обычен апатит. Альбит около № 5 ($Ng' = 1.540$; $Np' = 1.530$). Преимущественная форма его выделений — мелкие идиоморфные таблички, погруженные в сплошную кварцевую массу.

Образец № 215, в соответствии с макроскопией, и микроскопически отличается от № 281 присутствием вкрапленников кварца и столбчатого биотита, как оказывается только отчасти превращенного в хлорит, с параллельным выделением магнетитовых пятен, окаймленных лейкоксером.

На основании приведенных данных описанные только что породы должны классифицироваться с дацитами. Любопытно, однако, что относящаяся, по всей видимости, к тому же циклу жильная порода обр. № 297 из района Южного Льядонского ледника под влиянием контактового воздействия со стороны близлежащих неогинтрузий обогатилась кали-натровым полевым шпатом и биотитом настолько, что по минералогическому своему составу приблизилась уже к настоящим кварцевым порфирам. Жила, из которой происходит эта порода, прослежена В. П. Еремеевым на протяжении свыше 200 м в левом борту ледника; мощность ее около 2 м.

По внешности своей порода обр. № 297 весьма напоминает породу обр. № 215: тот же оплавленный вкрапленный кварц, и те же короткие столбики псевдоморфоз по биотиту; более усиленное, чем там, накопление крупных вкрапленников плагиоклаза.

Микроскопическое исследование, напротив того, показало, что в то время как порода № 215 обогащена вторичными низкотемпературными минералами — хлоритом и серицитом, в породе № 297 эти вторичные продукты в значительной мере уступают свое место еще новым вторичным продуктам, на этот раз контактными и более высокотемпературным — анортотлазу и биотиту. В частности в порфириовидных вкрапленниках плагиоклаза здесь наблюдаются большое количество неправильных вросточков анортотлаза, розетки мусковита, пленочки хлорита, листочки биотита. Плагиоклаз приблизительно № 25 ($Ng' = 1.549$; $Np' = 1.542$). Анортотлаз с $Ng' = 1.522$; $Np' = 1.516$.

Вкрапленные псевдоморфозы по магматическому коротко-столбчатому биотиту совершенно свободны от хлорита. Они представляют собой тонкокристаллическую смесь из преобладающего агрегатного биотита с кварцем, полевыми шпатами, магнетитом и апатитом. Напротив того, более мелкие хлоритовые псевдоморфозы, повидимому, по роговой обманке, отчасти еще сохранили свое хлоритовое наполнение, но одновременно проросли мелкими листочками новообразованного биотита.

В основной массе наряду с альбитом присутствуют мелкие брусочки анортотлаза; в участках, особенно обогащенных ими, они образуют род скелета в окружающей кварцевой массе. Хлорит в основной массе отчасти еще сохранился, отчасти биотитизирован; мелкий пылевидный биотит рассеян по всему полю породы.

Порода № 297 (а снею и № 221, 215 и др.) явно до неогинтрузивного возраста. Одновременно с тем, однако, она определенно моложе, чем юрские габбро-диабазы того же Теплинского района. Доказательством служит появление этих последних в виде ксенолитов в жиле

№ 297. Из одного такого ксенолита до 0.5 м в поперечнике выбит был обр. № 298, интересный тем, что при полном сохранении своей первоначальной офитовой структуры он, тем не менее, сильнее всего контактно перерожден подобно образцу № 297. Примерно на $\frac{2}{3}$ он состоит в настоящее время из кислого лабрадора, переполненного включениями разного рода, и на $\frac{1}{3}$ — из тонкоагрегатных биотитовых псевдоморфоз по первоначальному цветному диабазовому минералу (табл. VI, фиг. 22 и 23). В небольших количествах к этим двум главным минералам присоединяется кварц.

Плагноклаз приблизительно № 56 (погасание в разрезе $\perp PM+30-31^\circ$). Включения в нем: антипертитовый анортоклаз, кварц, биотит, иголки апатита. Анортоклаз распределяется весьма неравномерно; некоторые плагноклазы переполнены им, в других он отсутствует почти совершенно.

V. РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Как уже упоминалось выше, предшественниками нашими и Б. П. Никитиным, работавшим одновременно с нами, отмечен был целый ряд рудопроявлений арсенопирита, пирротина, халькопирита, молибденита и пр. в разных пунктах как самих неинтрузивных массивов, так и прилегающих к ним контактных сланцев юры. Ниже мы перечисляем некоторые более интересные из них.

Арсенопирит

1. Суаркомское месторождение между II Южным и Безымянным ледниками.

2. Льядонское месторождение, в правом борту Южного Льядонского ледника.

В обоих пунктах рудоносными являются кварцевые жилы, залегающие в юрских сланцах. Рудное наполнение: арсенопирит и пирит.

Пирротин

Район Каскадного ледника. Кварцево-пирротиновые жилы с арсенопиритом и халькопиритом. Отсюда же происходят образцы железной слюдки, собранные Б. П. Никитиным.

Молибденит

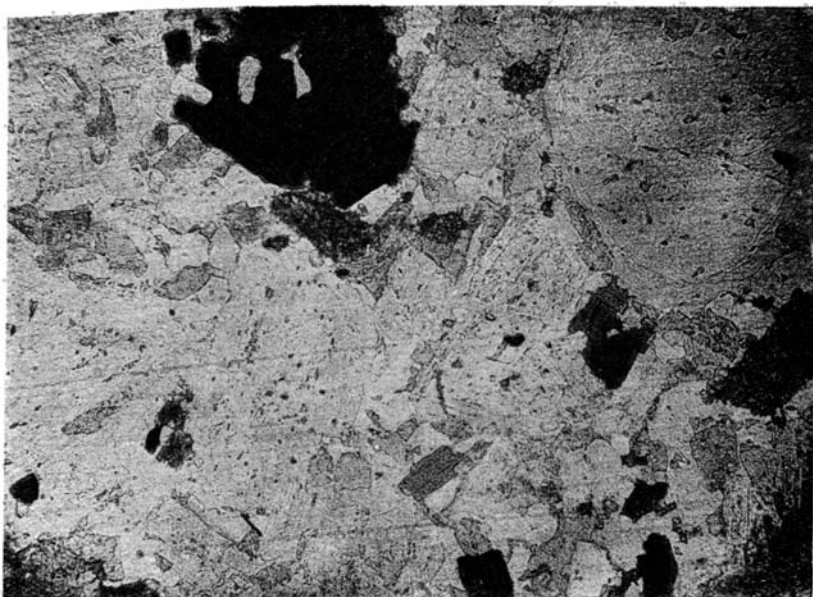
Ряд точек на Суаркоме и в верховьях Южного Льядонского ледника. В роговиках и гранодиоритах.

Халькопирит

Месторождение «Аплитовой щели», в гранодиорите по северному контакту порфиритовой жилы. Род фальбанда.

Штуфной образец оруденелого гранодиорита, взятый нами отсюда (обр. № 123а), подвергнут был С. А. Боровиком спектральному анализу, давшему следующие результаты:

Be	следы линий	In	слабые линии
Ag	слабые линии	Na	сильные
Cu	очень сильные	Ba	следы
Zn	слабые	Sr	следы
Ni	—	Fe	сильные
Bi	—	Mg	очень сильные
Sn	сильные	Mn	средние
V	слабые	Ca	средние
Cr	слабые	Al	сильные
Pb	—	Si	сильные
Ga	очень слабые	Ti	средние



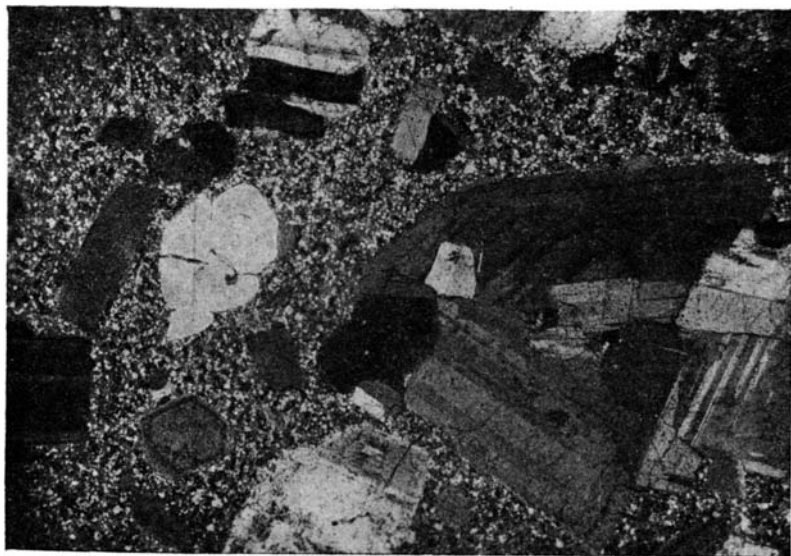
Фиг. 3. Гранодиорит, обр. № 232. Ув. 20. Свет простой.



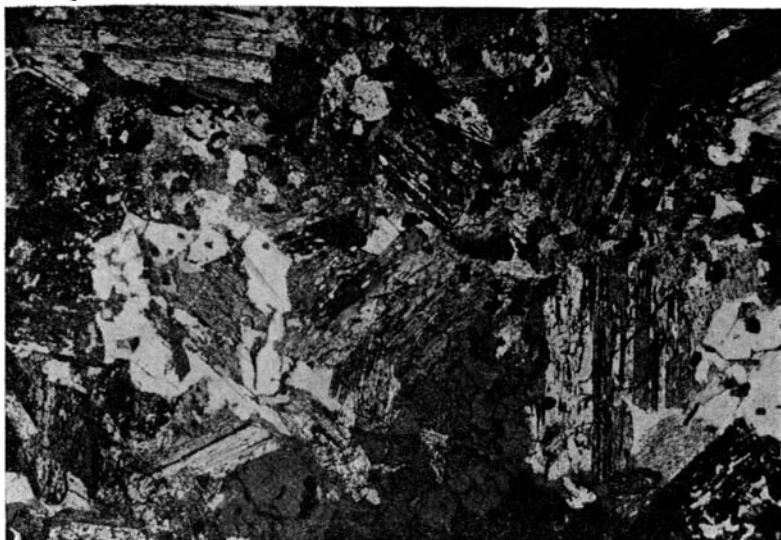
Фиг. 4. То же. Николи +



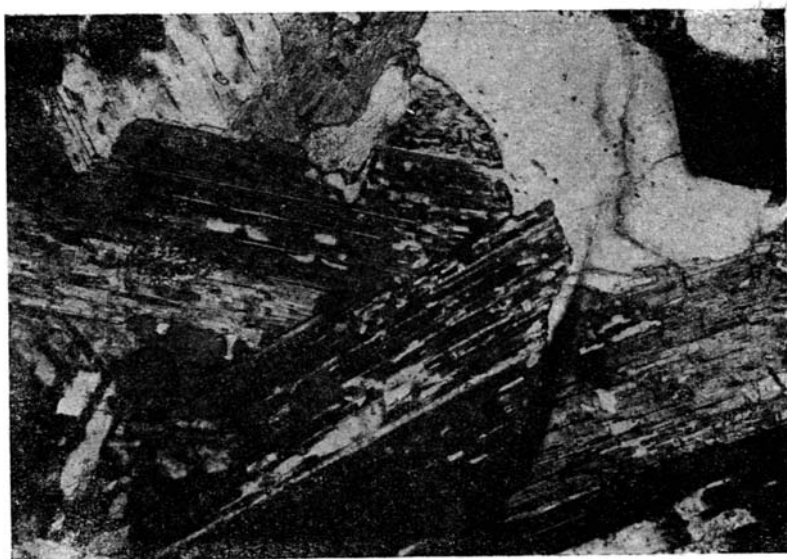
Фиг. 5. Гранодиоритовый порфирит, обр. № 264. Ув. 20. Николи +



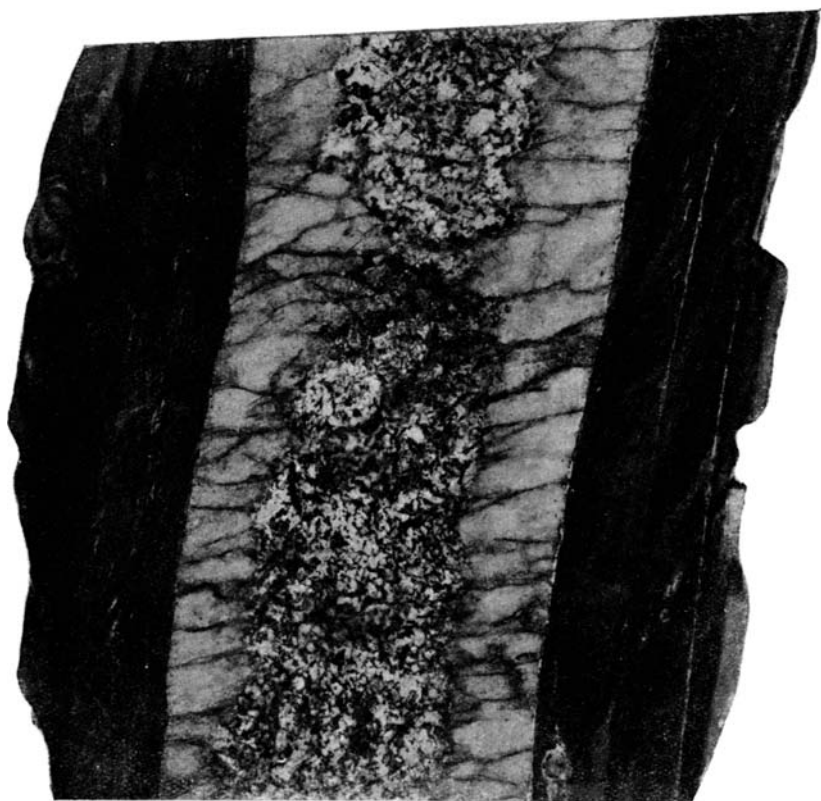
Фиг. 6. Интродациит, обр. № 126. Ув. 20. Николи +



Фиг. 7. Интрателлурический кварцевый диорит, обр. № 293. Ув. 20.
Николи +



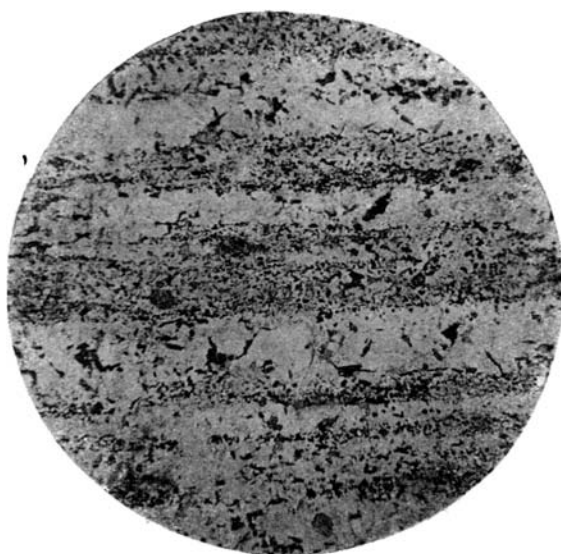
Фиг. 8. То же. Ув. 45.



Фиг. 9. Ксенолит кварцевого диорита в кварцевой жиле, обр. № 306
(штуф, уменьш. до 5/6)



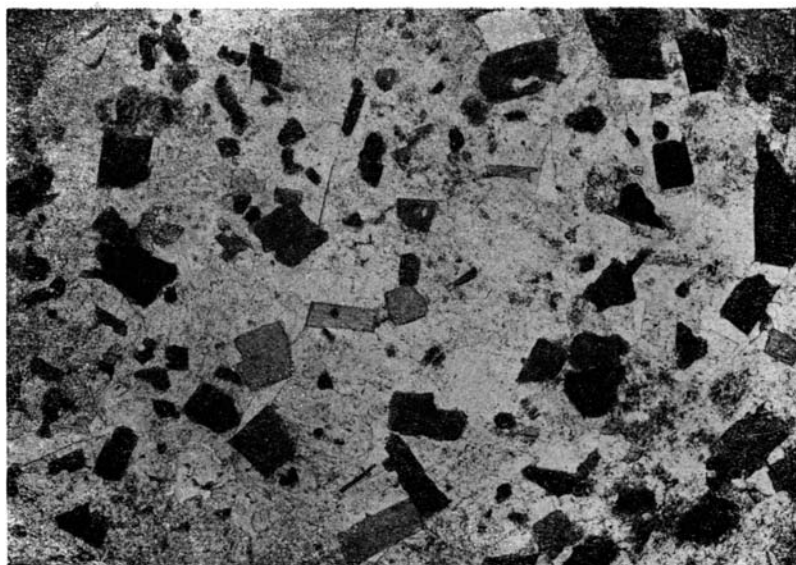
Фиг. 10. Инъекционный роговик, обр.
№ 134 (штуф. 1/1)



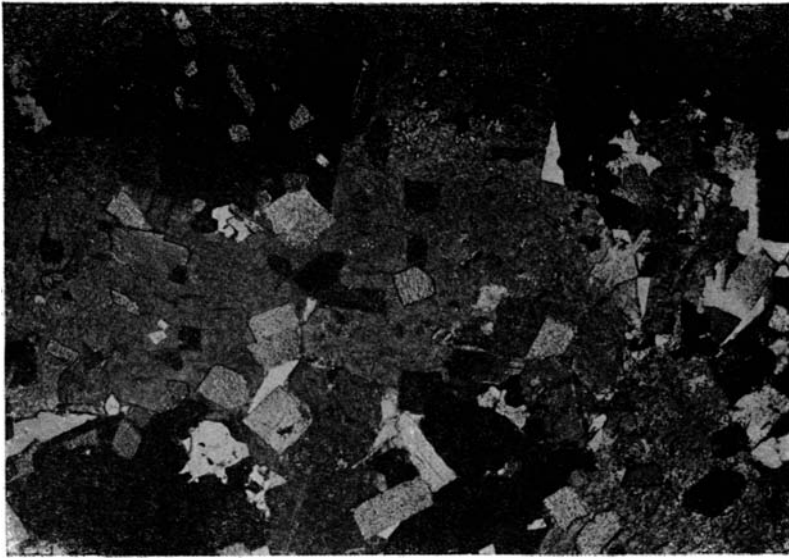
Фиг. 11. То же, шлиф. Ув. 10. Свет простой



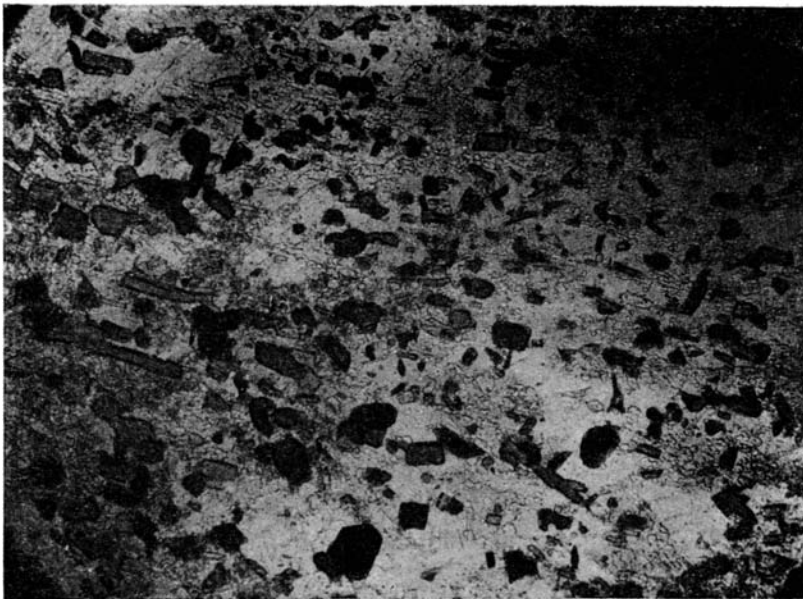
Фиг. 12. То же. Николи +



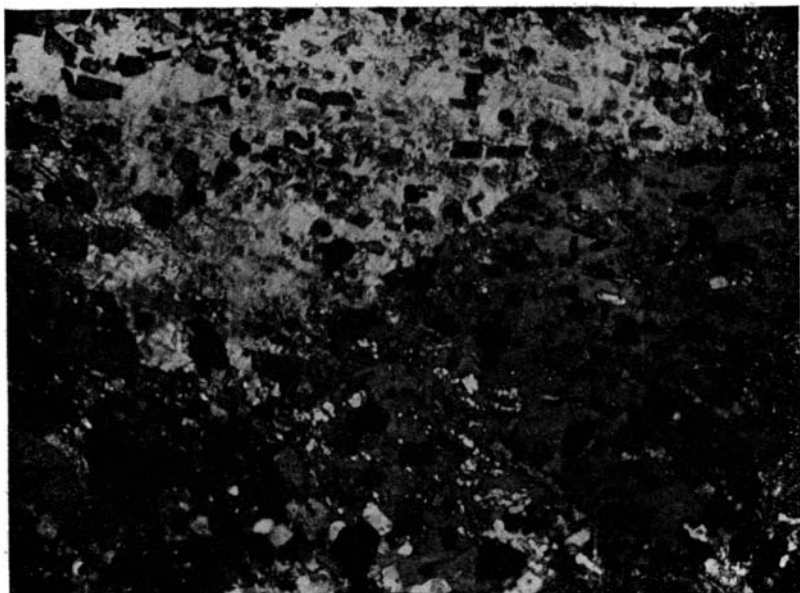
Фиг. 13. Анортотлазово-биотитовый роговик (парасиенит), обр.
№ 255. Ув. 20. Свет простой



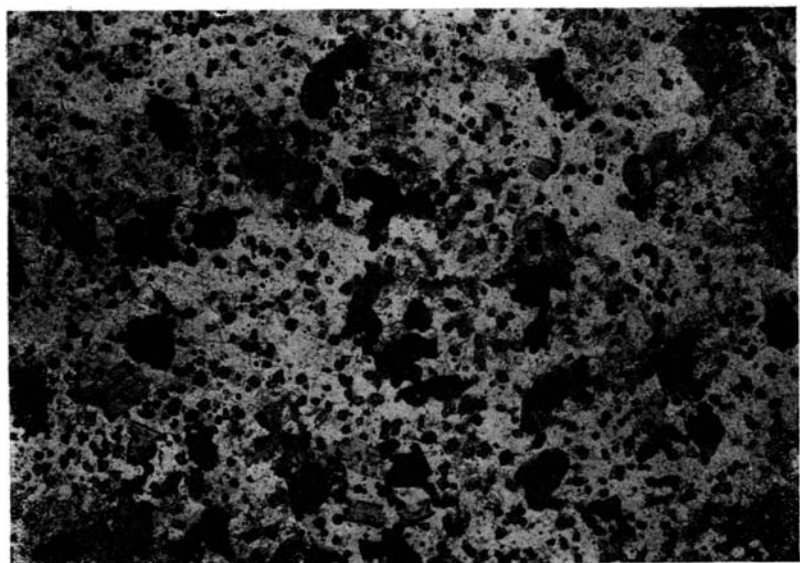
Фиг. 14. То же. Николи +



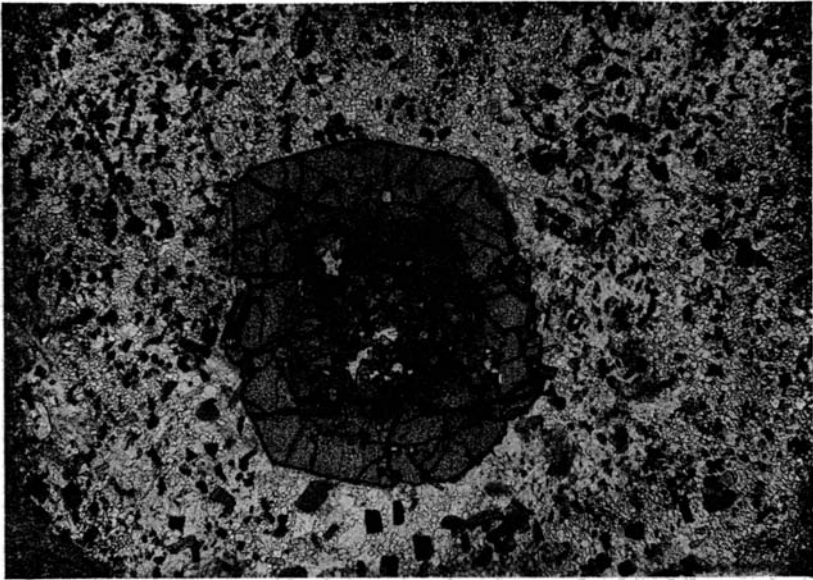
Фиг. 15. Полевощпатово-биотитовый роговик, обр. № 224. Ув. 24. Свет простой.



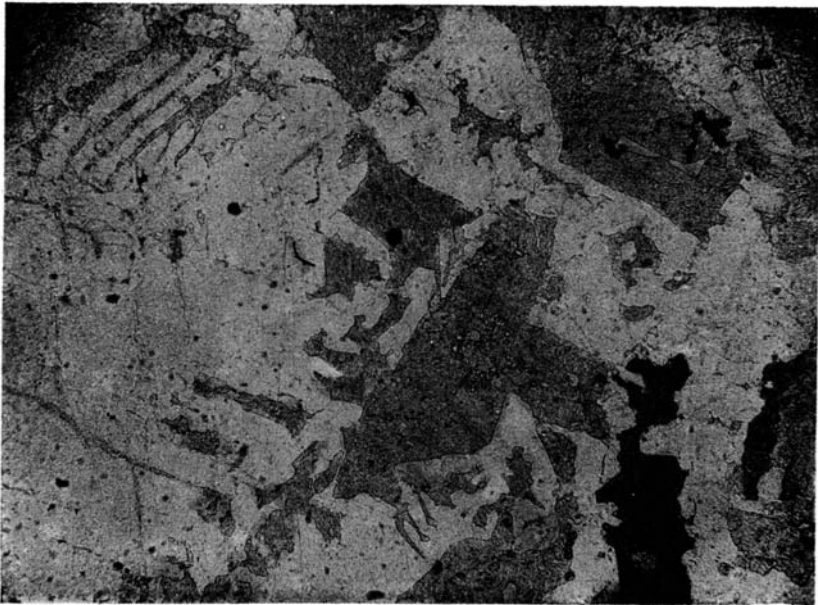
Фиг. 16. То же. Николи +



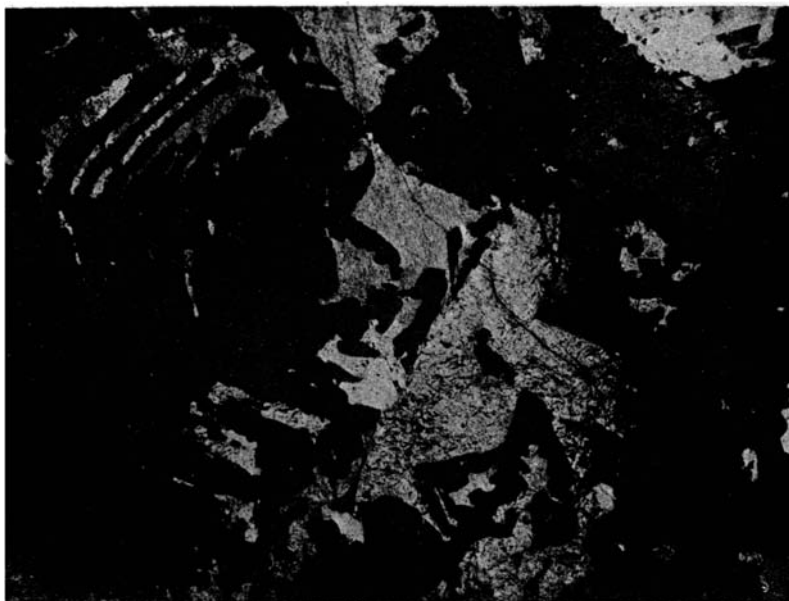
Фиг. 17. Шпинельсодержащий роговик, обр. № 237. Ув. 45. Свет простой.



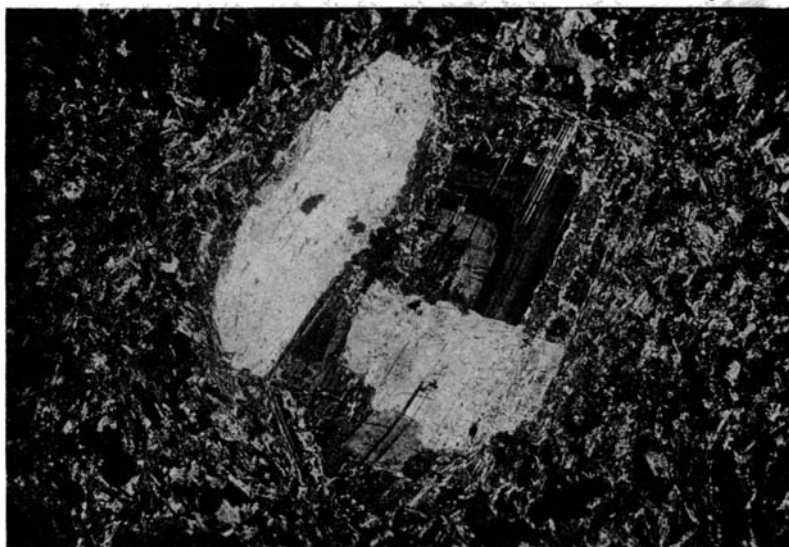
Фиг. 18. Гранат в роговике, обр. № 238. Ув. 20. Свет простой.



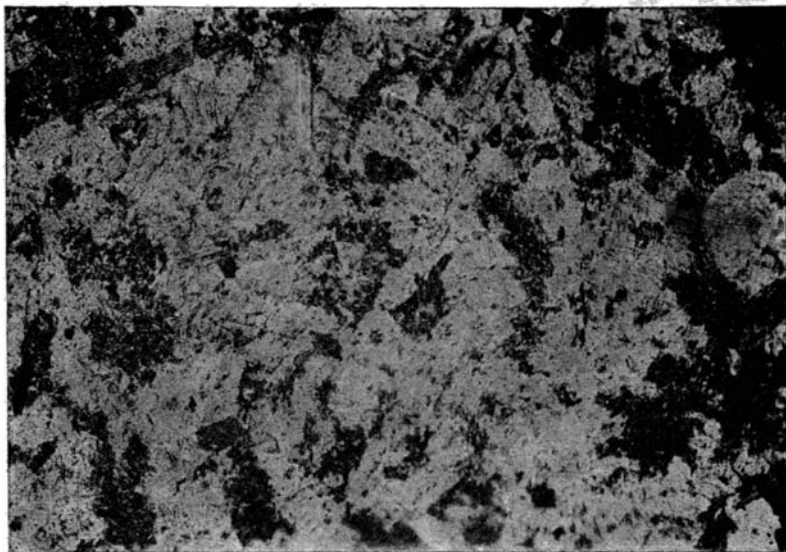
Фиг. 19. Аплит микропегматитовой структуры, обр. № 231. Ув. 20. Свет простой.



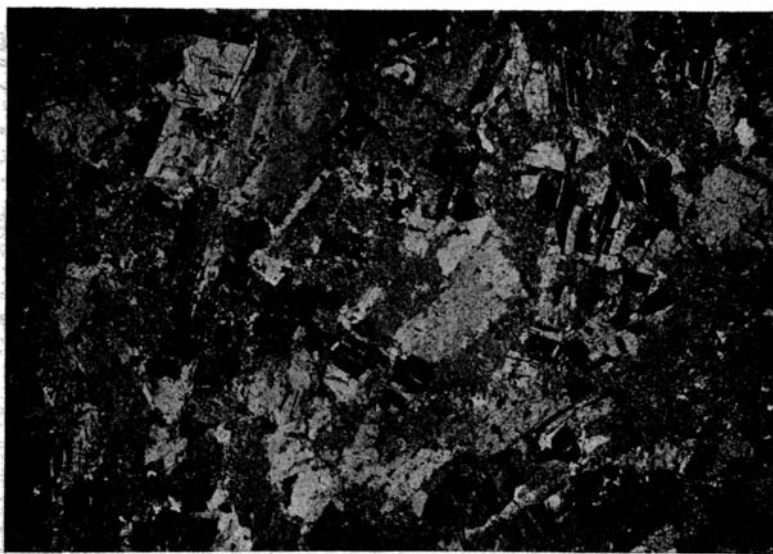
Фиг. 20, То же. Николи +



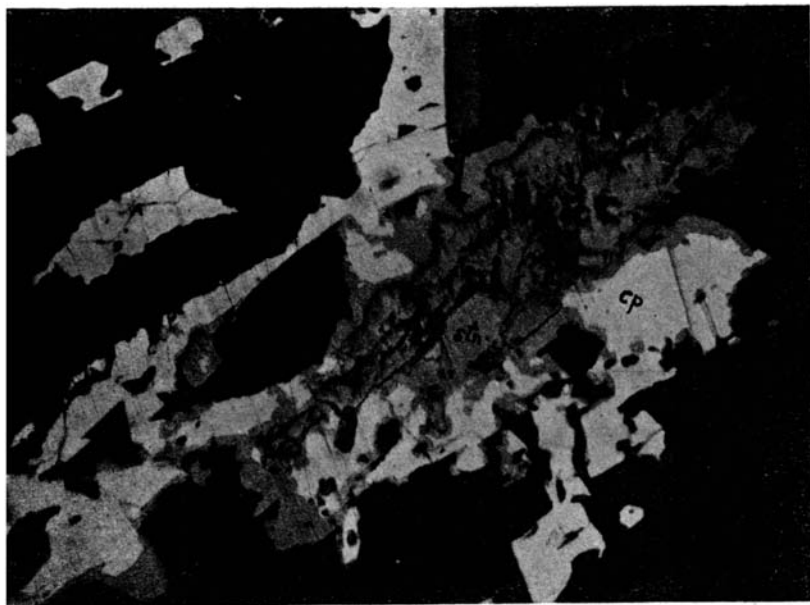
Фиг. 21, Андезит, обр. № 125. Ув. 20, Николи +



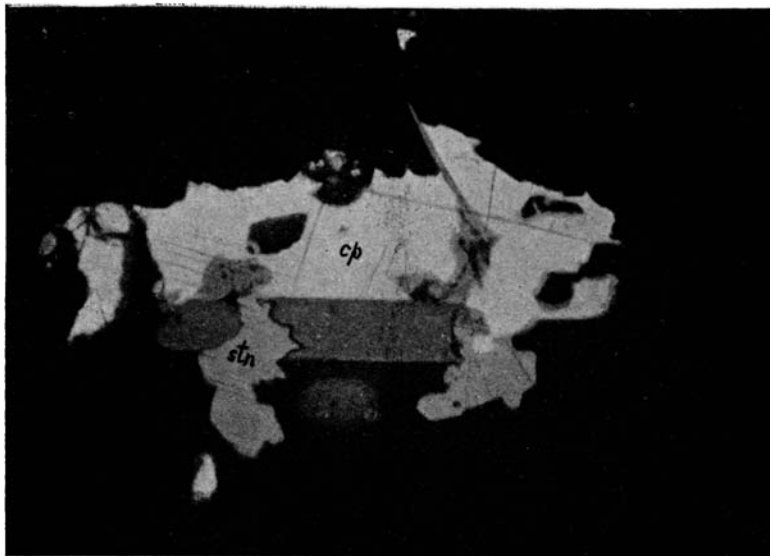
Фиг. 22. Контактно-измененный габбро-диабаз, обр. № 298. Ув. 20.
Свет простой.



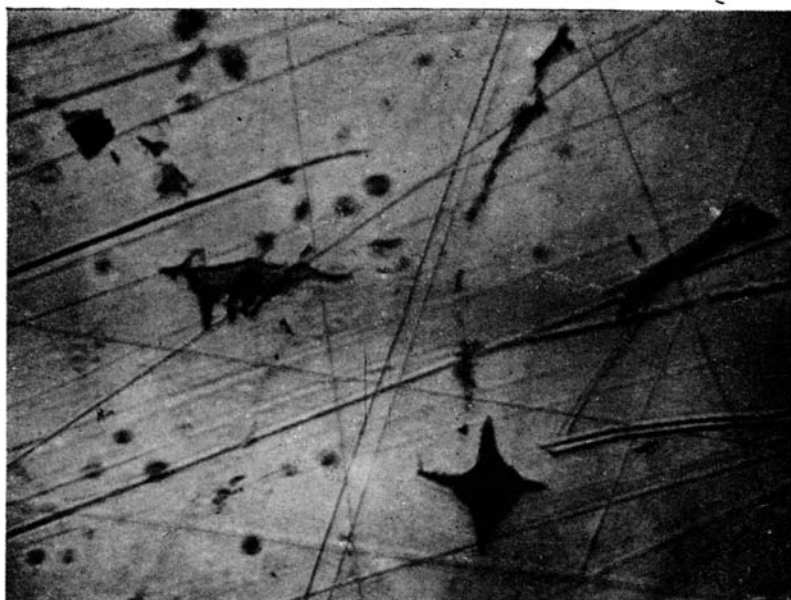
Фиг. 23. То же; Николи +.



Фиг. 24. Обр. № 123а. Взаимоотношения халькопирита (белое) и станина (светлосерое), заключенных в нерудной массе (почти черное).
Ув. 380. Отраженный свет.



Фиг. 25. Обр. № 123а. Стапнин сечет халькопирит и нерудный анизотропный минерал высокой твердости. Ув. 730. Отраженный свет.



Фиг. 26. То же. «Звездочки» сфалерита (темносерое) в сростании со станнином (светлее сфалерита) среди халькопирита (основной фон). Ув. 2000. Отраженный свет.

Химико-аналитическая проба образца на олово, проведенная В. М. Сандлеровой, показала незначительное содержание в нем Sn.

Микроскопическое исследование в полированных шлифах произведено было Т. Н. Шадлун, установившей в рудной их части, на ряду с широко развитыми халькопиритом и пиритом, присутствие в незначительных количествах станнина, сфалерита и еще меньше — пирротина. Помещаем здесь ниже следующее ее описание.

«Халькопирит образует довольно крупные ксеноморфные в отношении нерудных минералов выделения, иногда повторяющие прямолинейные ограничения отдельных кристаллов.

«Пирит также дает ксеноморфные выделения. Отдельные скопления его либо расположены среди халькопирита, либо окаймляют его или образуют в нем тонкие жилки, выполняя трещинки.

«Станнин находится в тесной ассоциации с халькопиритом, большей частью располагаясь по периферии его выделений, иногда в виде тонких каемок толщиной 0.001—0.01 мм. Отдельные выделения, заключенные в халькопирите, имеют неправильную форму и не превышают 0.01—0.04 мм. На табл. VI, фиг. 24, видны взаимоотношения станнина с халькопиритом.

«Помимо указанных форм станнин содержится в массе халькопирита в виде мельчайших выделений размером 0.001—0.01 мм, тесно связанных с мельчайшими включениями сфалерита. Эти выделения довольно многочисленны, но вследствие чрезвычайно малой величины распознаются лишь при очень больших увеличениях (с иммерсией). Форма их неправильная, располагаются они в основном не закономерно, но в некоторых случаях подчинены тонким трещинкам, а также спайности в халькопирите.

«Выделения станнина нередко ассоциируют с сильно просвечивающим анизотропным минералом высокой твердости (табл. VII, фиг. 25).

«Сфалерит встречается в совершенно ничтожном количестве, в виде мельчайших включений в халькопирите. Он образует очень своеобразные «звездочки» и червеобразные выделения размером 0.001—0.01 мм, отчетливо заметные лишь при увеличении порядка 800—1000 и, как указано было, находящихся часто в тесном срастании со станнином (табл. VII, фиг. 26).

«Происхождение подобных образований пока не выяснено; возможно, что они являются продуктами распада твердого раствора; как отмечается в литературе, они свойственны более высокотемпературным разностям халькопирита. Подобные же «звездочки» сфалерита наблюдаются в рудах Тырнауза, причем там также характерна ассоциация станнина и сфалерита.

«Пирротин имеет совершенно ничтожное распространение и встречен всего лишь в двух случаях в виде отдельных зерен (размером 0.01—0.03 мм) в халькопирите, в ассоциации со сфалеритом и станнином.

«Вторичными процессами руды почти не затронуты, если не считать незначительного развития лимонита за счет пирита и в еще меньшей степени за счет халькопирита.

«Описанные взаимоотношения отдельных сульфидов позволяют предполагать, что первым выделился халькопирит, возможно, одновременно — пирротин и часть сфалерита и станнина, затем станнин, образующий каемки и частично корродирующий халькопирит, и, наконец, пирит, также окаймляющий халькопирит и проникающий в него по трещинкам».

- Белянкин Д. С. Новейшая Кавказская интрузия в бассейнах рр. Ардона и Уруха. Изв. Пг. политехн. инст., 1918, 27.
- Белянкин Д. С. Неонитрузия Центрального Кавказа в истоках р. Фиагодна. Изв. Пг. политехн. инст., 1919, 28.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П. и Петров В. П. Новые данные по неонитрузиям в бассейне р. Уруха. Тр. Инст. геол. нук Акад. Наук, сер. петр., 1938, вып. 4.
- Варданянц Л. А. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1925—1926 гг., Лг., 1927, 215—216.
- Варданянц Л. А. (1) Геологический очерк Куртатинского и Джимаринского ущелий. Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 6.
- Варданянц Л. А. (2) О месторождении мышьяка и золота в Куртатинском ущелье. Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 8.
- Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 25.
- Варданянц Л. А. Материалы по неонитрузиям Горной Осетии. Горные массивы Тепли, Казбека и Адай-хох. Фонд ЦНИГРИ, 1936, рукопись.
- Варданянц Л. А. Оптико-минералогическая характеристика неонитрузий Большого Кавказа. Зап. Мин. общ., 1937, № 5.
- Курбанов А. Ш. и Епифанов П. П. Рудоносность верховья ущелья р. Фиагодна. Мин. сырье, 1936, № 7.
- Лодочников В. Н. Кавказит — не санидиновый, а анортотлазовый гранит. Тр. Ленингр. общ. ест., 1927, 57, вып. 1, 131—142.
- Савич-Заблокский К. Н. Петрографическое исследование пород гранодиоритовой магмы Горной Осетии. Зап. Мин. общ., 1927, 56, вып. 1, 191.
- Стороженко И. Д. Отчет о геолого-поисково-исследовательских работах на олово в верховьях бассейнов рр. Архон и Фиагон летом 1938 г. Новочеркасск, фонды Союзникельоворазведки, 1939, рукопись.

D. S. BELYANKIN, V. P. ÈREMEYEV and R. P. PETROV

A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF THE MOUNT TEPLI NEOINTRUSION (CENTRAL CAUCASUS)

Summary

After one of the authors (D. S. Belyankin) discovered in 1915 Tertiary Teply neointrusions, they have been repeatedly visited and described during the subsequent years by I. G. Kuznetsov, L. A. Vardaniantz, I. D. Storozhenko and others. In the summer of 1939, a voluminous material on the petrography of neointrusions was collected by the present authors. A study of this material, supplementing the previous descriptions, has made it possible to give detailed characteristics of the following rocks: (1) granodiorites, constituting the bulk of the neointrusions; (2) vein andesites and porphyrites intersecting them; (3) vein dacites and porphyries intruded into the Jurassic wall-rocks prior to the intrusions, but later than the Jurassic diabases; (4) xenoliths and wall slates of the Jurassic, as well as other pre-neointrusive rocks which underwent a contact action produced by neointrusions. Just like in the case of the Songutidon and other neointrusions of the Central Caucasus, potash anorthoclase has been determined as the most characteristic mineral of the Teply neointrusions (anomalous orthoclase, transitional, according to 2V, from common orthoclase to sanidine). As this is the case with Songutidon, it is not only developed within the body of neointrusions themselves, but passes also into their exocontacts. Being accumulated here in considerable masses together with biotite, it gives rise to very peculiar parasyenites, formerly Jurassic schists, in which it plays the part of porphyroblasts overfilled with idiomorphous biotite, plagioclase, etc. A quantitative mineralogical diagnosis of a thin section of such a parasyenite gave the following figures: quartz, 7%; anorthoclase, 62.0%; oligoclase No. 18, 4.5%; biotite, 24.0%; apatite, 0.5%; zircon, traces; sericite, 2% (see photomicrographs Figs. 11 and 12, as well as 13 and 14). In the ore veins and fahllands, accompanying the neointrusions, the following minerals have been determined: arsenopyrite, pyrrhotite, molybdenite, chalcopyrite, etc.; and in one of the fahllands a marked amount of stannite has been recorded.

П. И. СПАСИБКО

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГНЕЙСОВ ДОЛИНЫ Р. ТЕБЕРДЫ НА СЕВЕРНОМ КAVКАЗЕ

В отношении гранито-гнейсов долины Теберды Е. Н. Дьяконовой-Савельевой указывается: «Эти гранито-гнейсы являются рассланцованными гранитами того же состава, как и сами граниты. Местами среди них наблюдаются ксенолиты, иногда в виде довольно крупных пачек слюдяных сланцев, обычно биотитовых».

Любопытную картину представляют контакты гранитов и гнейсов. Наблюдается ясное внедрение первых во вторые. Особенно хорошо это можно видеть на правом берегу р. Теберды, выше устья Джемогат, где в граните видны многочисленные ксенолиты гнейсов. Контактный участок представляет собой смешанную полосу, имеющую иногда довольно большую мощность.

Микроскопическое изучение кварцево-биотитового гнейса (фиг. 1) показывает, что главнейшими составными частями являются: кварц 40%, биотит 40%, плагиоклаз 15%, циркон-апатит 5—10% (процентный состав минералов приблизительный). Для выяснения генезиса гнейсов из них было приготовлено два шлиха, минералогическое изучение которых показывает следующий состав: циркон, апатит, монацит, биотит, магнетит, гранат, лимонит. В этой работе я остановлюсь на характерных особенностях циркона и монацита, что позволяет установить генезис гнейсов. Остальные минералы для данного вопроса не представляют интереса.

При просмотре шлиха под бинокулярной лупой сразу обращает на себя внимание резкое различие цирконов из изверженных пород и цирконов из гнейсов. Этот вопрос не является новым, он не раз был предметом обсуждения в литературе.

«Впервые русский петрограф Хрущев обратил внимание, что циркон может служить важным критерием для определения происхождения кристаллического сланца и гнейса, а именно: если гнейсы произошли из породы осадочной, то обычно цирконы в них бывают хорошо окатаны и, во-вторых, имеют очень неровную матовую поверхность. Естественно, что в гнейсах, происходящих из изверженных пород, такое явление наблюдаться не может, так как циркон здесь первичный. Недавно к этому обстоятельству снова вернулись, независимо от Хрущева, и присоединили к таким же показателям ксенотиты и монациты» (В. Н. Лодочников, 1938, стр. 174). При просмотре шлихов из алтайских и тебердинских гранитов цирконы были встречены в виде кристаллов с хорошо образованными гранями и со стеклянным блеском (фиг. 2).

Циркон, встреченный в гнейсах Теберды, имеет окатанную форму. Края граней округлены. Хотя бипирамидальные цирконы и сохраняют

свою форму, но заметно, что вершины пирамид сглажены. Поверхность кристаллов у цирконов из гнейсов матовая и в большинстве кристаллов изъеденная (фиг. 3). Все это позволяет считать гнейсы Теберды парагнейсами, а не ортогнейсами.

С целью подтвердить правильность этого решения мною было дополнительно просмотрено несколько шлихов из парагнейсов и ортогнейсов Кольского полуострова, любезно предоставленные мне Н. И. Соустовым. В этих образцах генезис пород Н. И. Соустов устанавливает на основании полевых наблюдений и геологических условий района. Просмотр шлихов из парагнейсов Н. И. Соустова показывает, что цирконы в них имеют матовую изъеденную поверхность и грани цирконов округлены (фиг. 4). Кристаллы цирконов из ортогнейсов имеют хорошо выраженные грани и стеклянный блеск (фиг. 5).

Монацит в гнейсах Теберды желтоватый, имеет форму зерен неправильную, иногда таблитчатую. В большинстве случаев грани табличек сглажены. Дополнительным критерием того, что данные породы являются парагнейсами, служит также и тот факт, что ни в одном из образцов дробленых гранитов монацит обнаружен не был; не был он встречен и в шлихах из рек, проходящих в изверженных породах. Он был обнаружен в шлихах № 2 и 4 в левом притоке р. Муху, проходящей исключительно по метаморфизованной осадочной толще. Можно, повидимому, сделать вывод, что гнейсы долины Теберды являются парагнейсами, а не ортогнейсами, как их трактует в своем отчете за 1935—1936 гг. Е. Н. Дьяконова-Савельева.

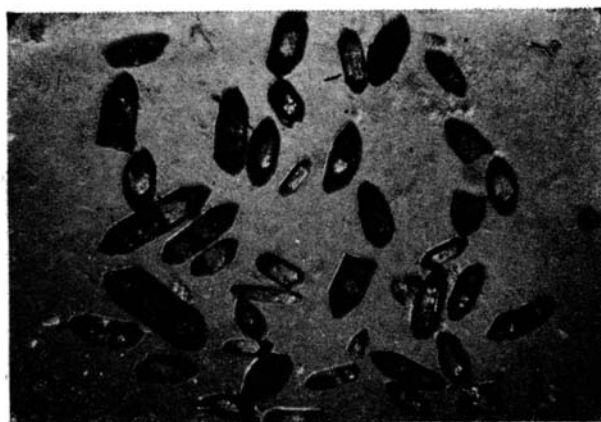
Таким образом, благодаря применению шлихового метода для гнейсов Теберды был дополнительно обнаружен монацит, не указывавшийся в составе этих пород предыдущими исследователями. По габитусу и характеру поверхности цирконов было установлено осадочное происхождение тебердинских гнейсов.

ЛИТЕРАТУРА

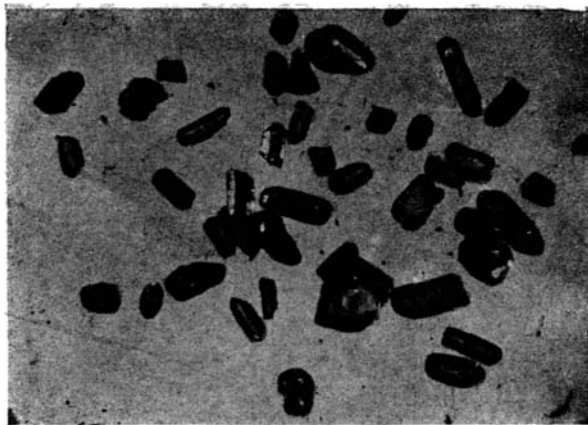
- Дьяконова-Савельева Е. Н. и др. Северокавказская петрографо-геохимическая экспедиция 1934—1935 гг. Библ. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, рукопись.
- Лебедев П. И. К петрографии Военно-Сухумской дороги. Отд. отт. из протоколов заседаний Общ. ест. при Донск. ун-в., 1919, кн. 4.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. ОНТИ, 1938.
- Мушкетов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. Тр. Геол. ком., 1896, 14, № 4.



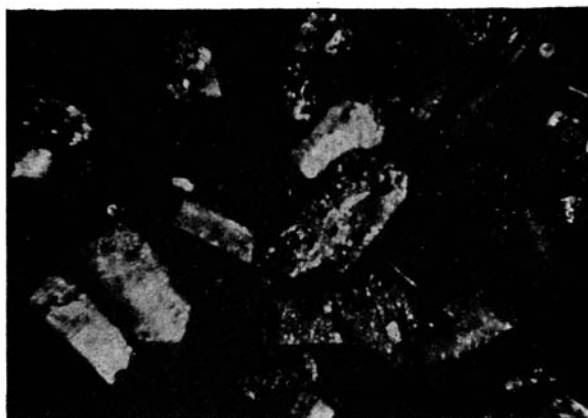
Фиг. 1. Гнейсы. Река Теберда. Ув. 25. Свет проходящий.



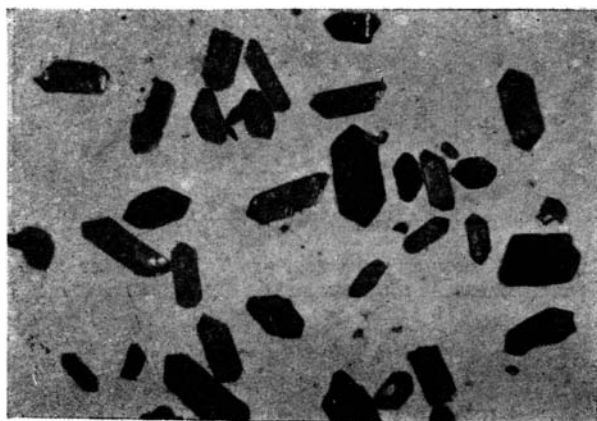
Фиг. 2. Циркон из гранита. Река Теберда. Свет отраженный и проходящий. Фр. 60 микр.



Фиг. 3. Обр. № 4. Циркон из парагнейсов. Река Теберда. Свет отраженный и проходящий. Фр. 30 меш.



Фиг. 4. Обр. № 106. Циркон из парагнейсов. (Коллекция Соустова Н. И.) Свет отраженный и проходящий. Фр. 30 меш.



Фиг. 5. Циркон из ортогнейсов. (Коллекция Соустова Н. И.) Свет отраженный и проходящий. Фр. 30 меш.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Вып. 34 (№ 12). 1940. Стр. 48. Ц. 4 р. 50 к.

Б. П. Беликов. Мраморы Грузии.

Вып. 36 (№ 11). 1940. Стр. 72. Ц. 6 р.

И. А. Островский и В. П. Петров. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. В. П. Еремеев и Р. П. Петров. Петрографическая характеристика неонитрузии г. Квиран. В. П. Еремеев. Петрографическое исследование цеолитового габбро из района с. Гвердзанети в Грузии. В. В. Лапин. К минералогии основных мартезовских шлаков рудного процесса.

Вып. 40 (№ 13). 1940. Стр. 55. Ц. 3 р. 80 к.

Д. С. Белянкин. Современные успехи советской технической петрографии — основа дальнейших ее перспектив. Н. А. Сириш. Гранитные интрузии Приполярного Урала. В. В. Лапин. О составе фаялитового силиката в шлаке медного штейна. Б. В. Иванов. Петрографический анализ импортного доломитового кирпича. В. И. Лучицкий. К вопросу о диагностике кордиерита в метаморфических и магматических породах. И. А. Преображенский. Об автигенных минералах и минералообразовании.

Вып. 44 (№ 14). 1940. Стр. 50. Ц. 4 р.

Н. Ф. Шония. Сакарская неонитрузия в верхней Раче. Г. М. Заридзе и К. И. Чичикадзе. Эцверская неонитрузия на Кавказе. И. В. Борисевич. К минералогии карбонатных марганцевых руд Мазульского месторождения. М. К. Бельштерли и А. А. Турцев. Термоманитные исследования биотита.

Вып. 50 (№ 15). (В печати).

С. Г. Саркисян. Петрография рыхлых касситеритсодержащих отложений Забайкалья.

Вып. 55 (№ 16). (В печати).

И. Е. Смольков. Кислые интрузии Зеренского района (Восточное Забайкалье) в связи с их оловоносностью.

Вып. 56 (№ 17). (В печати).

И. А. Преображенский. Акцессорные минералы изверженных пород.

Вып. 57 (№ 18). (В печати).

В. И. Лучицкий и М. И. Ожегова. Генетические взаимоотношения глубинных и интрузивно-эффузивных пород северо-запада Украинского кристаллического массива. В. П. Еремеев. Некоторые строительные материалы и нерудные ископаемые Дигории.

Вып. 58 (№ 19). (В печати).

Д. С. Белянкин и В. В. Лапин. Новые данные по минералогии шлаков Зестафонского завода. В. В. Лапин. О шлаках Карсакпайского медеплавильного завода: нормальном и базальтоидном. Б. В. Залесский, А. И. Корсунский и В. В. Лапин. К вопросу о долговечности разностей карбонатных пород Самарской Луки.

Вып. 60 (№ 21). (В печати).

Д. С. Коржинский. Закономерности ассоциации минералов в метаморфических и метасоматических породах архея Восточной Сибири.

КНИГИ ВЫСЫЛАЮТСЯ НАЛОЖЕННЫМ ПЛАТЕЖОМ

Адрес: Москва, 12. Б. Черкасский пер., 2.

Контора «АКАДЕМКНИГА».