АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И АЛТАЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ (СОПС)
И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

СЕРИЯ СИБИРСКАЯ, ВЫП. 24

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И АЛТАЯ

ЧАСТЬ IV

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1937 ЛЕНИНГРАД

Напечатано по распоряжению Акад. Наук СССР

Непременный секретарь акад. *Н. Горбунов*

Отв. редактор *П. И. Лебедев*

Технический редактор *Э. С. Пинкус* Корректор *Е. М. Швабе*

Сдано в набор 5/XII 1936г. Подписано к печати 7/IV 1937г. Формат 72 × 110¼₁₆. Объем 16½ п. л. (104 фиг. + 3 вкл.) 46 500 печ. зн. в печ. л. — 20,65 уч. авт. л. Тираж 1000. Уполн. Главлита № Б-8937. АНИ № 308. Заказ № 4942.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста „Полиграфкнига". Москва, Валовая, 28.

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
96	последняя строка	Чемали	Чемал
109	» »	абрадора	Лабрадора

ПРЕДИСЛОВИЕ

Петрографо-геохимические исследования Алтайско-Кузнецкой экспедиции Академии Наук СССР в полевой период 1934 г. имели своей задачей, с одной стороны, провести изучение северо-восточного участка марганцовоносной зоны в связи с геолого-петрографическим исследованием соответствующих районов в бассейнах рек Кондомы, Антропа и Бии в пределах Горной Шории, а с другой — изучить находящийся в пределах Ойротии юго-западный участок той же зоны, связанный со сложной геолого-петрографической структурой Прикатунского района Алтая.

В обоих изученных, значительно удаленных друг от друга районах можно отметить достаточно совпадающую последовательность магматических процессов. В Кондомско-Бийском районе (работы Г. Д. Афанасьева) ранними интрузивными процессами были явления внедрения габбро и связанных с ними жильных дериватов и дифференциатов — габбро-диабазов и гранодиоритов, за которыми последовала интрузия производных кислой магмы — гранитов и гранодиоритов, прорывающих древнюю толщу и габбровую интрузию с образованием «ксенолитовых зон». Аналогичную последовательность можно наблюдать в Прикатунском районе Алтая (работы А. П. Лебедева), где целый комплекс производных гранитной магмы (граниты, гранит-порфиры и связанные с ними жильные образования — аплиты и пегматиты) следует вслед за внедрением основных и ультраосновных пород — габбро, норитов и пироксенитов.

Осложняющей стадией в магматической истории второго района, расположенного к востоку от среднего течения р. Катуни, является образование мощно проявляемой «гибридной серии», представляемой серией пород средней кислотности от диоритов до гранодиоритов с промежуточными разностями.

Подверглась специальному исследованию порфирит-диабазовая формация, развитая в бассейнах рр. Иши и Ынырги (работа А. А. Меняйлова).

Представляет интерес — не только теоретический, но и значительный практический—изучение металлогении, связанной с указанной сложной последовательностью изверженных пород в районе марганцовоносной зоны Горной

Шории и Северной Ойротии. В Кондомском районе, в непосредственной близости от зоны железорудных месторождений Горной Шории, — что имеет несомненное генетическое значение для вопроса о происхождении марганцовых месторождений, — открыто Чеболдагское марганцовое месторождение, подвергшееся разведочным работам в 1935 г. со стороны Геологического отдела Кузнецкого металлургического комбината. В Сугульском районе А. А. Меняйловым произведено изучение распространения признаков марганцового оруденения; точно так же признаки марганцового оруденения найдены в Прикатунском районе, что подтверждает закономерное распределение марганцовых месторождений данного генетического типа в определенную марганцовоносную зону, имеющую закономерное металлогеническое и геохимическое взаимоотношение с железорудной зоной Горной Шории, протягивающейся от р. Мрасы до р. Кондомы.

Представляет также интерес соотношение с гранитными дериватами Прикатунского района месторождения цветных металлов, отдельные точки которых (месторождения свинца и меди) подверглись изучению со стороны южного отряда экспедиции Академии Наук.

Проф. *П. И. Лебедев*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ (СОПС)
И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

Г. Д. АФАНАСЬЕВ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СВЯЗИ С МАРГАНЦОВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ В ОЙРОТИИ И ГОРНОЙ ШОРИИ В 1934 г.

ВВЕДЕНИЕ

Марганцовая группа алтайско-кузнецкой экспедиции в 1934 г. поставила перед собой следующие задачи: 1) уточнение и детализацию вопросов петрологии и геохимии по районам работ предыдущих лет и 2) изучение распространения рудоносной зоны в северо-восточном направлении, в пределах Горной Шории.

Руководители отдельных единиц группы дают по своим районам самостоятельные отчеты. В настоящем отчете излагаются результаты работ северного отряда, возглавлявшегося непосредственно мною.

В задачу северного отряда не входила геологическая съемка определенной площади. Петрологические и геохимические исследования, а отчасти и поисковые работы велись маршрутным порядком. Во время этих маршрутов был дополнительно в одном районе и заново — в другом изучен ряд участков. Прежде всего в начале работы нами было посещено и осмотрено Мазульское месторождение марганцовых руд. Это дало возможность сопоставления различных типов месторождений. Затем ряд петрографических наблюдений был произведен в окрестностях г. Ойрот-Туры и по маршруту: Ойрот-Тура— — Чоя — Тандошка — Турочак — Восток (фиг. 1). В районе Бостокского месторождения произведены дополнительные исследования Ажинского комплекса, а также контактовой зоны ульменской гранитной интрузии (фиг. 1).

После этого работы были переброшены в бассейн р. Кондомы, причем попутно наблюдения велись по р. Антропу и ее притокам.

По р. Кондоме петрографически были изучены: р. Уруш, вскрывающая Киземесский гранитный массив и р. Шалым, а также разрез по р. Кондоме между ее притоками.

Вслед за этим отряд маршрутно прошел в средние части течения р. Кауры, где были получены интересные петрографические материалы. По

Кауре отряд спустился до р. Мунжи, по левому берегу которой он провел длительные исследования, поведшие к открытию Чеболдагского месторождения марганца.

В нашем распоряжении имелся очень пестрый картографический материал. Участки — части отдельных планшетов — представлены очень подробной съемкой масштаба 1 : 25 000, соседние же районы имеют лишь

Фиг. 1. Маршрут Ойрот-Тура — Кондома.

десятиверстную и четырехверстную топографические основы, совершенно неудовлетворительные по качеству.

В связи с этим для некоторых участков, как, например, Чеболдагское месторождение, приходилось создавать собственную глазомерную топографическую основу, что выполнялось прорабом Р. А. Обрядовой.

ОРОГРАФИЯ И ГИДРОГРАФИЯ

Район, где производились исследования в 1934 г. в отношении орографических элементов Зап. Сибири, расположен в области стыка отрогов трех горных систем: Салаирского кряжа, Кузнецкого Алатау и сев.-зап. Алтая. Дальше к северо-востоку, в бассейне р. Кондомы, район должен быть уже целиком отнесен к системе Кузнецкого Алатау.

Ориентированность элементов горного рельефа находится в отношении взаимосвязи с направлениями главнейших речных артерий, что вполне

понятно, так как постепенное развитие страны как орографической единицы отображается на ее гидрографической сети, и наоборот — развитие гидрографической сети и длительная работа ведут к изменению конфигурации страны. Развитие речных долин в основном связано с тектоническими линиями. В силу этого развитие горных хребтов, а также и гидрографической сети нашего района в основном определяется двумя направлениями: северо-западным и северо-восточным.

Не имея точных карт, пока условно можно указать, что северо-западные направления развития орографических элементов более характерны для

Фиг. 2. Р. Мунжа (Горная Шория) близ устья. Вид с водораздела.

системы Салаирского кряжа, северо-восточные — для отрогов Кузнецкого Алатау, а для северо-западного Алтая более характерны направления, приближающиеся к широтному и меридиональному.

Прекрасными примерами первых двух могут служить долины рр. Антропа и Кондомы с их притоками, а для последнего — левобережье р. Бии с р. Ишой и мелкими притоками (Тебезя, Чешша, Тайная, Ташта и др.).

Большую роль в создании рельефа страны играют мелкие лога и ложки, которые, будучи ориентированы в пространстве согласно с главными направлениями, усложняют рельеф, разбивая вытянутые цепи на отдельные сопки.

По времени создания горной страны можно отметить, что она является очень молодой, и наблюдения над строением отдельных участков речных долин указывают нам, что эти отдельные участки различны по своему орографическому строению, что находится в связи с различиями скорости и знака перемещения отдельных глыб, слагающих эти участки. Главными речными артериями района является р. Кондома и ее притоки: Антроп, Мунжа и более мелкие (фиг. 2): Селезень, Калтарак, Коура, Шалым, Уруш и др.

Характерным обстоятельством для всех притоков (первой степени) р. Кондомы (Сокол, Майра, Уруш, Мунжа и др.) является определенное их омоложение, заключающееся в том, что при полной разработанности долины среднего и верхнего течения с блужданием по ней реки, низовья отличаются каньонообразным строением долины, где река врезается в собственные отложения. Кроме этого, в строении продольных профилей рек обычно наблюдается отчетливый перегиб.

Абсолютные высоты отдельных вершин достигают такой величины: гора Табырга-Турью 848 м и гора Чеболдаг 825 м. Относительные превышения достигают 400—500 м (фиг. 3).

Фиг. 3. Горный рельеф. Шория с водораздела близ устья р. Селезень.

Характер рек преимущественно горный. После обильных дождей они вздуваются и даже выходят из берегов, неся с собой массу стволов деревьев. Достаточно дня на два установиться хорошей погоде, как реки моментально спадают. Вледствие мелей и перекатов ни одна, в сущности, река не является судоходной. В строении речных долин как основных речных артерий, так и их притоков, в общем, наблюдаются две аккумуляционные террасы: одна из них пойменная, другая — на высоте 2—3 м; местами можно подметить более древнюю террасу на высоте 15 — 20 м, связанную, вероятно, с ледниковыми явлениями.

Вся местность, захваченная нашими работами, представляет сильно затаеженный и сравнительно мало населенный район. Отдельные деревушки и заимки расположены в долинах речек, преимущественно в юго-западной части района. В окрестностях таких поселков обычно имеются возделываемые под различные культуры земельные площади. В остальном — район дикий, таежный, с развитием смешанного леса. Для полноты характеристики района добавим, что значительную роль для существования местных жителей — шорцев — играет охота. В северо-восточной части района, в бассейне р. Кондомы, население почти исключительно занимается старательским золотым промыслом, промывая древние песчано-гравиевые речные отложения.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

В геологическом строении изученной области принимают участие главным образом осадочные породы, относимые ранее бывшими исследователями (Б. К. Поленов, А. М. Кузьмин, А. В. Кюз, Пятницкая и др.) и нами к докембрию, или, возможно, к нижнему кембрию. Эта осадочная толща представлена двумя заметно отличающимися толщами известняков. Между ними развиты глинистые, кремнистые и хлоритовые сланцы, а также мощные накопления кварцитов (фиг. 4).

Фиг. 4. Известняки эозоя (н. кембрий), прорезаемые жилами габбро-диорита р. Антроп.

В юго-западной части района развиты известняки нижней толщи, отличающиеся от верхних своей однородностью, но сильно обогащенные битуминозными веществами. Такие известняки великолепно обнажаются по рр. Майре, Мунже и Селезню. Мощность известняковой толщи достигает 250—300 м. Выше этих известняков в юго-западном районе развиты глинисто-хлоритовые и кремнистые сланцы. Последние постепенно переходят в толщи кварцитов. В отношении кварцитов надо заметить, что часть их является безусловно результатом вторичного окремнения. Поэтому часто наблюдаемое развитие кварцитов на водораздельных хребтах можно объяснить тремя путями.

В одних случаях это связано с тектоникой района, как, например, в районе возвышенности Челбодаг, где мы видим погружение шарнира синклинальной складки в юго-западном направлении, в силу чего более легко размывающиеся известняки дают пониженные формы рельефа.

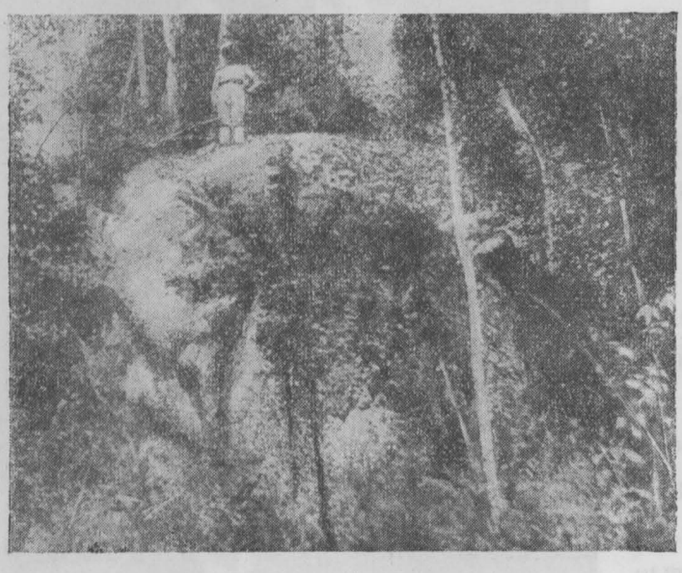
Второй путь частого развития кварцитовых сопок стоит в связи с наличием литологически различных пород в одной толще, из которых кварциты отличаются большой устойчивостью и поэтому создают положительные формы рельефа.

И, наконец, третий путь — это путь вторичного окремнения первоначально глинистых и карбонатных пород. Этот путь в свою очередь обусловливается различными причинами. Главнейшие из них будут: 1) окремнение известняков и сланцев в полях контактного воздействия интрузивных массивов. Это явление отчетливо наблюдается по р. Майре и по р. Калтарак.

Такое же окремнение часто наблюдается при констатировании сбросовых зон; 2) окремнение в некоторых случаях стоит в связи с выщелачиванием поверхностными водами кремнекислоты из сланцев и концентрации ее в нижележащих породах благодаря процессам обменных реакций.

В результате все эти факторы ведут к преобладанию на современной поверхности положительных форм рельефа, сложенных кварцитами, а не другими породами.

Мощность кварцитовой толщи достигает также порядка 300—400 м. Толща сланцев, залегающая между известняками и кварцитами, имеет колеблющуюся мощность, и в ряде случаев пласты сланцев наблюдались в составе известняковой и кварцитовой толщи. Таким образом, как и в районе р. Бии, здесь наблюдаются постепенные переходы между этими, литологически разными группами пород (фиг. 5).



Фиг. 5. Выход кварцитов р. Антроп (Горная Шория).

В северо-восточной части по правобережью р. Кондомы развита верхняя толща известняков. Она отличается от нижележащей, меньшей битуминозностью и меньшей однородностью. В ее составе часто наблюдаются прослои кварцитов, а сами известняки обогащены обломками кварцитов сравнительно правильной, параллелепипедальной формы. Эти включения напоминают или линзы, образующиеся из кремнистых организмов среди карбонатных осадков, или механические включения типа тиллитов, описанных А. Н. Чураковым.

Затем среди этих известняков обнаружены пласты, переполненные черными округлыми выделениями, похожими на псевдоморфозы кальцитового и органического вещества по остаткам организмов.

В северо-восточной части района по р. Шалыму указанная выше докембрийская или нижнекембрийская свита контактирует с кембро-силурийскими отложениями. Последние относятся А. Пятницкой к этому возрасту на основании сходства с аналогичными отложениями соседних районов. Контакт этих двух свит — тектонический. Кембро-силур представлен толщей перемежающихся пластов из метаморфизованных (уралитизированных и хлоритизированных) эффузивов, известняков и графитовых кремнистых сланцев.

Сравнивая условия залегания докембрия и кембро-силура, можно отметить следующие их различия.

Докембрийские (нижнекембрийские) осадочные породы сложены в крупные складки северо-восточного простирания, близкого к широтному. Эти складки, в общем спокойные, осложнены последовательными фазами тектогенеза, в силу чего в ряде случаев наблюдаются перегибы осей складок, их заворот и крупные сбросовые нарушения. Породы кембро-силура в контакте с докембрийской свитой (местами надвинутые на нее) имеют северо-восточное простирание, приближающееся к меридиональному и переходящее в северо-западное. Все эти явления вполне отчетливо прослеживаются в районе сел. Верхний Шалым — по левому и правому берегам р. Шалыма. Чрезвычайно интересно отметить заметно бóльшую степень метаморфизации кембро-силура по правому берегу р. Шалыма, чем это обычно наблюдается для так наз. эозойских или нижнекембрийских отложений.

Повидимому, большая степень метаморфизации этих пород обусловливается, с одной стороны, контактовым воздействием изверженных пород, а с другой — процессами перекристаллизации, вызываемыми динамометаморфизмом в зоне крупного тектонического нарушения.

В дополнение к характеристике докембрийской свиты породы необходимо отметить в ее составе присутствие: 1) тектонических брекчий, состоящих из кварцита и окременных известняков и 2) некоторых эпигенетических образований типа марганцовых руд, которые будут рассмотрены позднее.

Из других осадочных пород в геологическом комплексе района можно отметить нижнетретичные отложения и вышележащие рыхлые породы плиоценового, постплиоценового и современного возрастов.

Нижнетретичные отложения приурочиваются к этому возрасту по аналогии с широко развитыми в Зап. Сибири образованиями подобного типа, которые для Томского района — В. А. Хохловым, а для р. Бии—А. М. Кузьминым (Ненинская свита у с. Ажинки) относятся к нижнетретичному времени.

Для нашего района их развитие обнаружено на правобережье рр. Селезня и Кондомы. Представлены эти отложения вторичными каолиновыми глинами и охрами. Залегают они горизонтально и, обычно, в основаниях древнейших террас гидрографической сети.

В составе этих глин обнаружены окатанные гальки (у устья рр. Калтарак) марганцоворудной брекчии. Данное обстоятельство является для нас весьма важным с точки зрения генезиса и возраста оруденения.

В отдельных точках района, часто на водораздельных пространствах, на этих глинах, а также на своеобразном петрологическом комплексе, выделенном нами под названием «коры выветривания» (напр., Бийская грива у Шаховой заимки и выше по р. Антропу) залегают серо-зеленоватые озерно-аллювиальные глины, которые мы приравниваем к верхнетретичным глинам (по К. В. Радугину), сохранившимся в ряде точек, главным образом, на водораздельных пространствах как остаток древней аккумуляционной равнины на месте третичного пенеплена.

И, наконец, уже четвертичные отложения представлены древними терасовыми отложениями моренного материала, покрытого песчано-глинистыми образованиями. Все эти речные отложения часто содержат обильную гальку рудной брекчии, и некоторые их горизонты в отдельных районах сильно золотоносны.

«КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ»

Под этим названием нами выделяются в отдельную группу разнообразные по возрасту и происхождению породы, претерпевшие воздействие ряда вторичных процессов, которые придали им много общих характерных черт. Прежде всего нужно оговориться, что термин «кора выветривания» — совершенно расплывчатое понятие. Единственная постоянная черта этого термина — несомненность факта измененности породы, ее превращение в резко отличную, или текстурно или химически и минералогически, другую породу.

Но это и все, характер же процессов, их последовательность, наложение одних на другие и т. д. — все это совершенно не определяется термином «кора выветривания». Но, тем не менее, в своем изложении мы оставляем этот термин, как удобный для обозначения верхней части коренных пород (как изверженных, так и осадочных), превращенных теми или иными процессами в породы, совершенно отличные от материнских.

С указанной точки зрения можно отметить ряд участков развития коры выветривания. Как пример, можно привести измененные in situ толщи кварцитов, известняков и кремнистых сланцев, обнаруженные на склоне горы Чеболдаг в районе открытого марганцового месторождения. С точки зрения условий залегания этой разновидности «коры выветривания» весьма интересными фактами являются следующие обстоятельства. Кварцито-известняковая толща in situ превращена в пылеватую массу. Наблюдается полное сохранение первичной текстуры, слоистости, но в отношении химизма известняков такое изменение связано с полным превращением породы в кремнеземистую массу. Отсюда мы можем констатировать, что данный тип «коры выветривания» представляет собою не остаточный элювий коренных пород, а метасоматически измененные известняки и сланцы с последующей их физической дезинтеграцией.

Другой особенностью залегания такого типа «коры выветривания» является то, что в горизонтальном направлении измененные породы резко переходят в свежие. При этом развитие рыхлых, измененных in situ пород приурочено к зоне тектонического разлома и связанному с ним рудному месторождению марганца.

В составе толщи «коры выветривания» Чеболдагского месторождения можно отметить ряд горизонтов, дающих весьма ценные факты в деле понимания взаимоотношений «коры выветривания» и марганцового оруденения, но об этих фактах будет подробно сказано в главе о рудных месторождениях. Здесь же только отметим, что верхние части рыхлой толщи, измененной in

situ, часто представлены омарганцованными глинами. Наносные отложения, залегающие на «коре выветривания», подстилаются мощным слоем рудного марганцового элювия-делювия. Затем, сами рудные тела не связаны с верхними горизонтами марганцовых глин, а представляют образование, несомненно, более раннее по отношению к ним. И, наконец, весьма важным является тот факт, что хотя рудные гнезда, залегающие в пределах «коры выветривания», сами почти нацело дезинтегрированы, превращены в рудную щебенку и пыль, но руда сохраняет первичную текстуру. Аналогичный

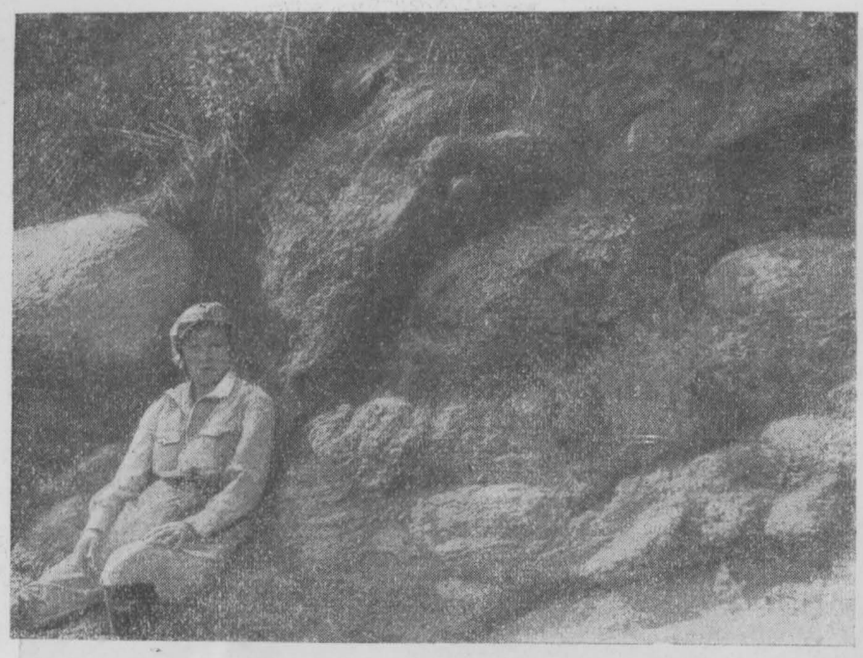
Фиг. 6. Зона раздробления в гранитах с захватом глыб габбро-диорита. Устье р. Мунжи (Горная Шория).

тип «коры выветривания», связанный с рудными месторождениями, встречен и на Бийской гриве (район верховий р. Ушпы) и в ряде других мест. С этими образованиями связан генезис ряда интересных глинистых минералов (напр., нонтронит), послуживших темой отдельной работы.

Совершенно другой тип «коры выветривания» наблюдался нами по левому берегу р. Мунжи в пределах развития гранитного массива. Там мы имеем зону раздробления в гранитах, которая переполнена крупными обломками разнообразной формы габбро-диоритовых пород (фиг. 6). Эта раздробленная зона отвечает прорыву по известной трещине гранитной магмы и выносу захваченных ею обломков ксенолитов более древней габбро-диоритовой магмы. Преимущественно в этой части гранитного массива, а также и вообще в верхних частях выходов гранита, образуется другой тип рыхлых измененных in situ пород — другой тип «коры выветривания». Измененные граниты превращаются в рыхлые — древяной и глинистой консистенции — породы. Этот тип изменения обусловлен исключительно воздействием поверхностных

агентов и дает отчетливо выраженную картину постепенного выветривания гранитов. Но химизм выветрелых пород по отношению к свежим не представляет таких изменений, какие мы наблюдали в предыдущем типе «коры выветривания» (фиг. 7).

Возраст и петрологическое расчленение «коры выветривания» являются вопросами, имеющими большое значение для поставленной цели — выяснения генезиса различных типов марганцового оруденения. С этой точки зрения всю рыхлую толщу пород, представляющих измененные продукты



Фиг. 7. Шаровое выветривание гранитов. Устье р. Мунжи (Горная Шория).

первоначальных пород с сохранением их условий залегания, мы грубо расчленяем на два, кратко характеризованных выше типа. Время протекания процессов, поведших к образованию «коры выветривания», подробно разбирается в нашей специальной работе на эту тему, здесь же мы лишь отметим, что этот вопрос очень сложен и должен по-разному трактоваться в отношении различных типов «коры выветривания». Во всяком случае, отнесение образования всего этого разнообразного комплекса к особым климатическим условиям мезозойско-третичного возраста, как это делает ряд работников Западносибирского гидро-геологического треста, является мало обоснованным.

Я считаю, что породы современной дневной поверхности, захваченные преимущественно процессами физической дезинтеграции, образовывались от конца третичного или начала четвертичного периода до наших дней. Породы же, химически и минералогически глубоко измененные, обязаны современным своим состоянием наложению процессов, различных по типу и по времени проявления.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Геология, или, вернее, стратиграфия изверженных пород и циклов их внедрений, не может быть освещена достаточно подробно, так как, с одной стороны, площадная съемка крупного масштаба не входила в план наших работ и, с другой стороны, в составе осадочного комплекса, развитого в нашем районе, отсутствуют руководящие горизонты от докембрия (или нижнего палеозоя) до третичных отложений. Выводы о возрастных взаимоотношениях отдельных групп пород приходится делать 1) на основании сопоставления с литературными данными, касающимися других районов, или 2) на основании наших предыдущих исследований в более юго-западных частях зоны.

Изверженные породы обильно и разнообразно развиты в пределах изучавшегося района. Чрезвычайно интересны их контактные поля. Все переходы и вариации изверженных пород можно, в общем, разбить на следующие генетические группы.

Наиболее древняя группа пород — это интрузии габбро и связанные с нею жильные дериваты и дифференциаты: габбро-диабазы, габбро-диориты.

Все эти породы прорывают докембрийскую или нижнекембрийскую известняково-сланцевую толщу, но нигде не прорывают других изверженных пород. Наиболее мощным проявлением габбровой магмы на дневной поверхности является гора Сеглебир, по ходу наших работ затронутая только в части ее склонов, спускающихся к р. Кауре. Само наличие этого интрузивного массива говорит за самостоятельность габбровой формации. Небольшой массивчик габбровых пород нами встречен еще по правому берегу р. Кондомы, на рч. Тайлеп. Хотя переходов этих габбро к более кислым породам не обнаружено, и они самостоятельным массивчиком прорывают известняки эозоя, все же самостоятельность здесь габбровой интрузии утверждать нельзя, поскольку этот мелкий массивчик территориально тяготеет к близлежащему крупному гранитному массиву горы Киземес.

Основные жильные дериваты режут известняково-кварцитовую толщу во многих точках района. Как примеры, можно указать: правобережье р. Калтарак выше устья р. Калтарак, склоны бортов долины р. Калтарак, особенно у дер. Верхний Калтарак и, наконец, они отмечены по правобережью р. Кондомы у дер. Тарлашки и по р. Кауре.

Степень сохранности всех этих пород различна. Она связана с региональными условиями формирования рельефа района работ в третичную и постретичную эпоху. Возможно, к этой же группе могут быть отнесены — как продукты далеко зашедшей дифференциации основной магмы — жильные породы типа керсантитов, встреченные в двух точках (правого берега р. Селезня и ниже устья р. Калтарака). Про их взаимоотношения с остальными породами ничего нельзя сказать, кроме того, что они прорезают сланцевую толщу эозоя. Абсолютный возраст цикла основных интрузий можно

по аналогии с другими районами условно отнести к нижнему палеозою (Pz) — к кембрию. Этот цикл сопутствовал, повидимому, наиболее древней фазе складчатости, констатированной в районе — средне- или верхнекембрийской (так называемой салаирской).

ГРАНИТЫ И ГРАНО-ДИОРИТЫ

Настоящая группа кислых интрузивных пород (количественно) является, пожалуй, наиболее распространенной в районе работ. Среди них можно выделить две разности, отличающиеся структурой и минералогическим составом, но эти петрографические различия нельзя считать за основание для разделения их в возрастном отношении. Один тип интрузий развит по Кондоме в устье р. Майры (и ее верховьях вблизи Чеболдагского месторождения марганца). Петрографически другой тип — это граниты устья р. Мунжи и правобережья Кондомы выше устья р. Мунжи. Граниты первого типа серо-желтоватые, средне- и мелкозернистые, преимущественно биотитовые, граниты второго типа — двуслюдистые и часто мусковитовые.

Граниты р. Мунжи и горы Киземес по своим минералогическим и текстурным данным (характерна для них порфировидность) сходны с турочакскими гранитами и гранитами горы Синюхи по р. Бии. В наших предыдущих работах отсутствовала химическая характеристика таких порфировидных гранитов. В настоящей статье будет изложен дополнительный петрологический материал, исследованный по району р. Бии, который до некоторой степени восполнит этот пробел.

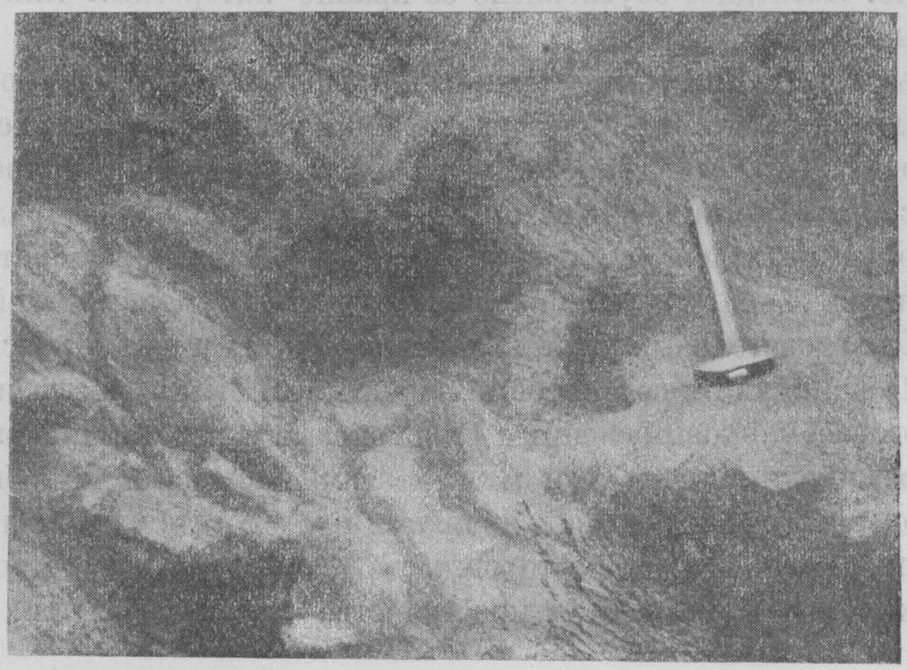
Все эти интрузии прорывают эозойско-кембрийскую толщу пород, а также более древнюю интрузию габбро. Прекрасные примеры последнего можно видеть по левому берегу р. Мунжи, несколько выше устья. Здесь среди нормальных порфировидных гранитов обнаружена зона, переполненная крупными обломками габбро-диоритовых пород. В части взаимоотношений между породами следует отметить наличие захвата в краевой части этого массива обломков кварцита, края которых несколько оплавлены (фиг. 8).

Абсолютный возраст вышеотмеченных интрузий кислой магмы по аналогии с другими районами и нашим наблюдениям можно считать палеозойским. При этом порфировидные граниты горы Киземес и др. должны быть отнесены к среднему палеозою (девон). Если считать, что мы имеем другой, более древний цикл кислых интрузий, как это делают геологи Кюз и Пятницкая, то они должны быть отнесены к нижнему палеозою.

В ряде случаев граниты образуют разнообразные формы отдельности. Помимо типичной матрацевидной отдельности, при выветривании часто наблюдается великолепно выраженная шаровая форма отдельности. Контактное воздействие гранитных интрузий обычно проявляется сильно и происходит с образованием ряда контактовых минералов, как то: гранаты, форстерит, волластонит, актинолит и др., но эти вопросы более подробно будут изложены в петрографической части.

Следующая, обособленно стоящая формация изверженных пород — это гипабиссальные и эффузивные породы типа кварцевых порфиров, альбититов и своеобразных эпидотовых пород.

Эта формация кислых пород, будучи, повидимому, связанной с девонским циклом внедрения гранитной магмы, является очень интересной с точки зрения ее рудоносности. С этой фазой вулканизма сопряжено образование ряда крупных месторождений железа и значительное оруденение контактирующих с производными этой формации осадочных пород. Примером этой



Фиг. 8. Обломки габбро-диорита в выветрелой зоне дробления гранитов. Устье р. Мунжи.

фазы вулканизма может служить массив кварцевых порфиров и ряд других петрографических разновидностей, слагающих возвышенности по левому берегу р. Шалыма у дер. Верхний Шалым.

Эти породы прорывают кембрийские и силурийские породы и поэтому могут быть с достаточным основанием отнесены к девону. Они же включают ксенолиты эозойских кварцитов. Характерным для пород этой формации является то, что контактные их зоны и жильные производные обычно чрезвычайно сильно обогащены эпидотом и клиноцоизитом.

Такого же типа изверженная порода, но несколько туфогенного облика, встречена в виде крупного выхода по правому берегу р. Колтарак вблизи ее устья. Эта текстурно разнородная порода содержит часто обломки кварцитов. Основным ее признаком будет обогащенность эпидотом и клиноцоизитом.

Формы залегания описываемой формации разнообразны, но в схеме они могут быть сведены к двум типам. С одной стороны, это гипабиссальные, приближающиеся к крупным экструзивным куполам кварцевые порфиры, переходящие к периферии в мелкокристаллические и неполнокристаллические

разности, с другой стороны — это будут дайки, жилы, межпластовые (застывающие близ земной поверхности) внедрения. К последнему типу как раз могут быть отнесены эпидотовые, несколько туфогенного облика породы р. Колтарак.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Не имея данных утверждать самостоятельность фазы вулканизма, повед-шей к образованию этих крайне интересных пород, тем не менее, я выделяю ее отдельно. Последнее обусловлено ее крайне интересным минералогическим и химическим составом.

Породы этой группы обнаружены всего в одном месте. Они развиты по водоразделу в 5—6 км от с. Спасские прииски у дороги из этого селения на прииски р. Кауры. Выходят эти породы небольшим массивом, продолжение которого скрыто под наносами водораздела. С севера к району развития щелочных пород подступают породы известняково-кварцитовой свиты эозоя, а к югу постепенно появляются породы,повидимому, с уменьшающейся щелочностью. Последовательный ряд таких переходов представляется следующим образом: 1) канкринито-содалитовый сиенит, 2) биотитовый альбитит, 3) щелочный роговообманковый сиенит и 4) кварцевый роговообманковый диорит.

Непосредственных контактов между этими породами не обнаружено, и даже говорить о том, что они являются последовательными переходами можно лишь с очень большой осторожностью, так как между выходами этих различных пород наблюдаются пространства от 0.5 до 1 км, закрытые наносами.

Судя по незначительности развития канкринитово-содалитовой породы (хотя мы пересекли эту полосу только одним маршрутом), вряд ли можно говорить о самостоятельной щелочной интрузии. Вероятнее, эти щелочные породы надо считать отщеплениями диоритовой (гранодиоритовой) магмы.

ПЕТРОГРАФИЯ

Наши исследования, имели главной целью выяснение геохимии и генезиса отдельных типов марганцового оруденения, поэтому только некоторые представители группы изверженных пород, наиболее интересных в смысле источника марганца, были подвергнуты полному анализу.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

При микроскопическом изучении группу основных пород представилось возможным разбить на следующие типы:

1. Роговообманковые габбро и габбро-диориты 2. Жильные пироксеновые габбро-диабазы 3. Жильные ильменитовые габбро-диабазы 4. Оливиновые габбро интрузии горы Сеглебир	Мелкие интрузивные массивы, дайки и жилы

Роговообманковые габбро (габбро-диориты)

Основные породы этого типа развиты в виде мощных даек, достигающих 90—100 м мощности. Изучая разновидности пород дайки, можно было установить еще в поле, что ее состав в различных частях разнороден, но неоднородные части связаны постепенными переходами. Породы дайки обычно темносерого, иногда зеленоватого цвета. Встречаются отдельные разности, настолько обогащенные ленточными (полосчатыми) выделениями темноцветной составной части, что они превращаются в совершенно черные породы.

В краевых частях дайки обычно развиты многочисленные мелкие жилки часто розоватого кварца.

Дайка прорезает толщу кремнистых сланцев и производит в них ряд очень для нас интересных контактных изменений.

Наиболее важными являются изменения, проявляющиеся в силификации и серицитизации вмещающих пород, первоначально представляющих видимо глинистые сланцы.

Наиболее типичные вариации пород этой дайки могут быть представлены следующими образцами:

№ 429 на левом берегу р. Калтарак ниже дер. Верхний Калтарак, нижняя часть склона, меланократовая, среднезернистая порода.

Под микроскопом порода такситового строения порфировой структуры состоит, главным образом, из крупных, часто вытянутых выделений красновато-коричневой роговой обманки. Роговая обманка сильно трещиновата. Разрушаясь, она по периферии переходит в аггрегат мельчайших рудных выделений. В зернах роговой обманки часты мелкие включения апатита. Основная масса состоит из отдельных участков, одни из которых представляют круглые скопления мелких выделений свежего плагиоклаза, другие же, наоборот, состоят из мутного, как бы пелитизированного полевого шпата. Встречаются в породе единичные мелкие зернышки кварца. Как и в других разновидностях пород дайки, этот кварц надо считать чуждым для породы. Его происхождение связано с неполной ассимиляцией кварца из кварцитов и кремнистых сланцев, прорезанных дайкой (фиг. 9).

В породе довольно много мелких выделений эпидота, апатита, есть кальцит (вторичный). Роговая обманка часто, под влиянием автометаморфических процессов, переходит в зеленовато-желтый хлорит. Пироксены в породе отсутствуют. Разрушение, диссоциацию роговой обманки, переход ее в распыленное рудное вещество также вероятнее связывать с процессами автометаморфизма.

Определения на федоровском микроскопе для роговой обманки и свежего полевого шпата дали следующие результаты:

Роговая обманка	Плагиоклаз свежий
$Ng \wedge C = 14°$	$Ng - 83°$
$2V = -60°$	$B—Nm - 48°$ $2V = -88°$
	$Np - 45°$

В константах роговой обманки обращает внимание малый угол оптических осей, что не может быть вызвано ошибками измерения, повторенного несколько раз.

В отношении полевых шпатов нужно отметить, что, повидимому, здесь имеются две генерации: одна сильно затронутая процессом автометаморфизма, на федоровском столике неопределима; по углу угасания, положительному оптическому знаку и близости показателя преломления один тип

Фиг. 9. № 429. Роговообманковый габбро-диорит с разложенной роговой обманкой р. Калтарак. Увел. × 65. Ник. ||.

полевых шпатов подходит к плагиоклазу ряда альбита; другой же тип, в виде совершенно свежих мелких выделений, по приведенным данным измерения на федоровском микроскопе, представлен плагиоклазом лабрадор-битовнитового ряда. По двойниковой диаграмме это или битовнит № 75, сдвойникованный по Бавенскому закону: $\perp$(021), или № 50, сдвойникованный по сложному закону: двойная ось $\perp$ (010), $\parallel$ (001). На диаграмме еще достаточно близко лежала точка, отвечающая № 40 по карлсбадскому закону, но исходя из других данных, этот вариант мы отбрасываем.

По цифрам химического анализа, коэффициенту кислотности $a = 1.48$, отношению щелочей к щелочным землям, по всем этим данным порода № 429 должна быть отнесена к группе габбро. Малое содержание кремнекислоты еще более подтверждает вышесказанное мнение, что обнаруженные в шлифе зернышки кварца являются чуждыми, захваченными из окружающих пород (табл. 1).

Порода была подвергнута химическому анализу.

Таблица 1

№ 429, вес. %		Молекулярные количества			Мол. %
SiO_2	42.79	0.742	0.772		53.74
TiO_2	2.50	0.030			
Al_2O_3	18.75	0.190	0.211		13.22
Fe_2O_3	4.20	0.021		0.364	12.29
FeO	9.46	0.131	0.364		
MnO	0.21	0.003			
MgO	5.11	0.130			9.05
CaO	8.82	0.110			7.66
Na_2O	2.82	0.045	0.05		3.13
K_2O	1.19	0.013			0.92
$H_2O^{-110°}$	0.56				
Потеря при прокаливании	3.37				
	99.78				

Магматическая формула:

по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$4.1RO \cdot 2.1\ R_2O_3 \cdot 7.7\ SiO_2$

$2RO \cdot R_2O_3 \cdot 3.7SiO_2$

$a = 1.48$

$R_2O : RO = 1 : 7$

$RO : R_2O_3 = 2$

по Озанну

$S = 53.74$

$A = 4.03$ $\quad a = 4$

$C = 9.19$ $\quad c = 8$

$F = 19.81$ $\quad f = 18$

$n = 7.7$

$K = 0.86$

Формула $S_{53.7}\ a_4\ c_8\ f_{18}\ n_{7.7}$

Аналитик В. А. Егоров

Из других разновидностей пород дайки опишу еще породу № 425. Порода № 425 серо-зеленая, близкая к контакту часть дайки. Под микроскопом наблюдается полнокристаллическая порода порфировидной структуры, сравнительно обогащенная темноцветными минералами. Главную составную часть породы представляет моноклинный пироксен — авгит. Он обладает сравнительно идиоморфными очертаниями зерен, сильно трещиноват. Затем, в породе много плагиоклаза, обычно сильно измененного процессами автометаморфизма. Его крупные выделения иногда почти нацело кальцитизированы и хлоритизированы. Кроме того, опять-таки в связи с автометаморфизмом, наблюдается образование по полевому шпату актинолита и уралитовой роговой обманки. В породе присутствует еще в небольшом количестве первичная плеохроичная коричневая роговая обманка. Встречаются также мелкие зернышки кварца.

Измерения, произведенные на федоровском микроскопе, дали следующие результаты:

Пироксен	Роговая обманка	Плагиоклаз
$2V = +53°$	$2V = -88°$	$B \begin{cases} Ng\ 35° \\ Nm\ 61° \\ Np\ 73° \end{cases}$
$Ng \wedge C = 39°$	$Ng \wedge C = 19°$	

Результаты измерений показали, что пироксен должен быть отнесен к авгитам с несколько малым углом оптических осей. Роговая обманка должна быть отнесена к группе обыкновенных. Полевой шпат представлен лабрадором № 58, сдвойникованным по периклиновому закону — двойниковая ось-ребро (010). Все эти данные целиком подтверждают правильность отнесения и этой породы к группе габбро.

На основании двух приведенных примеров можно видеть, что, помимо роговообманковых габбро, в составе дайки имеются участки, в которых роль темноцветного минерала играет пироксен.

Как общее явление для всей дайки можно отметить то, что ее внедрение сопровождалось обильным выделением гидротермальных и пневматолитических агентов, которые, помимо воздействия на вмещающие породы, оказали активное влияние на формирующиеся породы самой дайки.

КОНТАКТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Вышеописанная дайка габбровых пород прорывает толщу глинисто-кремнистых сланцев и производит в них ряд контактных изменений.

При микроскопическом изучении контактовые глинисто-кремнистые сланцы оказались нацело обращенными в мелкозернистую кварцевую массу. С удалением от контакта степень окремнения уменьшается. Приконтактовые сланцы обладают черным цветом. При раскалывании по плоскостям сланцеватости на этих плоскостях иногда заметны сажистые примазки, оказавшиеся марганцовым рудным веществом.

Сланцы обычно обильно пронизаны кварцевыми жилками, с которыми всегда бывает связана концентрация рудного марганцового вещества. Рудное вещество располагается обычно в зальбандовых частях жилки. В мелкозернистой кварцитовой массе пород обычно сильно развит, переполняя основную массу, красновато-бурый волокнистый минерал. Этот волокнистый минерал то собирается в сеть параллельных полосок, режущих основную массу, то ветвисто по ней расходится. Минерал имеет высокое двупреломление в красных и синих тонах, оба $n > 1.54$. Угасание у него косое (2—3°). Плеохроичен— от светложелтого до темнокрасно-коричневого цвета. По совокупности всех этих данных минералов ближе всего подходит к железистым хлоритам или уралитовой роговой обманке. Кроме этих минералообразований, контактовые породы обычно секутся жилками кварца и

черного рудного вещества. Контактный сланец № 422 был подвергнут неполному химическому анализу. Результаты таковы (в %):

	№ 422
SiO_2	83.84
TiO_2	0.39
Al_2O_3	2.96
Fe_2O_3	6.31
FeO	Нет
MnO	1.92
BaO	0.03
Потеря при прокаливании	2.68
	98.13

№ 421. Кварцевая жила из контактных сланцев

MnO 0.92%

Аналитик В. А. Смирнов

Эти два анализа контактного сланца вполне определенно показывают обогащение контактовых пород марганцем, достигающим почти 2%. При

Фиг. 10. № 422. Оруденелый сланец в контакте с габбро-диоритовой дайкой р. Калтарак. Увел. × 65. Ник. ||.

этом надо отметить, что проникновение марганца в контактную породу, видимо, связано с выносом его кремнекислыми термами (фиг. 10). Это подтверждается как микроскопией, так и данными анализа кварцевой жилы (образец № 421). Некоторую неясность представляет отсутствие по данным химического анализа в породе № 422 закиси железа. Следовательно,

железистый минерал, определяющийся нами как хлорит или уралитовая роговая обманка, может быть отнесен к другой группе. Наиболее вероятно будет сопоставить его с минералом фаратзигитом: к этому у нас имеется ряд соображений, приведенных в готовящейся к печати статье о «коре выветривания».

Жильные (пироксеновые) габбро-диабазы

Группа основных жильных пород довольно широко распространена в пределах района. Габбровые породы прорывают юго-западную кварцито-известковую свиту по правому берегу р. Селезня близ дер. Усть-Калтарак (вблизи Чеболдагского месторождения марганца). Аналогичные породы встречаются по р. Мунжа, а также и в других местах. Жилы габбро-диабазов отличаются сравнительно небольшой мощностью, не превышающей 5—10 м. Особенно хорошо прослеживается внедрение этих пород, связанное с наличием тектонических нарушений и образованием кварцито-известковых брекчий в мысочке, образуемом правым коренным берегом р. Селезня близ впадения в нее р. Колтарака (выше устья последней). Этот участок был подробно (в масштабе 1 : 1500) заснят прорабом Р. А. Обрядовой.

Жильные породы серо-зеленого цвета со светложелтыми вкраплениками полевого шпата представляют плотные, свежие породы, состоящие из зерен средней величины.

Под микроскопом порода обладает полнокристаллической структурой, приближающейся к офитовой. Главная масса породы состоит из вытянутых, узких таблиц плагиоклаза, часто побуревшего. Крупное значение в сложении породы имеет моноклинный пироксен — авгит, представленный крупными порфировыми выделениями. Довольно часты в породе мелкие зернышки кварца, а также довольно много и эпидота. Изредка встречаются хлорит и кальцит. Сильно развит ильменит, переходящий в лейкоксен.

Определения на федоровском микроскопе дали следующие результаты:

Плагиоклаз	Пироксен
$B \begin{cases} Ng = 71° \\ Nm = 62° \\ Np = 40° \end{cases}$	$2V = +46°$
$2V = +83°$	$C \wedge Ng = 32°$

Плагиоклаз по коноскопическим данным и данным измерения на федоровском микроскопе должен быть отнесен к лабрадору № 55, сдвойникованному по карлсбадскому закону: пироксен — авгит. Обращает внимание малая величина угла оптических осей у пироксена, что, повидимому, является характерным для аналогичных пород всего нашего района.

Одна из жильных пород была подвергнута химическому анализу. Результаты анализа приведены в табл. 2; коэффициент кислотности, отношение щелочей к щелочным землям, отношение $\overline{RO}$ к полуторным окислам

заставляют считать более правильным отнесение настоящих жильных пород к основной группе. Обращает на себя внимание несколько повышенное содержание щелочей и кремнекислоты, которые отразились на коэффициентах n и k пересчета по методу Озанна. В этом заметна известная гибридность пород, которая, вероятно связана с ассимиляцией кварцитов, известняков и слюдистых сланцев.

В заключение главы по петрографии будет приведен сравнительный обзор пород районов, изученных нами за последние годы, где более подробно будут изложены наши генетические предположения об изученных породах.

Таблица 2

№ 447, вес. %		Приведен к 100%	Молекулярные количества	Мол. %
SiO_2	56.50	59.00	0.983	65.94
TiO_2	1.80	1.90	0.024	
Al_2O_3	15.51	16.40	0.159	10.43
Fe_2O_3	2.19	2.30	0.014	8.39
FeO	7.21	7.60	0.106	
MnO	0.12	0.12	0.001	
MgO	2.60	2.72	0.068	4.45
CaO	5.12	5.37	0.096	6.28
Na_2O	3.42	3.60	0.058	3.79
K_2O	1.02	1.07	0.011	0.72
$H_2O-^{110°}$	0.66	—	—	—
Потеря при прокаливании	4.04	—	—	—
	100.19%	100.0%	—	—

Магматическая формула:

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$2\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 5.8SiO_2$

$a = 1.67$; $R_2O:RO = 1:3.8$

$\overline{RO}:R_2O_3 = 2$

По Озанну

$S = 65.94$

$A = 4.51$ $a = 6$

$C = 5.22$ $c = 6$

$F = 13.60$ $f = 18$

$n = 8.4$

$K = 1.2$

Аналитик В. А. Молева

По своему химическому типу порода как будто бы ближе к диоритам, чем к габбро, но минералогический состав (присутствие лабрадора и титанистого авгита) заставляет скорее относить ее к габбро. Можно также отметить, что химизм и минералогический состав этой породы близки к группе

кварцевых диабазов, конга-диабазов, но, стоя на точке зрения, высказанной Ф. Ю. Левинсон-Лессингом о генезисе диабазов и их характерных особенностях, мы считаем, что в данном случае порода № 447 представляет один из жильных типов габбровой магмы с чуждым кварцем.

Повышенное содержание кремнекислоты, как уже говорилось, объясняется ассимиляцией кварцитовых пород.

Контактное воздействие, оказываемое этими жилами на вмещающие породы, представляет известный интерес и сближает их в этом отношении с дайками габбро, развитыми в верховьях р. Калтарак.

Как пример, приведу описание контакта жильной породы № 447 со сланцем № 448.

Контактовый сланец под микроскопом представляет микрозернистую кварцитовую породу такситового строения. Одни участки микрокварцитового строения, другие, наоборот, сложены сравнительно крупнозернистым аггрегатным кварцем. Интересной особенностью этой породы является то, что она также пронизана обильными выделениями красновато-бурого плеохроличного волокнистого минерала, как и порода № 422. Этот минерал должен быть отнесен к ферросиликатам типа фаратзигита, т. е. и в этом случае контактное воздействие жил основной магмы вызвало образование железистого минерала. Контактная порода была проанализирована и дала следующие результаты (в %).

№ 448

SiO_2	67.25
TiO_2	0.87
Al_2O_3	14.19
Fe_2O_3	8.73
MnO	0.07
Потеря при прокаливании	4.00
	95.11

Аналитик В. А. Смирнов

По химическому анализу порода представляет глинистый сланец с большим содержанием окиси алюминия и железа; последнее надо связывать с наличием большого содержания ферросиликатов.

В заключение по контактным воздействиям жильных габбровых пород можно подчеркнуть, что они всегда сопровождались окремнением вмещающих пород, причем во многих случаях кремнекислые термы несли с собой и марганцовые соединения. Были ли эти термы непосредственно связанными с внедрением жильной фации основной магмы, что дало не только окремнение контактных пород, но и повело к образованию многочисленных кварцевых жил, или они связаны с другими, более кислыми вулканическими циклами? Такой вопрос может быть разрешен лишь в свете генетических взаимоотношений всех крайних и промежуточных типов магматических пород района.

Жильные ильменитовые габбро-диабазы

Жильный ильменитовый габбро-диабаз был встречен в одном месте, по правому берегу р. Кондомы, несколько ниже дер. Тарлашки. Порода режет известняково-кварцитовую толщу в виде жилы мощностью 1.5 м. В контакте с ней в известняках и кварцитах заметно сульфидное (пирит) и ильменито-гематитовое оруденение.

Фиг. 11. Кондома. Жильный порфирит (габбровой магмы). Увел. × 150. Ник. ||.

Жильная порода темного, даже черного цвета, плотная, однородная, мелкозернистая.

Под микроскопом порода стекловатая. Основная масса — буроватое стекло, очень слабо действующее на поляризованный свет. В основной массе развиты многочисленные мелкие выделения роговой обманки и черного ильменита. В отдельных участках порода прорезается жилочками микрозернистого кварца, что является результатом вторичного окремнения. В виду чрезвычайной мелкозернистости породы определение констант отдельных минералов не производилось. Для этой породы был получен химический анализ табл. 3 (фиг. 11).

По данным анализа, порода достаточно определенно может быть отнесена к габбро-диабазам. Порода довольно богата окисью титана, что происходит за счет богатого содержания в ней ильменита. Обращает на себя внимание присутствие значительного содержания MnO. Это обстоятельство

еще раз подтверждает геохимическую связь марганца с основной магмой, что уже не раз нами подчеркивалось как в этом отчете, так и в других статьях. Несколько велико содержание кремнекислоты, что отразилось на коэффициенте кислотности a и на коэффициенте k. Но опять-таки для данного

Таблица 3

№ 203, вес. %	Приведен к 100%	Молекулярные количества	Мол. %
SiO_2 . . . . . 45.71	48.5	0.808	58.34
TiO_2 . . . . . 3.10	3.38	0.043	
Al_2O_3 . . . . . 20.05	21.25	0.208	14.25
Fe_2O_3 . . . . . 4.10	4.31	0.027	12.94
FeO 10.55	11.10	0.154	
Cr_2O_3 . . . . . 0.06	—	—	
MnO 0.39	0.40	0.006	—
MgO 4.91	5.20	0.130	8.91
CaO 1.79	1.88	0.033	2.26
BaO . . . . . следы	—	—	—
K_2O 1.56	1.65	0.017	1.16
Na_2O 1.80	1.90	0.031	2.12
$H_2O-110°$ 0.81	—	—	—
Потеря при прокаливании 5.05	—	—	—
99.88	—	1.457	100.0

Магматическая формула:

по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$1.5\,\overline{RO}\,R_2O_3 \cdot 3.5\,SiO_2$$

$a = 1.5$

$R_2O : RO = 1:6$

$\overline{RO} : R_2O_3 = 1.5$

по Озанну

$S = 58.34$

$A = 3.28 \quad a = 4$

$C = 11.07 \quad c = 12$

$F = 13.04 \quad f = 14$

$n = 6.4$

$K = 1.06$

Формула $S_{58.5}a_4c_{12}f_{14}n_{6.4}$

Аналитик В. А. Смирнов

представителя жильного габбро это надо объяснить чуждыми примесями за счет окружающих пород.

Оливиновые габбро горы Сеглебир и габбро-диориты р. Тайлеп

Габбровые породы горы Сеглебир представляют крупный интрузивный массив, который мы не изучали, поскольку в районе работ эта интрузия попадала в самой краевой своей части, и к тому же большой петрографи-

ческий материал по этой интрузии собран и обрабатывался проф. П. И. Лебедевым. Нашими исследованиями установлено, что в краевой части этого массива по левому берегу р. Кауры против дер. Средней Кауры развиты крупнозернистые порфировидные роговообманковые габбро, содержащие немногочисленные, но крупные выделения кварца. Полевой шпат сильно разложен и альбитизирован. Присутствует довольно много ильменита.

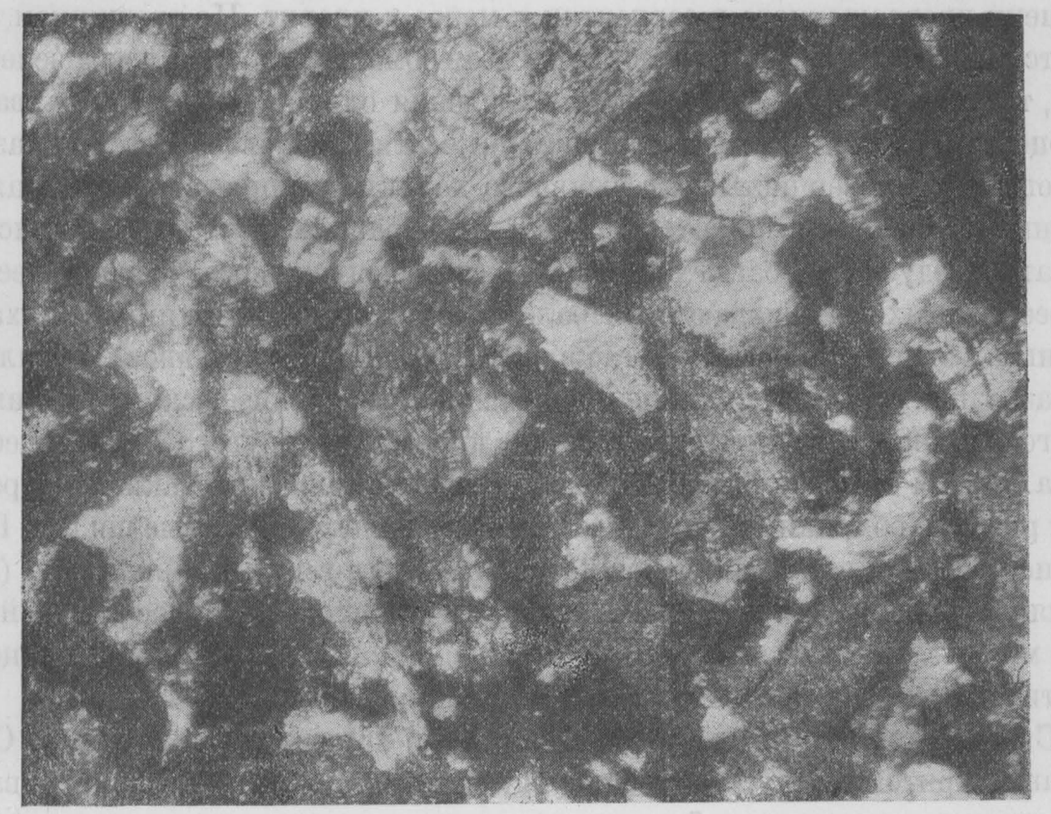
В более центральных частях массива появляются оливиновые габбро. Они минералогически состоят из крупных выделений оливина, в сильной степени превращенного в серпентин и менее в хлорит. По трещинкам образуется также бесцветная лучистая роговая обманка, вернее, слегка зеленоватая, типа тремолита. Более мелкие выделения оливина обычно не захвачены процессами изменений. В периферийной части габбрового массива развиты основные мелкозернистые, эффузивного характера породы. Сравнивая основные изверженные породы из разных точек района работ, можно констатировать следующее обстоятельство. Обычно центральные части более или менее мощных тел обладают минералогическим составом и химизмом, характерным для нормального типа габбро. Но к периферии массивов и в жильных образованиях наблюдается ряд изменений минералогического и химического состава, ведущих к образованию породы уже другого магматического типа. В этом отношении характерным является появление таких минералов, как роговые обманки, эпидот, кварц и более кислые полевые шпаты. Появление кварца и эпидота, возможно, вызвано экзогенными причинами (ассимиляция вмещающих пород) и контактным воздействием более поздней кислой магмы. Химизм габбровых пород изменяется в сторону большей щелочности и, главным образом, увеличения калия (фиг. 12).

С такой точки зрения габбро-диоритовые породы в верховьях р. Сокол (правый приток р. Кауры) и ряд других как будто бы могут рассматриваться как производные основной магмы.

Большой интерес вызывает генезис небольшого массивика глубинных пород, встреченный нами по левому берегу р. Тайлеп в 1 км от устья. Эта речка впадает с правой стороны в р. Кондому ниже с. Спасские прииски. В этом месте осадочная толща известняков эозоя (нижней кембрий) прорывается серо-зеленоватыми породами. При этом в обнажении очень хорошо наблюдаются контакты кровли с изверженным телом и с образованием скарновых минералов. Боковые контакты не дают яркой картины и очень слабо затронуты минерализацией.

Изверженные породы, представленные в нижних частях обнажений крупнозернистыми порфировидными разностями, к верхней границе становятся мелкозернистыми. Известняки эозоя в контакте превращены в светложелтые сахаровидные мраморы. На самой границе осадочной и изверженной толщи образуется скарновая зона, переполненная мелкими выделениями различных контактных минералов. Скарны в виде жилок заходят по трещинкам мраморов в глубину осадочной толщи. Минералогическое изучение этого комплекса пород дало следующие результаты.

Крупнозернистые темнозеленые породы состоят, главным образом, из крупных выделений темнозеленых минералов типа амфибола и пироксена. Микроскопическое изучение подтвердило, что порода состоит, главным образом, из роговой обманки и пироксена. Роговая обманка первоначально темнозеленая, плеохроичная, подверглась значительной диссоциации с образованием пироксена (свежего) и рудных минералов. Наряду с этим в породе присутствуют крупные выделения первичного авгита, в свою очередь



Фиг. 12. Водораздел Кондома-Каура (р. Сокол). Роговообманковый диорит. Увел. × 65. Ник. ||.

хлоритизированного и амфиболитизированного, и много апатита, представленного вытянутыми столбиками, шестигранными зернами, дающими изотропные разрезы.

В породе происходит образование по трещинам свежего плагиоклаза-альбита и эпидота. Есть и мелкие выделения кварца. В виду сильной разложенности минералов точные константы их не определялись.

Дальше кверху, ближе к контакту, крупнозернистые породы переходят в средние и мелкозернистые.

Под микроскопом последние состоят из довольно крупной, сравнительно свежей обыкновенной роговой обманки, имеющей идиоморфные очертания, сильно разложенного моноклинного пироксена (авгит) и также сильно разложенного полевого шпата. Кварц отсутствует. Порода, видимо, подверглась интенсивному воздействию гидротермальных и пневматолитических агентов. Их воздействие выразилось в следующем: 1) роговая обманка по трещинам

спайности и по периферии обращена в серпентин, местами по трещинам можно наблюдать образование по роговой обманке хлорита, серпентина, рудных минералов и игольчатой уралитовой роговой обманки; 2) авгит преимущественно карбонатизируется, но заметна также амфиболитизация его и эпидотизация; 3) полевой шпат карбонатизирован и серицитизирован.

Описанные породы по своему минералогическому составу могут быть отнесены к меланократовым габбро-диоритам.

Фиг. 13. Р. Тайлой (Спасские прииски). Роговообманковый габбро-диорит. Увел. × 65. Ник. ||.

Непосредственный контакт мелкозернистой породы с осадочной толщей представляет светлую мелкозернистую породу с красновато-розовым отливом. Под микроскопом главная масса этой контактовой породы состоит из трещиноватого светлорозового граната. В промежутках между гранатами развиты крупные выделения кальцита. Затем среди зерен граната также часто образуется, сравнительно идиоморфный, бесцветный диопсид. И, наконец, в отдельных участках по трещинкам происходит выделение свежего плагиоклаза — альбита. Из этого гранатового скарна было сделано одно химическое определение марганца. Результаты следующие:

№ 214

Mn 0.67%

Аналитик В. А. Смирнов

Константы минералов скарна следующие. Гранат, отделенный тяжелой жидкостью, имеет показатель светопреломления $n = 1.784 \pm 0.005$. По светлой окраске и показателю преломления гранат должен быть отнесен к группе гроссуляр - альмандинов. Альбит, определенный также иммерсионно, имеет:

$$Np = 1.529 \pm 0.003 \text{ и } Ng = 1.540 \pm 0.004$$

Диопсид: $Np = 1660 \pm 0.003$ $Ng = 1.692 \pm 0.004$

Скарновые образования имеют небольшую мощность, исчисляемую в сантиметрах. Выше они переходят в желтый сахаровидный мрамор. При микро-

Фиг. 14. Горная Шория. Спасские прииски.

скопическом изучении шлифов мрамора обнаружены крупные выделения кальцита, среди которых кучно группируются зерна с очень высоким двупреломлением, двуосные, с углом оптических осей, близким к 90°. Этот высокий двупреломляющий минерал определяется как форстерит (фиг. 14).

Таким образом, суммируя результаты изучения этого маленького, но интересного и сложного комплекса пород, можно притти к следующему заключению.

Эозойская известняковая толща прорвана массивчиком габро-диорита. Эти роговообманково-пироксеновые породы от нижних крупнозернистых разностей переходят к контакту в мелкозернистые. Контактные части, примыкающие к кровле массивчика известняков, превращены в скарны, непосредственные контакты — в гранато-диопсидовые, а более удаленные части — в форстеритовые мраморы.

В заключение по этому массивчику надо отметить, что у нас нет данных для решения вопроса о том, является ли этот габбро-диоритовый массивчик ответвлением основной самостоятельной габбровой интрузии или он представляет дифференциальный дериват крупного гранитного массива, развитого в 4—5 км отсюда.

ГРАНАТО-СЕРПЕНТИНОВЫЕ ПОРОДЫ

Произведенные нами дополнительные исследования Бостокского месторождения марганца позволили обнаружить в составе интрузивного комплекса некоторые интересные породы. Эти породы интересны, главным образом, по своему минералогическому и химическому облику, представляя крайние типы продуктов дифференциации магмы.

В настоящем разделе будет описана гранато-серпентиновая порода района Бостокского месторождения. В главе о кислых породах будет также приведен некоторый новый материал по петрографии района Бостока, интересный для сравнения с породами бассейна р. Кондомы.

В петрографии района, тяготеющего непосредственно к Бостокскому марганцовому месторождению, большое участие принимает группа интрузивных основных пород, представленная сильно варирующими дифференцитами.

При работах 1934 г. по правому берегу р. Ушпы, выше рудного марганцового гнезда (около 1 км выше устья р. Ушпы), в составе габбрового массива были обнаружены среднезернистые, до крупнозернистых, черно-зеленоватые породы с округлыми выделениями по трещиноватости чешуйчатого мягкого минерала. Эти выделения достигают 2—3 см в поперечнике.

Габбровые породы прорезают кварцевую толщу эозоя вблизи тектонического контакта последней с известняково-сланцевой толщей. Здесь работами предыдущего года была обнаружена почти мономинеральная, пироксеновая порода, залегающая в виде крупного шлирового участка среди нормальных габбро (образец № 359).

Интересующая нас порода № 88 обнаружена вблизи пироксенитового шлира и также представляет крупное шлировое выделение среди нормальных габбро. Выход гранатового шлира расположен в верхней части крутого склона и плохо обнажен в виду закрывающих его осыпей из более верхних частей склона.

При микроскопическом изучении порода оказалась полнокристаллической, равномернозернистой. Минералогический состав ее определяется следующими данными. Преобладающий минерал — трещиноватый гранат желто-бурого и коричнево-бурого цвета (в шлифе). В промежутках между зернами граната развиты крупные бесцветные выделения серпентина, обладающего или чрезвычайно низким двупреломлением или совершенно изотропного. Внутри таких почти изотропных выделений встречаются участочки, сложенные тонковолокнистым минералом желтовато-зеленоватого цвета.

Волокнистый минерал обладает слабым, но отчетливым двупреломлением. По проведенным иммерсионным исследованиям, эти оба минерала должны быть отнесены к группе серпентина, причем по показателям преломления волокнистый минерал ближе подходит антигориту, а изотропный минерал скорее может быть назван «спрессованным хризотилом» (фиг. 15).

Волокнистый антигорит развит также по трещинкам граната. По таким же трещинкам в гранате наблюдается развитие зеленоватого хлорита с характерной аномальной интерференционной окраской фиолетового цвета.

Фиг. 15. № 88 Гранато-серпентиновая порода р-на Бостокского м-ния. Увел. × 80. Ник. ||.

И, наконец, в породе встречаются довольно крупные выделения титан-авгита, но в очень незначительном количестве.

Кроме того, среди серпентиновых минералов наблюдаются мелкие зернышки прозрачного минерала с высоким двупреломлением и высоким светопреломлением, которые можно отнести или к пироксену или к реликтам когда-то бывшего оливина. Формы этих зернышек, в противоположность крупным выделениям пироксена, не носят и признака идиоморфизма, а скорее напоминают именно остаточные участки минерала, подвергнувшегося изменению. На этом основании с большой долей вероятности можно считать, что первоначальный минералогический состав породы определялся присутствием граната, оливина и пироксена как главных составных частей.

Судя по взаимоотношениям этих трех минералов, можно считать, что последовательность их выделения может быть сведена к следующему ряду:

гранат, оливин (измененный в серпентин) и пироксен. Исходя из сравнительной свежести остальных минералов, можно думать, что изменение оливина в серпентин происходило еще в магматическую или в постмагматическую стадию формирования породы, но никак не связано с поверхностным ее выветриванием.

При этом интересно отметить, что и в данном случае, подобно оливиновым габбро горы Сеглебир, наблюдается сохранение от процесса серпентизации мелких выделений оливина при полном изменении крупных выделений.

На ряду с описанными выше главными составными частями, в породе присутствует в виде мелких акцессорных выделений полевой шпат.

Иммерсионные исследования дали следующие результаты: 1) гранат бурого и коричнево-бурого цвета имеет показатель светопреломления $n > 1.780$; более точно показатель светопреломления определить не удалось; 2) антигорит (волокнистый минерал — анизотропный) имеет $n_p = 1.558 \pm \pm 0.003$ и $n_g = 1.565 \pm 0.004$; 3) спрессованный хризотил имеет $n = = 1.552 \pm 0.004$.

Произведенный на пушинтеграторе подсчет минералогического состава дал следующие цифры (в %):

Гранат	63.7
Спрессованный хризотил	10.91
Антигорит	18.60
Оливин	3.93
Пироксен-авгит	2.88

Исходя из данных микроскопического изучения, а также из данных химического анализа, можно утверждать, что гранатовый минерал представлен в основном гранатом типа андрадита и в меньшей степени гроссуляр — альмандина (табл. 4).

Перечисляя этот анализ по методу Озанна, я сделал два варианта. Первый вариант, которому соответствует столбец I молекулярных процентов сделан обычно, исходя из предположения, что все железо как закисное, так и окисное входит в атомную группу F. Второй вариант, соответствующий столбцу II (молекулярные проценты), основывается на том обстоятельстве, что наша гранато-серпентиновая порода состоит преимущественно из граната-андрадита, поэтому окисное железо первично присутствует в породе, и его роль совершенно аналогична алюминию. Но, как увидим ниже, эти варианты дают, в общем, близкие формулы. Во втором варианте, ввиду небольшого содержания щелочей, их приравняли к нулю.

Химический состав породы № 88 характеризуется большим одержанием окиси кальция, малым содержанием кремнекислоты и почти полным отсутствием щелочей.

Все эти особенности вполне отчетливо видны из магматической формулы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, где коэффициент a меньше единицы, а отношение

щелочных земель к щелочам равно 118. Точно так же и по формуле Озанна видно превалирующее значение группы F.

Таблица 4

№ 88, вес. %	Приведен к 100%	Молекулярные количества	I	II
			молекулярные %	
SiO_2 . . . . . 32.80	34.39	0.573	37.65	39.33
TiO_2 . . . . . 1.54	1.62	0.020		
Al_2O_3 . . . . . 12.05	12.73	0.125	7.93	R_2O_3=13.43
Fe_2O_3 . . . . . 11.74	12.23	0.076	14.98	6.58
FeO 6.48	6.76	0.094		
MnO 0.26	0.26	0.004		
MgO 7.40	7.71	0.192	12.19	12.66
CaO 22.70	23.76	0.423	26.85	28.00
BaO . . . . . следы	—	—	—	—
Na_2O 0.27	0.28	0.005	0.25	0
K_2O 0.13	0.14	0.002	0.15	0
$H_2O^{+110°}$ 4.01	—	—	—	—
$H_2O^{-110°}$ 0.80	—	—	—	—
100.18	—	1.575	100.0	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$7\cdot 2\overline{RO}\cdot 2.0R_2O_3\cdot 5.9SiO_2;\quad 3.6\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 3.0SiO_2$$

$$\alpha = 0.9;\ R_2O:RO = 1:118;\ \overline{RO}:R_2O_3 = 3.6$$

Формулы по Озанну

I		II	
S = 37.65	a = 0	S = 39.33	a = 0
A = 0.4	c = 4	A = 0	c = 9
C = 7.53	f = 26	C = 13.43	f = 21
F = 46.49		F = 33.74	
n = 6.2		K = 6.5	
K = 0.6			

Формула $S_{37.7}\ a_0\ c_4\ f_{26}\ n_{6.2}$ Формула $S_{39.3}\ a_0\ c_9\ f_{21}$

Аналитик В. А. Молева

По своему положению в систематике изверженных пород наша порода должна быть отнесена к ультра-щелочноземельной ветви габбровой магмы.

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу ультра-основное габбро имеет среднюю магматическую формулу $3.51\ RO\cdot R_2O_3\cdot 3\cdot 18SiO_2$; $\alpha = 1.14$; $R_2O:RO = 1:38$. При этом он указывает, что α чаще даже меньше, чем 1.1. Химический облик породы отвечает ультра-щелочноземельной известковой ветви габбровой магмы типа перидотитов — дунитов.

Присутствие большого содержания граната придает нашей породе известную индивидуальность. В описательной петрографии Розенбуша (русский перевод) приводятся данные для некоторых пород, близких и химически и минералогически к нашей породе.

При описании пород дунитово-перидотитового типа там приводится пример гранато-оливиновой породы из Gordunotal, изученной Грубенманом. Описанная Грубенманом порода состоит из диопсидового пироксена, оливина и темнокрасного граната.

Только гранат, входящий в состав породы, преимущественно магнезиальный, и сама порода должна быть отнесена к магнезиальной ветви габбро.

Ее химическая характеристика по Озанну выражается следующими данными:

$$S = 37.82; \quad a = 0; \quad C = 1; \quad f = 29.$$

Для сравнения сопоставим химические данные наших двух пород и данные по Розенбушу (табл. 5).

При сравнении наших двух крайних представителей щелочноземельной ветви габбровой магмы (пироксенит и гранато-серпентиновая порода) с представителями дунито-перидотитовой группы, взятыми из книги Розенбуша, намечается их сравнительно близкое сходство по всем основным коэффициентам магматической формулы. Степень насыщенности кремнекислотой не выше 1.4, а по коэффициенту S наша гранато-серпентиновая порода аналогична гранато-оливиновой породе из Gordunotal.

По отношению щелочей к щелочным землям наши породы более щелочноземельны, чем средний состав шестнадцати перидотитов. Отношение RO к R_2O_3 в пироксенитовой породе аналогично таковому для среднего состава перидотитов и вдвое меньше, чем для гранато-оливиновой породы по Грубенману.

Но у нашей гранато-серпентиновой породы оно значительно меньше, чем не только у гранато-оливиновой породы, но и втрое меньше, чем для среднего состава перидотитов.

Это обстоятельство объясняется тем, что порода № 88 преимущественно состоит из граната (больше андрадита и меньше гроссуляр — альмандина), что и создает для нее обогащенность полуторными окислами.

Затем крупное различие ультраосновных пород района Востока, от приведенных для сравнения заключается в том, что первые породы относятся к известковой ветви и две вторые — к сильно магнезиальной ветви.

Для породы № 88 молекулярное отношение $MgO : CaO = 0.45$; для породы № 359 отношение $MgO : CaO = 0.46$, а для гранато-оливиновой породы из Gordunotal отношение $MgO : CaO = 16$ и для среднего состава перидотитов (16 анализов) отношение $MgO : CaO = 6.2$.

В связи с такими различиями возникает вопрос о генезисе наших ультращелочноземельных основных пород. Как говорилось выше, они представляют крупные шлирообразные участки в периферийных (можно считать

Таблица 5

№ 88, вес. %	№ 359, вес. %	Гранато-оливиновая порода из Gordunotal	Среднее из 16 анализов перидотитов, %
SiO_2 . . . . . 32.80	41.41	43.47	42.82
TiO_2 . . . . . 1.54	0.96	0.15	1.45
Al_2O_3 . . . . . 12.05	2.46	2.97	5.34
Fe_2O_3 . . . . . 11.74	7.27	4.42	3.18
FeO 6.48	4.11	4.48	11.73
MnO 0.26	0.21	следы	0.18
MgO 7.40	11.13	39.44	25.87
CaO 22.70	27.38	3.30	5.79
BaO . . . . . следы	0.05	—	—
Na_2O 0.27	0.31	—	0.77
K_2O 0.13	0.15	—	0.78
Cr_2O_3 . . . . . —	следы	—	—
CO_2 . . . . . —	2.09	—	—
P_2O_5 . . . . . —	—	—	0.17
$H_2O^{+110°}$ 4.01	0.27	1.87	1.92
$H_2O^{-110°}$ 0.80	2.38	—	—
100.18	100.18	100.53	100.00

Формулы по Озанну

	S	a	c	f	n	k
№ 88	37.7	0	4	26	6.2	0.6
№ 359	42.6	0	0.6	29.4	8.5	0.72
Гранато-оливиновая порода	37.8	0	1	29	—	0.62
Среднее из 16 анализов перидотитов	42.2	0.7	1	28.3	5.9	0.61

Формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

	α	$R_2O:RO$	$\overline{RO}:R_2O_3$
$3.6\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 3SiO_2$	0.9	1:118	3.6
$11.9\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 11.5SiO_2$	1.4	1:124	11.9
$22\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 14.6SiO_2$	1.18	—	22
$13\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 10.4SiO_2$	1.3	1:45	13

верхних, так как в близлежащих участках наблюдается залегание кровли осадочных пород на габбровом массиве) частях небольшой габбровой интрузии, прорезающей известняково-сланцевую и кварцитовую толщи вблизи их тектонического контакта.

Мне представляется, что наши ультраосновные породы явились результатом магматической дифференциации габбровой магмы в ее краевых частях с полной ассимиляцией больших количеств известкового карбоната в сравнительно высокотемпературных условиях, из прорываемой ими известняково-сланцевой толщи. Серпентин породы № 88 можно считать первичным, образовавшимся путем протопневмотализа, под влиянием летучих компонентов, стремившихся к верхним частям массива. Настоящее объяснение серпентинизации породы № 88 аналогично взгляду Ф. Ю. Левинсон-Лессинга на генезис некоторых серпентинизованных уральских дунитов.

ГРУППА КИСЛЫХ ПОРОД

В этом отчете по группе кислых пород будут описаны три типа:

1) биотитовые адамеллиты интрузии р. Майры,
2) кварцевые порфиры р. Шалыма и
3) эпидото-хлоритовые туфогеновые породы р. Калтарака.

В верховьях р. Майры к северо-западу от Чеболдагского месторождения марганца, в русле каньонообразной долины вскрывается интрузия мелкозернистого, свежего, очень плотного адамеллитового гранита. Эти адамеллиты представляют серо-желтые полнокристаллические, мелкозернистого сложения породы. Минералогически они состоят из аллотриоморфного кварца (часто имеющего остроугольные очертания) и сравнительно идиоморфного полевого шпата — плагиоклаза (ряда альбит — олигоклаз). Калиевый полевой шпат в мелких, но ясно выраженных индивидуумах присутствует в небольшом количестве.

В породе довольно много пластинчатых выделений буро-коричневого плеохроичного биотита, оптически одноосного, положительного. Биотит по периферии часто диссоциируется с образованием рудных минералов (окислы железа). Из акцессорных минералов в породе развиты турмалин, циркон и апатит. Все минералы совершенно свежие (фиг. 16, стр. 41).

По условиям залегания в этом случае мы, повидимому, имеем ряд разрозненных выходов краевой части (вернее так наз. апикальной — верхней части) интрузии, прорывающей известняково-кварцитовую толщу эозоя.

Определения плагиоклаза на федоровском микроскопе дали следующие результаты:

$$B_{1.2} \begin{cases} Ng = 82^\circ \\ Nm = 17^\circ \\ Np = 75^\circ \end{cases} \qquad 2V = +\,80^\circ$$

По этим данным плагиоклаз должен быть отнесен к альбит — олигоклазу № 14, сдвойникованному по карлсбадскому закону [(двойная ось (001)].

Химический анализ, произведенный из соседнего штуфа № 397, дал следующие результаты (табл. 6).

Таблица 6

№ 397, вес. %	Приведенные к 100%	Молекулярные количества	Мол. %
SiO_2 . . . . . 73.50	73.80	1.230	80.21
TiO_2 . . . . . 0.10	0.10	0.001	
Al_2O_3 . . . . . 14.46	14.54	0.142	9.55
Fe_2O_3 . . . . . 0.81	0.81	0.008	1.24
FeO 1.00	1.00	0.014	
MnO 0.04	0.04	—	—
MgO 0.47	0.47	0.013	0.86
CaO 1.24	1.24	0.021	1.32
BaO 0.04	0.04	—	—
Na_2O 3.42	3.44	0.055	3.60
K_2O 4.50	4.52	0.048	3.15
$H_2O^{-110°}$ 0.20	—	—	—
$H_2O^{+110°}$ 0.47	—	—	—
100.25	100.0	1.540	100.0

Магматическая формула
по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$1.5\overline{RO}\cdot 1.5R_2O_3\cdot 12.3SiO_2$; $\quad 1\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 8.2SiO_2$

$a = 4.1$; $R_2O:RO = 2.1:1$; $\quad \overline{RO}:R_2O_3 = 1$; $+\frac{1}{4.1}$

По Озанну

S = 80.21	a = 20
A = 6.75	c = 8
C = 2.80	f = 2
F = 0.63	
n = 5.3	
K = 1.7	

Формула $S_{80}\ a_{20}\ c_8\ f_2\ n_{5.3}$

Аналитик В. А. Молева

По своему минералогическому составу, в частности, по преобладанию плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, порода должна быть отнесена к адамеллитам, но химический состав и ее магматическая формула этому как бы противоречат: во-первых, коэффициент кислотности гораздо выше по сравнению с a для адамеллитов по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, во-вторых, R значительно ниже, а отношение R_2O : RO значительно выше, чем таковые для адамеллитов. По своей магматической формуле настоящая порода близко

подходит к группе собственно гранитов, характеризующихся по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу символом

$$+\frac{0.75—1.2}{3.60—3.90}.$$

В данном случае вероятнее будет считать нашу гранитовую породу представителем адамеллитовой группы, отклонения магматической формулы которой от соответствующей для адамеллитов должно объясняться повышенным

Фиг. 16. Адамеллитовый гранит. Верховья р. Майра. Увел. × 65. Ник. ||.

содержанием кремнекислоты. Последнее обстоятельство должно быть связано с тем, что нами наблюдается краевая (апикальная) часть интрузии, обогащенная кремнекислотой.

Остается неясным обнаруженное при микроскопическом изучении преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом в то время как анализ указал значительное содержание окиси калия. Возможно, здесь часть калия входит в состав альбит-олигоклаза, что было уже отмечено для вкрапленников плагиоклаза из гранитных жил Бостокского района.

Интрузия адамеллитов произвела сильное контактное воздействие на вмещающие известняки и сланцы известняково-кварцитовой толщи. Контактные изменения заключаются в перекристаллизации и окремнении вмещающих пород. Как пример, можно привести описание одной приконтактовой слоистой породы серого цвета с красноватым отливом (фиг. 17).

Под микроскопом она оказывается слоистой, состоящей из ориентированных полосок различного минералогического состава. Эти различные

минералы представлены: кварцем мостовидной структуры, пластинчатыми выделениями плеохроичного, от желто-зеленого до коричневого цвета, биотита и рудным минералом — пиритом. В основной массе, группируясь в ориентированные полоски, разбросаны альбит, эпидот, мусковит и обыкновенная роговая обманка.

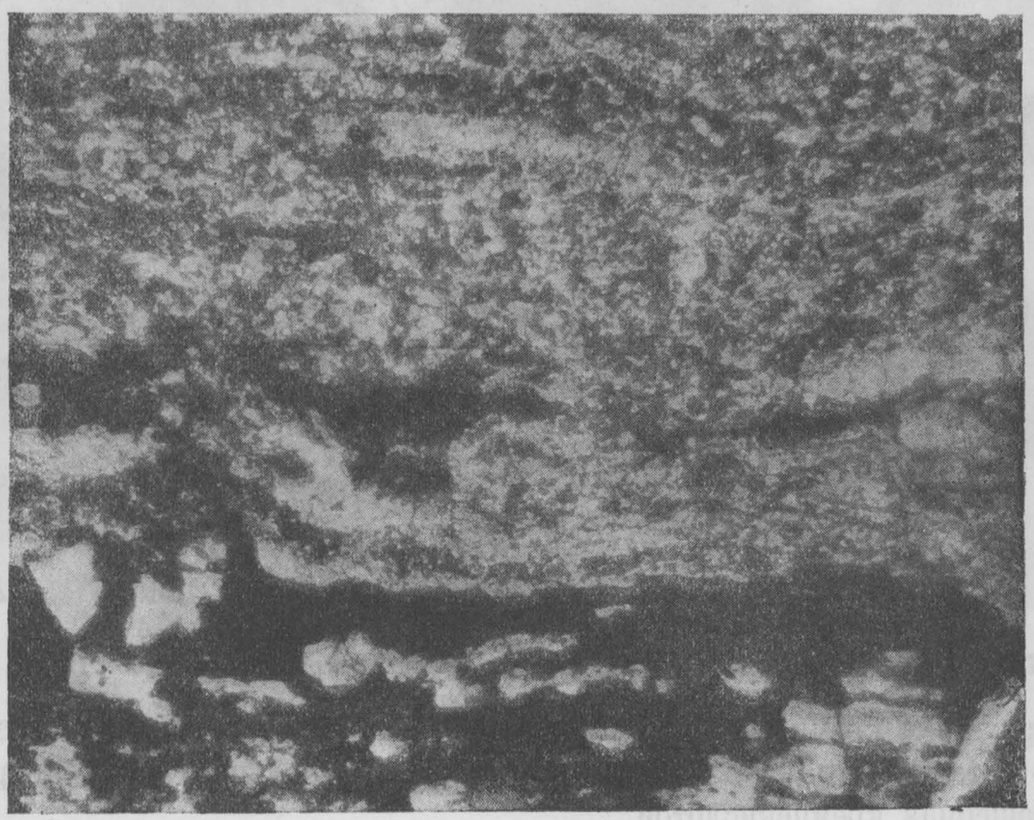
Из контактовой породы был сделан химический анализ на марганец.

№ 1395

$MnO = 0.27\%$

Аналитик В. А. Молева

По возрасту эта интрузия с определенностью может быть отнесена к послекембрию; относительно верхней границы данных не имеется.



Фиг. 17. Р. Майра. Контактный роговик. Увел. × 65. Ник. ||.

Граниты Кондомского района горы Киземес представлены различными и, возможно, разновозрастными вариациями.

В части их, развитой по р. Уруш, встречены биотитовые разности, до некоторой степени сходные с майринской интрузией, но более крупнозернистые. Они также представляют в основном плагиоклазо-биотитовые граниты типа адамеллитов с большим содержанием аллотриоморфного кварца. Но на ряду с такими породами в составе киземесской интрузии обнаружены лейкократовые и даже аляскитовые граниты, состоящие преимущественно из кварца и щелочного полевого шпата, ортоклаза и микроклин — микропертита с небольшим количеством альбита. Цветной минерал обычно

в таких разностях развит очень незначительно и представлен мелкими пластинками биотита и мусковита.

Такие граниты (гора Киземес) по своему петрографическому составу сходны с гранитами р. Бии, что также отмечает и геолог Пятницкая в своем отчете. На этом основании их возраст, имея в виду, что по Пятницкой они являются послесилурийскими, можно предположительно отнести к среднему палеозою (девон).

Контактное воздействие киземесской интрузии проявилось вполне отчетливо в образовании контактной зоны мощностью 3—4 км, в которой известняки превращаются в мраморы с очень сильным развитием в отдельных участках (по р. Уруш) форстерита. Форстерит представлен округлыми зернами размером до 2—3 мм, обладающими высоким двупреломлением (в зеленых, синих и красных тонах), что придает микроскопической картине чрезвычайно эффектный вид.

Из такого контактного мрамора с р. Уруша был произведен неполный химический анализ, давший следующие результаты (в %):

№ 193

SiO_2	1.28
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0.56
CaO	51.02
MgO	3.04
CO_2	42.60
Потеря при прокаливании	1.06
	99.56

Рассчитаем по окиси магния и кремнекислоте форстерит, по окиси магния — магнезит и по оставшейся углекислоте — кальцит. Тогда минералогический состав породы определяется следующими цифрами (в %):

Форстерит	2.99
Магнезит	2.80
Кальцит	91.07

Остальные три процента весового состава падают на воду, пирит и графит, обнаруженные при микроскопическом исследовании.

Образование форстерита, возможно, связано с выносом магния из гранитной магмы, так как имеющиеся химические данные по карбонатным осадочным породам эозоя не установили среди них первичных магнезиальных карбонатов.

КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ И ПОРФИРИТЫ

По р. Шалыму развита своеобразная формация порфиров (кварцевых) в краевой части, переходящих в порфириты, альбититы и фельзиты.

Эти образования, застывшие на небольшой глубине, местами представленные излившимися фациями, прорезают кембрийскую толщу и по своим

петрографическим особенностям должны быть сопоставлены с теми девонскими кислыми эффузивами, которые развиты в более юго-западных частях Ненинско-Чулымского граббена по рр. Ушлепу, Бие и др.

Комплекс пород, развитых по левобережью р. Шалыма, вблизи пос. Верхний Шалым, и их мощная контактная зона представляют весьма разнообразную группу пород как по минералогическому, так, вероятно, и по химическому составу, но о последнем судить нельзя, так как анализов не произведено.

Залегание комплекса изверженных пород левобережья р. Шалыма может быть характеризовано как экструзивный лакколит сравнительно больших размеров (площадью около 25—30 км^2), с которым связан ряд апофиз и жильных образований.

Наиболее глубинные, вскрытые сейчас денудацией части этого массива представлены полнокристаллическими породами порфировой структуры. Некоторые разновидности их по минералогическому составу представляют роговообманковые породы, состоящие, главным образом из крупных порфировых выделений преимущественно коричневой обыкновенной роговой обманки ($2V = -76°$, $Ng \wedge C = 4°$). В некоторых зернах заметен переход коричневой роговой обманки в зеленую актинолитовую. Интересной и весьма характерной для всего этого комплекса пород особенностью является развитие в них большого количества, часто в виде крупных выделений, зеленовато-желтого эпидота. Затем в породе много сравнительно крупных (до 4—5 мм, а иногда и больше) ксеноморфных зерен кварца. Участками развит нацело серицитизированный полевой шпат. Имеются отдельные пластинки биотита.

Другие разности полнокристаллических порфиров не содержат роговой обманки, но эпидот получает в них еще большее развитие. В таких разностях также наблюдаются более крупные выделения кварца и сравнительно свежего альбита (в сечении $\perp$ МР $n_p \wedge M = -12°$, следовательно, альбит № 2—3).

По мере движения к краевым частям массива наблюдаются текстурные и структурные изменения пород. В краевых частях развиты породы, чрезвычайно сходные с эффузивными образованиями (альбититы и кератофиры) р. Ушлепа. Среди таких разностей можно отметить светлые порфириты с темными оруденелыми участками, которые под микроскопом представляют эффузивную породу порфировидной структуры. Вкрапленники немногочисленны и представлены кварцем и альбитом. Основная магма сильно оруденелая гематитом (в сходящемся свете имеет кровяно-красный оттенок). В них иногда встречаются миндалевидные пустоты, выполненные рудным веществом и хлоритовым минералом. Эпидот отсутствует.

Другой тип кислых эффузивов представлен породами с крупными выделениями кварца, полевого шпата (альбита) и эпидота, плавающими среди мелкозернистой и участками стекловатой, проникнутой рудными жилками основной массы.

ЖИЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ р. ШАЛЫМА

По обоим берегам р. Шалыма в составе осадочных толщ имеют обильное распространение зеленые жильные породы обычно межпластового характера. При этом надо отметить то обстоятельство, что эти жилы залегают среди эпидотизированных и хлоритизированных сланцев, от которых по внешнему виду они часто мало отличаются.

Среди таких жильных пород можно выделить в основном два петрографических типа: один тип — жилы, встреченные у дер. Средний Шалым по правому берегу р. Шалыма, а также выше дер. Верхний Шалым, по левому берегу р. Шалыма и на высоте 598 м; другой петрографический тип, но внешне очень похожий на эти жилы, встречен в устье р. Шалыма в составе зеленокаменной хлоритизированной и эпидотизированной толщи кембрийского (по А. Пятницкой) возраста. Но кембрийский возраст зеленокаменной толщи недостаточно доказан, и непосредственных данных для отнесения к кембрийскому возрасту этой толщи и толщи туфогенов, развитых по правому берегу р. Кондомы от устья р. Шалыма до р. Бахоревки очень мало. Такое отнесение основывается, главным образом, на разнице в условиях залегания эффузивно-туфогеновой серии и более западного эозоя. Но это различие, характеризующееся сменой направления простирания эффузивно-туфогеновой серии на почти меридиональное и даже меридиональное, характерно также для эозоя (нижнего кембрия) в краевой, восточной части его распространения.

Первый петрографический тип жил, развитый в среднем и верхнем течении р. Шалыма, представлен жильными кварцевыми порфирами и кварцевыми диоритами, приближающимися к керсантитам. Этот тип по условиям распространения, возможно, связан с внедрением интрузии кварцевых порфиров, но не исключена возможность, что он является более древним, и только наложение метаморфизующих агентов, связанных с кварцевыми порфирами, придало им ряд общих минералогических признаков.

В устье же р. Шалыма жильные породы представлены палеотипными диабазами.

Как пример жил кварцевых диоритов и кварцевых порфиров можно привести описание пород с вершины 598 и с правого берега р. Шалыма у дер. Средний Шалым.

№ 261, высота 598 — мелкозернистая порода зеленого цвета с вкрапленниками роговой обманки. Под микроскопом — полнокристаллическая порода порфировидной структуры. Порфировые выделения представлены сравнительно идиоморфной, обыкновенной роговой обманкой зеленого цвета, плеохраичной, от темнозеленого до желтоватого цвета. $2V = -80°$, $Ng \wedge C = 10°$. Затем в породе большое развитие имеет кучно расположенный эпидот, слабо окрашенный, с характерной пятнистой суперномальной интерференционной окраской. 2 V эпидота $= -76°$. Эпидот кучно развит

то по периферии зерен роговой обманки, то по полевым шпатам, частично их замещая.

Основная масса породы сложена, главным образом, полевым шпатом—плагиоклазом. Определения в сечении $\perp$ MP дали такие результаты: Np $\wedge$ M = =—14°, что отвечает альбиту первых номеров, хотя в некоторых зернах замеры указывали на большую основность плагиоклаза. Возможно, здесь происходит процесс вторичной альбитизации. В породе присутствуют немногочисленные выделения кварца с облачным угасанием. По этим данным порода определяется как жила кварцевого диорита, сильно затронутая эпидотизацией.

Такие же породы диоритового характера, но с теми или иными вариациями в количественных соотношениях главнейших породообразующих минералов: роговая обманка, эпидот и полевой шпат развиты во всей периферийной полосе кварце-порфирового массива.

Сланцевая толща у дер. Средний Шалым прорывается жилой серо-зеленой породы. Мощность жилы достигает 4 м. Часть изверженной породы жилы, близкой к контакту, представляет рассланцованную мелкозернистую породу. Под микроскопом — это порода порфировидной структуры. Минералогически она состоит из фенокристов альбита и основной массы стекловато-микролитовой. Порода разрезается многочисленными жилками барита; по своему минералогическому составу она может быть названа альбитофиром. Шлировое выделение этой породы довольно крупнозернистого сложения, представляет полево-шпатовую породу, переполненную баритом и цоизитом. По трещинкам в ней часто происходит образование чешуйчатого яркозеленого плеохроичного минерала типа нонтронита (знаки главной зоны +, угасание прямое), т. е. эта часть породы, да и окружающая толща хлоритовых сланцев, испытали сильную минерализацию, связанную с внедрением жильных альбитофиров.

Пластовые жилы другого петрографического типа основного характера развиты по правому берегу р. Шалыма в ее устье. Здесь на прекрасно отпрепарированной поверхности голов пластов, представляющих зеленые рассланцованные образования, отчетливо выделяются плотные раздувы округлой формы. Эти раздувы под микроскопом представляют типичную эффузивную породу микролито-стекловатого сложения. Микролиты по углу симметричного угасания представлены основным плагиоклазом. О том же говорит их сравнительно высокий, по отношению к канадскому бальзаму, показатель светопреломления. Основная масса представляет стекло серо-буроватого цвета. В породе много миндалевидных пустот, выполненных халцедоном и реже уралитовой роговой обманкой. Встречается также эпидот.

По этим данным порода может быть отнесена к диабазам, подвергнувшимся вторичной эпидотизации.

Резюмируя наблюдения по этому комплексу жильных пород, можно утверждать, что жилы альбитофиров и кварцевых порфиров являются дериватами интрузии кварцевых порфиров, а жилы диабазового характера и катаклазированных кварцевых диоритов (облачное угасание

кварца!), вероятно, являются частями более древнего эффузивного комплекса.

Как на тех, так и на других отчетливо и сильно проявляется воздействие кварцевых порфиров, выразившееся в эпидотизации и амфиболизации пород.

С этой же стороны интересно отметить, что породы эозойской формации, развитые по правобережью р. Шалыма (известняки, сланцы и кварциты), также очень часто минерализованы. Их минерализация выражается в образовании мельчайших, но количественно играющих большую роль, иголочек, пластинок и зернышек роговой обманки, эпидота и рудных минералов (гематита). Гематит иногда настолько сильно развит, что является относительно главнейшим породообразующим минералом. Последнее обстоятельство в свете общего петрологического познания всего района и особенностей отдельных вулканических циклов подчеркивает особенное значение цикла вулканизма, сопряженного с внедрением кварцевых порфиров, альбитофиров и кератофиров как рудообразующего фактора в части формирования железорудных месторождений.

ЭПИДОТИЗИРОВАННЫЕ ТУФОГЕНЫ

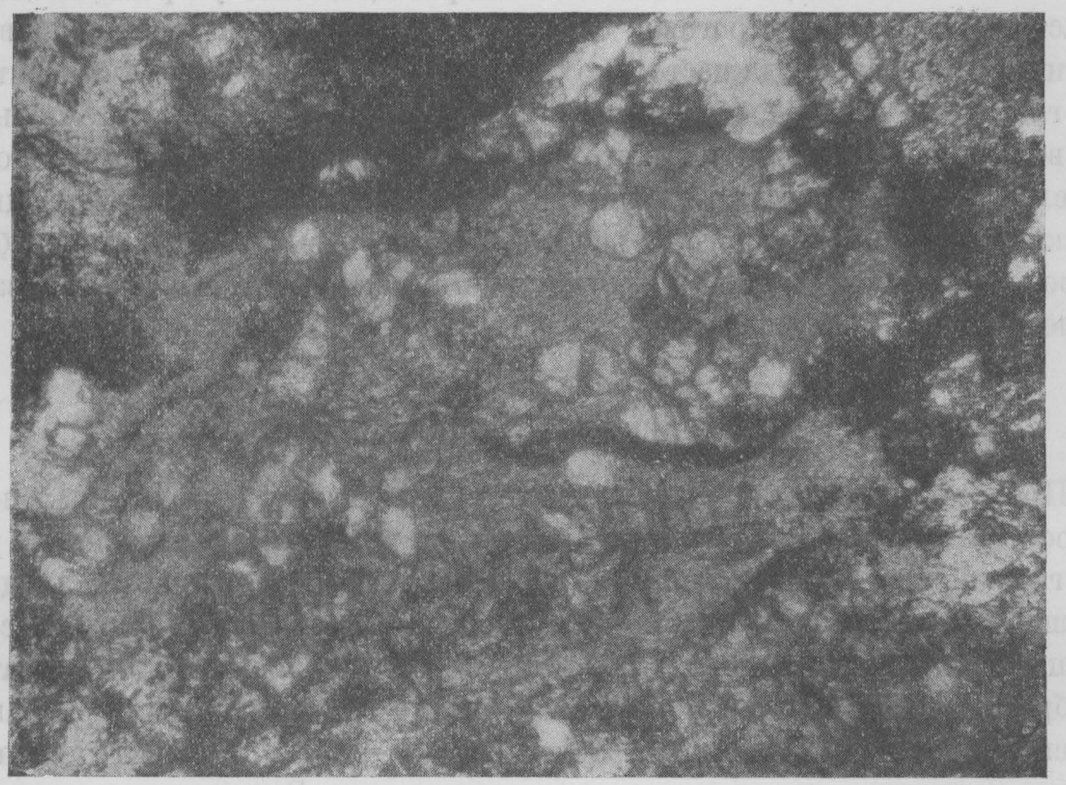
Процесс эпидотизации и цоизитизации различных изверженных пород широко развит не только в пределах бассейна р. Шалыма, но также и в ряде других районов; напр. в бассейне р. Кауры в связи с известняково-сланцевой толщей развита эффузивно-жильная формация кварцевых диоритов с сильно проявленным процессом эпидотизации. Эпидотизация также захватила габбро-диориты верховий р. Сокола и многие другие породы. По правому берегу р. Калтарака (приток р. Селезня), в 2—2.5 км от устья, начинается выход массивных пород зеленовато-серого цвета. Этот выход тянется на протяжении целого километра. В некоторых частях массива заметно такситовое, обломочное сложение, что говорит об эффузивно-туфогенном происхождении этой толщи. О том же говорят и структурные особенности, наблюдаемые при микроскопическом изучении породы. В краевых частях массива, в изверженных породах, заметны захваты мелких обломков кварцита.

При микроскопическом изучении главного типа пород наблюдалось микрополосчатое их строение, слегка напоминающее слоистость. Эта полосчатость, вероятно, обусловлена двумя факторами: с одной стороны, флюидальностью материнской породы, а с другой стороны — метаморфизующим давлением тектонических сил. Слоистость породы проявляется в полосчатом распределении различных минералов (фиг. 18).

Минералогически эта порода состоит из относительно крупных выделений (до 2 мм) волокнистой, желто-коричневатой обыкновенной роговой обманки, переходящей в уралитовую и актинолитовую. Полоски роговой обманки перемежаются с тонкими полосками серого, слабо двупреломляющего вещества [стекло (?) пелитовое вещество] и изредка кальцита. Между

роговой обманкой рассеяны крупные выделения эпидота и цоизита, изредка встречаются зернышки кварца. Полевой шпат отсутствует или нацело замещен эпидотом.

Отдельные участки в такой породе представлены линзовидными шлирами более крупнозернистого сложения. При микроскопическом изучении шлиры представляют зеленовато-желтую хлоритовую массу, в которой рассеяна масса крупных выделений эпидота, угол оптических осей которого, измеренный на федоровском микроскопе, оказался равным —86° (2V). На ряду



Фиг. 18. Эпидотизированный туфоген р. Калтарак. Увел. × 65. Ник. ||.

с хлоритом в основной массе присутствуют участки волокнистой роговой обманки и немного кварца.

Обломки кварцита, захваченные туфогенными породами, представляют куски неправильной формы размером по длинной оси до 7—8 см. Под микроскопом они дают картину типичного, но более, чем обычно для этих мест, крупнозернистого кварцита, сложенного из зазубренных, плотно прилегающих зерен кварца (размером до 0.3 мм). Между зернышками кварца часто наблюдается развитие бурых железных пятен и иголок гематита. Структура кварцита говорит о его перекристаллизации с образованием вторичных каемок, к которым как раз приурочено образование гематита и бурых окислов железа. Кроме того, обломки кварцита прорезаны жилками, выполненными мелкими зернышками эпидота и гематита (фиг. 19 стр. 50).

Изучение приконтактных кварцитов и известняков эозоя, развитых на другой стороне лога, которым обрывается выход эпидотовых туфогенов,

показало, что на них (кварцитах и известняках) отчетливо отразилась минерализация, вызванная массивчиком эпидотизированных пород. Микроскопическое изучение кварцита № 342 показало, что он оруденел магнетитом, переходящим в гематит, и что он содержит многочисленные мелкие зерна зеленоватого эпидота (фиг. 20, стр. 50).

Из эпидотово-хлоритовой породы и приконтактового кварцита были произведены некоторые химические определения и получены следующие результаты (в %):

№ 331		№ 342	
MnO	0.26	Al_2O_3	нет
SiO_2	86.8	Fe_2O_3	11.74
		MnO	нет
		Потеря при прокаливании	0.24

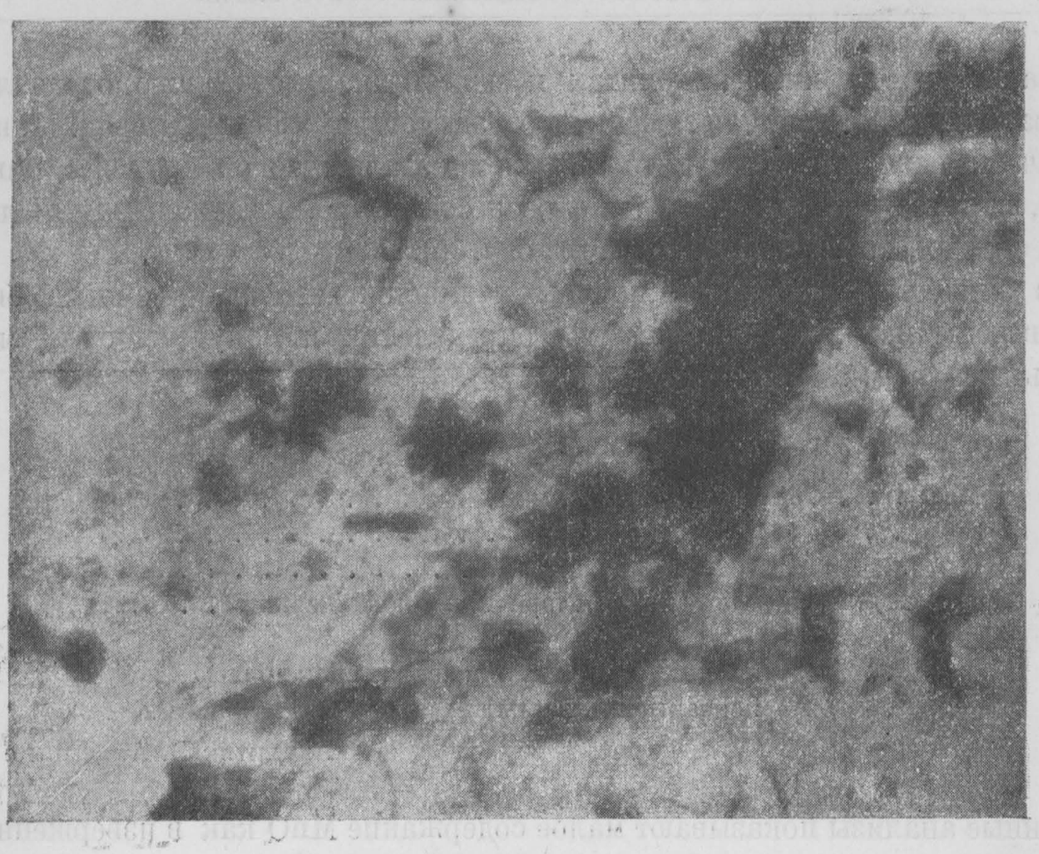
№ 331 — эпидото-хлоритовая изверженная порода
№ 342 — контактный кварцит

Аналитик В. А. Молева

Данные анализы показывают малое содержание MnO как в изверженных породах, так и отсутствие его в контактной зоне. Последнее не является показателем полного отсутствия факта выноса марганца из массива, так как зона оруденелых пород довольно мощная, и по пути выноса рудных элементов, надо думать, происходило их разделение. Постепенное прослеживание контактной зоны не могло быть произведено в силу, главным образом, перерыва, обусловленного долиной ключа.

Но факт железного оруденения контактной зоны из данных микроскопического изучения и химического анализа несомненен. Это еще раз подтверждает высказанное ранее мнение о связи железорудных образований с эффузивными производными кислой магмы.

Генетически настоящая толща эпидото-хлоритовых роговообманковых пород, видимо, представляет тот же комплекс, что и жильно-эффузивная серия кварцево-эпидотовых пород р. Кауры и частично р. Шалыма. Их первоначальное формирование могло быть связано с более древней фазой вулканизма, чем фаза внедрения кварцевых порфиров (средний девон), но их минерализация, так же как и контактные изменения вмещающих пород, была связана с активным воздействием более молодой фазы (кварцевые порфиры). С точки зрения генезиса марганцового оруденения интересно сопоставление описанных здесь кварцевых порфиров и эпидотизированных туфогенов с кислыми эффузивами рр. Бии и Ушлепа. В частности, по породам р. Калтарака интересно провести прослеживание оруденения приконтактовых к туфогенам кварцитов с удалением от границы контакта. Некоторые наблюдения позволяют думать, что вблизи контакта происходит обогащение железом, но с удалением от контакта происходит концентрация марганца.



Фиг. 19. Контактный кварцит с гематитовым оруденением р. Калтарак.
Увел. × 65. Ник. ||

Фиг. 20. Р. Калтарак. Силифицированный и оруденелый известняк.
Увел. × 65. Ник. ||

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

При маршрутном переходе с р. Кондомы в верховья р. Кауры по водоразделу между притоками рр. Кочура и Каура, от с. Спасские прииски до Верхней Кауры, в 5 км от Спасских приисков, вдоль дороги, соединяющей это селение с Верхней Каурой, была обнаружена небольшая зона щелочных пород. Одна из этих пород имеет крайне интересный минералогический и химический состав.

Прежде всего нужно оговориться, что в виду ограниченности времени маршрутом была пересечена смена пород только в одном направлении, поэтому говорить о переходах породы в других направлениях ничего определенного нельзя. Да и одно произведенное пересечение, безусловно, не дает полной картины, так как выходы породы приурочены к небольшим обнаженным гривкам, между которыми развиты пространства приблизительно по $1\frac{1}{2}$ км, скрытые под наносами.

Для понимания генезиса пород опишем некоторые разновидности различных пород, которые были встречены в этом отрезке; хотя это и не даст полного определенного ответа, но некоторые указания генетического порядка все же отсюда вытекают.

Сначала вдоль дороги от Спасских приисков по водоразделу, на протяжении до 3 км, встречались глыбы темного, типичного для эозойской толщи кварцита, затем показались коренные выходы серо-зеленоватых рассланцованных пород, шедшие в течение, примерно, целого километра. При микроскопическом изучении эти породы оказались сильно измененными — хлоритизированными и кальцитизированными. Они обладают порфировидной структурой. Порфировидные вкрапленики представляют точно неопределимый, сильно кальцитизированный плагиоклаз первых номеров. Кварц имеется в основной массе в виде мелких зернышек (возможно, вторичный). Кальцит сильно развит также и в основной массе. В породе имеется ряд участков, выполненных аггрегатным, слабо двупреломляющимся минералом типа каолина или смеси каолина с кварцем ($n > 1.54$). По периферии эти участки окружены зеленовато-желтым хлоритом.

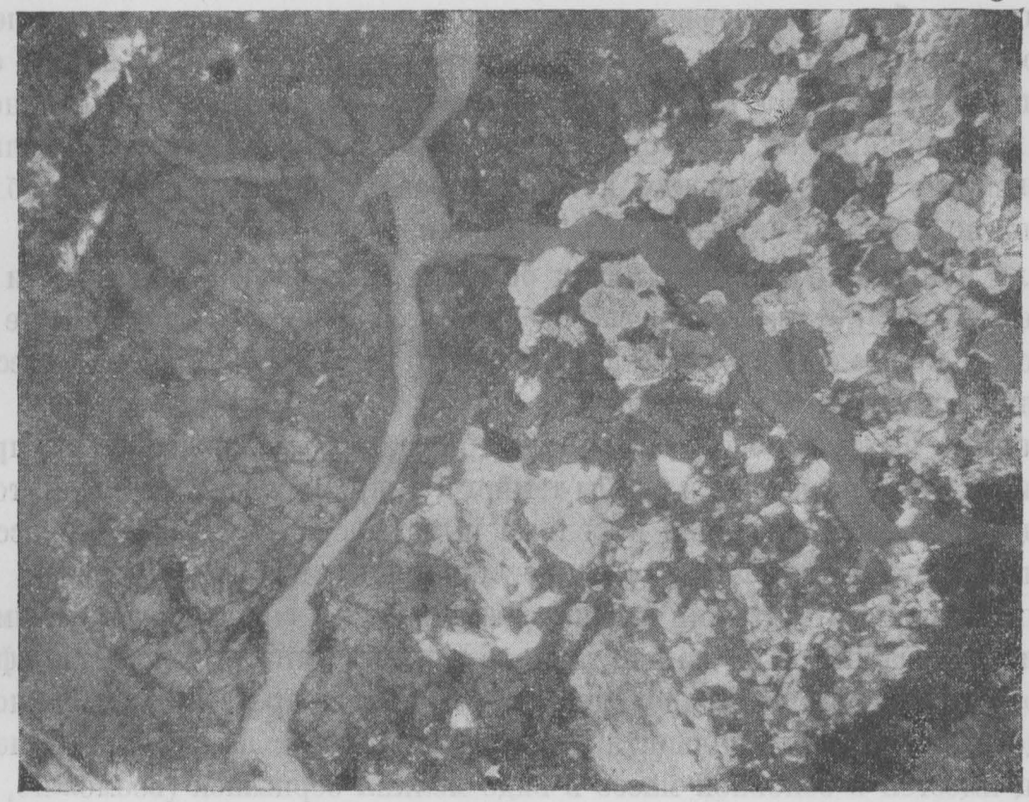
Структура породы и ее минералогический состав заставляют отнести ее к метаморфизованным кислым эффузивам (альбититового характера).

Затем спустя 0.5 км пространства, закрытого наносами, была встречена небольшая, хорошо обнаженная вершина, которая сложена полнокристаллическими породами серого цвета с пластинками черного минерала (слюды). Размеры главной массы зерен достигают 4—5 мм. Контактов с другими породами не было обнаружено.

Под микроскопом порода оказывается полнокристаллической однородной, имеющей гранокристаллическое сложение. Главным породообразующим минералом является ортоклаз, представленный вытянутыми идиоморфными зернами, часто с характерными карлсбадскими двойниками. Константы ортоклаза следующие: двуосный, оптически отрицательный

$2V = -72°$ (на федоровском микроскопе), угол угасания $= 5—6°$, оба $n < 1.54$. Возможно, что среди зерен ортоклаза есть и нефелин, но обнаружить его не удалось. Точно также, возможно, присутствует и анортоклаз, но ряд замеров угла оптических осей дал величины, бо́льшие 70°, а эти углы отвечают ортоклазу. Определение полевошпатовой составной части затрудняется сильной степенью ее измененности (фиг. 21).

Затем в породе большое развитие имеет в виде кучно расположенных мелких зерен (размера 02 — 03 мм) свежий прозрачный бесцветный



Фиг. 21. № 293. Канкринито-содалитовый сиенит близ Спасских приисков. Увел. × 65. Ник. ||

минерал со следующими константами. Оптически одноосный отрицательный Np и Ng < 1.54; Np $<$ обоих показателей преломления ортоклаза (1.528 и 1.518), а Ng $>$, чем Np ортоклаза. По этим данным минерал относится нами к канкриниту.

Затем в породе участками развиты сравнительно крупные выделения бесцветного прозрачного изотропного минерала, который имел показатель светопреломления меньший, чем оба показателя ортоклаза и канкринита. По этим данным минерал должен быть отнесен к содалиту.

Наконец, в породе часто рассеяны, иногда кучно группируясь вокруг накоплений канкринита, вытянутые пластинки биотита и скопления рудных зернышек. Как акцессорный минерал присутствует циркон.

Из этой щелочной породы был произведен полный химический анализ, давший следующие результаты (табл. 7).

Таблица 7

Весовые %		Молекулярные количества	Мол. %
SiO_2	53.32	0.888	63.98
TiO_2	0.25	0.004	
Al_2O_3	21.28	0.209	15.00
Fe_2O_3	1.69	0.011	4.16
FeO	2.47	0.035	
MnO	0.61	0.008	
BaO	—	—	—
SrO	Следы	—	—
CaO	2.15	0.039	2.80
MgO	0.29	0.008	0.58
Na_2O	6.02	0.097	6.95
K_2O	8.62	0.091	6.53
P_2O_5	Следы	—	—
CO_2	0.99	0.023	—
Cl	0.31	0.009	—
$H_2O - 110°$	0.34	—	—
$H_2O + 110°$	1.81	—	—
	100.15	1.394	100.0

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$2.8\overline{RO}\cdot 2.2R_2O_3\cdot 8.9SiO_2;\ 1.3\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4SiO_2$$

$a = 1.8$; $R_2O:RO = 4:1$ $\overline{RO}:R_2O_3 = 1.3$

Аналитик В. А. Смирнов

Вычтя из количеств окиси натрия и окиси кальция величины, эквивалентные количествам CO_2 и Cl, получим следующую формулу породы по Озанну:

S = 63.98	a = 20
A = 11.97	c = 5
C = 3.03	f = 5
F = 3.03	Формула $S_{64}a_{20}c_5f_5n_{5.1}$
n = 5.1	
K = 0.79	

Прежде чем перейти к рассмотрению анализа, остановимся на количественно минералогическом составе породы. Количественно минералогический

состав породы, подсчитанный на пушинтеграторе, выражается следующими цифрами (в %):

Ортоклаз	58.35
Канкринит	20.83
Содалит	7.00
Биотит	11.89
Циркон	1.00
Рудные минералы	0.75
Сумма	99.82

Подсчитывая на основании химических данных количество содалита и канкринита, находим, что по формуле содалита $3Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO \cdot 2NaCl$ содержание хлора в нашей породе, равное 0.31%, отвечает 4.5 процентам, содалита, а по формуле канкринита $4Na_2O \cdot CaO \cdot 4Al_2O_3 \cdot 2CO_2 \cdot 9SiO_2 \cdot 3H_2O$ содержание углекислоты, равное 0.99, отвечает 15.7 процентам канкринита. Эти цифры, как видим, несколько отличаются от данных подсчета на пушинтеграторе. Но в виду того, что при работе с пушинтегратором на шлифах мелкозернистых неизбежны ошибки, зависящие от конструкции прибора, то больше вероятности имеет количественный минералогический состав породы, вычисленный по характерным элементам, хотя и в последнем случае ошибки не исключены, так как ряд минералов не имеет состава, укладывающегося в постоянную формулу.

По приведенным химическим данным порода может быть с полным основанием отнесена к щелочным. По присутствующим в ней минералам содалиту и канкриниту ее можно назвать канкринито-содалитовым сиенитом.

Химическая характеристика породы № 293 позволяет с полным основанием отнести ее по классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга к семейству нефелиновых сиенитов, так как химический тип нашего канкринито-содалитового сиенита достаточно близок к химическому типу нефелиновых сиенитов вообще и, в частности, для СССР, которые отражены ниже:

Тип нефелиновых сиенитов: $\overline{RO}:R_2O_3 = 1$ до 1.3; $R_2O:RO = 3.2:1$; $\alpha = 1.9-2$

Нефелиновые сиениты СССР: $1.17\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.98SiO_2$ $\alpha = 1.93$; $R_2O:RO = 3.8:1$

Наш канкринито-содалитовый сиенит: $1.3\overline{RO}R_2O_3 \cdot 4SiO_2$; $\alpha = 1.8$; $R_2O:RO = 4:1$

Символ нашего канкринито-содалитового сиенита $+\frac{1.3}{1.8}$

По минералогическому составу порода отличается от нефелиновых сиенитов отсутствием нефелина, но по своему химизму все же может быть отнесена к семейству нефелиновых сиенитов. В нашей породе наблюдается значительное превышение калия над натрием, что объясняется большим содержанием в породе калиевого полевого шпата. Но на ряду с этим все же в породе значительно содержание и окиси натрия, которая, возможно, концентрируется в неустановленном нами микроскопически анортоклазе или нефелине. Обращает на себя внимание значительное присутствие

марганца (MnO = 0.61%), который в основном, вероятно, связан с биотитом.

Обогащение Mn щелочных пород, богатых летучими компонентами, важно с точки зрения геохимического распределения Mn в земной коре. Отсутствие нефелина можно объяснять замещением его канкринитом и содалитом, но так как скопления зерен канкринита и содалита не дают ясных морфологических указаний на это, то мы все же будем считаться с имеющимся сейчас минералогическим составом породы и соответственно ее классифицировать.

По классификации Розенбуша, наша порода также может быть отнесена к семейству элеолитовых (нефелиновых) сиенитов.

Наиболее близкими по минералогическому и химическому составу к нашей породе будут являться содалитовые сиениты р. Тагабы-Собаг (Средняя Азия), описанные И. А. Преображенским (по данным, взятым из петрографии Ф. Ю. Левинсон-Лессинга), а также канкринитовые сиениты Särna в Швеции и из Куола-ярви в Финляндии по данным, взятым из описательной петрографии Розенбуша. По минералогическому составу к нашей породе близок канкринитовый сиенит с Кольского полуострова, анализ которого приведен Б. М. Куплетским в работе «Петрография Кольского полуострова». Анализы сравниваемых пород сведены в табл. 8 (в %).

Таблица 8

№ 293	1	2	3	4	5
SiO_2	53.32%	52.25%	51.04%	56.26%	58.96%
TiO_2	0.25	0.32	0.29	0.15	0.20
Al_2O_3	21.28	20.46	20.47	21.19	21.27
Fe_2O_3	1.69	3.82	1.89	0.75	0.24
FeO	2.47	0.68	2.19	1.37	0.43
MnO	0.61	0.09	—	0.06	0.08
BaO	Нет	0.06	—	—	—
SrO	Следы	0.09	—	—	—
MgO	0.29	0.14	0.97	1.87	0.07
CaO	2.15	2.39	2.62	0.49	0.90
Na_2O	6.02	10.05	11.62	5.86	13.15
K_2O	8.62	6.18	3.52	11.42	1.14
P_2O_5	Следы	0.05	0.27	—	SO_3 0.10
CO_2	0.99	1.69	0.62	0.24	0.04
Cl	0.31	—	—	0.09	0.04
$H_2O^{+110°}$	1.81	0.06	5.23	—	1.45
$H_2O^{-110°}$	0.34	0.08	—	F0.25	
Сумма	100.15	100.15	101.35	100.0	—

Таблица 9

Магматические формулы

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу		По Озанну											Формула
	$\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot SiO_2$	α	$R_2O:RO$	$\overline{R}$	S	A	C	F	n	k	
1	$1.3\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4SiO_2$	1.8	4:1	1.3	63.98	11.97	3.03	3.03	5.1	0.79	$S_{64}a_{20}c_5f_3n_{5.1}$
2	$1.3\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 3.9SiO_2$	1.81	4:1	1.3	64.02	14.42	0.28	5.94	7.2	0.68	$S_{64}a_{21.6}c_{0.4}f_8n_{7.2}$
3	$1.5\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4SiO_2$	1.78	2.2:1	1.5	61.7	15.67	0.00	8.38	8.2	0.6	$S_{61.7}a_{20}c_0f_{10}n_{8.2}$
4	$1.36\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.4SiO_2$	1.86	2.81:1	1.36	64.86	14.31	0.25	5.2	4.07	0.7	$S_{65}a_{21.4}c_{0.4}f_{8.2}n_{4.07}$
5	$1.23\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.68SiO_2$	2.2	8.2:1	1.23	72.2	15.48	1.0	2.89	9.4	0.77	$S_{72}a_{24.8}c_0f_{5.2}n_{9.4}$

1. Канкринито-содалитовый сиенит — Горная Шория (Спасские прииски).

2. Канкринитовый сиенит — Куола-ярви (Финляндия).

3. Канкринитовый сиенит — Särna, Далекарлия (Швеция).

4. Содалитовый сиенит — р. Тагабы-Собаг (Средняя Азия).

5. Канкринитовый сиенит — р. Тульи (Кольский полуостров).

Наша порода по своим магматическим формулам наиболее близка к канкринитовому сиениту Куола-ярви и содалитовому сиениту р. Тагабы-Собаг. Наблюдается почти полное тождество в отношении коэффициента $\alpha = 1.80—1.86$. Точно так же величина R совершенно тождественна для первых двух и четвертой породы, будучи равной 1.3—1.36. Некоторые отклонения наблюдаются у породы четвертой (содалитовый сиенит), где отношение $R_2O : RO = 2.81$, значительно меньше, чем для первых двух пород (Горная Шория и Куола-ярви), а также у пятой (канкринитовый сиенит Кольского п-ова, где α и отношение $R_2O : RO$ гораздо выше, чем у других пород, но R достаточно близко.

Переходя к характеристике по Озанну, надо отметить, что здесь точно так же наибольшее сходство наблюдается между 1, 2 и 4 породами. При общей близости формул и, в частности, при близости коэффициентов S, a, f, k наблюдается расхождение в отношении коэффициента n. Величина этого коэффициента говорит о безусловном преобладании натра в финляндском канкринитовом сиените, каковая порода может быть отнесена в ряд β. Канкринито-содалитовый сиенит Горной Шории по соотношению щелочей должен быть отнесен к среднему калиево-натровому типу (ряд j), а содалитовый сиенит Средней Азии относится к ясно выраженному калиевому типу (ряд α).

По нашим наблюдениям такой тип щелочности для горно-шорских щелочных пород находится в связи с общим химическим типом магматических пород изученного района.

Резюмируя все вышесказанное о канкринито-содалитовом сиените, можно отметить, что эта порода определенно должна быть отнесена к калиево-натровому типу щелочных пород, недосыщенных кремнекислотой, со средним и даже малым содержанием железа и несколько повышенным отношением $R_2O : RO$.

Судя по присутствию значительных количеств канкринита и содалита, можно предполагать, что в процессе образования этой магмы значительное влияние имели минерализаторы — углекислота и хлор. Прежде чем говорить о генетической связи нашей щелочной породы с другими магматическими породами, опишем некоторые породы, обнаруженные при продолжении маршрута.

Несколько дальше по дороге (0.5 км от щелочных сиенитов) появились очень мелкозернистые, светлые, почти белые изверженные породы с темными пластиночками биотита. Под микроскопом мелкозернистая основная масса оказалась полевошпатовой, состоящей, главным образом, из альбита и в меньшей степени из ортоклаза. Отдельными участками по шлифу рассыпаны пластинчатые выделения биотита и единичные зернышки мусковита. Присутствует также немного апатита. Кварц отсутствует.

Химиком В. А. Смирновым были определены щелочи из этой породы № 294, результаты таковы: $Na_2O = 9.10\%$; $K_2O = 2.40\%$. Общая сумма щелочей 11.5%. Все это заставляет также отнести эту породу к щелочным, но уже преимущественно натровым и без образования таких минералов, как канкринит и содалит. Еще дальше, от щелочных пород появляются зеленоватые, сильно измененные мелкозернистые породы. Структура их полнокристаллическая, паналлотриоморфная. Состоит порода, главным образом, из альбита и большого количества обыкновенной роговой обманки. Полевой шпат развит в промежутках между сравнительно идиоморфными выделениями роговой обманки. В отдельных участках кучно развит мелкопластинчатый коричневатый биотит. В породе рассеяны зерна эпидота и единичные выделения кварца, часто прорастающего мусковитом. Много мелких выделений апатита. Порода может быть названа амфиболовым сиенитом.

И, наконец, вблизи дороги у дер. Верхний Сокол по рч. Сокол, ниже деревни, выходит массив среднезернистых плотных пород темнозеленого цвета. Минералогически эти породы состоят из плагиоклаза ряда андезина, зеленой обыкновенной роговой обманки, большого количества эпидота и мелких выделений кварца. Порода может быть названа роговообманково-эпидотовым кварцевым диоритом.

Сопоставляя вышеописанный неполный ряд изверженных пород, без непосредственных контактов между ними, можно сделать в сугубо вопросительном виде допущение, что ряд: роговоо манковые диориты— амфиболовые

сиениты — интрузивные альбититы — щелочные сиениты являются генетическим рядом, а щелочные породы — канкринито-содалитовые сиениты являются производными дифференциатами диоритовой магмы.

Причины образования такого единичного случая проявления щелочных пород (хотя, вероятно, дальнейшие петрологические исследования укажут и другие случаи) находятся в связи с дифференциацией, повидимому, диоритовой магмы в ее краевых частях. Несомненное влияние на направление дифференциации имело присутствие летучих компонентов. Дестилляция (расщепление) магмы и скопление летучих компонентов в определенных областях интрузии (в данном случае в краевых) — с одной стороны, а также возможное влияние ассимиляции осадочного комплекса — с другой, привели к образованию таких резко отличных пород. Несомненно, что здесь также надо учитывать и роль тектоники, выразившейся: 1) в возможном длительном передвижении интрузии, благоприятствующем глубокой дифференциации магмы, 2) в создании путей и трещин (известных линий), в направлении которых с большей легкостью могла передвигаться и сама магма, а также и содержащиеся в ней летучие компоненты.

В связи с таким подходом к нашим канкринито-содалитовым породам как продукту дифференциации диоритовой магмы встает и другой большой петрологический вопрос: продуктом дифференциации какой магмы (кислой или основной) являются сами диоритовые породы? Конечно, во всей полноте на такой сложный вопрос по недостатку изученности петрологии района ответить нельзя, но все же некоторые данные будут приведены сейчас, а затем несколько позднее в заключении в главе о петрографии изверженных пород. К сожалению, учитывая специфичность работ, проводимых мной (в связи с марганцовым оруденением), составить петрографическую карту всего посещенного района (Ойротия и Горная Шория) не представилось возможным.

Для интересующего нас участка, именно левобережья р. Кондомы, в материалах экспедиции имеется неопубликованная геологическая карта масштаба 1 : 100 000, составленная А. К. Кюзом. Учитывая наши наблюдения, а также данные карты А. К. Кюза, можно констатировать, что настоящий участок побережья р. Кондомы, ограниченный с запада р. Мунжей, а с востока р. Кочурой, представляет район разнообразных и сильно дифференцированных интрузивных пород. Северная часть участка сложена кислыми породами, среди которых А. К. Кюз выделяет две возрастные группы интрузий (но имеются ли для этого достаточные основания? — *Г. А.*). В южной части, вблизи от поля гранитов, но изолированно от них находится массив типичного габбро (главным образом, оливинового) горы Сеглебир.

По многим данным (отсутствию постепенных переходов и, наоборот, наличию резкой смены с юга на север типичных габбро адамеллитовыми гранитами р. Кауры (выше ее устья), аналогичных уже описанным адамеллитам р. Майры; затем по констатированию прорывания габбровых массивов

кислыми породами) можно утверждать самостоятельность интрузивного цикла основной магмы.

Адамеллитовые граниты р. Кауры и, вероятно, р. Майры можно рассматривать как краевые мелкозернистые участки, возможно, внедрившиеся и несколько позднее, одного общего гранитного цикла, характерными представителями которых являются среднезернистые и порфировидные граниты низовой р. Мунжи и р. Кондомы, выше устья р. Мунжи, а также граниты бассейна р. Бии.

Этот мощный интрузивный комплекс гранитной магмы, объединяемый нами в одно генетическое целое, возможно, внедрявшееся в верхние части земной коры по частям, дает ряд сильно дифференцированных разностей интрузивных пород.

В частности, по условиям залегания различных пород этого комплекса можно думать, что и кварцевые диориты (диориты, залегающие по периферии с севера и с востока гранитов) должны являться продуктами дифференциации гранитной магмы.

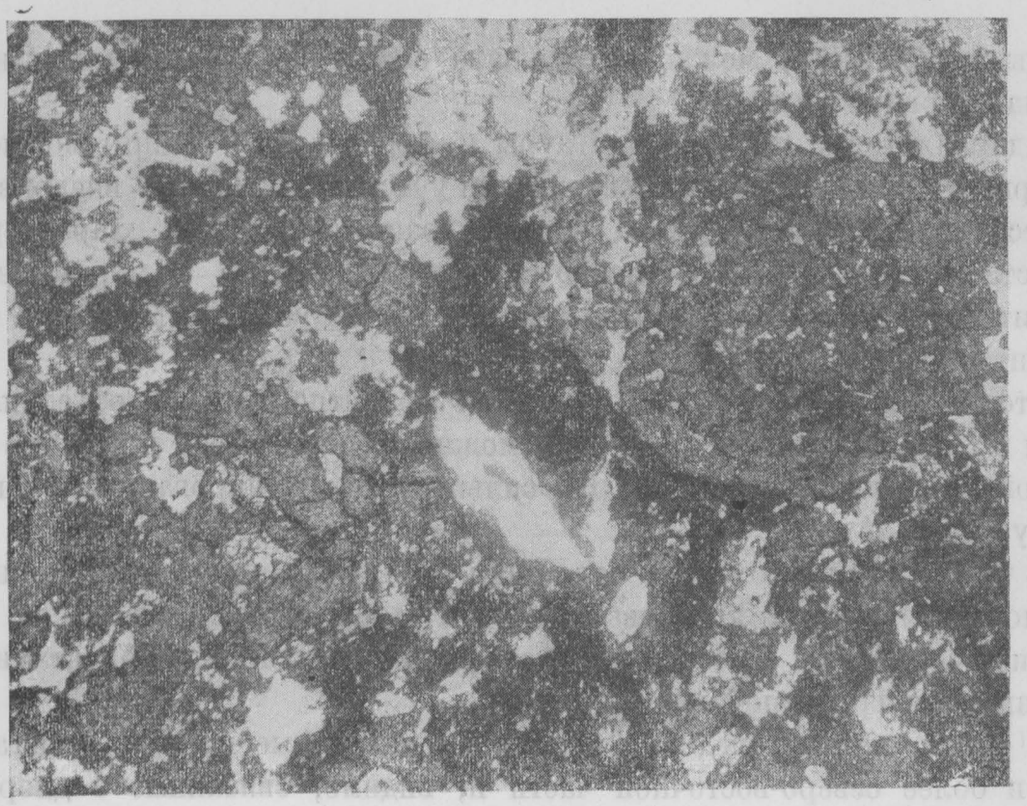
В таком случае, следовательно, наши щелочные породы, залегающие еще в более северо-восточной части и, видимо, связанные с диоритами постепенными переходами, должны рассматриваться как производные кислой магмы.

КОНТАКТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

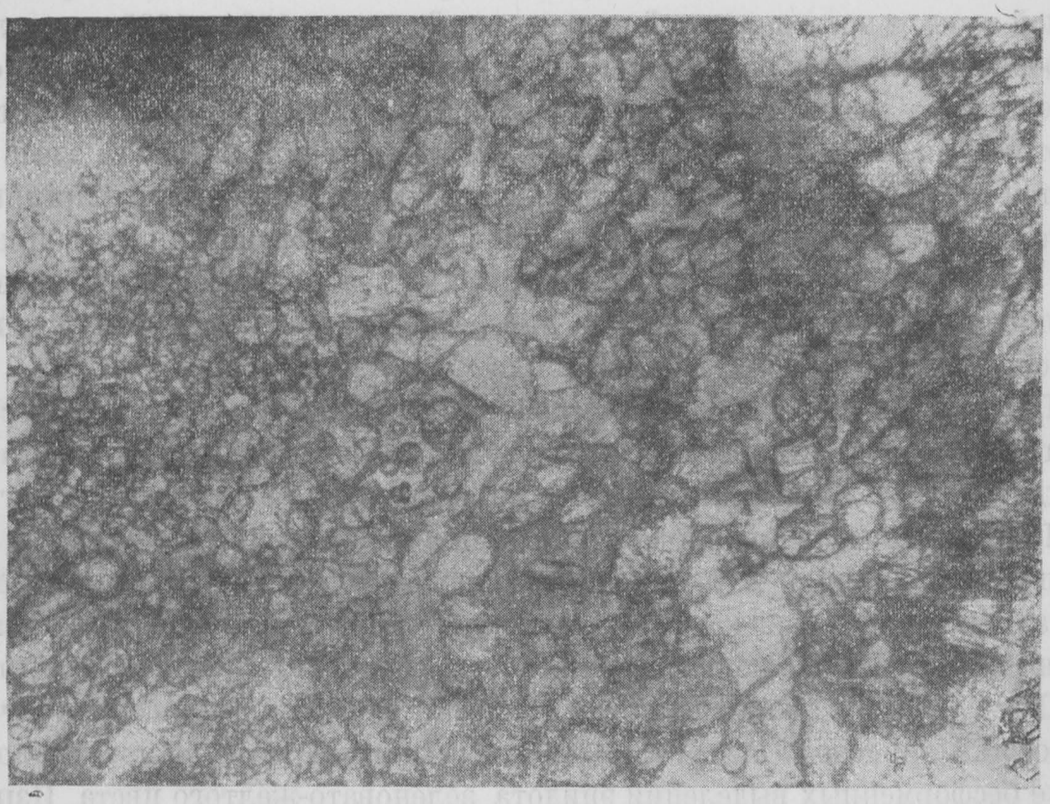
В настоящем отчете я коснусь лишь тех контактных образований, которые, будучи дополнительно изучены в различных участках марганцоворосной зоны, в последовавший камеральный период 1934—1935 гг. столь же подробно изучались и лабораторно. Для ряда контактных образований, обнаруженных за пределами основного района работ 1934 г., пока отсутствуют некоторые важные химические данные, поэтому такой материал здесь опускается и будет приведен в нашей сводной работе по геохимии марганцоворосной зоны. Частично контактное минералоновообразование разбиралось при описании соответствующих изверженных пород. Здесь мы коснемся в сущности, одной породы, весьма интересной с точки зрения марганцоворосности района и геохимии марганца.

При работах летом 1934 г. в бассейне р. Антропа по ключу Цапаевскому были обнаружены интересные породы: скарновые образования, связанные с эпидото-роговообманковыми диоритами, развитыми в этом участке (фиг. 22).

Микроскопически скарновая порода имеет светлобурую окраску, сгущающуюся до темной в участках особенного скопления гранатового материала. Микроскоп дает картину полнокристаллической породы, состоящей главным образом, из полевого шпата — альбита (по $\angle$ Npc M в сечении $\perp$ MP = —12°) и коричневатого граната. Гранат трещиноватый, часто проросший эпидотом. Альбит сильно соссюритизирован. Много в породе также бесформенных выделений эпидота зеленовато-желтого цвета. Изредка встречаются моноклинный пироксен и крупные выделения циркона



Фиг. 22. № 167. Гранатовый скарн р. Антроп. Бийская грива Шахова заимка. Увел. × 65. Ник. ||



Фиг. 23. Форстеритовый мрамор р. Уруш. Увел. × 65. Ник. ||

с характерными кристаллическими очертаниями (циркон оптически одноосный, положительный, обладает очень высокими двупреломлением и светопреломлением). Довольно много в породе апатита и немного рудных выделений (фиг. 23).

Гранат по окраске и показателю светопреломления, равному 1.750, представляет изоморфную смесь альмандина, спессартина и гроссуляра.

Количественно минералогический состав породы, подсчитанный на пушинтеграторе, определяется следующими цифрами (в %):

Гранат	19.1
Полевой шпат	42.54
Эпидот	36.6
Циркон	0.87
Апатит, пироксен	0.74

Из этой же породы был произведен полный химический анализ, давший следующие результаты (в %):

№ 167

SiO_2	45.86
TiO_2	1.00
Al_2O_3	18.44
Fe_2O_3	10.12
FeO	1.30
MnO	0.50
MgO	1.06
CaO	16.02
Na_2O	3.18
K_2O	0.81
$H_2O^{-110^\circ}$	1.00
Потеря при прокаливании	0.92
	100.21

Аналитик В. А. Молева

Относя всю окись марганца к гранатам, можно считать, что из 19% общего содержания в породе граната 1.2% приходится на долю чистого спессартина, т. е. наши гранаты состоят из спессартиновой молекулы, альмандина и гроссуляра (если всю закись железа отнести к гранатам).

Тогда состав породы в гранатовой части выразится следующими цифрами (в %):

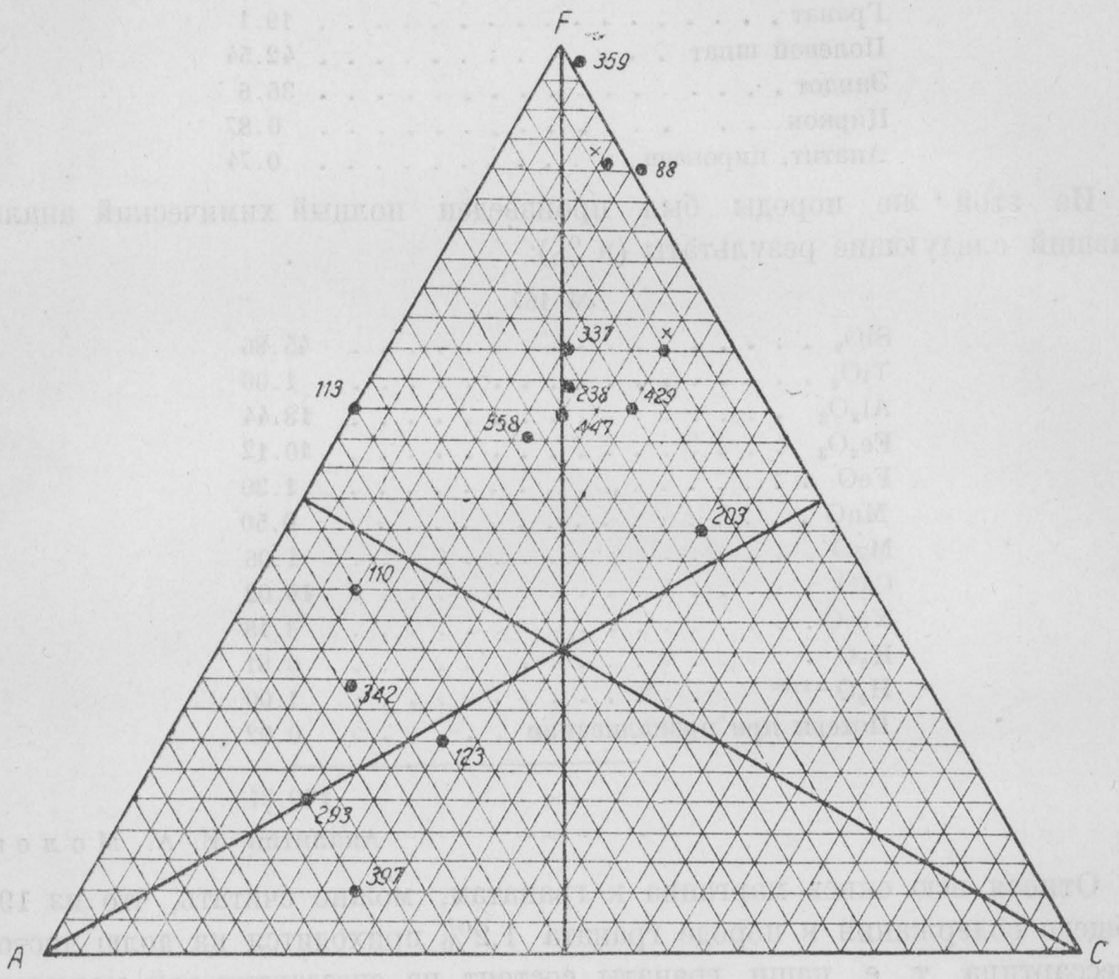
Спессартин	6.2	от количества гранатов
Альмандин	15.8	» » »
Гроссуляр	78	» » »

Приведенные данные являются весьма важными для геохимии марганца в пределах изучаемой полосы: они указывают, что в контактах диоритовых пород образуются высокотемпературные скарны, имеющие в своем составе гранаты с содержанием 6.2% спессартиновой молекулы.

Остальных контактных явлений в этом отчете касаться не буду по вышеприведенным соображениям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ИЗВЕРЖЕННЫМ ПОРОДАМ

В качестве заключения по изверженным породам небезинтересно отметить некоторые особенности химизма и минералогического состава отдельных групп изученных нами пород. Отсутствие достаточного количества анализов по целым группам, как, например, кислые эффузивы и диоритовые интрузии, не позволяет сделать широкого и достаточно глубокого, сравнительного петрологического анализа. Тем не менее, на основании



Фиг. 24. Сводная диаграмма перечисленных по Озанну химических анализов изверженных пород Бийско-Кондомского района

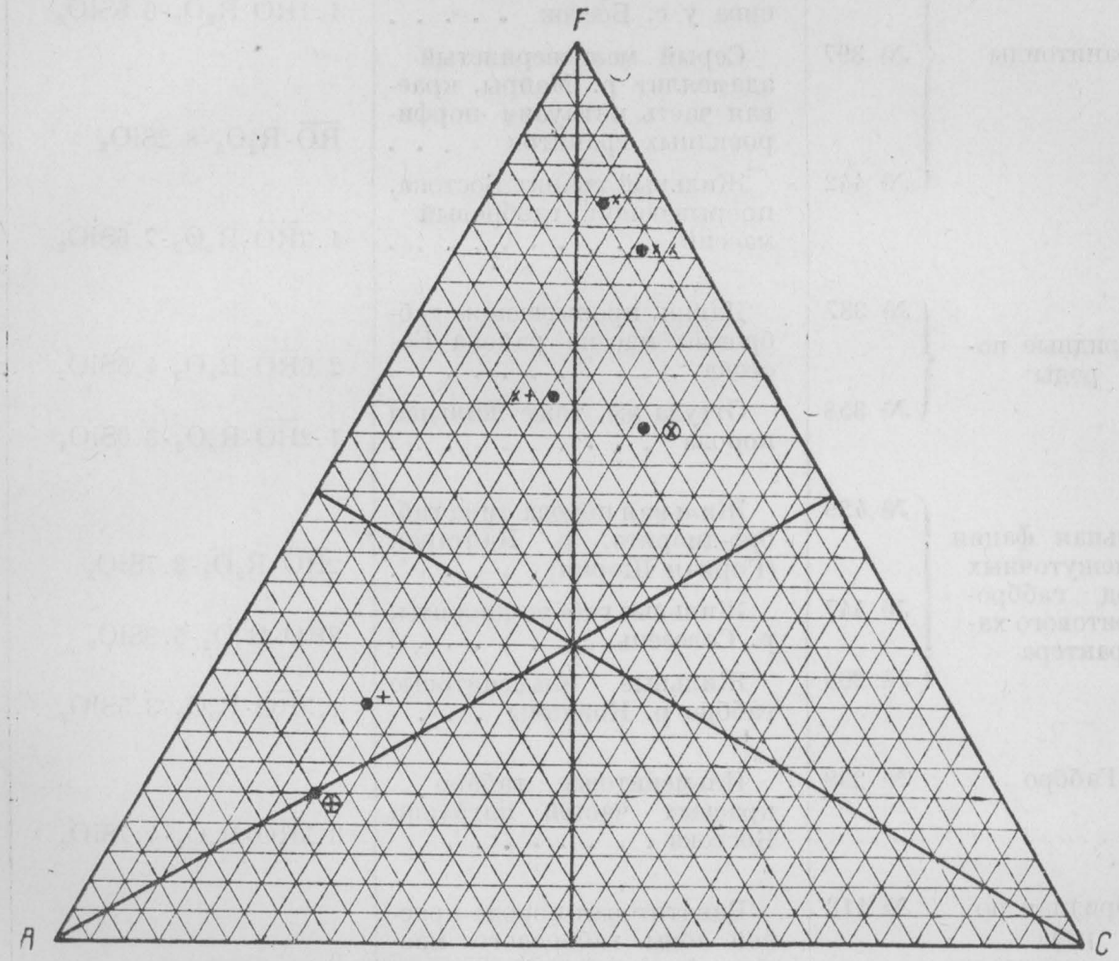
×× — габбровые породы горы Патын; № 397 — адамеллит р. Майры; № 293 — содалито-канкринитовый сиенит; № 342— жильный гранит с. Восток; № 110— порфировидный гранит р. Ульмень; № 113— гибридная порода с. Восток; № 358— то же; № 337— то же; № 238— габбро с. Восток; № 227, 429, 203— жильные габбро-диориты Кондомы; № 359, 88— ультра-щелочноземельные основные породы с. Восток

нижеприведенной табл. 10, где собраны магматические формулы пород с указанием места и условий залегания, попробуем дать схему генетических отношений между ними (табл. 10, фиг. 24).

Из рассмотрения таблицы и карты развития различных групп пород с несомненностью явствует наличие двух самостоятельных интрузивных циклов (основной и кислой магм).

Интрузии основной магмы, проявляющиеся чаще в виде небольших, сильно дифференцированных массивов, развиты в меньшей степени, чем интрудировавшая впоследствии гранитная магма. Но на ряду с этими двумя главными группами пород имеет большое развитие промежуточная по химизму и составляющим минералам жильная фация пород.

В виду отсутствия детальной, крупного масштаба съемки полевые наблюдения не смогли во многих случаях дать указания о том, с какими же



Фиг. 25. Сводная диаграмма химич. анализов изверженных пород, перечисленных по Озанну для Кондомского района

⊕ — щелочные породы; + — гранитоиды; ×+ — гибридные породы; ⊗ — основные жильные породы р. Кондомы: × — габбро ультра-щелочноземельными дериватами, ×× — габбро г. Патын

циклами интрузий надо связывать эти промежуточные и некоторые крайние типы пород (габбро-диориты, диориты, щелочные породы и т. д.).

С целью выяснения генетических взаимоотношений отдельных групп пород данные табл. 10 разобьем на группы, определенно родственные и сравним степень сходства каждой из этих групп с промежуточными породами (фиг. 25). Возьмем для родственных групп средние их магматические формулы и обозначения, что хотя не даст нам среднего типа вообще данного интрузивного цикла, но позволит вывести некоторый приближающийся к среднему тип породы. Например, для группы гранитоидов среднее представляет

Таблица 10

Группа пород		Название породы, условия залегания	Магматическая Ф. Ю. Левинсон = $m\overline{RO}\cdot nR_2O_3\cdot pSiO_2$	α	формула Лессинга $R_2O:RO$	формула Лессинга R	По Озанну S	По Озанну A	По Озанну C	По Озанну F	По Озанну n	По Озанну k	По Озанну формула	Молекулярное отношение CaO:MgO
Гранитоиды	№ 110	Розовый порфировый гранит р. Бии из крупного бийского гранитного массива у с. Восток	$1.1\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 6.6SiO_2$	3.2	2.8:1	1.1	75.86	8.9	1.8	2.67	5.3	1.3	$S_{76}a_{15}c_3f_{12}n_{5.3}$	14:1
	№ 397	Серый мелкозернистый адамеллит р. Майры, краевая часть интрузии порфировидных гранитов	$\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 8.2SiO_2$	4.1	2:1	1	80.5	6.7	2.80	0.74	5.3	1.7	$S_{80}a_{20}c_8f_2n_{5.3}$	1.6
	№ 442	Жильный гранит Бостока, прорывающий габбровый массив	$1.2\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 7.6SiO_2$	3.6	2:1	1.2	76.8	7.7	2.01	3.64	6.6	1.4	$S_{71}a_{16.8}c_{4.5}f_{8.7}n_{6.6}$	1.8
Гибридные породы	№ 337	Дайки, прорывающие габбровый массив района Бостока	$2.6\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.5SiO_2$	1.6	1:5	2.6	54.8	5.15	5.77	23.3	5.6	0.83	$S_{55}a_5c_5f_{20}n_{5.5}$	1
	№ 358	Оттуда же, тоже жильная порода	$1.2\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 3.0SiO_2$	1.45	1:2	1.2	58.2	7.48	5.25	16.3	7.5	0.81	$S_{58}a_{7.6}c_{5.4}f_{17}n_{7.5}$	1.7
Жильная фация промежуточных пород габбро-диоритового характера	№ 429	Жильная порода типа габбро-диорита, р. Калтарак (Горная Шория)	$2\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 3.7SiO_2$	1.48	1:7	2	53.7	4.03	9.19	19.81	7.7	0.86	$S_{53.7}a_4c_8f_{18}n_{7.7}$	0.9
	№ 447	Жильные габбро-диориты, р. Селезень	$2\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 5.8SiO_2$	1.67	1—3.8	2	65.9	4.51	5.22	13.6	8.4	1.2	$S_{66}a_6c_6f_{18}n_{8.4}$	1.4
	№ 203	Жильные ильменитовые габбро р. Кондомы	$1.5\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 3.5SiO_2$	1.5	1:6	1.5	58.3	3.28	11.07	13.04	6.4	1.06	$S_{58}a_4c_{12}f_{14}n_{6.4}$	0.25
Габбро	№ 238	Ильменитовое габбро краевых частей интрузии Бостока	$3.5\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.7SiO_2$	1.45	1:7	3.5	54.97	5.19	5.55	17.8	9.4	0.91	$S_{55}a_{5.5}c_{5.8}f_{18.7}n_{9.4}$	0.87
Гибридная порода	№ 113	Банатитовая порода краевой зоны габбрового массива (постепенный переход от предыдущей породы) . .	$1.3\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 7SiO_2$	3.2	1.1:1	1.3	71.5	6.91	1.86	14.4	9.4	1.3	$S_{71.5}a_{11}c_0f_{19}n_{9.4}$	2
Ультращелочноземельные габброиды	№ 88	Шлировый дифференциат габбро в контакте с известняками (бостокскими) . . .	$3.6\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 3SiO_2$	0.9	1:118	3.6	37.65	0.4	7.5	46.5	6.2	0.6	$S_{38}a_0c_4f_{26}n_{6.2}$	2.2
	№ 359	То же	$11.9\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 11.5SiO_2$	1.4	1:124	11.9	42.6	0.35	1.16	54	8.5	0.72	$S_{43}a_0c_{0.6}f_{29.4}n_{8.5}$	1.7
Щелочная порода	№ 293	Щелочная порода как дифференциат в краевой части интрузии	$1.3\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4SiO_2$	1.8	4:1	1.3	63.98	11.97	3.03	3.03	5.1	0.79	$S_{64}a_{20}c_5f_3n_{5.1}$	4.9
Габбро Кузнецкого Алатау. Из работы П. И. Лебедева	№ 743	Титано-магнетитовое габбро горы Патын	$3.9\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.58SiO_2$	1.33	1:29	3.9	45.24	1.28	5.09	42.02	9.94	—	$S_{45}a_{0.8}c_{3.1}f_{26.1}n_{9.9}$	1
		Нормальное габбро горы Патын	$2.84\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.36SiO_2$	1.50	1:13.7	2.84	56	2.21	8.86	21.8	9.3	—	$S_{56}a_2c_8f_{20}n_{9.3}$	1.2

Таблица 11

Группа пород	Магматическая формула										Молекулярные отношения
	по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу				по Озанну						
	$m\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot nSiO_2$	α	$R_2O:RO$	R	S	a	c	f	n	k	CaO:MgO
Гранитоиды	$1.1\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 7.4SiO_2$	3.6	2.27	1.1	78	17	5	7.8	5.7	1.47	5.8
Мелкие интрузии габбро с ультращелочно-земельными дифференциатами . .	$6.3\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 6.4SiO_2$	1.38	0.012	6.3	45.3	1.8	3.4	24.7	8	0.74	1.59
Гибридные породы как продукт ассимиляции габбро гранитными жилами	$1.7\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 3.75SiO_2$	1.6	0.3	1.7	56.5	6.3	5.2	18.5	6.5	0.82	1.35
Габбро горы Патын	$3.37\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.47SiO_2$	1.41	0.048	3.37	55.5	1.5	5.5	2.3	9.6	—	1.1
Щелочные породы	$1.3\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4SiO_2$	1.8	4	1.3	64	20	5	5	5.1	0 79	1
Жильные породы бассейна р. Кондомы	$1.83\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.33SiO_2$	1.55	0.18	1.83	59	4.7	8.6	16.4	7.3	1.04	0.85

объединение качеств сравнительно широко распространенных порфировидных гранитов, краевой их части — адамеллитовых гранитов и жильной фации. Точно также и все остальные породы распределены в группы, несомненно, родственные, что явствует из полевых наблюдений.

Из табл. 11 видно, что гибридные породы Востока, недосыщенные кремнекислотой по некоторым параметрам (R, n), ближе расположены к гранитоидам. Но в них уже появляются признаки, передвигающие их к габбро, что вытекает из самого их названия. Они уже относятся к более натровому ряду; несмотря на присутствие кварца, они являются породами, недосыщенными SiO_2. Соотношение $RO : R_2O_3$ у них близко к гранитоидам, но все же выше. Отношение $CaO : MgO$ приближается к таковым для нормальных габбро, но все же выше, что характерно для гранитоидов.

Щелочные породы по своим коэффициентам должны считаться производными от кислой магмы. У них близки параметры R; та и другая

группа может быть отнесена по составляющим щелочам к калиево-натровому ряду, и, во всяком случае, у них химическое сходство с гранитами более близкое, чем между щелочными и основными породами или их производными. Следовательно, эти данные подкрепляют наши полевые предположения.

В отношении имеющихся средних данных для наших габбро надо отметить, что они несколько отклоняются от данных для габбро массива горы Патына, что вполне понятно, так как наши габбро представлены мелкими массивчиками, часто в их апикальной части, и в число анализов вошли такие резкие отклонения, образующиеся в контакте с известняками, как гранато-серпентиновые и пироксенитовые породы; и все же, несмотря на это, жильная фация рр. Селезня, Калтарака и Кондомы по своим параметрам лежит гораздо ближе к габбро, чем к гранитоидам, несколько приближаясь к гибридным породам.

Породы жильной фации и собственно габбро относятся по коэффициенту n к натровому ряду. Отношение R_2O : RO у обеих групп пород крайне низкое. Наблюдаются отклонения в отношении величины R, коэффициента кислотности, а так же отношения CaO : MgO. Такие отклонения стоят в связи с ассимиляцией жилами габбро вмещающих пород — известняков и кварцитов эозоя. Взаимоотношения пород хорошо изображаются на диаграммах (фиг. 24 и 25).

Все эти данные плюс полевые геологические наблюдения позволяют еще раз подтвердить высказываемый в предыдущих работах взгляд, что в этом районе Зап. Сибири мы имеем два главных интрузивных цикла. Более древний — основная магма, дающая нормальные оливиновые габбро, ильменитовые габбро, жильную фацию и краевые зоны, состоящие из пород типа габбро-диоритов, габбро-диабазов и ильменитовых порфиритов. Более молодой интрузивный цикл дал нормальные граниты типа Турочака, Синюхи; адамеллитовые граниты в краевых зонах — типа адамеллитов р. Майры; жильную фацию гранитов и гибридных пород типа Бостокского месторождения и, наконец, как крайние члены процесса дифференциации, в некоторых особых условиях получаются породы ряда кварцевые диориты—альбититы — щелочные сиениты.

Осадочные породы

Осадочные породы широко распространены в пределах изучавшегося района, но при всем своем большом количественном распространении, качественно они довольно однообразны. В основном среди них можно выделить следующие группы: кварциты, глинисто-кремнистые и реже хлоритовые сланцы, известняки (битуминозные и с включениями кремней) и породы «коры выветривания», являющиеся продуктом изменения всех предыдущих пород под действием сложных причин.

Минералогический состав всех осадочных пород не отличается богатством разнообразия минералов, и сами осадочные породы в этом отношении дают

мало материала для нашей главной задачи — геохимии марганца. Наиболее интересными с минералогической стороны в разрезе нашей задачи являются те контактные изменения, которые претерпевали породы при внедрениях изверженных пород, что уже обрисовывалось в соответствующих главах.

Также интересны минералогические и химические изменения различных пород, превращающихся в «кору выветривания».

С региональной точки зрения интересно отметить, что кварциты Горно-Шорского района (работы 1934 г.) в отличие от аналогичных пород рр. Бии и Антропа, отличаются гораздо большей перекристаллизованностью и более подходят к тому, что мы обычно понимаем под кварцитами. Эти структурные различия обусловлены сильнее проявившимся региональным метаморфизмом в зоне крупного тектонического нарушения, отделяющего породы эозоя (нижнего кембрия) от более восточного кембро-силура.

После такого краткого предисловия вкратце опишем выделенные выше группы осадочных пород.

КВАРЦИТЫ

По внешнему виду эти породы светложелтого, серого и иногда (прослои среди глинистых сланцев) буро-черного цвета. Они обладают очень характерным занозистым изломом.

При микроскопическом изучении все разновидности кварцитов представляют обычно мелкозернистую кварцевую массу с выделениями окислов железа и сгустков темного графитового вещества.

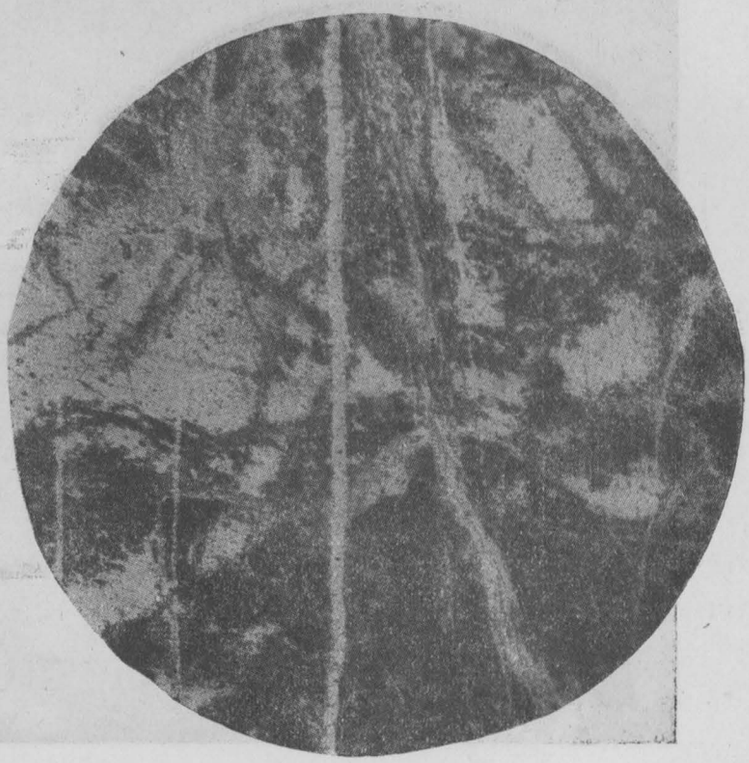
Часто та или иная разность прорезается жилками более крупнозернистого кварца, иногда, вернее, халцедона. Химически обычный тип таких пород характеризуется 95—98% кремнекислоты с бóльшим или меньшим содержанием железа и с большей или меньшей потерей при прокаливании. Марганец обычно содержится в виде следов, барий и стронций количественно также не определимы.

Суммируя результаты микроскопического и химического изучения, можно подметить ряд структурных и химических особенностей кварцитов, которые важны для нас с точки зрения генезиса марганцового оруденения. Очень важным для понимания генезиса самой толщи кварцитов является отмеченное еще в предыдущих наших работах то обстоятельство, что часто под микроскопом среди кварцитовой микрозернистой тонкоаггрегатной массы можно наблюдать скопления правильной (обычно ромбоэдрической) формы черных точек (пирит, графит) (фиг. 26).

Многочисленные шлифы ряда пород позволяют установить, что здесь происходит концентрация рудных и битуминозных (превращенных в графит) частичек вокруг зерен карбонатов, впоследствии также замещенных микрозернистым аггрегатом кварца. Это обстоятельство указывает на глубокую метаморфизацию и полную доокремненность породы. Ниже будет указано, что первичные осадки, послужившие материалом для

образования кварцитов по составу, вероятно, преимущественно были кремнистыми.

Мелкозернистая основная аггрегатная масса кварцитов бывает обычно прорезана жилками сравнительно крупнозернистого кварца и рудного вещества. Рудное вещество бывает обычно двух типов: темные, в сходящемся свете красноватые жилки гидрогематита и совершенно черные, в отраженном свете светлосерого цвета марганцового вещества. Ветвящиеся жилки гидрогематита режут жилки кварца, а жилки марганцового рудного вещества обычно связаны с жилками кварца, будучи большей частью приурочены к их зальбандам. Оруденение породы происходит таким образом, что марганцовые жилки, приуроченные к зальбандам жилок кварца, проникают в микрозернистую аггрегатную массу и расходятся в ней ветвящейся сетью все более утончающихся прожилков.



Фиг. 26. № 400. Микрокварцит верховий р. Майры. Оруденелый Mn и Fe. Увел. × 65. Ник. ||

Особенное обогащение марганцовыми рудными прожилками было обнаружено в контактах кварцитов с породами габбровой магмы, о чем уже писалось выше.

Обычно содержание Mn в кварцитах, как уже говорилось, и цифровые данные, о чем приводилось в нашей предыдущей работе, выражаются только в виде следов.

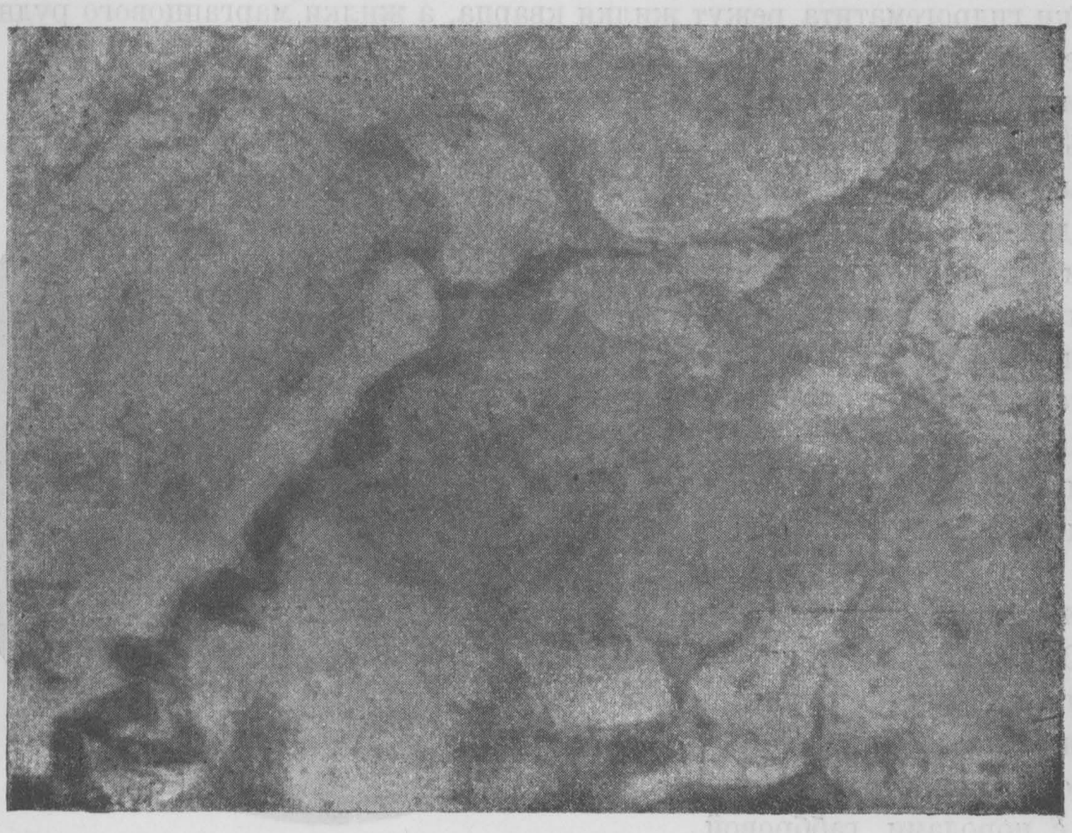
Помимо аналитических данных по контактным кварцитам, приведенным нами выше, более детально были изучены кварциты по берегу р. Селезня ниже дер. Усть-Калтарак, где в контакте с жилами роговообманкового диорита кварциты сильно обогащены пиритом и по трещинам пронизаны марганцовыми жилками (фиг. 27).

Анализ валового состава показал содержание MnO = 0.13%, что уже значительно выше, чем обычно встречается в кварцитах. Для сравнения можно указать, что кварцит из того же места, но не сопряженный с изверженными породами, содержит MnO = 0.07%.

Неотмеченным осталось наличие незначительных количеств, в виде примесей, среди кварцитов контактных полей интрузивных массивов

(гранодиоритовой магмы) мелких зернышек шпинели, апатита и роговой обманки с эпидотом. Интересным является также наличие в контактах кварцитов и кремнистых сланцев с габбро и габбро-диоритами своеобразного минерала, который мы отнесли к ферри-алюмосиликату типа описанного Lacroix фаратзигита с о. Мадагаскара.

В отношении генезиса кремнистых пород эозойского возраста (нижний кембрий), широко развитых в пределах Зап. Сибири (Кузнецкий Алатау,



Фиг. 27. Кварцит с жилками марганцового оруденения. Увел. × 65. Ник. ||

предгорья Алтая), существует взгляд А. Н. Чуракова, который считает всю толщу кремнистых сланцев, относимую им к верхам енисейской свиты, результатом накопления первичных кремнистых осадков, или в виде скелетных образований организмов, или в виде коллоидной кремнекислоты.

Характер залегания наших кварцитов, сначала в виде тонких прослоек, перемежающихся с глинисто-мергелистыми сланцами, затем переходящих в довольно мощные пласты-толщи, подтверждает предположение о первичности их образования в водной среде. В первоначальном состоянии осадки, конечно, кроме кремнезема, заключали, вероятно, алюмосиликаты и карбонаты, которые последующими процессами были вынесены и нацело замещены вторичным кремнеземом. Глинистые и известковые пласты тоже подверглись вторичному окремнению, но первоначальный их характер все же сохранился, так как в первоначальном осадке преобладали некремнистые частицы (SiO_2), а карбонаты и алюмосиликаты. В более поздние стадии

существования этого бассейна режим изменился в сторону накопления почти исключительно кремнистых осадков. За счет чего происходило такое накопление SiO_2 (за счет органического или неорганического материала) — определенно ответить пока нельзя, но вероятнее все же считать эти пласты и толщи как результат накопления громадных количеств организмов с кремневым скелетом. Отсутствие достоверных скелетных образований сейчас может быть объяснено глубокой степенью метаморфизации пород. Но такой генезис кварцитов несомненен только для части их. На ряду с первично осадочными кварцитами существуют мощные накопления кварцитов, связанные со вторичным окремнением первоначально карбонатовых и глинистых пород и их последующей перекристаллизацией. С такой точки зрения может быть объяснено неправильное развитие отдельными участками-пятнами кварцитов и известняков на петрографической карте района.

ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫЕ СЛАНЦЫ

Группа пород, выделяемая нами под этим названием, отличается от кварцитов, с одной стороны, по внешнему виду, а с другой стороны, химическими особенностями. При их микроскопическом изучении обычно наблюдается аггрегатная кварцевая масса микрозернистого сложения, несколько обогащенная рассеянным пиритом и битуминозным веществом.

Картина, наблюдаемая под микроскопом, создает впечатление мелкоточечной, слабо двупреломляющей кварцевой массы с ориентированным и пятнистым развитием непрозрачной (рудной и глинистой) части.

Характерными признаками для сланцев является наблюдаемая макроскопически, а иногда и микроскопически связанная с распределением рассеянного пирита и битуминозного вещества сланцеватость породы. Химически для них характерно содержание алюмосиликатной части, пирита и окислов железа. Последние образуются частично за счет сингенетического пирита.

Сланцы, входящие в состав нашей осадочной толщи на протяжении вертикального разреза как макроскопически, так и по внутреннему сложению, сильно меняются. Если прослеживать отдельные прослои, мощность которых обычно не превышает 0.5—0.75 м, то мы сможем наблюдать в этих сланцах ряд постепенных переходов, с одной стороны, от известковых пород к глинистым сланцам, с другой стороны — от глинистых сланцев через кремнистые сланцы к чистым кварцитам.

Средний тип таких сланцевых прослоев (главным образом, серого, а от большей примеси органического вещества — черного цвета) микроскопически характеризуется слабо двупреломляющей микрозернистой массой с показателем преломления > 1.54. Основная масса в черных разностях проникнута органическим веществом и окислами железа, причем эти темноцветные составные части концентрируются то в виде тоненьких прослоечек, то образуют неправильные участки. Как и в известняках, в таких сланцах

обильное содержание пирита. Породы часто бывают прорезаны жилками из сравнительно крупнозернистого кварца и халцедона. Фауны в сланцах обнаружено не было.

Химическое изучение показывает, что эти сланцы в основном кремнистого (или окремнелого) характера со сравнительно значительным содержанием алюмосиликатной части и с большим содержанием органического вещества и железа.

Произведенное химическое определение MnO из глинисто-кремнистого, слегка хлоритизированного сланца с правого берега р. Селезня вблизи от кварцитов, в которых содержание марганца было приведено выше, дало следующие результаты: образец № 403 MnO = 0.14%. Микроскопическое изучение этого образца показало, что порода является в основном кремнистой. В шлифе замечено, что микрозернистая кремнистая масса прорезана рядом полосок темного рудного вещества (главным образом, гематит, меньше — марганцовые окислы); с этими рудными полосками связана масса волокнистых образований желтого, сильно двупреломляющего минерала. Эти волокна иногда образуют тонко согнутые пластинки, в которых при скрещенных николях также становится заметным их волокнистое строение. Пластинки обладают отчетливым плеохроизмом от светложелтого до темножелтого цвета. Знак главной зоны — плюс (+). Все это указывает, что здесь мы имеем все тот же встречавшийся и ранее железистый минерал типа фаратзигита.

Микроскопическое и химическое изучение ряда образцов показало, что сланцы, залегающие в приконтактовой с породами габбро-диоритовой магмы полосе, испытывают некоторую минерализацию. По внешнему виду они также отличаются своим зеленоватым цветом от остальных сланцев. Минерализация обычно заключается в том, что типичные микрослоистые глинисто-кремнистые сланцы в таких случаях бывают переполнены мельчайшими новообразованиями чешуек серицита, волокнами фаратзигита и уралитовой роговой обманки. Кроме этого, сланцы обычно пронизаны массой ветвящихся рудных жилок гематита и марганцового вещества. Особенно этот процесс заметен в сланцах среднего течения р. Кауры и в нижнем течении р. Калтарака.

ИЗВЕСТНЯКИ

Среди известняков изученного района можно выделить две толщи. Одна, более нижняя, характеризуется темной окраской, сильной битуминозностью и пиритизированностью. Известняки верхней толщи слабо битуминозны; пиритизация их обусловлена контактным воздействием изверженных пород, и они обычно содержат много включений кремней. Известняки первого типа обычно толстослоисты и, как выше говорилось, серого и темносерого цвета, битуминозны, часто содержат обильные выделения пирита, повидимому, сингенетического характера. При микроскопическом

изучении эти известняки оказываются перекристаллизованными. Структура у них — от кристаллически зернистой до сгустковой. Местами в шлифах заметны мелкие выделения кварца и альбита. Повидимому, по своей природе известняки представляют породы, довольно сильно загрязненные силикатными и алюмосиликатными примесями.

Залегают известняки то в виде толстых плит, что характерно для нижних горизонтов, то образуют рассланцованные пласты, причем, благодаря постепенным переходам, в последнем случае приближаются к сланцам (глинисто-кремнистым).

Структурные особенности известняков обусловлены разнообразием величины и формы зерен кальцита, выделений пирита и битуминозного вещества.

Основная кальцитовая масса известняков обычно равномернозернистая. В отдельных случаях наблюдается неравномернозернистое сложение, заключающееся в том, что в массе известняка рассеяны сравнительно крупные выделения кальцита, промежутки между которыми выполнены мелкозернистым аггрегатом того же кальцита.

Битуминозное вещество большей частью равномерно распределено по породе, обычно окружая по периферии зернышки кальцита.

Пирит, частично в распыленном состоянии, смешиваясь с битумами, имеет кучное расположение. Формы выделений пирита — то округлые зерна, то правильные кубики. Иногда кристаллики пирита образуют вытянутые тельца, по форме напоминающие остатки каких-то организмов. Несколько неясным остается также вопрос о заметных в некоторых шлифах округлых образованиях, представляющих сгустки битуминозного вещества и распыленного пирита. Случайны ли образования такой формы или здесь мы имеем замещение скелетных остатков когда-то бывших организмов?

Терригенный материал, подвергшийся перекристаллизации с образованием вторичного кварца и мелких табличек полевого шпата (альбит) обычно появляется в более верхних горизонтах известняков.

Относительно контактных изменений известняков в зонах соприкосновения с интрузиями и габбро-диоритов уже говорилось выше. Образуются скарны, состоящие из граната, диопсида, эпидота, альбита и циркона, в других случаях образуются форстеритовые мраморы, актинолитово-тремолитовые скарны и т. д.

Известняки нижней толщи из района Чеболдагского марганцового месторождения были проанализированы. Результаты таковы (в %):

	№ 390
SiO_2	1.52
Fe_2O_3	0.25
MgO	1.24
CaO	53.62
MnO	0.15
Потеря при прокаливании	43.20
Z	99.98

Аналитик В. А. Смирнов

По данным качественного определения установлено присутствие значительного количества органического вещества.

В районах рудных месторождений марганца, сопряженных с тектоническими зонами, известняки обычно метасоматически окремнены. Об этом несколько подробнее будет сказано ниже.

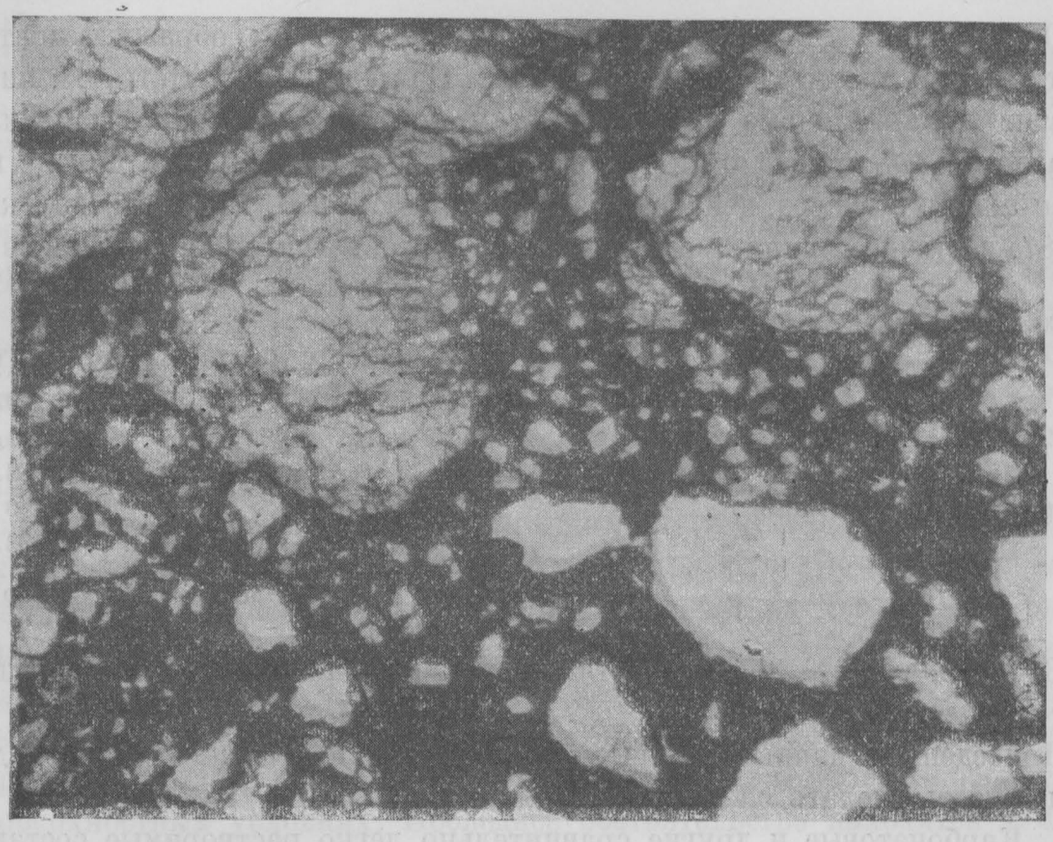
Минералогический характер известняков верхней толщи мало отличается от известняков нижней, но макроскопические различия большие. В них часто наблюдаются линзовидные прослои и участки параллелепипедальной формы, достигающие 0.40 м мощности. По своему внешнему виду и микроскопической картине эти линзы совершенно аналогичны кварцитовым породам, описанным выше. Мне представляется, что эти образования являются своеобразными банками кремнистых организмов, местами их сильного развития. В результате диагенетических и метаморфических процессов эти скопления организмов были превращены в плотные массы микрокварцитов. Ледниковое их происхождение (тиллиты по Чуракову), мне кажется, маловероятным. Остальные отличия известняков нижней и верхней толщи в отношении битуминозности и содержания пирита были отмечены выше.

«КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ»

В настоящем отчете я коснусь пород «коры выветривания» района Чеболдагского месторождения, образование которых по взглядам западносибирских геологов надо относить к длительному промежутку времени, продолжавшемуся с мезозоя по третичный период включительно.

Выветрелые, вернее будем называть их измененными in situ, коренные породы представляют рыхлую толщу пылеватой консистенции, прикрытую толщей наносов от 1 до 2.5 м мощности. Эта рыхлая кора выветривания развита на пологом склоне горы Чеболдаг, спускающемся к р. Селезню. Наши земляные работы вскрыли «кору выветривания» на площади 24 000 м^2. Породы «коры выветривания» в их современном состоянии представляют мелкопылеватые массы, почти на 100% состоящие из мельчайших зернышек кварца, но образовались они за счет разнообразных пород. Геологическая карта месторождения показала, что этот район сложен известняками, сланцами и кварцитами. В восточной части района месторождения, повидимому, проходит тектоническая линия. В отношении генезиса рыхлой толщи «коры выветривания» интересным является то, что восточнее линии тектонического нарушения рыхлая выветрелая толща сменяется в горизонтальном направлении свежими карбонатными породами. Западнее линии контакта разрушение и коренное химическое изменение захватило известняки, сланцы и кварциты. Но измененные породы («кора выветривания») чрезвычайно характерны тем, что они сохранили полностью текстурные и структурные особенности первичных пород. Они ни в коем случае не представляют остаточного элювия выветрелых пород. Процесс изменения этих пород в основном сводится к предварительному полному химическому

замещению кремнекислотой карбонатных и некоторых других соединений с последующей физической дезинтеграцией образовавшихся пород. На ряду с этим надо отметить, что и рудные залежи, приуроченные в своей верхней части к «коре выветривания», процессами выветривания также дезинтегрированы, превращены в рудную пыль и щебенку (фиг. 28).



Фиг. 28. Г. Чеболдаг, раздробленный кварцит, сильно оруденелый окислами марганца. Увел. × 65. Ник. ||

Микроскопическое (иммерсионным методом в препаратах) изучение пород «коры выветривания» показало следующее:

Образец № 364, шурф № 1, выветрелый кварцит. Порода состоит, главным образом, из остроугольных зернышек кварца, иногда с канальцами, выполненными черным рудным веществом. Из других минералов присутствуют единичные зернышки коричневато - желтоватого, вернее, бурого гидрогематита, зеленой слюдки и апатита.

Образец № 309, шурф № 3, выветрелый кварцит. Микроскопическая картина совершенно аналогична предыдущему образцу.

Образец № 373, шурф № 4, глинистый сланец. Преимущественно состоит из кварца. Встречаются зернышки апатита и нонтронита.

Образец № 377, канава I, бурые прослои из выветрелых кварцитов. Главным образом кварц, иногда участками, окрашенный в коричнево-бурый оттенок; сравнительно мало апатита, нонтронита; присутствует роговик.

Образец № 379, канава II, выветрелый сланец. Зеленовато-желтая рыхлая порода, состоит из минералов: кварца, апатита и гидрогематита.

Образец № 380, канава II, яркожелтые участки сыпучей породы. Минералогически состоит из кварца, часто проникнутого рудными точками. Присутствуют апатит, нонтронит и гидрогематит.

Образец № 387, канава III, выветрелый известняк. Макроскопически темносерая порода с белыми выцветами. Минералогически состоит из кварца с рудными прожилочками; примеси: апатит и гематит.

Образец № 389, канава IV. Верхние, омарганцованные, части коры выветривания известняков. Преимущественно кварц, апатит, турмалин I зерно, гематит, пирит.

Все просмотренные образцы на 90—95% состоят из кварца.

Обращает на себя внимание присутствие во всех образцах апатита, нонтронита и в одном образце турмалина. Из рудных присутствуют: пирит, гематит и марганцовые окислы. Для уточнения процессов изменения из образца № 387 (измененный известняк) был проделан анализ; тут же приведен анализ свежего, неизменного известняка № 390, взятого недалеко от № 387, восточнее линии предполагаемого тектонического нарушения (в %):

№ 387 — измененный известняк		№ 390 — свежий известняк	
SiO_2	92.35	SiO_2	1.52
CaO	нет	Fe_2O_3	0.25
MnO	0.74	MgO	1.24
BaO	нет	CaO	53.62
Потеря при прокаливании	1.63	MnO	0.15
		Потеря при прокаливании	43.20

Аналитик В. А. Смирнов

В образцах №№ 387 и 390 также установлено присутствие органического вещества.

Приведенные данные химического и минералогического анализа дают возможность сделать следующие заключения:

1. Карбонатовые и другие сравнительно легко растворимые составные части коренных пород нацело метасоматически замещены кремнеземом.

2. Сохранение в измененном известняке пирита и органики говорит об отсутствии латеритного выветривания.

3. Присутствие минералов апатита, нонтронита и турмалина, а также процесс окремнения, связанный территориально границами тектонически нарушенной зоны, говорит о том, что более вероятным будет считать коренное изменение химизма первичных пород как результат метасоматического воздействия не поверхностных вод, связанных с процессом латеритного выветривания, а обусловлено более сложным процессом. Этот сложный процесс представлял накладывание гипергенных факторов на причины эндогенного порядка, связанные с термальными водами.

Основное, важное сейчас для нас заключение состоит в том, что устанавливаются следующие фазы образования «коры выветривания» сегодняшнего дня: 1) локальное раздробление коренных пород, создание сети открытых и скрытых трещин; 2) интенсивная миграция кремнезема в локальные участки, сопутствуемая полным окремнением первичных пород; 3) физическая дезинтеграция окремненных пород — превращение их в сыпучие, пылеватые массы.

Из всего приведенного можно сделать вывод, что коренное химическое изменение каолиновых и кремнистых пород «коры выветривания» было, вероятно, подготовлено проникновением по тектоническим трещинам гидротермальных вод. После появления данного участка земной коры на поверхности агенты выветривания (воздух, температура, грунтовые воды) произвели физическую дезинтеграцию и завершили изменение подготовленных пород.

Повидимому, измененные глубинными агентами породы слабо поддавались растворяющему влиянию поверхностных агентов, и этот процесс сравнительно легко протекал лишь в зонах механических нарушений. Но, повидимому, процесс выноса растворенного и механического материала происходил гораздо энергичней и быстрее, чем процесс разрушения и растворения пород, и чем процесс аккумуляции продуктов выноса. Поэтому при выветривании в условиях латеритного или другого режима, воды и другие поверхностные агенты, вынося растворенные соединения и механический материал, не образовывали остаточного элювия; это мы обычно и наблюдаем в участках развития «коры выветривания», где измененные породы сохраняют свои текстурные особенности и изменение которых сводится к метасоматозу одних составляющих другими и нарушению механической связи между частицами. В результате поверхностного выветривания на коренных породах должен оставаться элювий из менее растворимых соединений. Вследствие того что рыхлая толща «коры выветривания» не является результатом одного поверхностного выветривания, восточнее зоны тектонического нарушения на известняках отсутствует элювиальный покров и в них не заметно химического изменения, вызванного метасоматозом в поверхностных условиях. Последнее обстоятельство находится в связи с тем, что тектоническая зона не захватывает этой толщи известняков.

МАРГАНЦОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Работами 1934 г. было установлено продолжение марганцовоносной зоны в пределах Горной Шории. Нашими работами было обнаружено месторождение марганцовых руд на южном склоне г. Чеболдаг в 3 км от дер. Усть-Калтарак. Помимо этого обнаружена несомненная благоприятность ряда точек, где найдены элювиальные высыпки марганцоворудной щебенки и крупных глыб железных руд. Последние (т. е. руды красного и бурого железняка) в некоторых марганцовых месторождениях первичного генезиса нашей марганцовой зоны слагают верхние их части, образующие нечто в роде железной шляпы. К таким точкам может быть отнесено левобережье рч. Калтарак выше дер. Верхний Калтарак, а также притоки р. Кондомы рр. Уруш и Солдатка. Помимо указаний о месторождениях, которые, возможно, будут иметь промышленное значение, нами собран богатый материал, допускающий дальнейшее развитие и укрепление нашей генетической

концепции, изложенной в работе о Бостокском месторождении марганца и в других статьях.

С этой точки зрения в настоящей главе мы опишем следующие циклы концентрации марганца в породах различного возраста и генезиса.

1. Месторождения тектонически раздробленных зон эозойских (нижнекембрийских) пород. Примером данного типа является Чеболдагское месторождение.

2. Концентрация марганца в связи с кварцевыми и карбонатными жилами.

3. Концентрация Mn в контактах изверженных пород.

4. Концентрация марганца в рыхлой толще как процесс определенно гипергенного характера.

ЧЕБОЛДАГСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАРГАНЦА

По левому берегу р. Селезня протягивается ряд возвышенностей: гора Чеболдаг, гора Табарга-Турья и др., разделяющие р. Селезень и р. Кондому с ее притоками Майра, Мунжа и др. Вершина горы Чеболдаг сложена светлосерыми и желтыми микрокварцитами, среди которых встречены кварцевые жилы, оруденелые марганцем. Такие же жилы наблюдаются и по склону горы в кварцитах выше месторождения марганца.

Юго-восточные склоны горы покрыты густой таежной растительностью. На склонах и по ложбинам ручейков можно изредка наблюдать мелкие выходы и щебенку сланцев, но в основном верхние части склонов сложены «курумником» — россыпями кварцитовых глыб. Иногда эти россыпи спускаются до подножья горы, придерживаясь долин ручейков и логов, берущих начало с вершины. Увалы и гривки между ложами прикрыты мощной толщей наносов. Нижние части склонов горы сложены известняками и сланцами. Относительная высота горы Чеболдаг достигает 410 м. Наличие по склонам россыпей кварцитовых глыб, несомненно, будет затруднять будущие поисково-разведочные работы. С этим обстоятельством разведчикам необходимо быть знакомым заранее.

В ряде ручьев, берущих начало с горы Чеболдаг (Курсагаш, Урыл-Ойры и других безымянных), среди глыб кварцитов встречались довольно часто обломки марганцовой руды.

Но особенное развитие марганцовая галька имеет по Марганцовому ключу, являющемуся левым притоком р. Урыл-Ойры. Ручей Урыл-Ойры впадает в р. Селезень в пределах дер. Усть-Калтарак. Концентрация рудной гальки в марганцовом ключе достигает до 70—80% по отношению к гальке других пород.

Содержание рудной гальки в верховьях Марганцового ключа постепенно увеличивается, и она становится все крупнее. На высоте склона Чеболдаг 100—120 м (относительной высоты) в русле Марганцового ключа и бортах его долины встречены крупные глыбы чистой марганцовой руды. Эти глыбы

достигают до 2 м³ объема, что при удельном весе 3—4 дает вес этих глыб 3000—4000 кг.

Двигаясь по ручью вверх от этого скопления крупных глыб, становится заметным исчезновение марганцовой гальки.

Учитывая такое концентрированное нахождение рудного делювия, нами были предприняты поиски коренного оруденения. С этой целью на увале и вдоль берегов Марганцового ключа был задан ряд закопушек и канав.

Эти работы и естественные обнажения позволили дать прилагаемую карту месторождения.

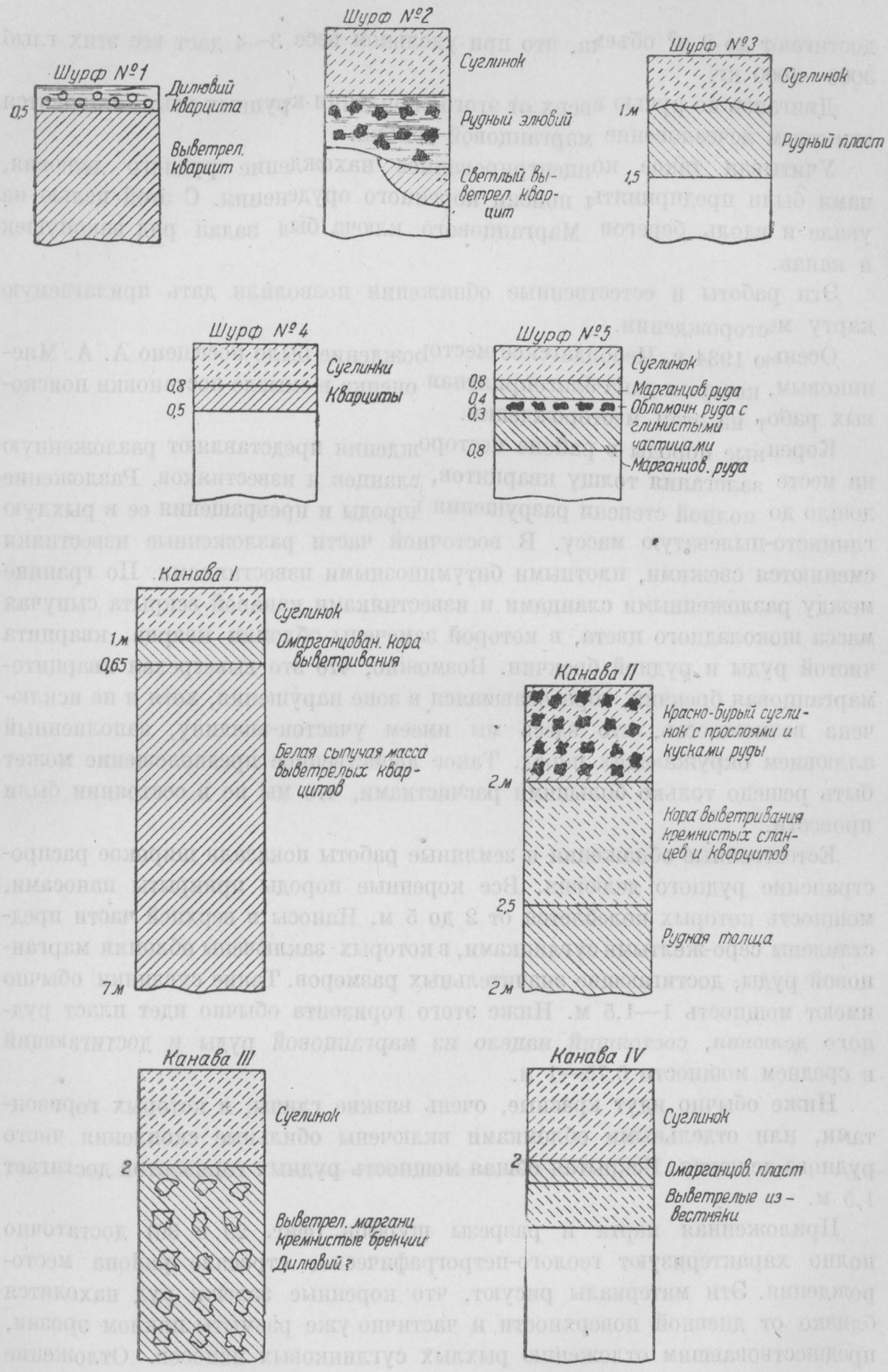
Осенью 1934 г. Чеболдагское месторождение было посещено А. А. Мясниковым, которым дана благоприятная оценка в смысле постановки поисковых работ на этом месторождении.

Коренные породы в районе месторождения представляют разложенную на месте залегания толщу кварцитов, сланцев и известняков. Разложение дошло до полной степени разрушения породы и превращения ее в рыхлую глинисто-пылеватую массу. В восточной части разложенные известняки сменяются свежими, плотными битуминозными известняками. По границе между разложенными сланцами и известняками канавой вскрыта сыпучая масса шоколадного цвета, в которой замечены обломки кварца, кварцита чистой руды и рудной брекчии. Возможно, что это выветрелая кварцито-марганцовая брекчия, образовавшаяся в зоне нарушения, хотя и не исключена возможность, что здесь мы имеем участок-впадину, заполненный аллювием окружающих пород. Такое двойственное предположение может быть решено только большими расчистками, что мы не в состоянии были провести.

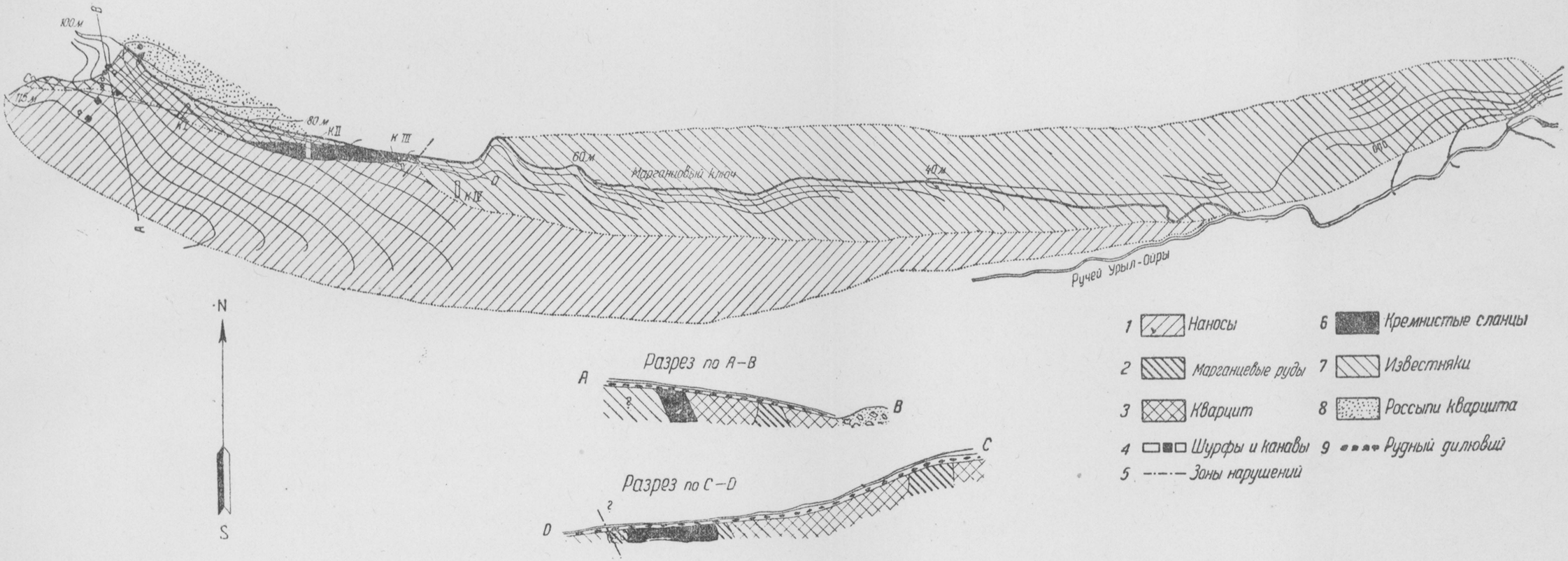
Естественные обнажения и земляные работы показали широкое распространение рудного делювия. Все коренные породы прикрыты наносами, мощность которых колеблется от 2 до 5 м. Наносы в верхней части представлены серо-желтыми суглинками, в которых заключены обломки марганцовой руды, достигающие значительных размеров. Такие суглинки обычно имеют мощность 1—1.5 м. Ниже этого горизонта обычно идет пласт рудного делювия, состоящий нацело из марганцовой руды и достигающий в среднем мощности 0.75—1 м.

Ниже обычно идут красные, очень вязкие глины, в которых горизонтами, или отдельными обломками включены обильные скопления чисто рудного делювия. Вскрытая общая мощность рудных горизонтов достигает 1,5 м.

Приложенная карта и разрезы шурфов (фиг. 29 и 30) достаточно полно характеризуют геолого-петрографическое строение района месторождения. Эти материалы рисуют, что коренные залежи руд находятся близко от дневной поверхности и частично уже размыты циклом эрозии, предшествовавшим отложению рыхлых суглинковых наносов. Отложение суглинков прекратило денудацию рудных залежей. В настоящее время

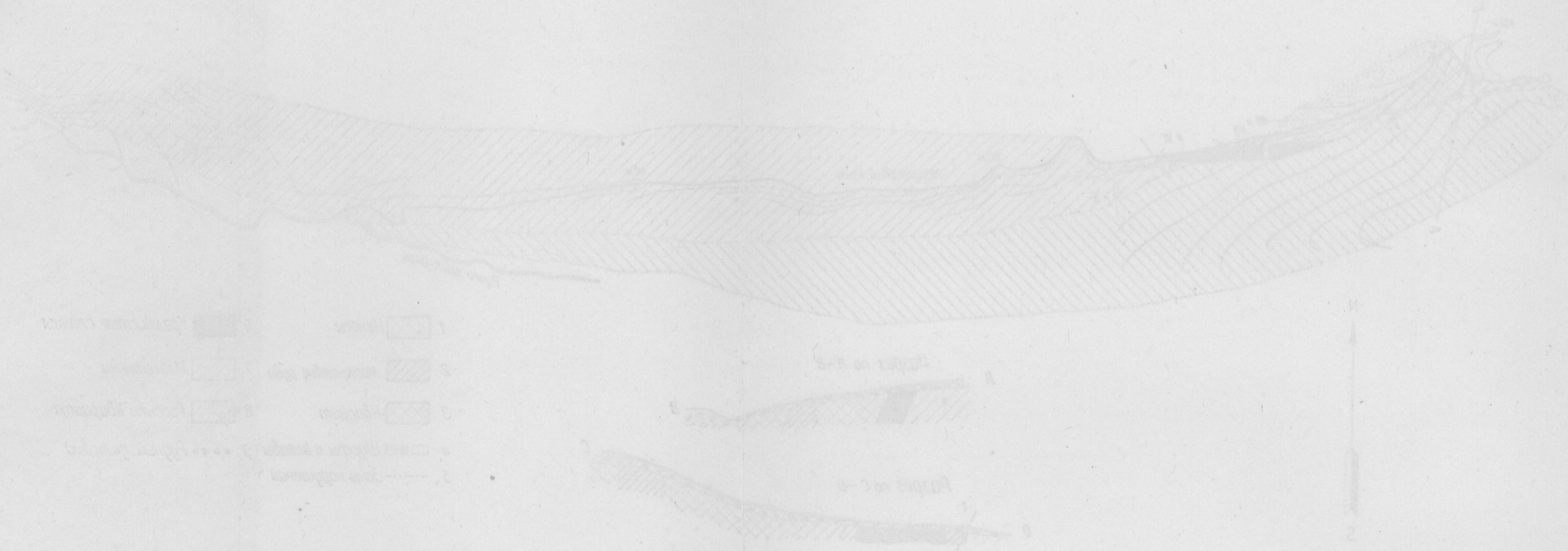


Фиг. 29. Разрез шурфов



Фиг. 30. Геологическая карта Чеболдагского месторождения марганца.

Топографическая основа — глазомерная карта *Р. А. Обрядовой.*



рудный галечник вымывается уже из вторичного места залегания, а именно из пластов рудного элювия и делювия, развитых на коренных породах месторождения.

Тот факт, что вымываемые рудные гальки и глыбы из вторичного накопления являются свежими, показывает, что при одном и том же отрезке времени механическое изменение вмещающих пород идет гораздо быстрее, чем руд, и затем то, что это разрушение преимущественно протекало до отложений суглинков и глин верхнего покрова.

Как показывают разрезы шурфов и канав, рудные залежи находятся в рыхлой, измененной in situ толще кварцитов и сланцев. Присутствие коренного оруденения в виде гнезд встречено как в верхней части рыхлой толщи, так и в нижних ее горизонтах. Во всяком случае, можно констатировать факт, что рудные залежи нижних горизонтов генетически не связаны с поверхностью коры выветривания. Характер поставленных нами работ, а также имеющиеся материальные средства допустили нас только ограничиваться констатацией коренного залегания руд, но не продолжать работ по прослеживанию их на глубину.

В пределах месторождения, частично оконтуренного нашей картой, можно собственно наблюдать три последовательных и генетически связанных друг с другом типа оруденения.

Первичный тип оруденения представлен характерными скоплениями плотных, однородных или брекчиевой текстуры руд, которые в виде гнезд (размеры шурфа 1.5 × 2 м в поперечнике) уходят на глубину 1.5 м, где наши работы останавливались. Нами обнаружено в шурфах и канавах три точки такого оруденения.

Второй тип скопления марганцовой руды является, в сущности, результатом механического разрушения первого типа и скопления обломков руды на дневной поверхности, соответствующей периоду размыва рудных залежей. В результате этого образуется мощный (до 1.5 м мощности) пласт рудного делювия и элювия, развитый на площади, оконтуренной картой, при этом наиболее чистая руда концентрируется вблизи от коренных залежей.

Третий тип оруденения, который отвечает 4 пункту подразделения, приведенного в начале этой главы, представляет черно-бурые пылевато-глинистые пласты, идущие параллельно дневной поверхности размыва. Они констатированы преимущественно в точках развития рудного делювия. Эти марганцовые глины, слагая верхнюю часть рыхлой, измененной in situ толщи коренных пород, обычно подстилают пласты рудного элювия — делювия. Генезис этого типа концентрации марганца безусловно связан с выносом марганца из относительно первичных его циклов поверхностными водами и адсорбированию его из этих растворов глинистыми породами рыхлой толщи. Такими первичными циклами являются, с одной стороны, коренные залежи марганцовой руды, а с другой стороны — пласты рудного элювия. Омарганцование глин рыхлой толщи продолжается и

до настоящего времени, но оно не ведет к концентрации чистых марганцовых руд.

Минералогические данные по рыхлой толще были приведены и разобраны в предыдущей главе. Микроскопическое изучение руд в отраженном свете указало, что руды в этой зоне окисления месторождения представлены исключительно пиролюзитом, псиломеланом и в очень небольшой степени манганитом и вадами. Все наблюдаемые их свойства представляют полную аналогию с соответствующими минералами, описанными в нашей работе о Бостокском месторождении марганца.

В виду некоторых затруднений с камеральной обработкой, химические данные по рудам месторождения не многочисленны. Химические анализы были произведены для одной средней пробы, характеризующей шурф № 3, пробитый в рудоносной толще на глубину 2.5 м и имевший линейные размеры 1.5 × 1 м. Произведен также анализ штуфового образца от глыбы руды со склона правого борта. Глыба объемом около 2 м³.

Результаты следующие (в %):

Средняя проба		Штуфовой образец	
MnO	2.35	SiO_2	3.03
MnO_2	57.19	MnO	1.84
SiO_2	23.30	MnO_2	73.59
Fe_2O_3	2.36	BaO	1.79
BaO	4.17	CoO	0.22
Потеря при прокаливании	9.80	CuO	0.27
		SrO	нет
Сумма. . .	99.17	NiO	»
		Потеря при прокаливании	12.42
Металлического Mn	38.36	Сумма. .	93.16

Аналитик В. А. Егоров

Определения CoO, NiO и CuO произведены Н. Х. Айдиньян

Приведенные данные характеризуют руду из шурфа № 3 как вполне полноценное металлургическое сырье. Эти данные можно отнести и к пласту рудного элювия — делювия, которого приблизительные запасы по категории С можно считать равными 8000 т металлического марганца. Этот подсчет сделан из расчета развития рудного пласта мощностью 1 м на площади 50 × 150 м, при удельном весе руды 3 и среднем содержании металлического марганца 30%. Подсчеты эти весьма ориентировочны, они основаны на небольшом материале земляных работ, осветивших, в сущности, небольшую часть площади, скрытой под суглинковыми наносами. О запасах коренного, первичного типа оруденения сказать ничего нельзя, так как это требует большего масштаба земляных работ, чем для типа вторичных пластовых отложений.

Для минералогической разности руды из шурфа № 3 образца № 82 были проведены некоторые дополнительные исследования.

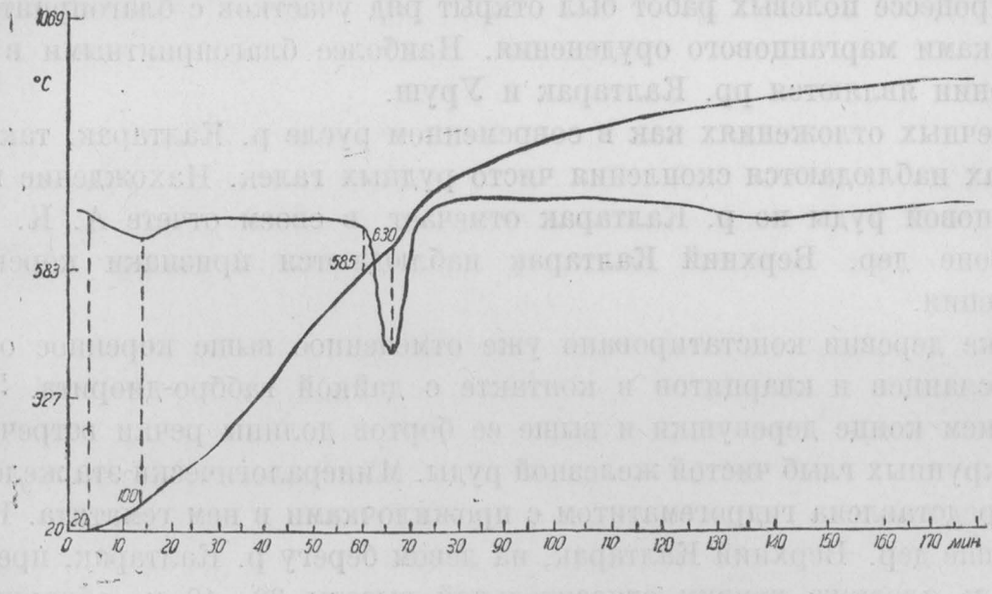
Макроскопически рудный минерал представляет ориентированные лучистые образования, плотно прилегающие друг к другу. В поперечном

№ 82

MnO	1.53
MnO_2	85.49
BaO	2.87
H_2O	2.08 — прямое определение
Сумма. .	91.97%

Аналитик В. А. Смирнов

срезе они обладают тонким чешуйчато-волокнистым строением. Минерал обладает средней (до низкой) твердостью. Черту дает коричневато-черную. Блеск полуметаллический. Минерал пачкается. Изучение в отраженном свете дало такие результаты: минерал плохо полируется, вся поверхность шлифа в трещинах и ямках, цвет белый до сероватого. Заметно игольчато-волокнистое строение. Действие реактивов наблюдать затруднительно в силу плохой полированности шлифа, но имеющиеся данные позволяют сказать, что ни один из примененных реактивов (HCl, $SnCl_2 + H_2O_2$, H_2SO_4, $FeCl_3$ и др.) не оказал сколько-нибудь заметного действия на этот минерал.



Фиг. 31. Кривая нагревания марганцовой руды

Лучистый минерал, по возможности чисто, был выделен и для него были сделаны химический анализ и кривая нагревания.

Химический состав минерала (где отсутствуют еще примеси в виде полуторных окислов, потери прокаливания и щелочных земель) показывает, что в данном случае у нас имеется пиролюзит, вернее гидропиролюзит. В нем присутствует значительное содержание BaO (2.87%), что весьма характерно для рудных минералов месторождения изучавшейся нами зоны.

Изучая кривую нагревания, проведенную в лаборатории высоких температур ЦНИГРИ, можно отметить в ней ряд особенностей (фиг. 31).

На дифференциальной кривой заметен слабый перегиб в интервале 20—100°, повидимому отвечающий выделению гигроскопической воды. Вполне отчетливая остановка наблюдается в интервале 585—630°. Эта остановка весьма характерна для многих марганцовых минералов изученных нами месторождений.

По данным Х. С. Никогосяна она отвечает минералу полианиту.

Химический состав минерала также сходится с этим определением. Особенности минерала заключаются в том, что он сильно бариевый и значительно гидратизирован. Все эти весьма характерные особенности являются закономерными, иллюстрируя ряд изменений и переходов структуры марганцового вещества со времени образования месторождений до настоящих дней.

Относительно генезиса различных циклов марганцового оруденения будет кратко сказано в заключении этой главы.

Полное развитие наших взглядов по этому вопросу будет изложено в подготовляемой к печати сводной работе по геохимии марганца этой части Зап. Сибири.

Реки Калтарак и Уруш

В процессе полевых работ был открыт ряд участков с благоприятными признаками марганцового оруденения. Наиболее благоприятными в этом отношении являются рр. Калтарак и Уруш.

В речных отложениях как в современном русле р. Калтарак, так и ее террасах наблюдаются скопления чисто рудных галек. Нахождение галек марганцовой руды по р. Калтарак отмечает в своем отчете А. К. Кюз. В районе дер. Верхний Калтарак наблюдаются признаки коренного оруденения.

Ниже деревни констатировано уже отмеченное выше коренное оруденение сланцев и кварцитов в контакте с дайкой габбро-диорита. Затем в верхнем конце деревушки и выше ее бортов долины речки встречается много крупных глыб чистой железной руды. Минералогически эта железная руда представлена гидрогематитом с прожилочками в нем гематита. Наконец, выше дер. Верхний Калтарак, на левом берегу р. Калтарак, представляющем плоскую гривку относительной высоты 30—40 м, обнаружены высыпки рудного делювия. Эти высыпки прослежены на 0.5 км вверх по реке, после чего густая затаеженность района сделала невозможным дальнейшее прослеживание руд без земляных работ. Геологическая структура района, представляя полное тождество со структурой районов других месторождений зоны, благоприятна в смысле возможности крупной концентрации марганца.

Геоморфологические данные также создают обнадеживающее впечатление. Предполагаемое месторождение расположено в верховьях р. Калтарак, примыкающих к отрогам значительно поднятой, повидимому, в недавнее время Бийской гривы.

Современная поверхность склонов р. Калтарак в интересующем нас участке в настоящее время характеризуется плоскими очертаниями бортов долины, переходящих в невысокие плоские предгорья. Все это указывает на то, что молодой цикл эрозии еще не затронул древней пенепленизированной поверхности, и если рудные месторождения не уничтожены более древним циклом эрозии, то в этом районе можно ожидать значительного марганцового оруденения. Во всяком случае, предпосылки для значительной концентрации марганца имеются, но их необходимо проверить специальными работами, продвинув их вплоть до Бийской гривы.

Менее благоприятной точкой для дальнейших исследований может служить район р. Уруша (правого притока р. Кондомы), впадающей ниже с. Спасские Прииски. Здесь известно из отчета геолога А. Пятницкой и обнаружено нами значительное распространение рудной гальки в аллювиальных отложениях правого притока р. Уруша, впадающего в Уруш в 3—3.5 км выше его устья.

Обследование склонов не установило коренных или делювиальных выходов руды.

Учитывая, что своими работами мы не могли охватить больших территорий, можно пожелать продолжения исследовательских работ и в этом районе. Они должны захватить преимущественно верхние течения правых притоков, где развита кварцитовая толща, контактирующая с гранитным массивом.

Марганец в кварцевых и карбонатных жилах

На горе Чеболдаг, в верховьях р. Калтарака и во многих других точках нами были констатированы кварцевые жилы, которые обогащены рудным марганцовым веществом. Пленки и прожилки марганцовых окислов в этих кварцевых жилах обладают металлическим блеском. Кварцевые жилы режут плотные серо-желтые кварциты и известняки, а также отмечены среди некоторых изверженных пород.

Кварцевые жилы, несомненно, связаны с разными циклами вулканизма, но наибольшее их распространение связано с девонским циклом внедрения кислой магмы. Отсюда понятно значение этого факта с точки зрения установления генезиса и геохимии различных циклов концентрации марганца. Анализы таких кварцевых жил показывают содержание в них MnO, достигающее до 1.5%.

В ряде точек района исследований были обнаружены, главным образом среди известняков, жилки небольшой мощности, минералогически состоящие из карбоната, окисных марганцовых минералов, кварца и небольшой примеси гематита.

Как пример, приведу описание карбонатной жилы образец № 53, секущей известняки эозоя в верховьях р. Антроп.

При микроскопическом изучении как в шлифе, так и иммерсионно в препарате жила оказывается состоящей из крупных выделений карбоната,

который по показателям светопреломления Np = 1.507 + 0.004 и Ng = = 1.663 должен быть отнесен к мангано-кальциту — изоморфной смеси кальциевого и марганцового карбоната. Среди зерен мангано-кальцита развиты крупные зерна кварца. Очень часто промежутки между отдельными зернами карбоната, а также и участки, заходящие внутрь этих зерен, выполнены черным рудным марганцовым минералом, в отраженном свете имеющим серый цвет и полуметаллический блеск. Образование рудных окисных минералов, повидимому, происходило двояким путем: с одной стороны, по жилочкам, трещинкам из растворов непосредственно выделялись первичные рудные минералы, являющиеся более поздними по отношению к карбонату и кварцу, а с другой стороны, рудные окисные марганцовые минералы получаются за счет разрушения мангано-кальцита.

Из породы жилки был произведен химический анализ, давший следующие результаты (в %):

Fe_2O_3	0.24
CaO	14.49
MnO	11.26
Потеря при прокаливании	13.29

Аналитик В. А. Смирнов

Потеря при прокаливании должна быть почти целиком отнесена на углекислоту. Исходя из этого, приведенный анализ можно пересчитать на карбонаты, тогда состав карбонатов жилки определится следующими цифрами: $CaCO_3$ 25.87% и $MnCO_3$ 5.01%.

Условия залегания жилы и ее выклинивание кверху позволяют считать генезис ее связанным с эндогенными причинами.

На третьем и четвертом типах концентрации марганца останавливаться здесь не буду, так как они уже освещались в соответственных главах отмечу лишь, что накопление марганца в контактах с габбро, габбро-диоритами, а также образование скарнов с марганцовыми гранатами в контактных зонах грано-диоритовой магмы — все это подтверждает установленную нами схему миграции марганца во времени и пространстве.

Не останавливаясь здесь полностью на этой схеме, которая кладется в основу нашей сводной работы, я лишь отмечу циклы концентрации Mn, которые были затронуты в настоящем отчете.

Наиболее первичный цикл концентрации марганца связан с габбровой магмой, что проявляется на химическом составе самих изверженных пород и их контактов с осадочными.

Следующий цикл концентрации марганца, накопление которого связано с внедрением активной грано-диоритовой магмы, разбивается на ряд подциклов, а именно: оруденение кварцевых и карбонатных жил, образование обогащенных марганцем скарнов и, наконец, привнос марганца в зоны тектонических разломов. Все это является более или менее синхроничными процессами.

В последнем типе оруденения чрезвычайно интересен химизм и механика процесса образования рудных залежей. Процесс оруденения совершается: 1) путем выполнения рудным веществом открытых трещинок, 2) происходит довольно энергично замещение кремнекислоты окислами марганца, преимущественно двуокисью. Это явление (растворение кремнекислоты, вынос ее и замещение окислами марганца) довольно распространено в природе, и поэтому оно имеет громадный геохимический и практический интерес. Не останавливаясь здесь на этом вопросе глубже, отмечу лишь, что для протекания этого процесса в широких масштабах требуются особые физико-химические условия, не отвечающие условиям процесса поверхностного выветривания.

Последний подцикл повел к образованию Чеболдагского месторождения марганца. Не останавливаясь здесь на детализации процессов концентрации марганцовых соединений этого наиболее важного в хозяйственном отношении типа, отмечу лишь то, что полученные материалы вновь позволяют нам отвергать для этого типа месторождений элювиально-метатетическую теорию, которая поддерживается рядом западносибирских геологов, и, наоборот, поддерживать высказанную нами ранее точку зрения об эндогенном происхождении руд типа кварцито-марганцовых брекчий.

Несомненный поверхностный генезис имеют элювиальные и делювиальные отложения чистых марганцовых руд, а также марганцовых глин, залегающих в верхней части измененной толщи коренных пород «коры выветривания».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В качестве краткого заключения по работам экспедиции 1934 г. можно отметить, что вновь обнаруженные точки коренного оруденения, благоприятные в смысле нахождения коренных месторождений как в северо-восточной части в пределах Горной Шории, так и в юго-западной в районе возвышенности Сугул (последнее вытекает из работы сотрудника экспедиции А. А. Меняйлова), позволяют с большой определенностью выдвигать положение о марганцовоносной зоне. В настоящее время не вызывает сомнений, что существует полоса ю.-з. — с.-в. простирания, тянущаяся от горы Ойрот-Тура до р. Кондомы в районе с. Спасские Прииски, причем эта зона, устанавливаемая вначале как некое эмпирическое понятие, проведенными работами обрисовывается как явление закономерное, находящееся в связи с комплексом определенных геологических, тектонических, петрологических и геохимических факторов. С этой стороны большой интерес представляет геохимическое изучение взаимоотношений Mn и Fe не только в пределах изученной нами зоны марганцовых месторождений, но и в пределах зон крупных месторождений железа кондомской и тельбесской групп, а также и Салаирского хребта (Гурьевские месторождения). В этой части интересной является работа Н. Д. Синдеевой «О выносе марганца из железорудного комплекса».

Проводившиеся в 1934 г. работы алтайско-кузнецкой экспедиции по марганцовым месторождениям Ойротии и Горной Шории являлись продолжением и завершением предыдущих работ, предпринятых Академией Наук в связи с задачами общепетрографического и геохимического изучения районов северо-западного Алтая и Кузнецкого Алатау.

Рассматривая этапы работ, проводимых Академией Наук по марганцу, можно наблюдать, как путем одновременного использования теоретического прогноза и данных непосредственных наблюдений — находок, имевшиеся в 1931 г. сведения о наличии в некоторых точках интересующего нас района скоплений галек марганцовой руды привели к формированию идеи о наличии зоны рудных месторождений марганца. В пределах этой зоны обнаружены два коренных месторождения со сравнительно значительной концентрацией марганца, затем ряд точек коренного оруденения, имеющих чисто генетическое значение и, наконец, ряд районов развития рудной гальки, концентрирующейся, несомненно, вблизи от коренных месторождений.

Вопрос о марганце в этой части Западносибирского края имеет значительную давность. Всю историю изучения интересующих нас марганцовых месторождений можно разбить на следующие этапы.

Еще в дореволюционное время по работам Б. К. Поленова и С. А. Яковлева были известны признаки оруденения в пределах бассейнов рр. Бии и Кондомы.

В 1931 г. вопросу о марганце в Ойротии было уделено значительное внимание со стороны Западносибирского геолого-разведочного треста, который попутно с поисково-съемочными работами в железорудном районе р. Кондомы произвел изучение марганцовых месторождений по р. Антропу.

Эти поисково-разведочные работы не обнаружили в коренном залегании чистых богатых марганцовых руд, а ограничились констатацией незначительного оруденения рыхлой толщи. В том же 1931 г. экспедиция Академии Наук, под руководством проф. П. И. Лебедева, в связи с геохимическим изучением Алтая и Кузнецкого Алатау, ознакомилась с работами треста на р. Антропе и отметила наличие аналогичных образований в гальке в пределах возвышенности Сугул-Чойского аймака Ойротской автономной области.

Начиная с 1932 г., Академией Наук работам по марганцу придается самодовлеющее значение. При маршрутных исследованиях 1932 г. обнаружено было коренное месторождение марганца у с. Восток и проведен учет распространения оруденения во вторичном залегании, что в связи с данными петрографо-геохимического характера и нахождением коренного оруденения в других точках, имеющего теоретическое значение, позволило уже тогда высказать мысль о закономерности всего явления в целом.

1933 год характеризуется детализацией изучения Востокского месторождения и отдельных участков марганцовой зоны, как-то: Антроповский район и частично район р. Кондомы.

Результатом этих работ явилось выявление значительной концентрации руды в пределах Бостокского месторождения, что решало в положительном смысле желательность проведения на этом месторождении разведочных работ. Помимо этого был получен ряд ценных данных геологического и геохимического характера, позволявших дать генетическую схему марганцового оруденения.

Наконец, 1934 г. был посвящен изучению дальнейшего продолжения зоны марганцовых месторождений на северо-востоке, а также возможной детализации юго-западной периферии указанной зоны.

Результаты этих работ сведены в настоящих отчетах. По первому вопросу открытием Чеболдагского месторождения подтверждено, во-первых, общее теоретическое представление о закономерности марганцового оруденения и, во-вторых, установлено продолжение зоны марганцовых месторождений на северо-восток вплоть до бассейна р. Кондомы. Изучение юго-западной части марганцовой зоны показало несомненность аналогичного остальным месторождениям зоны оруденения вплоть до возвышенности Сугул-Чойского аймака. Южнее формация пород, к которым приурочено оруденение, обрывается крупными проявлениями магматических пород.

В 1934 г. Сугульский район, Бостокское и Чеболдагское месторождения были посещены поисковой партией Западносибирского геолого-разведочного треста под руководством геолога А. А. Месянинова. Кратковременные легкие поисковые работы, посвященные каждому из этих районов, позволили А. А. Месянинову высказать положительное мнение в смысле дальнейших поисково-разведочных работ для Сугульского района и района Чеболдагского месторождения. В отношении Бостокского месторождения была дана отрицательная оценка его запасов. Таково положение с выявленными месторождениями марганца Ойротии и Горной Шории. По косвенным сведениям, в 1935 г. в Кондомском районе и, в частности, на Чеболдагском месторождении были проведены геолого-разведочные работы. Характер этих работ и результаты их нам неизвестны.

Не останавливаясь особенно на том, что заключение геолога А. А. Месянинова по Бостокскому месторождению марганца не может являться окончательным, все же в связи с этим отмечу некоторые обстоятельства. Прежде всего постановка работ треста по марганцу базировалась на концепции об элювиально-метатетическом типе месторождений марганца как единственно возможном в этом районе. Указанными идеями предопределился характер работы на Бостокском месторождении, которые захватили на незначительную глубину (2—3 м) толщу выветрелых пород рядом канав, но не пытались дать картину оруденения с применением глубоких выработок, хотя бы в наиболее богатых рудных участках. Причиной этого до некоторой степени служило недостаточное техническое оборудование партии.

Мы выдвигаем в своих работах генетическую концепцию, отличную от взглядов, принятых работниками Западносибирского геолого-разведочного треста, причем ее обоснование зиждется на довольно детальном

петрографо-геолого-геохимическом изучении района развития зоны; на ряду с этим, не оспаривая возможности и другого генезиса, в особенности для поверхностных окисленных зон месторождений, мы считаем необходимым и актуальным заострить этот вопрос в настоящее время.

С вопросом о генезисе рудных месторождений обычно бывает тесно связано наше представление о возможных запасах и промышленной рентабельности полезного ископаемого.

С этой точки зрения делается понятным, что решение вопроса о генезисе и практическое освоение месторождения являются неотделимыми элементами познания того или другого месторождения.

Переходя к вопросу о дальнейших перспективах по марганцу в связи с месторождениями устанавливаемой нами зоны, надо отметить здесь следующие стороны.

С одной стороны, несомненно, что в пределах зоны развиты точки с рассеянным оруденением марганца, но в то же время несомненны точки со значительной концентрацией на современной дневной поверхности окисленных марганцовых руд. Примерами последних могут служить Чеболдагское и Бостокское месторождения марганца.

С другой стороны, принимая во внимание чрезвычайно затрудненные условия для поисков (затаеженность, отсутствие обнажений) можно думать, что имеются еще неоткрытые месторождения. И даже в пределах обнаруженных месторождений наиболее ценные их части могут остаться незафиксированными, так как проявление рудных тел, несомненно, капризное и они могут быть обнаружены в указанных условиях лишь при большой детальности работ с применением глубоких выработок и специальных методов разведки.

Полученные новые данные по Мазульскому месторождению марганца, которое до сих пор описывалось как типичное элювиально метатетическое месторождение, образовавшееся в коре выветривания мезозойско-третичного времени, теперь вполне категорически относится А. А. Васильевым к контактово-метасоматическому гидротермальному типу. Таков, по крайней мере, генезис первичного оруденения. Конечно, окисные руды, разрабатываемые до сих пор, представляя окисленную марганцовую шляпу месторождений, являются обогащенными по сравнению с первичными рудами.

Такие выводы относительно одного из наиболее изученных для Зап. Сибири месторождений марганца представляют большой интерес в применении их к марганцовым месторождениям Ойротии и Горной Шории. Они позволяют на основании всей суммы имеющихся сведений поддерживать ранее высказанную нами концепцию о гидротермальном происхождении месторождений марганца, приуроченных к зоне северо-восточного направления, богатой нарушениями и внедрениями интрузивных (в их апикальной части) и эффузивных магматических пород, причем эта зона марганцовых месторождений, вполне возможно, имеет генетическую связь с Кондомским районом железорудного проявления. Но такая зависимость

в отчетливой форме пока не может быть описана, поэтому все выводы о марганцовом оруденении мы здесь будем рассматривать как самостоятельное явление.

С указанной генетической точки зрения все обнаруженные месторождения представляют окисленную и, возможно, обогащенную шляпу первичного оруденения.

Так как интересующий нас район Зап. Сибири длительное время находится в стадии континентального существования, то несомненно, что процессы выветривания и окисления марганцовых минералов, протекающие весьма быстро, создают окисленную зону быстрее, чем она уничтожается процессами денудации.

В связи с этим, задачей ближайшего будущего, с нашей точки зрения, должно являться выяснение следующих обстоятельств.

Надо решить вопрос, являются ли обнаруженные месторождения окисленных марганцовых руд глубинными частями первичного оруденения, в своих верхних частях денудированными, или здесь обнаруживаются окисленные верхние части оруденения, подобно Мазульскому месторождению.

Этот вопрос решается глубокой разведкой, бурением определенно коренных залежей руд, причем, учитывая тип оруденения (как показала практика Мазульского месторождения) даже при прекращении рудного горизонта и посадки выработки на пустую породу, можно ожидать возобновления оруденения на глубине.

Другим важным обстоятельством является уточнение вопроса о генезисе месторождений. Это уточнение должно быть произведено при помощи детального геологического картирования района марганцовоносной зоны с глубоким изучением петрогенетических и геохимических взаимоотношений различных пород.

Такие геолого-съемочные работы должны сопровождаться в районах предположительно благоприятных в смысле оруденения поисковыми работами с применением специальных методов.

Вопросам выработки такой методики в условиях затаеженности и плохой обнаженности в ближайщем будущем должно быть уделено самое серьезное внимание.

Как объект для уточнения наших знаний о природе этих месторождений и возможности расчета на них как на промышленно годные объекты, можно рекомендовать продолжение работ в районе возвышенности Чеболдаг — Восток и Сугул.

Так как, к сожалению, результаты работ на Чеболдагском месторождении мне неизвестны, и возможно, что они дали неблагоприятные результаты, то может возникнуть сомнение в необходимости вложения крупных затрат на работы по месторождениям, промышленная рентабельность которых неопределенна.

Но учитывая потребность в марганце для металлургии Зап. Сибири, и то, что так или иначе, но в ближайшие годы снова возникнет вопрос о

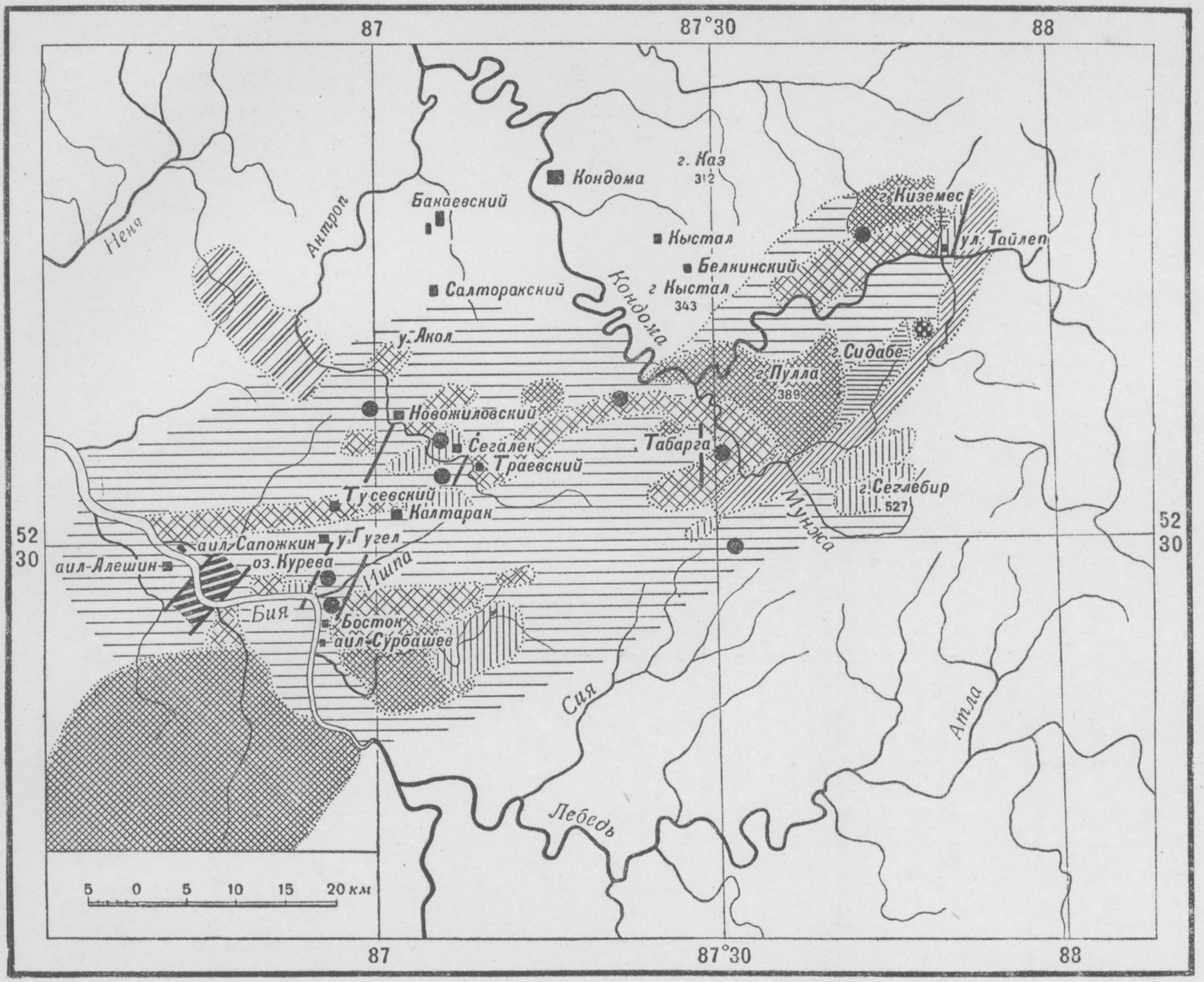
марганцовом сырье для Зап. Сибири, нужно считать крайне желательным по возможности окончательное уточнение промышленных перспектив и генезиса марганцовых месторождений Ойротии и Горной Шории, имеющих много общего с рядом других месторождений края.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Петрографические исследования в бассейне рр. Бии, Антропа и Иши Западносибирского края. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. I, 1934, изд-во Академии Наук СССР.
2. Афанасьев Г. Д. Бостокское месторождение марганца. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. III, 1935.
3. Афанасьев Г. Д. Работы Академии Наук по марганцу в Западной Сибири. Вестн. Зап.-Сиб. ГГГТ, 1934, вып. 5.
4. Кюз А. К. Краткий отчет об исследованиях 1931 г. в верхнем течении р. Кондомы и ее притоков. Отд. фондов Зап.-Сиб. ГГГТ, Томск.
5. Лёвинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, 1931, Ленинград.
6. Лебедев П. И. Петрографо-геохимические исследования районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау. Матер. по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. I, 1934, изд-во Академии Наук СССР.
7. Месянинов А. А. Некоторые марганцовые месторождения Северной Ойротии и Горной Шории. Вестн. Зап.-Сиб. ГГГТ,, вып. I, 1935, Томск.
8. Пятницкая П. В. Геологическое описание Горной Шории — Северо-спасский планшет 52°41′—53′ с. ш., 87°30′—88′ в. д. Отд. фондов Зап.-Сиб. ГГГТ, 1931.
9. Розенбуш Г. Описательная петрография. Русский перевод, 1934, Горно-геол.-нефт. изд-во.
10. Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова, изд. Петрографич. инст. Академии Наук, 1934.
11. Синдеева Н. Д. Вынос марганца из железорудного комплекса. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. I, 1934, изд-во Академии Наук СССР.
12. Тюменцев К. Г. Геологический очерк бассейна р. Кондомы в юго-западной части Кузнецкого Алатау, изд. Сев.-зап. ГГРУ, 1931, XI.
13. Лебедев П. И. К геохимии марганца в Западной Сибири. Доклады Академии Наук, 1934, т. II, № 7.

SUMMARY

The works of 1934 had the purpose first — to solve more precisely and in detail some questions of petrology and geochemistry in the districts of the work of former years and second — the study of the development of the manganiferous zone in the north-eastern direction in the Mountainous Shoria. They included the following districts: the basin of the rivers Kondoma, Antrop and Bia in the region of the southern hills of the Salair range and Kuznetsk Alatau. The geological structure of these regions consists mainly of sedimentary rocks of pre-Cambrian period or possibly of the lower Cambrian. This sedimental layer is represented by two sharply differing masses of limestone combined with masses of clayey, chloritic and silicious schists and also massive



Кислые эффузивы сред. дев.
Эпидотизиров. эффузив туфоген толща
Граниты, гранодиориты
Диориты
Основная группа пород
Девон
Кварциты-сланцы эозоя (?)
Известняки и сланцы эозоя (?)
Щелочные породы
Точки марг. оруден
Линии нарушения
Реки и ручьи

Фиг. 32. Петрографическая карта части бассейнов рек Бии и Кондомы Западной Сибири.

deposits of quartzites. As regards the quartzites we must remember that some of them are a result of a secondary silicification depending either on the tectonic conditions of the disrict or on the fields of contact action of intrusions. The whole of the pre-Cambrian rock mass is characterized also by the presence of tectonic breccia consisting of quartzites with metamorphious limestones and epigenetic formations of the type of manganite ores.

On the areas of the watersheds of the district the weathering shell is clearly marked. This is a complex of various rocks metamorphised by secondary processes which gave them a number of common peculiarities characteristic for these groups. Eruptive rocks are variously and copiously developed in the whole of the investigated districts. Their contact-fields are extremely interesting. All the changes and variations of the eruptive rocks can be divided into two groups. The most ancient group consists of intrusions of gabbro and of the vein derivatives and varieties connected with them — gabbro-diabases and grano-diorites. They all cut the pre-Cambrian or lower-Cambrian formation but never any other eruptive rocks. The most powerful case of gabbro magma is the mass of the mountain Seglebir. To a younger group belongs a series of intrusions of granites and grano-diorites passing through the ancient rock mass and the ancient intrusion of gabbro and forming the very «xenolith zones». The absolute age of these acid intrusions must be considered to be paleozoic. The formation of acid hypabyssal and effusive rocks of the type of quartz porphyries, albitites and peculiar epidotic rocks, is connected with the same group. The whole of this acid formation is interesting in regard of the ore concentration as it connected with the formation of a number of large iron deposits. It is likely that the alkaline rocks found in some small quantity in the district of the Spassk deposit are also connected with the acid formation. As to the manganese ore formation, the work of 1934 allowed to determine the continuation of the manganiferous zone in the Mountainous Shoria.

A deposit of manganese was found on the Chebuldagh-Mountain. The following district cycles of manganese concentration could be distinguished genetically:

1) deposits in tectonically broken up zones of the lower-Cambrian rocks (Chebuldagh-Mountain);

2) a concentration of manganese in connection with quartz and carbonate veins;

3) a concentration of manganese in the contacts of eruptive rocks;

4) a concentration of manganese in the sedimentary rock mass.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ (СОПС)
И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

А. П. ЛЕБЕДЕВ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРИКАТУНСКОМ РАЙОНЕ (СЕВЕРНЫЙ АЛТАЙ)

ВВЕДЕНИЕ

Работы Алтайско-кузнецкой петрографо-геохимической экспедиции Академии Наук, производившиеся (с 1931 г. по 1934 г.) в области Кузнецкого Алатау и Северного Алтая, имели своей задачей: 1) петрографическое и геохимическое изучение массивов изверженных горных пород, 2) выяснение генезиса тех полезных ископаемых, которые с ними связаны, и 3) выяснение на основе этого возможностей и перспектив дальнейших поисков на полезные ископаемые этого рода. Основным моментом в работе экспедиции в области Кузнецкого Алатау было изучение генезиса комплекса железорудных месторождений и в Северном Алтае — изучение и поиски новых точек марганцового оруденения. Полевые исследования 1934 г. имели своей целью выяснение природы интрузий кислой и средней магмы и проявлений рудоносности в Северном Алтае, именно в направлении юго-западного продолжения той полосы, с которой, как это удалось установить исследователям предыдущих лет (Г. Д. Афанасьев), связан ряд точек с марганцовым оруденением (гора Восток, месторождение Чеболдаг, гора Сугул и др.). В составе алтайского отряда экспедиции в 1934 г. было организовано два подотряда: один под руководством А. А. Меняйлова работал в районе верховьев рр. Таштыбы, Убы, среднего течения р. Малой Иши, в районе преимущественного развития древней осадочно-метаморфической толщи и связанного с ней эффузивного комплекса и в области горы Сугул с ее марганцовым месторождением; другой подотряд (автора) сосредоточил свою работу на непосредственном изучении интрузий и связанных с ними рудных месторождений. В связи с таким распределением объектов работ в настоящем отчете главное внимание уделено глубинным изверженным горным породам, морфологии массивов и т. д., в то время как более детальная характеристика древней осадочной толщи и эффузивных образований приводится в работе А. А. Меняйлова, помещенной в этом сборнике.

Район работ 1934 г. занимает область северных предгорий Алтая, частично захватывая его более гористую южную часть; с севера границей района может служить широта города Ойрот-Тура, с запада — долина

р. Катуни, с юга — водораздел рр. Чемала и Кубы, с востока граница обследований области приблизительно совпадает с водоразделом между рр. Катунью и Бией, причем было сделано несколько маршрутов и к востоку от этой полосы с целью выяснения геологии района. Общая величина обследованной площади составляет, таким образом, около 1500 км^2.

Общая геологическая характеристика района и его горных пород была дана в 1907 г. геологом С. А. Яковлевым,[1] и рукописная карта его предварительного характера (полная не была напечатана) служила основой для работы отряда. Нужно отметить, что карта эта страдает большими погрешностями как в отношении терминологии пород (путаница между «гранитами», «гранит-порфирами» и т. д.), так и в отношении расположения отдельных объектов, часто сдвинутых на целые километры. Более поздние сведения по геологии района были опубликованы в 1932 г. В. П. Нехорошевым,[2] который проделал ряд маршрутных пересечений, пройдя в пределах нашего района, по долине р. Катуни и от с. Чемала на юго-восток по водоразделу рр. Чемала и Кубы. Данные Нехорошева касаются, главным образом, геологии и стратиграфии осадочных пород.

Топографической основой служила пятиверстная карта издания б. Переселенческого управления; реки нанесены на ней довольно точно, но изображение рельефа очень грубое и во многих случаях совершенно не соответствует действительности.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Р е л ь е ф. Достаточно полная характеристика рельефа описываемого района была дана С. А. Яковлевым; для избежания повторений можно отметить только наиболее характерные черты рельефа и орографии района.

Абсолютные высоты колеблются в пределах от 400 м в районе города Ойрот-Туры до 1200 м в наиболее возвышенных южных участках. Весь обследованный район лежит в пределах северных предгорий Алтая, совершенно плавно и незаметно переходящих вблизи северной границы района в равнинную степную область, и вблизи южной границы — в область более высоких поднятий, приближающихся к настоящей горной стране. В направлении отдельных возвышенностей или хребтов не наблюдается ясной закономерности и постоянства; преимущественным направлением для них является меридиональное или близкое к нему: водораздельные возвышенности Катунь — Майма, Майма — Малая Иша, Катунь — Кара-Кокша, Узнезея — Куюм. Но на ряду с этим наблюдается, в особенности для более южной части района, и юго-восточное, местами близкое к широтному, направление: водораздельные хребты Эликмонар — Куба, Куба — Чемали др.

[1] С. А. Я к о в л е в. Лист Улала. Труды Геол. части Кабинета е. и. в., т. VII, 1907.

[2] В. П. Н е х о р о ш е в. Материалы для геологии горного Алтая. Труды ВГРО, 1930, вып. 177

Особняком поднимаются отдельные, более высокие возвышенности круглой или удлиненной формы в плане, имеющие форму то конусообразных вершин (горы Адыган, Чебого, Маакту), то более широких возвышенностей с крутыми склонами и плоскими или холмистыми вершинными участками: горы Чептаган, возвышенности в вершинах рр. Каракола, Куралбаса, Кара-Кокши. Для некоторых из этих возвышенностей генезис их устанавливается довольно ясно, так как они сложены изверженными породами и выделяются благодаря этому среди окружающей области, сложенной менее прочными породами осадочно-метаморфической толщи (гранитная гора Чептаган, порфиритовая гора Адыган, водораздельная возвышенность в вершинах Эликмонара, Чемала и Кара-Кокши, сложенная порфирито-туфовой серией).

Это явление (запутанность рельефа, отсутствие ясно выраженных структурных единиц) стоит в связи с общим строением Алтая, с историей образования его современного рельефа, в которой, как это впервые показал В. А. Обручев,[1] отразились, с одной стороны, черты древней каледонской и варисцийской тектоники (дислокации складчатого характера) и с другой — юные кайнозойские тектонические передвижки сбросового типа.

Запутанность орографии отражается и на расположении современной речной системы. Если в северной части района (бассейн рр. Малой Иши и Ташты) можно еще наметить связь речных долин с направлением главнейших тектонических элементов, как это показали исследования А. А. Меняйлова (речные долины почти исключительно по двум главным направлениям: северо-северо-восток и восток-юго-восток), то в более южных частях района эта связь речных долин с геологией значительно менее ясна. Интересными являются указания на положение рельефа, объясняемое недавним, может быть, продолжающимся поднятием области; указаниями этими являются наличие высоких террас по берегам р. Катуни и ее главных правых притоков — рр. Маймы, Куюма, Эликмонара и Кубы, особенно ясные вблизи нижних течений рек, и существование узких ущелий в тех участках долин названных рек, которые проходят в области развития изверженных пород, в то время как верхние течения этих рек имеют более спокойный характер с хорошо разработанными долинами. Возраст этих поднятий, может быть, относится к тому же времени, что и новейшие тектонические движения в Северном Алтае (образование Телецкого озера), которые исследователи относят к одной из межледниковых эпох.[2]

Еще одна характерная черта речных долин района — это существование циркообразных котловин в вершинах рек южной части района, в области «белков» (вершины рр. Каракола, Куба, Чемал, Сурдин и др. фиг. 1). Особенно характерной является циркообразная котловина в вершине

[1] В. А. Обручев. О тектонике русского Алтая. «Землеведение», 1915, кн 3.

[2] В. П. Нехорошев. Материалы для геологии Алтая, стр. 99. В. Т. Белоусова, Н. Бубличенко, Е. Воднева. Геологические исследования в районе Телецкого озера на Алтае. Изв. ВГРО, 71, 1931.

р. Каракола, глубоко врезанная в порфиритах Каракольского «белка»; склоны котловины отличаются значительной крутизной, большей частью совершенно обнажены и сглажены; дно пологое и содержит ряд озер, через которые последовательно протекает река. Типично-моренных образований наблюдать не удается, но морфологически картина чрезвычайно напоминает верхние «троговые» части бывших ледниковых долин, обычные в альпийских высокогорных областях. В вершинах других рек типично-ледниковые черты в морфологии цирков выражены менее резко, и, может быть,

Фиг. 1. Вид на водораздельный гребень рр. Маймы и Сары-Кокши, сложенный эффузивами

происхождение их объясняется не деятельностью льда, а результатом снежного выветривания, движения снежников, как это принимает А. Н. Чураков для ряда аналогичных долин в Кузнецком Алатау.[1]

Условия обнаженности в обследованном районе довольно благоприятные; долины крупных притоков р. Катуни, текущих в широтном направлении, вкрест простирания осадочно-метаморфической толщи, дают почти сплошные разрезы; менее удобны для наблюдения области водоразделов, где выходы пород чрезвычайно редки.

ОБЩАЯ СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Описываемый район, так же как и прилегающие к нему области Алтая и Кузнецкого Алатау, представляет область развития древней осадочно-метаморфической, сильнейшим образом дислоцированной толщи докембрийского или кембрийского возраста, прорванной многочисленными интрузиями кислых и основных пород и перекрытой в отдельных участках покровом эффузивов и более молодых девонских нормально-осадочных пород.

Метаморфическая толща занимает наибольшую площадь в обследованном районе, образуя фон для интрузий изверженных горных пород. Литологически она представлена тремя главнейшими типами пород: известняками, сланцами и кварцитами; помимо этого, в состав толщи вхо-

[1] А. Н. Чураков. Кузнецкий Алатау. Очерки по геологии Сибири, 1932, стр. 67.

дят в большом количестве древние эффузивные породы — порфириты и туфы, обычно связанные со сланцами в форме пропластков. Все эти типы пород залегают в разных местах с различными количественными соотношениями: в северной части района преобладают известняки, в южной и западной — сланцы; кварциты по большей части залегают в виде мощных прослоев в породах первых двух типов. По направлению простирания литологический состав толщи выдерживается обычно довольно долго, на десятки километров, вкрест простирания чередования пород более часты.

И з в е с т н я к и представлены преимущественно мелкокристаллическими разновидностями с темносерой или черной окраской, слоистость выражена в них большей частью плохо, иногда известняки совершенно массивного сложения, очевидно, рифового типа (район с. Ингурек); вместе с тем наблюдаются и участки, где известняки ясно слоистые, переходят местами в тонкосланцеватые или плитняковые разности. Чрезвычайно обильны тонкие и толстые, неправильно ветвящиеся жилки кальцита, обычно неясно ограниченные от окружающей породы. Вблизи контактов с изверженными породами, где это удавалось наблюдать (нижнее течение рр. Куюма, Имеря, некоторые другие участки), известняки приобретают крупнокристаллическое сложение; среди них в этих случаях наблюдаются иногда неправильной формы гнездообразные участки с очень крупной кристаллизацией кальцита: зерна до 1—1.5 см диаметром. По р. Куюму, ниже лога Кобыт, вблизи западной границы интрузии с известняками, была найдена в реке громадная глыба, свыше 1 м диаметром, сложенная аггрегатом крупных (до 5 см) ромбоэдров кальцита (образец № 121) голубовато-белых, местами почти совершенно прозрачных; глыба совершенно свежая, видимо, принесенная с небольшого расстояния; коренного выхода найти не удалось. Аналогичные гнезда крупнокристаллического кальцита, залегающие в тех же геологических условиях (в известняках, вблизи контакта с интрузиями), известны по данным А. А. Васильева [1] в ряде мест в Кузнецком Алатау и Минусинской котловине, где они привлекают внимание как возможный источник и с л а н д с к о г о ш п а т а.

Наиболее плотные и чистые разности кристаллических известняков, представляющие собой м р а м о р а, разрабатываются с промышленной целью (ломки у дер. Чепош и выше с. Чемал по р. Катуни). Вблизи Ойрот-Туры и дер. Александровки известняки перерабатываются на известь (фиг. 2).

С л а н ц ы и тесно связанные с ними древние рассланцованные порфириты и туфо-порфириты развиты преимущественно в южной части района. По составу — это преимущественно сланцы зеленых оттенков, иногда тонко рассланцованные, нередко жирные на ощупь (примесь талькового вещества). Эффузивы образуют прослои различной мощности в сланцах. В поле при

[1] А. А. В а с и л ь е в. Исландский шпат в Западносибирском крае. Вест. Зап.-сиб. ГГГТ, 1934, вып. 1, стр. 41.

одинаковой внешней зеленой окраске отличаются от сланцев несколько более плотным сложением; в них бывает выражена поперечная трещиноватость. В контакте с изверженными породами сланцы становятся плотными, приобретают более темную или черную окраску; слоистость распознается только по тонким кварцевым жилкам. В ряде случаев можно проследить переход от почти неизмененного сланца к мелкокристаллическому ксенолиту (см. описание интрузий). С известняками сланцы иногда перемешиваются чрезвычайно тесно, и границу между ними провести тогда представляется очень трудным.

Фиг. 2. Выходы мраморизованных известняков по р. Тарткол (вблизи д. Бируля).

Кварциты и кремнистые сланцы редко слагают собой значительные площади, проявляясь чаще в форме прослоев среди других пород; прослои различной мощности: от нескольких метров до десятков метров. Среди более поддающихся выветриванию известняков и сланцев кварциты обыкновенно выделяются очень резко, выступая в рельефе в виде гребней или дайкообразных тел (при вертикальном падении всей толщи). Кварциты большей частью черных, реже серых и красноватых цветов, очень плотные (часто типа микрокварцитов), под микроскопом характеризуются мостовидной структурой; зернышки кварца большей частью не несут видимых следов давления. Пропитанность жилками кварца чрезвычайно сильная. Характерна также интенсивная пропитанность черными натеками марганцовых окислов, отсутствующая на известняках и сланцах.

Помимо описанных типов пород, в состав метаморфической толщи входят в небольшом количестве и буровато-серые, мелкозернистые песчаники, сложенные, главным образом, зернышками кварца с небольшой примесью полевошпатовых минералов в мутнобуром, непрозрачном цементе, местами пропитанном хлоритом (район р. Малой Иши и ее притоков).

Палеонтологически вся описанная осадочно-метаморфическая толща является немой.

По аналогии с соответствующими свитами соседних областей Кузнецкого Алатау ей приписывается, согласно взглядам А. Н. Чуракова, докем-

брийский возраст (его енисейская и кутень-булукская свиты), согласно взгляду других геологов (А. Вологдин и др.) — нижнекембрийский.

Д е в о н представлен в нашем районе плотными белыми известняками по р. Кара-Кокше, конгломератами и кремнистыми сланцами — по рр. Куралбасу и Айреку. В составе гальки конгломерата участвуют породы метаморфической толщи (известняки, кварциты, массивные породы — граниты, диориты и др.) и эффузивы порфирито-туфобрекчиевой серии, слагающей водораздел между рр. Катунью и Кара-Кокшей.

ТЕКТОНИКА

Главнейшими структурными элементами, определяющими тектонику описываемой области, являются складчатые дислокации метаморфической толщи. Складчатость выражена в ней чрезвычайно интенсивно, падение крыльев складок в подавляющем большинстве близко к вертикальному (обычно колеблясь в пределах 70—90°). Направление простирания осей складок близко к меридиональному, постепенно переходя от северо-северо-востока в северной части района через меридиональные в средней его части к северо-северо-западному в южной части (к югу от долины Эликмонара). Основное направление простирания изредка нарушается (напр., широтное простирание сланцев по долине р. Бирули и другие случаи), но такие изменения имеют всегда только местный характер, не захватывая больших пространств. В пределах самой метаморфической толщи нарушения напластования наблюдаются очень редко, повидимому, коренных несогласий в залегании между отдельными ее элементами (известняками,сланцами и т. д.) не существует. Стратиграфические взаимоотношения внутри толщи также неясны; по ряду косвенных признаков можно установить только, что сланцы должны залегать стратиграфически ниже известняков. Сланцы иногда наблюдаются в ядрах антиклинальных складок, сложенных известняками, например, по р. Майме. Что касается девонской толщи, то изучение ее, как уже говорилось, сильно затруднено вследствие плохой обнаженности; можно констатировать только заметное угловое несогласие с метаморфической толщей в простирании сланцев в верховьях р. Куралбаса и более пологие углы падения крыльев складок.

Фаз складчатости, таким образом, намечается две: главнейшая — к а л е д о н с к а я, после образования метаморфической толщи, сопровождавшаяся интрузиями глубинных горных пород, и в а р и с ц и й с к а я, более поздняя, собравшая в складки девонские слои.

Из второстепенных тектонических элементов следует отметить многообразные передвижки позднейшего, вплоть до кайнозойского времени, главным образом, сбросового и сбросово-сдвигового характера. Эти явления наблюдаются в разнообразных масштабах и почти на каждом коренном обнажении; в особенно сильной мере им подвержены сланцы. Подробный анализ и описание этих явлений сделано А. А. Меняйловым в его статье.

По вопросу о взаимоотношении интрузии с элементами тектоники осадочно-метаморфической толщи будет сказано ниже — в петрографическом описании; о возрасте интрузий уже упоминалось выше; повидимому, они в описываемой области Алтая относятся к каледонскому времени, судя по тому, что, с одной стороны, они прорывают осадочно-метаморфическую толщу, и с другой — породы, их составляющие, входят в состав гальки девонских конгломератов.

Как показывает детальное исследование изверженных массивов (см. ниже), в них мы имеем дело с целым рядом последовательных внедрений магмы, минимум с тремя, разделенными некоторым интервалом времени магматическими циклами; время образования интрузии растягивается, таким образом, на некоторый период. По времени этот период, вероятно, следует связывать с конечными стадиями орогенического процесса, может быть, даже частично с более поздним временем, так как в интрузивных породах района почти не наблюдается (только в очень редких случаях) явлений катаклаза, протоклаза, первичной кристаллизационной слоистости или гнейсовидности, которые бы указывали на значительную роль одностороннего давления при образовании пород.

По сравнению с эффузивными породами района (порфириты, ортофиры и др.), гранитная магма, вероятно, моложе, так как в ряде случаев (горы Адыган, Чептаган) она включает обломки эффузивов; взаимоотношение эффузивов с диоритами и габбро менее ясно, возможна и одновременность их образования.

ПЕТРОГРАФИЯ ГЛУБИННЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

В составе интрузий, прорезающих в этой части Алтая древнюю метаморфическую толщу участвуют различные типы глубинных пород, количественные взаимоотношения которых, петрографический состав и характер взаимоотношений с окружающей толщей чрезвычайно сложны и вариируют в значительной степени, несмотря на ряд общих черт и законностей, которые намечаются при сравнительном изучении отдельных интрузивных образований.

Детальное изучение позволило установить одновременное присутствие в составе почти каждого из интрузивных тел района пород различной степени кислотности, образующих почти непрерывный ряд от ультраосновных (перидотиты) до ультракислых (лейкократовые гранит-порфиры). Расчленяя процесс образования интрузий и формирования отдельных типов горных пород по времени, мы, на основании геологических и петрографических данных, можем притти к следующим выводам.

К первой, наиболее ранней по возрасту группе, или, соответственно, интрузивной фазе относятся основные породы (габбро, перидотиты), сохранившиеся в настоящее время только в виде островков среди пород более кислых и большей частью измененных последующими внедрениями магмы.

К следующей группе относится наиболее широко представленная количественно целая серия пород среднего по химизму типа — кварцевые и бескварцевые диориты и гранодиориты, являющиеся на основании ряда признаков образованиями гибридного типа, продуктами неполного взаимодействия (контаминации) кислой гранитной магмы с основными породами первой генерации. К третьей группе относятся породы наиболее молодые по возрасту: граниты и гранит-порфиры — представители гранитной магмы в ее наиболее чистом виде. С этой же последней магматической фазой тесно связаны и сравнительно немногочисленные жильные образования, представленные жилами аплитов, пегматитов и лампрофиров.

В целях более полной характеристики петрографии района ниже приводится краткое описание строения отдельных интрузий, за которым следует петрографическое описание горных пород и в виде заключения — некоторые выводы общего характера.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ

Верхнекарадрукская интрузия

Эта интрузия залегает среди древнего сланцевого комплекса и прорезается долиной р. Кубы почти вкрест простирания на протяжении около 2 км между рч. Верхний и Нижний Карадрук. У восточной границы интрузии залегают плотные темнозеленые порфиритосланцы с направлением простирания, колеблющимся между северо-западным и северным. Сланцы сильно измяты, плойчаты, наблюдаются сброшенные глыбы и отдельные участки. Вблизи контакта интрузию слагают серые гранодиориты, вскоре затем по мере движения вниз по течению р. Кубы переходящие в кварцевые диориты, являющиеся дальше господствующей породой интрузии. Диориты отличаются чрезвычайно непостоянной структурой и составом, меняясь почти в каждом куске. Основным фоном является темно-серый средне-мелкозернистый диорит (обр. № 304), сложенный амфиболом, плагиоклазом средней основности (до № 48) и кварцем (до 20%). Среди этих диоритов заключены в виде неправильных гнезд или пятен, или в виде прожилков и апофизов, то резко ограниченных от вмещающей породы, то постепенно сливающихся с ней, диориты другого типа, более светлые и крупнозернистые, часто типа «пегматоидных» диоритов эликмонарской интрузии.

Местами крупнозернистые диориты прорывают мелкозернистые, образуя интрузивную брекчию; мелкозернистые разности при этом приобретают особенно плотное, иногда порфировое сложение. Местами в диоритах наблюдаются темные линзы и ксенолиты, частью имеющие вид прослоев.

В боковом ущелье (правый приток р. Кубы) наблюдается контакт диоритов со сланцами, имеющими вид «мигматита» из чередующихся слоев сланца и крупно- и мелкозернистых диоритов.

В западной части интрузии в диоритах попадаются жилы розовых гранит-порфиров (№ 311)[1] и лейкогранитов (№ 312) с признаками сильного давления (под микроскопом). К этим же кислым внедрениям относится и жила микроклинового пегматита с гнездами кварца, имеющая мощность 25 см, прослеженная на несколько десятков метров. Еще ближе к западной границе интрузии начинают преобладать крупнозернистые разности кварц-диоритов, частью относящиеся по высокому содержанию кварца уже к гранодиоритам (№ 315). У западного контакта интрузии со сланцами порода интрузии представляет сплошную брекчию: светлосерые гранодиориты содержат куски до 0.5 см в диаметре темносерых мелкозернистых диоритовидных пород, богатых темноцветными компонентами. Эти включения или ксенолиты имеют большей частью форму линзовидных тел, вытянутых в одном направлении — горизонтально. Во вмещающих гранодиоритах наблюдается местами вблизи включений послойная ориентировка цветных минералов; слои местами как бы обтекают включения. Ближе к границе интрузии количество включений настолько увеличивается, что гранодиориты остаются только в виде прожилок в общей темной массе.

С западной стороны интрузия граничит со сланцами, простирающимися в северо-западном направлении 300—320° в том же направлении, что и сланцы восточного края.

Выводы. По форме, таким образом, верхнекарадрукская интрузия является линзовидным включением в древней сланцевой толще. В петрографическом отношении для изверженных пород массива являются характерными: 1) преобладание кварцевых диоритов; 2) частая ассоциация мелко- и крупнозернистых разностей, почти в каждом куске; 3) взаимопереходность и связанность мелкозернистых разностей диоритов и темных плотных пород, слагающих включения и ксенолиты в кислых диоритах и в гранодиоритах; 4) резкая, местами, граница мелко- и крупнозернистых разностей диоритов; 5) инъекционный характер крупнозернистых разностей диоритов и гранодиоритов в отношении мелкозернистых; 6) лейкократовый характер крупнозернистых разностей диоритов и плавный переход их в гранодиориты. Лейкократовые крупнозернистые диориты, таким образом, вместе с гранодиоритами являются, повидимому, более молодыми внедрениями в мелкозернистые серые диориты, слагающие главную массу интрузии.

Александровская интрузия

Интрузия вскрыта на протяжении около 300 м по линии р. Маймы, против дер. Александровки. Окружающие породы — кристаллические известняки, особенно крупнозернистые вблизи контактов. Последние недоступны наблюдению и взаимоотношение их с интрузией не ясно. Интрузивное тело сложено однородным серым мелкозернистым гранодиоритом (№ 82, 83), слабо

[1] Номера в скобках относятся к номерам образцов из коллекции автора.

меняющимся местами по крупности зерна; рассечены параллелепипедальной отдельностью.

В гранодиоритах проходят жилы (мощностью около 2 м) черного а ф а н и т о в о г о п о р ф и р и т а (№ 82), имеющие по краям брекчиевое строение и угловатые включения гранодиорита.

Бирулинская гранитная интрузия

Небольшой бирулинский гранитный массив имеет в плане форму широкого линзовидного тела, вытянутого в северо-северо-западном—юго-юго-восточном направлении, пареллельно простиранию вмещающей известняково-сланцевой толщи, на протяжении около 400 м; в этом же направлении массив разрезается долиной р. Маймы (у северного конца дер. Бирули). Вмещающие породы представлены с восточной стороны мощной толщей кристаллических известняков и вдоль контакта интрузивного тела узкой (в 50 м шириной) полосой хлоритовых сланцев, с западной стороны — той же серией, но в обратном порядке: полосой сланцев и западнее — известняками. Как простирание, так и направление падения одинаково у обеих толщ осадочных пород, именно северо-северо-западное — юго-юго-восточное простирание и крутое падение к западу. Такое строение осадочной толщи, окружающей интрузию, позволяет предположить, что гранитная магма проникла здесь в ядро антиклинальной складки, несколько раздвинув при этом слои (схематический разрез).

В петрографическом отношении массив является довольно однородным, сложенным целиком крупнозернистым красным ортоклазовым г р а н и т о м (№ 68) отчасти порфировидного строения с более крупными выделениями ортоклаза. В гранитах наблюдаются участки более крупнозернистого сложения, изредка переходящие постепенно в очень крупнозернистые пегматитовидные участки гнездообразной формы, нередко ограниченные от основной породы; в одном случае такое гнездо состоит из крупных (до 5 см длиной) красных зерен ортоклаза и небольшого количества промежуточного кварца; цветных минералов нет.

В северной части интрузии граниты несколько изменяются и теряют почти полностью цветную часть (биотит), приближаясь к г р а н и т - а п л и т у (№ 69).

Интересно полное отсутствие жильных образований как кислого, так и основного характера.

Юмуртинско-маактинская интрузия

Разрез по долине р. Юмурта вверх по течению дает следующую картину.

Километра на четыре вверх от впадения р. Юмурты в р. Кубу тянутся коричневые туфо-брекчии и порфирито-сланцы, переходящие выше в сплошные серые порфирито-сланцы древней серии. Простирание трудно определимо вследствие неясной рассланцованности, общее направление близко

к северо-западному — юго-восточному. В 4.5 км выше устья начинаются выходы интрузивных пород представленных в главной массе кварцевым диоритом (№ 347, 352, 353), имеющим большое сходство с аналогичными породами верхнекубинской интрузии. Среди них преобладают среднезернистые серые разности, местами встречаются и более грубозернистые с неправильной текстурой типа «пегматоидных». Под микроскопом у некоторых образцов наблюдаются довольно интенсивное смятие, раздробленность и т. д. Среди диоритов участками попадаются розовые граниты (№ 349) большей частью в виде небольших жил или апофиз, обычно довольно резко контактирующих с диоритами. Граниты эти довольно неустойчивого состава, дающие переходы то к лейкократовым образованиям типа ортоклазового пегматита (№ 350), то к гранодиоритам (№ 351). Общим для всех является присутствие микроклина.

Изверженные породы тянутся непрерывно на протяжении около 1.5 км и несколько южнее перевала, из Юмурты в Каракол, сменяются снова светлозелеными тонкослоистыми сланцами; направление простирания сохраняется здесь, примерно, то же — юго-восточное, с колебаниями в сторону меридионального. Разрез по р. Юмурте приходится, таким образом, почти вкрест простирания интрузивного тела, залегающего здесь, повидимому, согласно среди порфирито-сланцевой толщи и являющимся продолжением интрузии, обнажающейся по р. Маакту, где ширина ее значительно больше. Разрез описываемой интрузии по долине р. Маакту (вверх по течению) имеет следующий вид.

От устья р. Маакту на 1 км вверх идут плотные черные известняки (№ 317), частью, может быть, глинистые; простирание выдерживается почти точно в направлении север — юг; в 1 км выше устья начинаются выходы темнокоричневых туфо-брекчий (№ 318, 321), представляющих продолжение юмуртинских, сменяемых в 3 км выше устья черно-зелеными порфирито-сланцами с азимутом падения на юго-запад 220°, под углом 75°, в 0.5 км выше, недалеко от контакта с изверженными породами, с азимутом падения на юго-запад 240°, под углом 75°. Дальше идут огромные осыпи («курумы») изверженных пород. Начинаются они крупнозернистыми с неправильной «пегматоидной» структурой кварцевыми диоритами (№ 295, 296, 330), то сильно измененными, то более свежими, местами с значительным содержанием гранофира. Метров через 100 от контакта со сланцами этот тип диорита постепенно сменяется уралитизированным габбро (№ 329) крайне неоднородного строения; среднезернистые его участки сложены лабрадором № 56 и моноклинным пироксеном с некоторой примесью кварца; более мелкозернистые участки состоят почти сплошь из зернышек пироксена с промежуточным кварцем и плагиоклазом в виде примесей. В этих мелкозернистых участках порода, совершенно аналогична пироксенитам айского массива (см. выше).

Основные породы развиты на небольшом, сравнительно с диоритами, пространстве и вскоре сменяются сланцами, идущими приблизительно на 1.5 км выше, за ними снова начинаются выходы интрузивных пород (также в курумах). Вначале (несколько сот метров) — это габбро (№ 334, 336), сложенное битовнитом № 75, пироксеном и серпентином, местами дающее слоистые разности с примесью кварца. Дальше габбро сменяется красными гранофировыми порфирами, содержащими крупные выделения плагиоклаза иногда с ортоклазовой оторочкой в массе из гранофира или микропегматита (№ 340, 335), содержащих обильные темные шлиры мелкозернистого сложения, представляющие под микроскопом кварцевый диорит с панидиоморфной структурой. Местами (северный край интрузии) гранофировые порфиры оказываются сплошь переполненными ксенолитами, приобретая при этом облик интрузивной брекчии, создавая ту же картину, что и в куюмской интрузии. Среди порфиров, так же как и среди более основных пород, проходят тонкими жилами мелкозернистые темные породы типа микродиоритов (№ 332, 341, 342); среди кислых пород наблюдаются жилки фельзит-аплитов (№ 293, валун).

Выводы. Таким образом, юмуртинско-маактинская интрузия представляет собой тело удлиненное в направлении северо-запад— юго-восток, мощностью в среднем около 1.5 км, залегающее приблизительно согласно с вмещающей порфирито-сланцевой толщей, расщепленное в юго-восточной части (в бассейне р. Маакту) на две ветви, между которыми внедряется сланцевый клин. Падение этой сланцевой толщи, повидимому, происходит в одном направлении: к юго-западу как у северного, так и у южного краев интрузивного тела. Петрографически наиболее важная роль принадлежит породам ряда кварцевых диоритов, с одной стороны, и кислым гранофировым порфирам — с другой. В области бассейна р. Юмурты можно отчетливо наблюдать, что кислые породы, представленные там различными вариациями микроклиновых гранитов и пегматитов, прорезают диориты; отношение широко развитых в бассейне р. Маакту гранофировых порфиров к диоритам менее ясно. Судя по отсутствию постепенных переходов между этими двумя типами и по широкому развитию ксенолитов в порфирах, можно, однако, и здесь предполагать более юный возраст кислых пород сравнительно с основными и внедрение первых в последние, сопровождавшееся явлениями ассимиляции (образование ксенолитов). Что касается до более основных пород, встреченных в отдельных участках (габбро, габбро с «пироксенитовыми» шлирами), то наблюдения показывают их близость и взаимопереходность с кварц-диоритами. К наиболее молодым образованиям нужно отнести жилки микродиоритов и фельзит-аплитов. Отношение их между собой неясно.

Частая смена пород различного типа, разнообразие структур, довольно широкое развитие порфировых разностей, богатство некоторых типов пневматолитовыми образованиями («пегматоидные» диориты) указывают,

повидимому, 1) на небольшую глубину образования интрузии и 2) на многократность внедрений магмы, происходивших в несколько приемов. Вместе с тем все отмеченные особенности сближают юмуртинско-маактинскую интрузию с куюмской.

Интрузия в бассейне рч. Чички

Интрузия имеет незначительные размеры, вытягиваясь по длине километра на полтора, по ширине — на несколько сот метров. В направлении длинной оси интрузия разрезается долиной рч. Чички, притоком р. Узнези, приблизительно в направлении восток-северо-восток. Привожу описание строения интрузии, выступающее в разрезе по рч. Чичке.

У места впадения рч. Чички в р. Узнезю выходят серые мелкокристаллические известняки, простирающиеся в северо-восточном направлении под углом 40°, круто падающие к юго-востоку под углом 80—85°. Эти же известняки прослеживаются дальше вдоль всего северо-западного края интрузии, простираясь параллельно этому краю. У восточного конца интрузии известняки вблизи контакта с изверженными породами становятся более крупнокристаллическими; простирание сохраняется почти то же; падение — также к югу. Юго-восточная граница интрузии скрыта под наносами левого берега рч. Чички, но по обнажениям ниже по р. Узнезе, можно судить, что здесь развиты сланцы, с северо-восточным и северо-северо-западным направлением простирания. Таким образом, интрузия оконтуривается как линзовидное тело, внедрившееся и, может быть, несколько раздвинувшее осадочно-метаморфическую толщу приблизительно по линии разрыва между известняками и сланцами.

У западного конца интрузии выходят серые мелкокристаллические мезократовые диориты, крайне непостоянные по структуре, дающей то крупнозернистые, неправильного строения «пегматоидные» разности, то совсем плотные породы типа диорит-порфиров, то меланократовые разности типа габбро; вместе с тем в диоритах залегают многочисленные толстые и тонкие, часто пересекающиеся, быстро выклинивающиеся (особенно толстые, 15—20 см мощности) жилки розовых гранитов, гранит-аплитов или микрогранитов и пегматитов. Вся эта пестрая картина наблюдается на протяжении 50—60 м, после чего диориты сменяются розовыми гранитами, с которыми, очевидно, и связаны кислые жилки в диоритах. Под микроскопом диориты интрузии рч. Чички при структурном сходстве с диоритами соседних массивов отличаются интересной особенностью, именно необычно кислым составом плагиоклаза, отвечающего альбиту № 5—10. В крупнозернистых разностях диоритов отмечены, кроме того, крупные лучистые кристаллы сфена и мелкие кристаллики граната. Породы кислой группы под микроскопом оказываются сложенными кварцем и ортоклазом с небольшой примесью плагиоклаза и цветных минералов. В контакте с диоритами наблюдается иногда умень-

шение содержания кварца (граносиенит № 362). Восточная часть интрузии сложена гранитом, в среднем, одного типа, розового, мелкозернистого, приближающегося к микрограниту.

В ы в о д ы. В петрографическом отношении интрузии рч. Чички оказывается, таким образом, сложенной породами двух типов: альбитовыми диоритами непостоянного в структурном отношении состава и породами кислого ряда от гранодиоритов до пегматитов. Интрузия характеризуется неустойчивой структурой с преобладанием мелкозернистых разностей. В возрастном отношении породы второй группы являются более молодыми.

Айская интрузия

Эта интрузия вскрыта долиной р. Катуни между деревнями Соузга и Рыбалка на протяжении около 4 км. К востоку выходы изверженных пород прослеживаются почти до водораздела между рр. Маймой и Катунью, сменяясь дальше известняково-сланцевой свитой. Западная граница интрузии, повидимому, совпадает с долиной р. Катуни, так как левый берег последней сложен известняками. Приведу описание главного разреза интрузии по р. Катуни (вверх по течению).

Вблизи южной границы интрузии, в 0.5 км ниже устья р. Соузга, залегают мраморизованные известняки с тонкими и толстыми прослоями черных порфиритовидных пород то совершенно плотного массивного строения, то более или менее рассланцованных, типа обычных для древней толщи порфирито-туфо-сланцев. Другого типа (более южные плотные, темные роговообманковые порфириты (вероятно, частью лампрофиты) залегают здесь в форме секущих жил, ориентированных по тому жа азимуту, что и лампрофировые жилы в интрузии (северо-запад, 310°).

Как порфирито-сланцы, так и известняки довольно сильно импрегнированы пиритом по плоскостям наслоения; пиритизация более значительна вблизи контакта с изверженными породами. Общее простирание всей известняково-сланцевой толщи на северо-восток 45—55°, крутое падение к юго-востоку. Изверженные породы начинаются темносерыми плотными р о г о в и к а м и (№ 52), идущими метров на 50, сменяемых серыми к в а р ц е в ы м и д и о р и т а м и (528) с темными ксенолитами различных размеров. Диориты тянутся метров на 150, сменяясь темными меланократовыми г а б б р о - д и о р и т а м и (№ 527), содержащими гнезда порфировой структуры с крупными выделениями пироксена и скоплениями биотита. Далее габбро-диориты становятся светлее, более лейкократовыми и тянутся далее вплоть до порогов метров на 400; характер строения габбродиоритов тот же, что и для диоритов соседних районов, неоднородный, с частым чередованием средне- и мелкозернистых, темных и светлых участков то резко граничащих между собой, то связанных переходами (№ 525, 26, 534). Минералогически эти породы характеризуются присутствием абрадора № 50—60 амфибола и ничтожным содержанием кварца,

приближаясь, таким образом, к амфиболовому габбро. По азимуту простирания на северо-запад 310°, совпадающему с одним из главных направлений трещиноватости в диоритах, следуют мощные (до 2 м) жилы спессартитов (№ 524) с большим содержанием цветных минералов. Габбро-диориты постепенно становятся более меланократовыми и переходят в районе порогов (громадные скалы, перегораживающие р. Катунь) в черный полевошпатовый пироксенит № 535, 636 отличающийся чрезвычайно неправильным такситовым строением то из очень крупных (до 1 см), то мельчайших зерен. В составе породы на ряду с преобладающим пироксеном (до 85%) участвуют анортит и оливин. Пироксениты прослеживаются по берегу метров на 10, затем сменяются прежними габбро-диоритами, далее через несколько десятков метров появляются снова. Пироксениты, видимо, слагают небольшие участки, как бы гнезда среди габбро-диоритов. Далее на протяжении около 1 км коренные обнажения отсутствуют, и только у дер. Рыбалки начинаются выходы серых кварцевых диоритов (№ 542) преимущественно крупнозернистого сложения, но с участками более мелкозернистыми. Кварцевые диориты тянутся на протяжении около 0.5 км, постепенно становясь светлее, богаче кварцем и, повидимому, совершенно плавно переходят в гранодиориты (№ 544) с розовым полевым шпатом, которые, чередуясь с серыми гранодиоритами, тянутся далее вплоть до северной границы интрузии. В гранодиоритах наблюдаются (главным образом, по азимуту простирания на северо-запад 300—310°) жилы черных спессартитов иногда крупноигольчатого строения (№ 545, 547), иногда со значительным содержанием халькопирита. Мощность лампрофировых жил обычно 1.5—2 м. Более тонкие (до 15 см мощности) жилки образуют розовые микроклин-ортоклазовые аплиты с вкрапленниками магнетита и пирита. Встречаются жилы лампрофиров порфирового строения — спессартиты с более крупными выделениями амфибола. Среди кварцевых диоритов и гранодиоритов по мере приближения к северному контакту интрузии увеличивается содержание темных шлировых и ксенолитовых образований. Более крупные ксенолиты угловатой формы (до 2—3 м в диаметре) сложены темносерой плотной породой, богатой игольчатыми кристаллами амфибола на фоне промежуточной массы из кварца и плагиоклаза. Ксенолиты и шлиры более мелких размеров сложены той же породой, но более мелкозернистой. Местами шлировые гранодиориты приобретают как бы гнейсовидное сложение, шлиры сплющиваются, приобретают линзовидную форму, ориентируясь при этом в одном и том же направлении — по азимуту падения на северо-запад 320°, под углом 50°. Параллельное расположение шлиров местами придает породе слоистый вид. Северного контакта наблюдать не удается, вмещающие породы представлены у контакта, как видно, на соседних обнажениях, крупнокристаллическим серым известняком, залегающим по азимиту простирания на северо-восток 55°, падение крутое к юго-востоку.

Изучение разреза по долине небольшого притока р. Катуни, впадающего в нее у дер. Рыбалки, показывает, что восточная часть интрузии

сложена целиком той же серией кварцевых диоритов — гранодиоритов, богатых шлирами, что и северо-западная ее часть.

Вблизи юго-восточного края интрузии, километрах в двух к востоку от р. Катуни, удается наблюдать непосредственный контакт изверженных пород со свитой мраморов и сланцев. Последние залегают здесь по азимуту падения на юго-восток 115° под углом 65°. Изверженные породы айской интрузии, представленные здесь светлосерыми гранодиоритами, внедряются в осадочную толщу в виде ряда пластовых жил мощностью около 1.5—2 м, часто имеющих слоистую гнейсовидную текстуру, неоднородное сложение, с чередованием лейкократовых и меланократовых слоев.

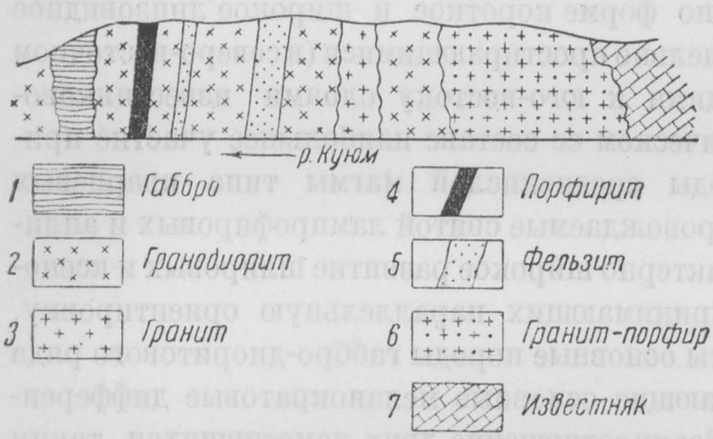
Выводы. Суммируя вышеприведенный материал, можно заключить, что айская интрузия представляет по форме короткое и широкое линзовидное тело, заключенное между параллельно простирающимися (в северо-восточном направлении) и круто падающими к юго-востоку слоями известняково-сланцевой толщи. В петрографическом ее составе наибольшее участие принимают среднезернистые породы среднекислой магмы типа кварцевых диоритов и гранодиоритов, сопровождаемые свитой лампрофировых и аплитовых жил. Для этих пород характерно широкое развитие шлировых и ксенолитовых образований, часто принимающих параллельную ориентировку. В южной части интрузии развиты основные породы габбро-диоритового ряда крайне изменчивого состава, дающие основные меланократовые дифференциаты (3) типа пироксенитов. Взаимоотношение двух наметившихся, таким образом, серий пород (среднекислой и основной) не вполне ясно. С несомненностью можно только установить разновременность их внедрения (по отсутствию взаимных переходов) и, по аналогии с соседними интрузиями северо-западного Алтая, предположить более ранний возраст пород основной серии.

Большая интрузия в низовьях рр. Куюма, Эликмонара и Чемала

Эта интрузия вытянута с севера на юг, параллельно простиранию вмещающей осадочно-метаморфической толщи, на протяжении около 25 км; ширина интрузии в широтном направлении колеблется в среднем между 3 и 4 км. Как к северу, так и к югу область распространения изверженных пород постепенно суживается, уступая место осадочной толще; в северном направлении отдельные небольшие выходы интрузивных пород (массивы бирулинский, александровский, рч. Чички) находятся на продолжении длинной оси интрузии, что указывает, повидимому, на подземное продолжение ее к северу на протяжении не менее 15 км. Геологическое строение описываемой интрузии наиболее ясно выступает в поперечных разрезах ее глубокими ущельями рр. Куюма, Эликмонара, Кубы и Чемала и продольных—ущельями рр. Каролай, Сулды и Ареды; краткое описание этих разрезов приводится ниже (фиг. 3).

Разрез по ущелью р. Куюма (вниз по течению). Против устья левого притока р. Куюма, рч. Барланкол, обнажаются серые

тонкоплитчатые, сильно измятые известняки, залегающие здесь вдоль восточной границы интрузии. У известняков азимут падения на северо-запад 240°, под углом 60°. Измятость, вероятно, является результатом контактного воздействия интрузии. Изверженные породы начинаются (непосредственного контакта с известняками наблюдать не удается) мелкозернистыми лейкократовыми ортоклазовыми гранитами (№ 107), несколькими десятками метров ниже переходящими в красные среднезернистые лейкограниты (№ 108, 109, 110), которые и тянутся ниже на протяжении около 2 км, не меняя заметным образом своего облика. В гранитах резко выражена параллелепипедальная отдельность; местами наблюдаются темные шлиры округлой формы диаметром 10—20 см, сложенные аггрегатом амфибола и биотита с небольшой примесью полевого шпата (№111); далее граниты совершенно незаметно переходят в розовые гранит-порфиры (№ 113—114) с гранофировой основной массой, которые прослеживаются на протяжении около 0.5 км; гранит-порфиры, так же как и граниты, бедны цветными и акцессорными минералами. Дальше гранит-порфиры чередуются с мелкозернистыми гранитами, обладающими переходной между обоими типами микроструктурой. Еще ниже, после некоторого перерыва в обнажениях, залегают на протяжении около 200 м серые мелкозернистые гранодиориты (№ 115), с близкой к панидиоморфной структурой, местами, при обеднении кварцем, переходящие в кварцевые диориты (типа более широко развитых ниже). Серые гранодиориты образуют как бы островок, вслед за которым тянутся снова красные кислые породы колеблющегося между гранитом и гранит-порфиром типа; резкой границы между гранитом и гранит-порфирами нигде не наблюдается. В 0.5 км ниже впадения в р. Куюм рч. Кобыт (левый приток) граниты снова сменяются серыми мелкозернистыми гранодиоритами (№ 119), сходными с предыдущими; в них мелкие, до 0.5 см диаметром, шарообразные скопления черной слюды, местами неправильные полоски, богатые темноцветными минералами. Гранодиориты прослеживаются метров на 100, далее — перерыв, за которым наблюдается небольшой изолированный выход черного габбро (№ 120). В 0.5 км ниже начинаются снова выходы розовых гранит-порфиров (№ 123), сильно заохренных, бурых с поверхности.



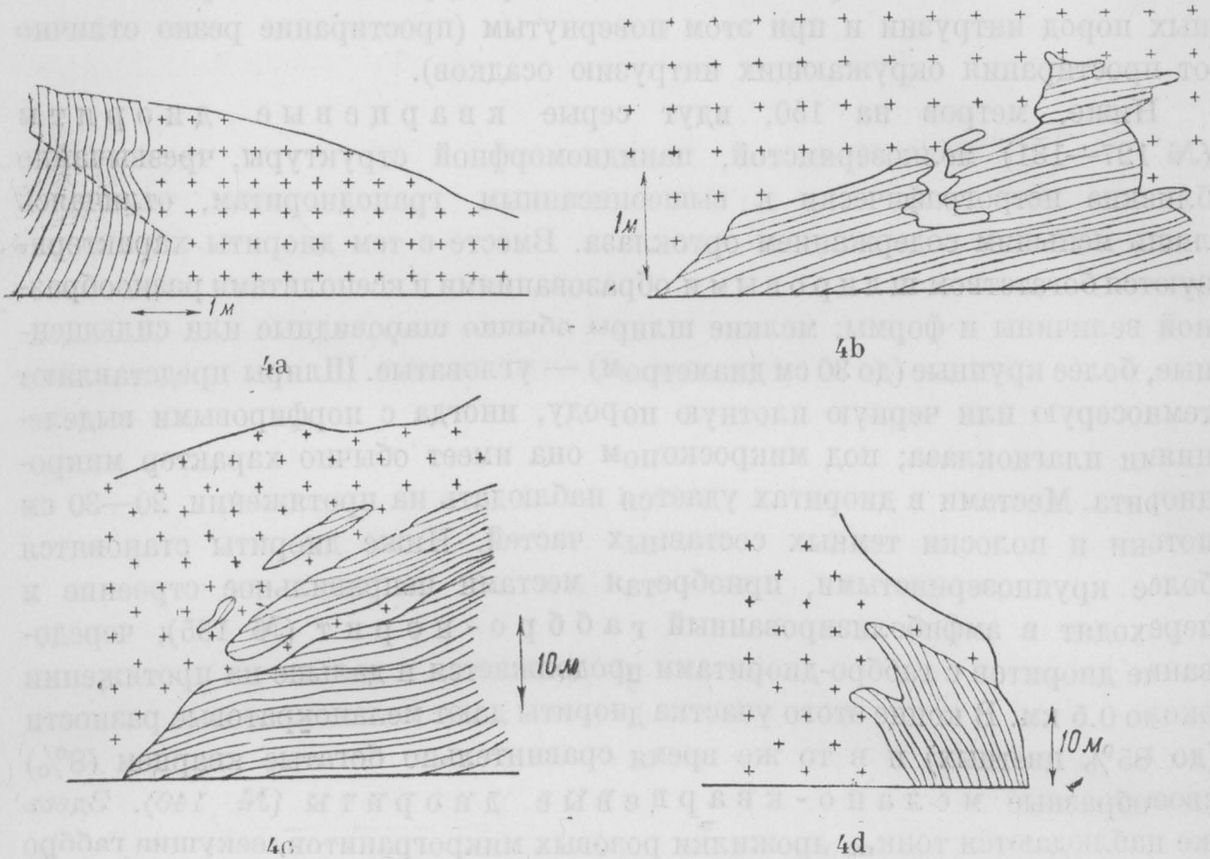
Фиг. 3. Разрез по р. Куюму вниз по течению на 3 км от восточного контакта интрузии.

Гранит-порфиры тянутся вплоть до устья рч. Чейнелу (правый приток), вблизи которого изверженные породы прерываются временно полосой белых кварцитов (№ 126), рассланцованных почти в широтном направлении (азимут падения юго-запад 190°, под углом 85°), чрезвычайно обильно пропитанных жилками кварца с мелкими включениями магнетита. Кварциты прослеживаются по оврагу вкрест простирания метров на 120 и, очевидно, являются островком осадочных пород, ущемленным среди массивных пород интрузии и при этом повернутым (простирание резко отлично от простирания окружающих интрузию осадков).

Ниже, метров на 150, идут серые кварцевые диориты (№ 127—131) мелкозернистой, панидиоморфной структуры, чрезвычайно близкие петрографически к вышеописанным гранодиоритам, отличаясь лишь меньшим содержанием ортоклаза. Вместе с тем диориты характеризуются богатством шлировыми образованиями и ксенолитами разнообразной величины и формы; мелкие шлиры обычно шаровидные или сплющенные, более крупные (до 30 см диаметром) — угловатые. Шлиры представляют темносерую или черную плотную породу, иногда с порфировыми выделениями плагиоклаза; под микроскопом она имеет обычно характер микродиорита. Местами в диоритах удается наблюдать на протяжении 20—30 см потоки и полоски темных составных частей. Ниже диориты становятся более крупнозернистыми, приобретая местами неправильное строение и переходят в амфиболизированный габбро-норит (№ 135); чередование диоритов с габбро-диоритами продолжается и дальше на протяжении около 0.5 км. В конце этого участка диориты дают меланократовые разности (до 85% цветных) и в то же время сравнительно богатые кварцем (8%) своеобразные меланократовые диориты (№ 140). Здесь же наблюдаются тонкие прожилки розовых микрогранитов, секущие габбро и диориты. Дальше следуют выходы, вероятно, жильного или дайкового типа, плотных диоритовых и диабазовых порфиритов и жилы фельзитов; диоритовые порфириты тянутся и ниже вплоть до западного края интрузии, вблизи которого они прорваны мощным (около 100 м) дайкообразным (?) телом микрогранитов. Далее начинаются уже осадочные породы, представленные вблизи контакта крупнокристаллическими известняками с пластами кварцита со следующими элементами залегания: азимут падения на юго-запад 260° под углом 35—70° (меняется); в 60 м от контакта: азимут падения на юго-запад 285° под углом 60°.

Разрез по р. Эликмонару (вверх по течению). От устья р. Эликмонара до границы изверженных пород (в 1 км выше впадения р. Сулды) тянутся выходы древней толщи, представленной здесь главным образом сланцами и порфирито-сланцами; выше устья р. Сулды в составе толщи преобладают кварциты. В 0.5 км ниже контакта интрузии в кварцитах находится небольшое медное месторождение; кварциты в нескольких точках послойно пропитаны халькопиритом. Непосредственно с изверженными породами граничат плотные черные порфирито-сланцы;

они залегают в контакте с крупнозернистым серым роговообманковым гранитом (№ 409, 410). Контакт имеет вид неправильной изогнутой линии, приблизительно совпадающей с простиранием сланцев, вблизи контакта сильно измятых, местами сброшенных. В контактной полосе шириной около 8—10 см гранит мелкозернистый, зеленоватый, с мелкими зернышками граната (фиг. 4a, 4b, 4c, 4d).



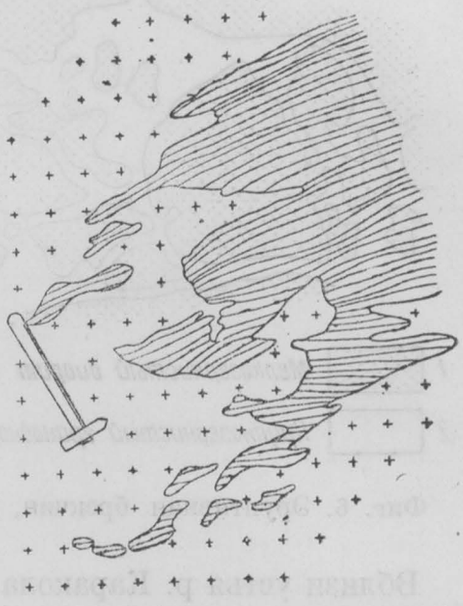
Фиг. 4, 4a, 4b, 4c и 4d. Взаимоотношения сланцев и гранодиоритов по р. Эликмонару

Граниты дают апофизы в сланец, в которых иногда приобретают сложную текстуру. Возможно, что участки сланца являются иногда остатками «кровли».

Выше тянутся граниты, через несколько десятков метров сменяемые сланцами, дальше опять граниты и т. д. Тесное чередование и перемежаемость гранитов со сланцами прослеживается километра на 3, до дер. Ареды. Разрез, очевидно, проходит здесь в верхней зоне интрузивного тела, в плоскости коптакта его с «кровлей», породы которой представлены здесь везде сланцами, черными, сильно уплотненными и часто совершенно теряющими свою первичную слоистость. Местами они сильно обогащены черной слюдой. Сланцы в большинстве сохраняют общее направление простирания, близкое к меридиональному. В гранитах, так же как и в сланцах, чрезвычайно обильны на этом участке кварцевые, кварцево-эпидотовые и эпидотовые жилки, большею частью ориентированные согласно со сланцами; мощность их достигает иногда 15—20 см; нередко содержат включения граната,

магнетита и кальцита. Наблюдаются также толстые жилы темносерых афанитовых порфиритов и диабазов. Среди гранитов местами можно чрезвычайно отчетливо проследить переход от почти неизмененных сланцевых включений или ксенолитов, находящихся вблизи самого контакта, к более видоизмененным округлым образованиям шлирового типа, в некотором удалении от него, но часто сохранившим общую первоначальную форму включений.

В конце этой контактной зоны появляются изолированные выходы среднезернистых диоритов с лейкократовыми крупнозернистыми разностями «пегматоидного» типа (вполне аналогичные диоритам верхнекарадрукской интрузии); эти диориты резко секутся светлосерыми гранитами предыдущего типа. В контактовой полосе гранита с диоритом (5—6 см ширины) граниты очень крупнозернисты, лейкократовые, богаты плагиоклазом (№ 36—42), переходя в гранодиориты; цветная часть здесь собрана в мелкозернистые скопления. В глыбах часто можно наблюдать крупнозернистые брекчии белого гранита с угловатыми обломками серых плотных диоритов. В диоритах наблюдаются тонкие (4—5 см) жилки розовых пегматитов; диорит в контакте с пегматитом сам принимает крупнозернистое «пегматоидное» строение; видимо, инъекция пегматита происходила в не вполне застывшую породу.

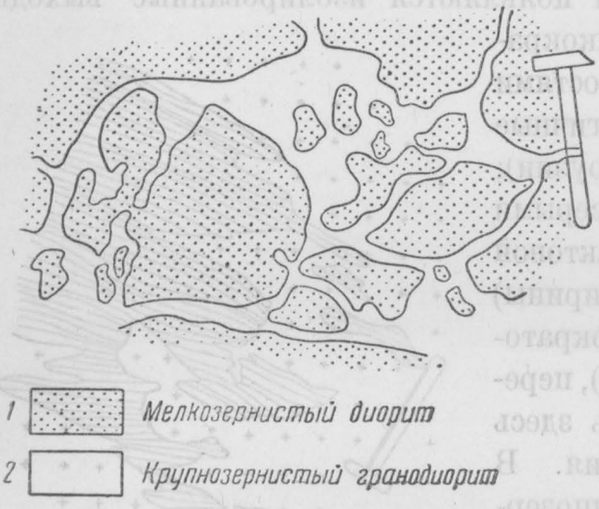


Фиг. 5. Внедрение гранодиорита в сланец (деталь), р. Эликмонар

Зона чередования белых гранитов — гранодиоритов с диоритами протягивается на протяжении около километра, за которой идет снова область контактов гранитов со сланцами (против устья рч. Ареды). Взаимоотношения гранитов и сланцев видны на зарисовках. Граниты содержат многочисленные шлиры плоско-линзовидной формы, ориентированные параллельно поверхности контакта. Сланцы то зеленые типа хлоритовых, то (ближе к контакту и в крупных включениях) более плотные, богатые слюдой. В 0.25 км выше устья рч. Ареды в сланцах залегает мощная дайка розового гранит-порфира (№ 428) и тут же небольшие жилы (7 см мощности) фельзит-порфиров (№ 429). В глыбах наблюдаются апофизы и гнезда фельзитов в сланцах (фиг. 5).

Вслед за описанной контактной полосой серых гранитов — гранодиоритов со сланцами начинается область развития гранит-порфиров, розовых, богатых плагиоклазом (скорее тип гранодиорит-порфира); гранит-порфиры прослеживаются вплоть до восточной границы массива, километра на 3, на всем протяжении незначительно вариируя по микроструктуре — от более эффузивного к более интрузивному типу. Характерным

является широкое распространение в них шлировых и ксенолитовых образований, особенного развития достигающих выше впадения рч. Четкары. Здесь гранит-порфиры, сохраняя свой внешний облик и характер отдельности, начинают переходить в брекчии; ксенолиты (темные плотные породы, богатые амфиболом и биотитом) достигают огромных размеров, близко прилегают друг к другу, давая полную картину интрузивной брекчии (фиг. 6). Гранит-порфир между ксенолитами несколько видоизменяется, более лейкократовый, содержит нередко округлые, до 5—6 см диаметром гнезда зеленого лучистого эпидота с кальцитом и участки с крупными черными иголочками амфибола (№ 441).



Фиг. 6. Эруптивная брекчия, р. Куба

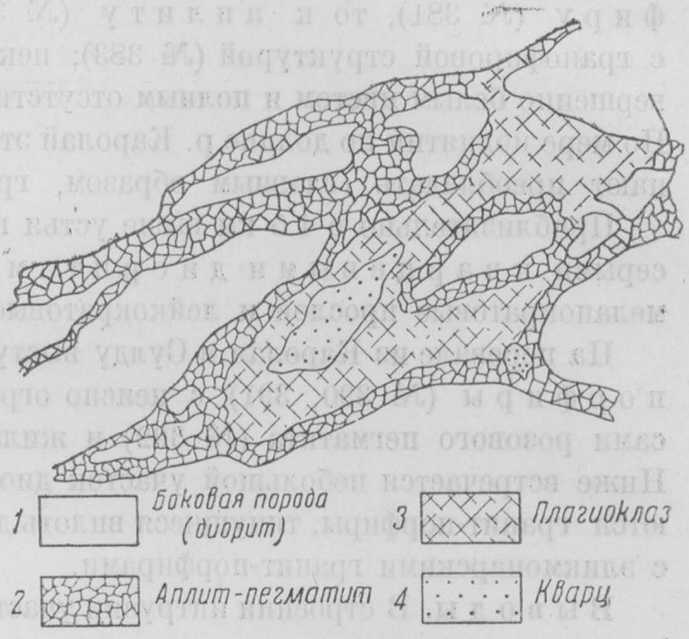
Вблизи восточного края интрузии гранит-порфиры на протяжении около 0.5 км прорываются темными порфиритами, близкими к тем, которые слагают вершины гор Адыгана и Чептагана; гранит-порфиры включены в виде обломков в порфирит.

Вблизи устья р. Каракола область развития изверженных пород сменяется сланцами древней толщи с простиранием на северо-восток 10—20°.

Разрез по рр. Кубе и Чемалу (вниз по течению). У места впадения р. Нижний Карадрук в Кубу зеленые хлоритовые сланцы простираются по азимуту на северо-запад 320°. Ниже, по мере приближения к контакту с изверженными породами (2 км ниже устья р. Карадрука), сланцы делаются более плотными, сланцеватость выражена слабее; чрезвычайно сильно выражены эпидотизация и окварцевание; местами сланцы имеют вид «ленточных» (№ 480), содержа частые толстые прослойки, целиком эпидотизированные. Вблизи контакта с гранодиоритами у сланцевой толщи простирание на северо-восток 15°, падение крутое к северо-западу. Дальше начинается перемежаемость серых лейкократовых гранодиоритов — гранитов (№ 481) с инъецированными послойно сланцами, т. е. тип строения, аналогичный западной части интрузии в долине р. Эликмонара (см. выше). Очевидно, — это область «кровли» или «апикальной части» массива. Сланцы, как и граниты, везде интенсивно эпидотизированы; те и другие рассечены в изобилии тонкими жилами кварца и пегматита.

Дальше выходы на 0.5 км прерываются, а у устья р. Ареды появляются уже кварцевые диориты (№ 485), прослеживающиеся ниже на расстояние около 1 км. Диориты крайне изменчивого типа; преобладает серая среднемелкозернистая разность, в которой рассеяны участки мелко- и крупнозернистых разностей. Мелкозернистые темные участки по сходству

их формы и частым постепенным переходам к обычным черным плотным ксенолитам, которые в этих диоритах также имеют значительное распространение, можно считать в большей их части более сильно ассимилированными ксенолитами. Крупнозернистые, обычно лейкократовые разности диоритов по составу, благодаря повышенному содержанию кварца приближающиеся к гранодиоритам, имеют в отношении среднезернистых разностей инъекционный характер. Местами крупнозернистые диориты совершенно плавно переходят в настоящие пегматиты, обычно в форме гнезд или апофиз. В качестве примера можно привести зарисовку строения одного из таких пегматитовых «гнезд» (фиг. 7). В диоритах — жилы слюдяных лампрофиров-порфиритов (№ 490, 491).



Фиг. 7. Пегматитовое гнездо в диоритах (в поперечнике около 1 м)

Ниже, метров на 200, следует область смешанных пород — диоритов и послойно инъицированных диоритами сланцев, т. е. снова участок «кровли» массива. Дальше, метров на 150, прослеживается небольшое тело — как будто мощная дайка или лакколит (?) гранит-порфира (№ 493) сменяемой дальше диоритами с ксенолитами сланцев. Дальше снова появляются лейкократовые белорозовые гранит-порфиры (№ 498) с мелкими ксенолитами сланцев. Полоса в 200 м длиной гранит-порфиров сменяется опять кварцевыми диоритами, содержащими жилки и гнезда розовых гранитов и гранит-порфиров. Диориты того же неустойчивого характера, что предыдущие (у устья р. Ареды) с частыми мелко- и крупнозернистыми вариациями, причем у крупнозернистых (№ 501) выражен местами резко инъекционный характер.

Ниже впадения р. Кубы в р. Чемал диориты переходят в смешанные со сланцами инъекционные породы, подобные вышеописанным, тянущиеся метров на 300; ниже начинаются уже сланцы, вблизи контакта имеющие залегание: азимут падения на северо-восток 85° под углом 45° и немного дальше на юго-восток 100° под углом 60°.

Разрез по рр. Каролай — Сулде. Для выяснения строения интрузивного тела в продольном направлении был проделан ряд пересечений, позволивших связать данные по поперечным разрезам. Как видно из приводимого ниже описания разреза по рр. Каролай — Сулде, с севера на юг, из долины р. Куюма в долину р. Эликмонара строение интрузии

и в этом «продольном» направлении отличается чрезвычайной пестротой и сложностью.

У впадения р. Каролай в р. Куюм — выходы красных лейкократовых гранитов обычного куюмского типа. Гранит тянется метров на 800, не меняясь заметным образом. Выше в нем наблюдаются неясно обособленные, видимо, постепенно сливающиеся с окружающей породой участки более мелкозернистых и порфировых разностей то близких к гранит-порфиру (№ 381), то к аплиту (№ 382), то к микрограниту с гранофировой структурой (№ 383); некоторые разности отличаются совершенно белым цветом и полным отсутствием цветных минералов (№ 382). По мере поднятия по долине р. Каролай эти мелкозернистые разности начинают преобладать (главным образом, гранит-порфиры).

Приблизительно в 4.5 км выше устья гранит-порфиры резко сменяются серыми кварцевыми диоритами (№ 388), содержащими темные меланократовые прослои и лейкократовые участки.

На перевале из Каролая в Сулду выступают снова розовые гранит-порфиры (№ 390, 391) с неясно ограниченными гнездовидными массами розового пегматита (№ 392) и жилами черных фельзитов (№ 393). Ниже встречается небольшой участок диорита, за которым снова появляются гранит-порфиры, тянущиеся вплоть до дер. Сулды, где они смыкаются с эликмонарскими гранит-порфирами.

Выводы. В строении интрузии участвуют разнообразные типы пород, среди которых можно выделить два комплекса или группы: группа пород среднеосновной магмы, образуемая кварцевыми диоритами, диоритами и габбро, и группа пород кислой магмы, образованная гранитами, гранит-порфирами и грано-диоритами. В возрастном отношении первый комплекс является более ранним образованием, подвергшимся впоследствии внедрению кислой магмы.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Породы первого интрузивного цикла

Как это удается установить в наиболее глубоко вскрытых интрузивных комплексах Прикатунского района (айская, куюмская и маактинская интрузии), самыми древними магматическими образованиями являются основные и ультраосновные глубинные породы — габбро, габбро-нориты и оливиновые пироксениты. Контакты, там, где их удается наблюдать, показывают то резкие, то более постепенные переходы между основными породами и диоритами (второго цикла). С гранитами и гранит-порфирами непосредственных контактов встречено не было, но неоднократно наблюдались тонкие жилы гранитов и гранодиоритов в габбро. Количественно основные породы представлены очень слабо; в небольших или недостаточно глубоко вскрытых массивах их не наблюдалось вовсе, но имеются все основания предполагать их существование в этих случаях на глубине (общее

сходство явлений контаминации и ксенолитообразования в диорито-гранодиоритовых породах всех интрузий).

Нижеописываемые основные породы являются остатками первоначальных интрузивных тел, сравнительно наименее слабо затронутыми гибридными процессами. По всей вероятности, они были целиком сложены основными породами. Можно предполагать также, что эти островки или обломки, имеющие во всех случаях очень незначительные размеры (по длине выходы основных пород в редких случаях прослеживаются на сотню метров, обычно на несколько десятков метров), были вынесены поднимающейся кислой магмой с более глубоких горизонтов вместе с другими продуктами неполной ассимиляции — ксенолитами и гибридными образованиями. Это кажется особенно вероятным в отношении пироксенитов (айский массив), имеющих характер как бы «глыб» или включений гигантских размеров среди окружающих диоритовых пород. Нельзя также не отметить крайне неустойчивый структурно-минералогический характер основных пород (см. ниже), сильно вариирующий на всех участках. Явление это, очевидно, также стоит в связи с процессами воздействия кислой магмы.

К этой же группе мы относим и своеобразный мелано-диорит или амфиболит, встреченный на небольшом участке по р. Куюму, представляющий, вероятно, значительно более затронутый гибридными процессами обломок древних основных пород.

а) Габбро и габбро-нориты

В куюмской интрузии габбро-нориты (№ 135) залегают вместе с кварцевыми диоритами, чередуясь с ними через 50—100 м, на протяжении около 0.5 км. Переходы между этими двумя породами здесь сравнительно плавны и постепенны. В той же интрузии, вблизи впадения р. Кобыт в Куюм, черные габбро-нориты (№ 120) образуют небольшой, но более резко ограниченный участок среди серых гранодиоритов; в аналогичных условиях встречено габбро и по логу р. Карасу, притоку Куюма (№ 329). В маактинской интрузии габбро залегают участками среди преобладающих диоритов (габбро № 334, 336, 329). В большинстве — это темносерые или черные, плотные, массивные породы, среднезернистые, в некоторых случаях принимающие неясно слоистое сложение (№ 336). Куюмские габбро отличаются большой неоднородностью как по крупности зерна, так и по распределению цветной части, приближаясь в этом отношении к диоритам; нередко в них встречаются участки крупнозернистого строения (фиг. 8).

Минералогический состав. Главными компонентами являются, как обычно, плагиоклаз и моноклинный пироксен, в переменном количестве — гиперстен и акцессорные минералы.

Плагиоклаз развивается в широкотаблитчатых или призматических зернах, характеризуется обычно резко выраженным полизональным строением, реже зональность выражена в нем слабее или вовсе отсутствует

(более основной тип № 120); соссюритизирован то сплошь, то только по краям. Форма кристаллов указывает в ряде случаев на более раннюю его

Фиг. 8. Выходы основныых пород по р. Куюму

кристаллизацию сравнительно с пироксеном. Состав плагиоклазов колеблется в широких пределах — от лабрадора до анортита, о чем дает представление табл. 1.

Таблица 1

№ образца	PNg	PNm	PNp	BNg	BNm	BNp	2V	Закон двойникования	%An
120	40°	63°	63°	—	B=P	—	— 76°	альбитовый	78
	38	66	63	57°	81°	35°	—	(001)/(010)	78
135	34	75	60	—	—	—	— 86	манебах.	96
	47	59	60	—	B=P	—	— 84	альбитовый	90
170	38	58	73	—	B=P	—	+ 76	»	65
329 (ядро)	30	59	75	58	63	39	— 80	(001)/(010)	56
334	37	66	64	—	B=P	—	— 86	альбитовый	81
	43	58	63	46	61	62	+ 86	периклин.	81

Пироксен представлен или исключительно или в большей части серовато-желтым авгитом с константами cNg = 39—37°; 2V = = +64°.

Он развивается обычно в коротко призматических крупных зернах, в некоторых случаях ясно ксеноморфных к плагиоклазу (№ 334). Пироксен

обыкновенно сильно изменен, главным образом, процессами уралитизации и хлоритизации. Иногда почти все вещество кристалла замещено бледно-зеленым волокнистым хлоритом. Пироксен сохраняется только в виде осколков, окаймленных цепочкой рудных зерен.

Гиперстен в небольших, розоватых по Np зернах присутствует иногда в виде примеси к авгиту.

Амфибол в небольшом количестве входит в состав почти всех габбро описываемого района. В большинстве он зеленоватый, в небольших самостоятельных зернах или в прорастании с авгитом, иногда (№ 334) коричневый.

Оптические свойства зеленого амфибола, прорастающего пироксен, оказались в одном случае (№ 329) следующими:

$$cNg = 14°,\ 16°;\ 2V = -64°.$$

Коричневый амфибол то прорастает пироксен параллельно вдоль трещин спайности, то образует в нем мелкие включения, то, наоборот, целиком включает в себя мелкие таблички пироксена.

В некоторых случаях наблюдается переход волокнистой уралитовой роговой обманки в коротковолнистый, резко поляризующий серпентин; часто в пироксеновой псевдоморфозе — по краям уралит, в середине — серпентин.

В качестве второстепенной, но постоянной составной части присутствует магнетит, имеющий в одних случаях форму квадратных зерен, в других, более частых, развивающийся неправильно (сидеронитовая структура).

Габбро из маактинской габбро-диоритовой интрузии содержат небольшую примесь кварца, развивающегося в промежутках между другими компонентами.

Присутствие кварца и амфибола в составе габбро-норитов свидетельствует о нарушении условий равновесия в последних, что нужно, очевидно, ставить в связь с теми же процессами воздействия кислой магмы на первоначальные основные породы, которые привели в дальнейшем к образованию контаминированных и гибридных пород (см. ниже). Это нарушение равновесия сопровождалось, вероятно, явлениями перекристаллизации с выделением минерала, стоящего ниже в реакционной серии (по схеме Боуэна), — амфибола, обрастающего и разъедающего авгит и выделением свободной кремнекислоты в виде кварца.

Количественно минералогический состав был определен в нескольких образцах. Результаты приведены ниже (в объемных %):

	Образец № 334	Образец № 170
Плагиоклаз	64.7	49.5
Пироксен	22.6	49.4
Амфибол	—	—
Хлорит и серпентин	11.7	1.0
Магнетит	1.0	0.1

б) Пироксениты

К наиболее основным представителям глубинных изверженных пород описываемого района Алтая, относятся развитые на небольшом участке среди габбро-диоритов айского массива пироксениты (№ 535—536). Интересно, что почти аналогичный состав и микроструктуру имеют и меланократовые скопления в некоторых куюмских и маактинских габброидных породах, описанных ниже (№ 329 и др.), с которыми, очевидно, айские пироксениты имеют и генетическое сходство, если рассматривать последние как своеобразный ксенолит или глыбу огромных размеров, в пользу чего говорит гнездообразный характер залегания пироксенитов, сильная изменчивость их по составу и структуре и взаимоотношения с окружающими породами.

По внешнему виду — это черные массивные породы с чрезвычайно неправильным строением то из крупных (до 1 см) зерен, то из мельчайших кристаллов; местами строение близко к порфировому.

Под микроскопом наблюдается такситовое строение из чередования мелко- и крупнозернистых участков, структура аллотриоморфная. Порода сложена, главным образом, из мелких зерен сероватого а в г и т а, более редких — о л и в и н а и заполняющего узкие промежутки между ними прозрачного п л а г и о к л а з а. Последний по составу — анортит:

$$P - \begin{matrix} 43°, & 48° \\ 62, & 59 \\ 60, & 58 \end{matrix} \quad B = P; \quad 2V - \begin{cases} -84° \\ -88 \end{cases} \text{ Альбитовый закон} \quad An = 90$$

В отдельных участках значительную роль играет коричневый а м ф и б о л, крупные выделения которого образуют неправильно ограниченный «фон» для более мелких, включенных в них зерен авгита и оливина, иногда и брусков плагиоклаза. Крупные, неправильной формы выделения образует т и т а н о-м а г н е т и т, часто обрастаемый роговообманковой каймой. Участки, богатые титано-магнетитом, характеризуются сидеронитовой структурой.

Мелкие округлые зерна оливина характеризуются следующими оптическими данными:

$$2V = +88° \quad Ng - Np = 0.041$$

Количественно минералогический состав (в объемных %), определенный в более равномернозернистом участке пироксенита следующий:

Плагиоклаз	12.1
Пироксен	66.1
Оливин	6.8
Амфибол	10.1
Магнетит	4.9

По своему химическому составу (табл. 2) (анализ Н. Айдиньян в химической лаборатории ПЕТРИНа) описываемая порода является промежу-

точной между типичными пироксенитами и оливиновыми габбро. Это особенно ясно выступает в содержании Al_2O_3 и кремнекислоты при сравнении со средними анализами габбро и перидотита. По коэффициенту кислотности анализированная порода приближается скорее к оливиновому габбро (среднее для оливиновых габбро по Дэли —1.36[1]), по соотношению $RO : R_2O$ — к ультраосновным габбро, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу $RO : R_2O = 38 : 1$)). Относительно высокий процент окиси магния по отношению к окиси кальция указывает на существенно магнезиальный характер пироксена.

Таблица 2

Окислы	Айский пироксенит	Молекулярные количества	Среднее габбро[2] по Дэли	Ср. перидотит[3] по Дэли	Пироксенит горы Чезын[4]
SiO_2	43.64	0.7237	48.24	41.09	42.72
TiO_2	1.59	0.0196	0.97	1.16	0.57
Al_2O_3	10.32	0.1012	17.88	4.80	13.55
Fe_2O_3	2.63	0.0165	3.16	3.96	4.07
FeO	12.60	0.1755	5.95	7.12	7.76
MnO	0.24	0.0034	0.13	—	0.11
MgO	14.53	0.3605	7.51	32.25	12.58
CaO	10.93	0.1952	10.99	4.42	22.50
Na_2O	0.85	0.0134	2.55	0.49	0.27
K_2O	0.42	0.0044	0.89	0.96	0·30
H_2O	0.23	—	1.45	8.53	0.26
H_2O+	1.55	—	—	—	1.61
P_2O_5	0.45	—	0.28	—	—
Сумма . .	99.98	—	—	—	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:
$6.38\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.29SiO_2$; $RO : R_2O = 40.8 : 1$; $\alpha = 1.34$

Большое сходство, как видно из таблицы, обнаруживает айский пироксенит с пироксенитом горы Чезын в Кузнецком Алатау, входящим в развитый здесь сложный комплекс пироксенито-лабрадоритовых пород.

Явления гибридизма, как видно из приведенного описания, затронули пироксениты значительно слабее, чем габбро-нориты. В пироксенитах они

[1] Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Петрография, 1933, стр. 269.
[2] Там же, стр. 267.
[3] В. И. Лучицкий. Петрография, 1932, т. II, стр. 44, ан. XI.
[4] П. И. Лебедев. Петрографо-геохимические исследования Кузнецкого Алатау. Материалы по петрографии Кузнецкого Алатау, ч. 1, Академия Наук, 1934, стр.27.

привели, главным образом, к образованию вторичного коричневого амфибола, обрастающего авгит, оливин и титано-магнетит, а также, вероятно, отразились заметным образом на структуре, сообщив ей путем частичной перекристаллизации резко неправильный такситовый характер. Почти не отразились процессы воздействия кислой магмы на химизме пироксенитов, которые, как видно из анализа, мало уклоняются от нормальных типов.

б) Меланократовый кварц-диорит (амфиболит)

Залегает на протяжении 250 м среди диоритов и габбро-диоритов, развитых по р. Куюму. Мелкозернистая темнозеленая порода (№ 140) состоит существенно из кристаллов зеленого амфибола и измененного моноклинного пироксена, очень малого количества кварца и мутносерого плагиоклаза.

Свойства отдельных минералов следующие.

Амфибол присутствует двух типов: 1) первичный, с плеохроизмом: Np — желтовато-зеленый, Nm — зеленый, Ng — коричнево-зеленый, в самостоятельных, но плохо ограниченных зернах или в виде каемки вокруг пироксенов, и вторичный, бледнозеленый, слабоплеохроичный, с меньшим cNg (11—12° для второго, 14—16° для первого), большей частью в форме ясных псевдоморфоз по пироксену.

Моноклинный пироксен (авгит ?), бесцветный или бледнозеленый, почти весь превращен во второй амфибол.

Плагиоклаз сильно замутнен, большей частью непрозрачен.

Кварц и ортоклаз в промежутках, отчасти в срастании друг с другом. Апатит, магнетит, циркон в виде примесей. Состав (в объемных %) плагиоклаза — основной андезин.

$$P \begin{cases} 21° \\ 70 \\ 89 \end{cases} \quad 2V = +82 \text{ (альбитовый закон)}, \quad \% \text{ An} = 40$$

Кварц (с ничтожной примесью ортоклаза)	8.5
Плагиоклаз	6.3
Амфибол + хлорит	80.8
Пироксен	3.5
Магнетит	0.7
Апатит	0.1

Описанная порода, как видно, характеризуется значительным своеобразием своего минералогического состава, уклоняющегося от обычных типов изверженных пород. По всей вероятности, мы имеем здесь дело с гибридным продуктом, получившимся в результате изменения пород типа вышеописанных пироксенитов при воздействии кислой магмы. На месте авгита развился при этом вторичный амфибол, произошло разложение и замутнение плагиоклаза и в породе появились чуждые ей кварц и ортоклаз.

Породы второго интрузивного цикла (гибриды)

Породы второго интрузивного цикла, которым в строении большинства интрузий описываемого района принадлежит господствующее место, представляют собой в петрографическом отношении целую серию пород средней кислотности от диоритов до гранодиоритов с промежуточными разностями. Геологические данные, свидетельствующие о некоторой разновременности образования отдельных членов этой серии (взаимные включения, инъекции и т. д.), позволяют расчленить ее с выделением следующих главных типов (в порядке последовательности их образования): средне-мелкозернистые кварцевые диориты, крупнозернистые кварцевые диориты с пегматитовыми вариациями, контактовые диориты и гранодиориты.

Некоторые общие для всей этой серии пород текстурные и минералогические признаки, огромное развитие ксенолитовых и шлировых образований и геологические условия ее нахождения позволяют рассматривать эту серию в целом как гибридное образование, продукт неполной ассимиляции кислой магмой древних основных изверженных пород; подробнее об этом будет сказано ниже.

а) Средне-мелкозернистые кварцевые диориты

Диориты эти участвуют в качестве главной составной части в строении интрузий: айской, юмуртинской, маактинской, верхнекарадрукской, чичкинской, южной части большой куюмско-кубинской интрузии.

Внешний вид. По большей части серые, зеленовато-серые, реже светлосерые породы массивного сложения то однородной, то чаще неоднородной структуры, сильно меняющиеся по крупности зерна и по распределению и характеру цветных минералов часто на самом незначительном протяжении. В некоторых случаях содержат мелкие, округлой формы шлировые участки, под микроскопом совершенно аналогичные по составу окружающей породе (№ 338). Несколько отличными от наиболее распространенного средне-мелкозернистого мезократового типа являются светлосерые или белые более крупнозернистые кварцевые диориты айского массива, обедненные цветными компонентами.

Микроструктура обычно гипидиоморфно-зернистая с нормальной для диоритов картиной последовательности идиоморфизма у составных частей.

Наибольшей степенью идиоморфизма характеризуются обыкновенно средние и крупные зерна цветных и самые мелкие из кристаллов плагиоклаза. В более плотных разностях диоритов нередко наблюдается структура, переходная к панидиоморфно-зернистой. Плагиоклаз и цветные в этих случаях развиваются в мелких вытянутых кристаллах, часто пойкилитически включенных в кварц; плагиоклазы характеризуются резкой зональностью.

Минералогический состав. Главными компонентами являются: плагиоклаз, амфибол, биотит и кварц. Колебания в составе довольно значительны, что видно из табл. 3 (в объемных %).

Таблица 3

Минералы	№ 542	№ 526	№ 353	№ 423
Кварц	26.2	2.1	32.3	11.9
Плагиоклаз	53.0	69.6	33.8	49.7
Ортоклаз	2.7	—	—	—
Биотит + хлорит	3.4	3.1	2.5	5.9
Амфибол + эпидот	14.4	24.7	30.9	30.7
Магнетит	0.2	0.5	0.1	0.6
Апатит	0.1	—		0.1
Сфен	—	—	0.4	—

Плагиоклаз в крупных коротко-призматических, реже (в мелкозернистых разностях) сильно вытянутых зернах; иногда совершенно прозрачен, чаще серицитизирован, причем граница между свежим и измененным участками очень резка. Иногда замутнение располагается по кольцеобразной внутренней зоне. Зональность в большинстве случаев выражена слабо, переходы между отдельными зонами мягки и постепенны. Особым характером отличаются плагиоклазы в диоритах айского массива, где в одних зернах наблюдается зональность резкая, повторно-ритмического типа, в других, зональность выражена только по краям кристалла, в третьих, отсутствует вовсе. Часто в крупных индивидах плагиоклаза включены более мелкие, иногда (№ 347) в виде мельчайших, параллельно ориентированных чешуек (судя по низкому коэффициенту преломления — альбита).

Состав плагиоклаза колеблется от олигоклаза до лабрадора (табл. 4).

Биотит в небольших листочках и чешуйках, большей частью превращен в хлорит-пеннин с сильным плеохроизмом и с аномально-низким двупреломлением.

Амфибол образует редкие, но более крупные зерна, чем биотит, обычно удлиненно-призматической формы, с включением биотита, сфена и магнетита. В значительной части бывает обыкновенно замещен хлоритом, в других случаях — актинолитом, причем в этих случаях замещение актинолитом идет обычно от середины к краям. Плеохроизм: Np — желтозеленый, Ng — темнозеленый, 2V между —78°, —84°, cNg от 11 до 16°. В мелкозернистых участках диоритов в маактинском массиве (№ 341) наблюдается необычная удлиненно-игольчатая форма кристаллов амфибола, напоминающая таковую в жильных породах.

Авгит наблюдался в кварцевых диоритах только в одном случае (№ 542, айский массив), где представлен мелкими сдвойникованными

включениями в зернах амфибола с кристаллографической ориентировкой, несколько сдвинутой по отношению к вмещающему зерну; амфибол, замещающий здесь авгит, того же типа что и в других, безавгитовых

Таблица 4

№ образца		PNg	PNm	PNp	BNg	BNm	BNp	2V	Закон двойникования	% An
308		22°	67°	80°	69°	51°	45°	−84°	(001)/(010)	46
		26	68	76	66	62	43	−84	(001)/(010)	53
341		15	73	87	B⊥P		—	−76	(001)/(010)	35
								−86		
		14	74	88	17	18	79	−88	+100/(010)	38
								−84		
353		22	69	88	—	—	—	72	альбитовый	42
		15	72	90	—	—	—		»	36
526 ядро		29	66	81	76	42	51	+76	(001)/(010)	55
		32	62	76	62	62	39	−88	альбитовый	56
		26	64	78	B=P		—	+76	»	50
542 ядро		28	67	78	79	40	49	+72	(001)/(010)	50
край		23	67	89	—	—	—	+78	альбитовый	45
423		23	71	76	B=P		—	+68	»	50

диоритах, что дает косвенные указания на вероятность образования амфибола в диоритах во всех случаях за счет первоначального авгита.

К выделениям последней стадии кристаллизации относятся кварц, ортоклаз и гранофир.

Кварц присутствует в переменном количестве и заполняет обычно промежутки между другими составными частями. Частью входит в микропегматитовую массу с ортоклазом. Часто характеризуется волнистым угасанием, особенно резко выраженным в давленых диоритах юмуртинского массива (№ 347 и др.).

Ортоклаз почти не наблюдается в самостоятельных зернах, образуя большей частью или мелкие пятнистые, иногда с характером антипертитовых вростков включения в плагиоклазе, или заполняя вместе с кварцем неправильные промежутки между другими минералами.

Эпидот наблюдается часто в форме включений в амфиболе и биотите. Лимонно-желтый с заметным плеохроизмом.

Цоизит в некоторых образцах достигает значения породообразующего минерала. В диоритах из юмуртинского массива (№ 353) игольчато-

призматические кристаллы цоизита вместе с эпидотом образуют скопления, включающие зернышки ортита. Цоизит здесь резко идиоморфен к остальным минералам. В диорите из вершины р. Кубы (№ 258) крупные кристаллы цоизита вместе с мусковитом развиваются на месте зерен плагиоклаза.

Магнетит — постоянная составная часть в диоритах; крупные его включения в биотите окружены тонкой каемкой сероватого лейкоксена.

Апатит, циркон, сфен, турмалин, ортит наблюдаются обычно в виде мелких включений в цветных минералах. Турмалин в форме мелких синевато-черных иголочек наблюдался только в юмуртинском диорите (№ 347); ортит — буровато-коричневый, сильнее окрашенный к центру зерна, отмечен в диоритах Верхней Кубы (№ 258).

Вторичные минералы, часто довольно обильные, представленные хлоритом, серицитом, кальцитом, можно наблюдать иногда настоящее внедрение ортоклаза в плагиоклаз по краям и по трещинам зерен последнего.

Гранофир (микропегматит) наблюдается только в некоторых более крупнозернистых разностях, образующих переход к «пегматоидному» типу (маактинский, карадрукский массивы); здесь он представляет тончайшую смесь кварца и ортоклаза с графической текстурой, заполняющего пространство между зернами плагиоклаза и цветных.

В целом для описанных пород характерно очень низкое содержание или даже полное отсутствие калиевого полевого шпата и сильно вариирующее содержание кварца при сравнительно постоянных соотношениях между другими компонентами, что, очевидно связано с гибридным характером породы. Последний сказывается также и в некоторых особенностях взаимоотношений отдельных минералов: в превращении авгита в амфибол, появлении зональных оболочек в одних зернах плагиоклаза и отсутствии их в других и т. д.

Структурный тип развития салических минералов — кварца, ортоклаза и гранофира — в интерстициях или прямо внедряющихся и разъедающих другие составные части, говорит за возможность их непосредственного привноса из внедряющейся и гибридизирующей кислой магмы, отчасти при кристаллизации из расплавленного состояния, отчасти прямо механическим путем. Как тот, так и другой способы привноса постороннего вещества при процессах гибридизма и контаминации допускает Нокольдс, подробно описавший эти явления.[1]

б) Крупнозернистые «пегматоидные» кварцевые диориты

В количественном отношении они являются породами менее распространенными, чем диориты предыдущей группы. Как было уже указано, оба

[1] S. Nockolds. Contr. to the petrology of Barnanave. The Geol. Magazine, 72, 1935; The Dhoon granite; a study in contamination. Miner. Magazine, v. XXII, 1931.

типа диоритов везде тесно связаны между собой; крупнозернистые образуют участки небольших размеров, гнезда среди среднезернистых разностей; граница между обеими разностями то выражена слабо, диориты постепенно переходят друг в друга, то граница резка, и в этом случае крупнозернистые разности имеют как бы инъекционный характер. Следует отметить также, что в ряде случаев (рр. Эликмонар, Куба) крупнозернистые диориты переходят местами в настоящие пегматитовые образования средней или основной магмы (фиг. 7, стр. 117).

По внешнему виду — это средне-крупнозернистые породы с размерами составляющих до 1—1.5 см, обычно неоднородной структуры; на белом фоне из зерен плагиоклаза со случайными мелкими включениями кварца рассеяны темнозеленые разнообразной величины зерна амфибола, иногда сильно удлиненной формы, придающей всей породе сходство со структурным пегматитом, что послужило поводом к названию «пегматитовый диорит», под которым породы легко выделялись в поле.

Микроструктура. Под микроскопом наблюдается преобладающая количественно гипидиоморфно-зернистая масса из широкотаблитчатых зерен плагиоклаза с промежутками угловатой формы, забитыми кварцем, микропегматитом или хлоритом (последнего особенно много) и более редких, но крупных зерен амфибола, обычно сильно разложенных. К названным минералам присоединяются в переменном количестве ортоклаз и «акцессорные» минералы — апатит, магнетит, сфен, достигающие местами очень крупных размеров.

Колебания в количественно минералогическом составе довольно значительны. Местами (Куюм, № 134) сильно падает содержание кварца и увеличивается содержание ортоклаза. Порода сближается с монцонитом или сиенито-диоритом; в нижнекубинских диоритах (№ 500) наблюдаются участки, сильно обедненные темноцветными минералами и т. д. Представление о среднем составе «пегматоидных» диоритов дает нижеприводимый подсчет в объемных процентах (равномернозернистый диорит из маактинской интрузии, № 330).

Кварц	7.1
Ортоклаз	2.4
Плагиоклаз	53.5
Гранофир	15.8
Амфибол + хлорит	16.5
Магнетит	3.3
Апатит	1.4

Минеральный состав в основном тот же, что и для диоритов предшествующей группы. Некоторые особенности в характере отдельных минералов приводятся ниже.

Кварц — в ксеноморфных участках, в промежутках; иногда зерна его имеют характер заполнения пустот; обычно с волнистым угасанием.

Микропегматит в некоторых случаях развивается в большом

количестве, имеет характер то тончайшего гранофира, то более грубого прорастания ортоклаза и кварца, причем внедряется в крупные зерна последнего.

Плагиоклаз в широкотаблитчатых зернах, часто пойкилитически включенных в микропегматит или кварц, то свежий, то сплошь превращенный в серую соссюритовую массу. Зональность выражена слабо, обычно более резкая по краям; узкая внешняя зона при этом остается иногда незональной (№ 492), что указывает на восстановление условий равновесия в конце кристаллизации. В более крупных кристаллах линии двойниковых швов волнообразно изогнуты; содержат пятна хлорита. По составу: андезин-лабрадор (табл. 5).

Таблица 5

№ образца		PNg	PNm	PNp	BNg	BNm	BNp	2V	Закон двойникования	% An
295		38°	59°	69°	—	B = P		—	альбитовый	69
330		53	40	75	—	—		—	»	47
		26	63	78	—	B = P		+ 74°	(001)	50
492	Край	19	71	86	—	—		+ 80	альбитовый	38
	Ядро	23	68	82	—	—		+ 86	»	44
	Ядро	23	67	79	—	B = P		—	»	44

Амфибол в очень редких случаях свежий; у него наблюдается плеохроизм в зеленовато-коричневых тонах и большей частью он превращен в бледнозеленый, слабо плеохроичный хлорит с участками волокнистого яркополяризующего уралита (актинолита ?), иногда с обесцвеченными участками, резко ограниченными; кроме того, бывает всегда пронизан грязно-желтыми включениями эпидота, содержит нередко пятнистые участки авгита.

Биотит появляется спорадически, обычно превращен в хлорит, часто наблюдается в виде включений в амфиболе.

Авгит бледнозеленый, сильно хлоритизированный, наблюдается иногда в виде мелких включений в амфиболе.

Апатит в крупных, до 2 мм призмах, с шестиугольными разрезами.

Сфен местами в очень крупных, ромбических очертаний зернах.

Титано-магнетит развивается обычно в крупных неправильных зернах, часто с включениями пирита, нередко превращен в лейкоксен с черным рудным скелетом; иногда (№ 134) наблюдается пегматитовое его срастание с хлоритом.

Хлорит развит в большом количестве частью в псевдоморфозах по другим минералам, частью пропитывая всю породу; хлорит второго типа тесно ассоциируется с кальцитом, а иногда с желто-зеленым, волокнистым серпентином (№ 295).

Циркон и рутил присутствуют в ничтожном количестве.

Как особую разновидность пегматитовых диоритов нужно отметить еще своеобразные порфироподобные их разности, представленные, главным образом, в составе маактинской и юмуртинской интрузий. Породы эти внешне плотные, темносерые, содержат тесно соприкасающиеся крупные (до 1—1.5 см длиной), белые прямоугольные вкрапленики плагиоклаза. Под микроскопом порода состоит наполовину или больше из крупных зерен зонального плагиоклаза с составом до 50—52% An в ядре (№ 330) и промежуточной гранофировой массы с мелкими включениями амфибола и кварца. Количественные соотношения в одном случае (№ 340): микропегматита 42.4%, плагиоклаза 35.6%, остальное 22.0%.

Пегматитовые гнезда отличаются от описанных диоритов еще более крупной кристаллизацией и местами еще большим относительным содержанием кварца, ортоклаза и гранофира, суммарно, однако, всегда количественно уступающим плагиоклазу и цветным минералам. Плагиоклаз в них также представлен андезином. Строение одного из таких пегматитовых «гнезд» можно наблюдать на вышеприводимой зарисовке (фиг. 7).

Крупнозернистые диориты в целом повторяют собой петрографический тип вышеописанных мелкозернистых диоритов, являющихся, по нашим представлениям, гибридным продуктом воздействия кислой магмы на основные габброидные породы, очевидно принадлежат к той же группе гибридных образований, но отличаются некоторыми особенностями: более лейкократовым составом, крупнозернистым типом кристаллизации, присутствием в повышенном количестве ряда минералов: микропегматита, кварца, апатита, сфена, титано-магнетита и хлорита. Эти признаки указывают на значительное участие пневматолитовых процессов на той фазе кристаллизации гибридных пород, которая была связана с образованием крупнозернистых диоритов, — процессов, которые в ряде случаев привели, как было указано выше, к образованию настоящих пегматитов.

Вопрос об источнике пневматолитовых и пегматитовых компонентов, вошедших, с одной стороны, в состав более основных диоритов (а первоначально, вероятно, габброидных пород) в качестве чуждых им составных частей (кварц, ортоклаз, гранофир) и, с другой стороны, приведших к образованию пегматитов, решается в данном случае, очевидно, в том смысле, что источником этих эманаций была кислая магма. Следует предполагать, что на известной стадии процесса ассимиляции в гранитной магме произошло временное обогащение пневматолитовыми эманациями, что и привело к формированию крупнозернистых диоритов и пегматитов; в дальнейшем количество этих эманаций в кислой магме сильно понизилось (период образования гранодиоритов), а к концу всего магматического

процесса снова возросло и привело к образованию нормальных кислых пегматитов (после образования гранитов и гранит-порфиров).

Пневматолитизированные разности габброидных пород с пегматитовыми фациями, во многом сходные с алтайскими, были описаны П. И. Лебедевым среди пород Патынского массива в Кузнецком Алатау.[1] Там источник накопления пегматитовых и пневматолитовых составных частей автор видит в остаточных низкотемпературных фракциях процесса кристаллизации самой габброидной магмы, концентрировавшихся при особо благоприятных тектонических условиях. Путь образования здесь, следовательно, несколько другой.

Небольшие жилки и линзы андезиновых пегматитов, сходных по типу полевого шпата с алтайскими, но отличающиеся малым содержанием цветных минералов (только биотит), были описаны О. А. Воробьевой в породах Волчьей тундры на Кольском полуострове. Генезис их связывается с пневматолитовой стадией развития магмы диоритового состава.[2]

в) Кварцевые диориты контактных зон

Процессы контаминации и образования гибридных пород типа вышеописанных кварцевых диоритов приобретают несколько иной характер в тех случаях, когда гранитная магма более поздней генерации (III цикла) входит в соприкосновение с ранее образовавшимися продуктами контаминации, т. е. с вышеописанными кварцевыми диоритами. Эти явления особенно хорошо наблюдаются в контактных полосах куюмских гранитов и диоритов, а также в разрезах по рр. Кубе и Юмурте. Происходит обогащение эпидотом, иногда гранатом, кальцитом, сфеном. Одновременно изменяется состав плагиоклаза в сторону более кислых разностей: именно, здесь он представлен почти исключительно альбитом. Тем же минералогическим характером отличаются и диориты, слагающие мощные дайки среди осадочно-метаморфических пород по р. Катуни выше Чемала (№ 513), связанные, повидимому, с кубинской диоритовой интрузией.

Под микроскопом наблюдается обычно картина сильной измененности первичных составных частей (все пропитано эпидотом и хлоритом); в других случаях (№ 310) большую роль играет кварц, образующий фон для других составных частей. Главную роль в составе играет альбит (табл. 6).

К плагиоклазу присоединяется в небольшом количестве иногда ортоклаз. Своеобразный характер носит в некоторых случаях (№ 310) прорастание плагиоклаза ортоклазом, образующим неправильные пятна, расположенные как бы в шахматном порядке. Амфибол представлен желтовато-коричневой разностью в удлиненно-призматических зернах,

[1] П. И. Лебедев. Титано-магнетито-габбровый комплекс массива Патын. Труды ПЕТРИН Академии Наук, вып. 5, стр. 57—91, 1935.

[2] О. А. Воробьева. Об одном плагиоклазовом пегматите. Труды ПЕТРИН Академии Наук, вып. 6, 1934, стр. 46.

резко идиоморфных. Содержит пятнисто-обесцвеченные участки. Большую роль играют эпидот и отчасти клиноцоизит в идиоморфных

Таблица 6

№ образца	PNg	PNm	PNp	BNg	BNm	BNp	2V	Закон двойникования	% An
310	35°	57°	76°	B = P		—	+ 86°	бавенский	8
	12	77	89	79°	15°	89°	—	карслбадский	8
360	17	73	89	B = P		—	+ 80	альбитовый	5
513	15	74	87	—	—	—	+ 86	»	4

удлиненно-призматических зернах грязно-желтого цвета, часто собранных в аггрегаты. Иногда скопления эпидота образуют целые гнезда до 4—5 см диаметром, включающие участки кварца (№ 178). Крупные зерна, иногда скелетообразного типа, образует магнетит.

Сфен образует местами также очень крупные, сильно удлиненные кристаллы, собранные в пучки, хорошо заметные в породе простым глазом (грязновато-желтого цвета). Гранат в мелких прозрачных зернах наблюдался в куюмских диоритах. Большого развития достигает везде хлорит, который местами содержит грязно-серые пятнистые включения, сильно иризирующие в скрещенных николях.

Для двух разностей контактных диоритов был подсчитан (в объемн. %) количественно минералогический состав (табл. 7).

Таблица 7

Минералы	№ 360	№ 423
Кварц	48.6	11.9
Плагиоклаз		49.7
Ортоклаз		1.1
Биотит	55.4	5.9
Амфибол + эпидот		30.7
Магнетит		0.6
Хлорит		0.1

В непосредственной близости к контакту с гранитом диориты описанного типа часто переходят в настоящие скарновые эпидот-гранат-кварц-магнетитовые образования.

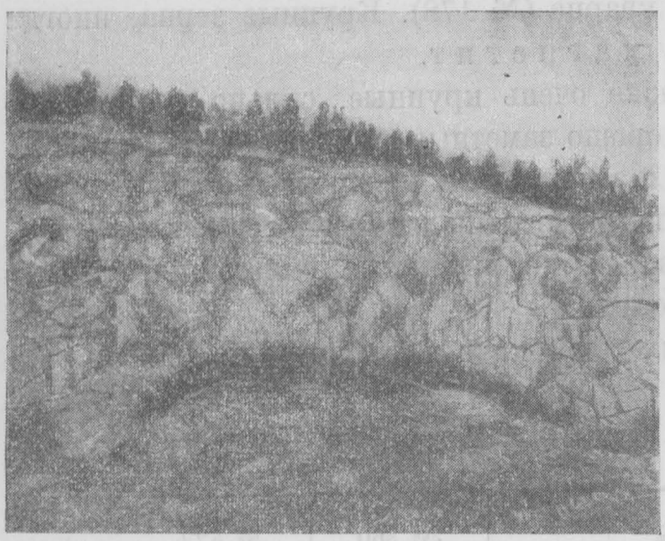
Описанные контактовые явления между гранитами и диоритами указывают достаточно определенно на то, что внедрение последних порций кислой магмы, образовавших граниты, имело место уже после частичного

застывания гибридных пород II цикла. Минералогическая сторона процесса сводится к новообразованиям в диоритах кварца, ортоклаза, граната, эпидота, хлорита и альбитизации плагиоклаза, при этом имеет место как привнос ряда окислов из гранитной магмы (SiO_2, H_2O, Na_2O, K_2O), так и перегруппировка окислов в пределах составных частей самого диорита: вынос CaO из плагиоклаза с концентрацией его в гранате и эпидоте, отчасти также переход FeO, MgO, Al_2O_3 из амфибола в хлорит и магнетит.

Процессы эти имеют много общего с контактовыми явлениями между диоритами и известняками, детально описанными в недавней работе Jopline.[1]

г) Гранодиориты

Гранодиориты имеют довольно значительное развитие в составе некоторых интрузий (Куюм, Эликмонар, Верхнекарадрукская интрузия). Полевые наблюдения указывают на большую изменчивость их состава и структуры и значительную роль шлировых и ксенолитовых образований в их составе. В большинстве случаев гранодиориты являются крайними членами пород кварц-диоритового ряда, будучи связаны с ними рядом постепенных переходов (большая куюмско-кубинская, верхне-кубинская интрузия и др.). Гранодиориты этого типа дают обычно ясные, резкие контакты с гранитами, и вместе с тем во многих случаях постепенно переходят в крупнозернистые «пегматоидные» разности кварцевых диоритов; последнее особенно резко выступает в разрезах по рр. Эликмонару и Кубе. Более редкий тип среди них представляют серые гранодиориты, развитые небольшими участками по р. Кубе в районе дер. Александровки, где можно подметить постепенные переходы их в граниты путем обогащения калинатровым шпатом (фиг. 9).



Фиг. 9. Выходы гранодиоритов по р. Катуни, у Айского перевоза

В структурном отношении преобладающим типом среди гранодиоритов является средне-мелкозернистая серая массивная порода, под микроскопом обнаруживающая микроструктуру, переходную от гранитовой в панидиоморфной. Характерно резко идиоморфное удлиненно-столбчатое развитие

[1] G. Jopline. The diorite-limeston reaction. The Geological Magazine, v. LXXII, 1935.

плагиоклаза, идиоморфного отчасти и к цветным минералам. Нередко наблюдается такситовое строение (верхнекубинская интрузия, № 304 и др.) с чередованием на площади шлифа мелко- и крупнозернистых участков с округлыми, приближающимися к шлирам скоплениями цветных составных частей.

Минералогический состав. Главную роль в составе играют плагиоклазы, кварц, ортоклаз-пертит, микроклин, биотит и амфибол. Представление о количественных соотношениях дает (в объемн. %) табл. 8.

Таблица 8

Минералы	№ 471 р. Эликмонар	№ 165 р. Куюм	№ 425 р. Ареда
Кварц	25.6	18.2	15.5
Ортоклаз	17.1	13.7	12.0
Плагиоклаз	50.2	58.6	52.6
Биотит	6.9	5.6	14.3
Амфибол	—	3.4	2.5
Акцессорные	0.2	0.5	3.1

Наиболее характерным минералом является плагиоклаз, развивающийся в идиоморфных столбчатых зернах, зональных либо целиком, либо в большинстве случаев только во внешней зоне, переменной ширины по отношению ко всему объему зерна; зональность обычно повторно-ритмического типа; состав приближается к олигоклазу — андезину (табл. 9). Характер зональности в большинстве случаев такой же, как и в вышеописанных кварцевых диоритах.

Таблица 9

№ образца	PNg	PNm	PNp	BNg	BNm	BNp	Погасание ⊥ PM	2V	% An
421	—	—	—	—	—	—	17° — 21°	—	36—42
471	—	—	—	—	—	—	16 — 21	—	36—42
363	12°	77°	89°	—	—	—	—	— 78°	32
315	19	71	89	66	30	66	—	+ 88	38
425	19	72	87	—	—	—	—	+ 78	36
	29	67	73	—	—	—	—	—	—

Кварц содержится в переменном количестве и ксеноморфно заполняет промежутки. Кали-натровый полевой шпат представлен почти всегда ортоклазом-пертитом, развивающимся в крупных неправильных

очертаний зернах, прорастаемых ортоклазом, а иногда и кварцем. Иногда (верхнекубинский гранодиорит, № 315) весь полевой шпат представлен широкотаблитчатыми зернами, образованными грубо пегматитовым (?) прорастанием ортоклаза и кислого плагиоклаза. Микроклин-пертит наблюдается значительно реже (№ 315, 351) — в виде примеси к ортоклазу. Железисто-магнезиальные минералы представлены в большинстве обычно биотитом с тем же оптическим характером, что и в гранитах. Реже к биотиту присоединяется в подчиненном количестве зеленый амфибол в мелких удлиненно-призматических зернах. В крупнозернистых гранодиоритах, обнажающихся в контактной зоне с гранитами по р. Эликмонару (№ 421), мелкие кристаллики амфибола собраны в неправильные скопления, имеющие снаружи вид черных пятен. В редких случаях (гранодиориты горы Адыган, № 165) к амфиболу присоединяется в виде примеси бледнозеленый моноклинный пироксен типа диаллага.

Нередко значительную роль в составе гранодиоритов играют акцессорные минералы: сфен, апатит, магнетит, пирит и рутил. Особенно заметен сфен, количество которого достигает до 0.8% (№ 429,

Таблица 10

Окислы	Весов. %	Молекулярные количества	Средний гранодиорит по Дэли[1]
SiO_2	64.12	1.0633	65.10
TiO_2	0.47	0.0058	0.54
Al_2O_3	15.91	0.1556	15.82
Fe_2O_3	2.75	0.0173	1.64
FeO	3.31	0.0460	2.66
MnO	0.11	0.0015	0.05
MgO	1.90	0.0471	2.17
CaO	4.80	0.0857	4.66
BaO	Следы	—	—
Na_2O	3.14	0.0506	3.82
K_2O	2.82	0.0300	2.29
H_2O $^{110°}$	0.12	—	—
Потеря при прокаливании	0.66	—	1.09
Сумма	100.11%	—	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$1.50\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.18SiO_2$; $RO : R_2O = 2.2 : 1$; $a = 2.74$

р. Эликмонар); мелкие восково-желтые его кристаллики ясно заметны здесь простым глазом.

Химический состав одного из наиболее типичных предста-

вителей гранодиоритов (светлосерый среднезернистый биотит-амфиболовый гранодиорит, р. Эликмонар, вблизи устья р. Ареды, № 425) оказался следующим (анализ выполнен в химлаборатории ПЕТРИН — В. А. Молевой) (табл. 10). Как видно из таблицы, анализированная порода почти в точности отвечает составу среднего гранодиорита, выведенному Дэли.[1]

Как геологические данные, так и особенности минералогического состава согласно указывают на то, что гранодиориты являлись одним из конечных продуктов гибридного процесса, образуясь при тех условиях, когда равновесие в магме было частично уже достигнуто. За это говорит сравнительная однородность состава и структуры, малое развитие реакционных явлений в минералах и другие признаки. Однако насыщенность гранодиоритов ксенолитами и другими подобными образованиями, указывающими на неоднородность застывающей гранодиоритовой магмы, позволяет считать гранодиориты членами той же гибридной серии.

д) Включения, шлиры, ксенолиты, меланократовые полосы

Все эти, довольно разнообразные морфологически образования, свидетельствующие о первоначальной неоднородности застывающей магмы, имеют чрезвычайно широкое распространение во всех описанных выше типах гибридных пород второго магматического цикла — кварцевых диоритах и гранодиоритах, причем особенного развития достигают среди мелкозернистых диоритов. Последние нередко приобретают при этом характер настоящих брекчий (см. описание интрузии кубинской, эликмонарской, карадрукской и др.). Среди всех образований подобного рода можно различать в отношении морфологии и состава следующие типы.

Ксенолиты пород осадочного происхождения, наблюдаемые сравнительно реже, чем другие, представляют собой небольшие угловатые черные включения — ясные отторженцы от боковых пород (сланцев), как это хорошо можно наблюдать в контактовых зонах интрузий. Материал этих ксенолитов отличается большой плотностью, черный, часто роговикового типа; под микроскопом обладает очень мелкозернистой роговиковой или гранулитовой структурой; по минералогическому составу несколько отличается от ксенолитов нижеописываемого типа, будучи сложен преобладающими плагиоклазом и амфиболом, со значительной примесью кварца, мусковита, хлорита и биотита; при этом характеризуется очень значительной степенью измененности автопневматолитическими процессами, хлоритизацией, серицитизацией и иногда серпентинизацией.

Ксенолиты изверженных пород имеют разнообразные, часто очень крупные размеры, в среднем от нескольких десятков сантиметров

[1] Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Петрография, 1933, стр. 206.

до 2—3 м и более в поперечнике. По форме — это глыбы, куски, обломки с угловатыми, чаще слегка оплавленными очертаниями. Часто можно наблюдать на протяжении целых десятков метров непрерывно тянущиеся ксенолиты — обломки громадных глыб, разбитых узкими трещинами и спаянных внедрившейся по ним диоритовой магмой. Ксенолиты этого типа сложены довольно однородной плотной массой микродиоритового состава, местами постепенно переходящей при увеличении крупности зерна в окружающие мелкозернистые диориты. Обычно ограничения ксенолитов все же довольно резки. Этот тип ксенолитов, являющийся самым распространенным, наблюдается среди диоритовых пород вне всякой видимой связи с вмещающими интрузию боковыми породами, часто в значительном расстоянии от контактов. Распределение ксенолитов в интрузивном теле чрезвычайно неправильно, и какую-нибудь определенную закономерность установить трудно.

Порода, слагающая ксенолиты описываемого типа, характеризуется как внешне, так и под микроскопом большим однообразием, и характер этот повторяется во всех интрузиях района. Это темносерая, очень мелкозернистая масса с равномернозернистой или слабо выраженной порфировой микроструктурой; по минералогическому составу приближается к диориту, представляя комбинацию плагиоклаза и амфибола с небольшой примесью других минералов. Последовательность кристаллизации представляется очень сложной и неясной: она, повидимому, шла в несколько этапов, различные минералы включены друг в друга в различных соотношениях. Количественный состав представлен в табл. № 8.

П л а г и о к л а з развивается в короткопризматических или неправильных зернах, которые во многих случаях (порфировые типы) несколько выделяются по величине на фоне более мелкозернистой массы, в состав которой входят более мелкие выделения того же плагиоклаза. Плагиоклаз обычно сильно зонален. Определения дают в ядре андезин — лабрадор:

пог. $\perp$ РМ... +23°... андезин № 47

Ход зональности очень сложен и неправилен, часто в одном ксенолите в разных зернах по-разному.

Другая главная составная часть — а м ф и б о л — развивается в удлиненно-таблитчатых желтовато-зеленых зернах, почти всегда сильно измененных, замещаемых смесью актинолита и эпидота.

В промежутках между названными минералами развиваются к в а р ц, о р т о к л а з всегда в очень малом количестве; в некоторых случаях заметно их проникновение в кристаллы плагиоклаза и разъедание последних, совершенно подобное тому, что наблюдается и в мелкозернистых диоритах см. выше).

В тесной ассоциации с амфиболом встречается б и о т и т в тонких длинных лейстах. Иногда он обрастает или включен в зерна амфибола.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном (особенно крупные его зерна в № 365) и апатитом (особенно в № 546).

Анализ одного из таких ксенолитов изверженного происхождения, имеющего более основной состав, приведен (весов. %) ниже (порода № 120, р. Куюм) Анализ выполнен Н. Айдиньян.

SiO_2	52.66
TiO_2	0.93
Al_2O_3	19.61
Fe_2O_3	1.84
FeO	6.41
MnO	0.13
MgO	3.89
CaO	7.91
K_2O	1.46
Na_2O	3.07
H_2O+	1.59
H_2O-	0.40
P_2O_5	0.13
Сумма	100.03

Шлиры. К шлирам мы относим здесь участки, характеризующиеся скоплением темноцветных компонентов, качественно не отличающиеся от состава вмещающих пород, но обычно имеющие некоторые текстурные отличия; здесь нередко наблюдается более крупнозернистое строение, иногда особый тип кристаллизации: шлиры в гранодиоритах айского массива с черными длинными игольчатыми выделениями амфибола на сахарно-белом фоне из мелких зернышек плагиоклаза. Размеры шлиров обычно небольшие — не превышают 20—30 см в диаметре. Форма большей частью округлая, шарообразная, иногда вытянутая, и в этих случаях шлиры нередко постепенными переходами связаны с меланократовыми полосами. Повидимому, шлиры представляют собой образования двух типов; в большинстве случаев они обнаруживают ясную связь и постепенные переходы с веществом вышеописанных ксенолитов (первого типа) и являются продуктом дальнейшей ассимиляции тех же ксенолитов вмещающей магмой. Другой тип, именно крупнозернистые шлировые образования, представляют собой, вероятно, только небольшие участки крупнозернистых «пегматитовых диоритов» и, в сущности, не являются уже шлирами в строгом смысле слова.

Меланократовые полосы в сравнительно небольшом масштабе (на протяжении нескольких метров) наблюдались в гранодиоритах по р. Куюму, где можно проследить постепенную их морфологическую связь со шлирами. По своему составу они не отличаются от меланократовых шлиров, представляя полосообразные участки гранодиоритов, обогащенные цветными компонентами. Тесная пространственная и генетическая связь между темными полосами и шлирами в интрузивных породах

отмечалась многими исследователями: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1] для массива Денежкина Камня на Урале и П. И. Лебедев [2] для гранитов Теберды объясняют образование шлиров и полос своего рода ликвационными процессами, идущими в застывающей магме.

Касаясь вопроса о генезисе всех вышеописанных образований, нужно отметить прежде всего тесную его связь с проблемой происхождения всей гибридной серии, более подробно рассмотренной ниже, а также несомненную тесную генетическую связь всех этих образований между собой.

Наименее сложен вопрос о происхождении ксенолитов или включений первого из описанных типов. Ясная связь их с контактными зонами интрузий и постепенные переходы к уплотненным в контактах с изверженными породами сланцам говорят за то, что эти включения представляют собой отторженцы, обломки сланцев, перекристаллизованные в роговиково-подобные образования. Первоначальным материалом для ксенолитов этого рода послужили, таким образом, сильно метаморфизованные черные порфирито-сланцы из древней осадочно-метаморфической толщи.

Ксенолиты подобного рода описывались неоднократно, в том числе особенно подробно у Лакруа [3] в его большой работе о включениях.

Для ксенолитов второго типа условия образования были другими: для них не наблюдается связи с контактовыми зонами интрузий, наоборот, тесная связь и иногда постепенные переходы к мелкозернистым диоритам и целый ряд общих черт между ними в минералогическом составе и структуре. С этим же типом включений тесно ассоциируются меланократовые шлиры и полосы, связанные с ними общностью происхождения.

Генезис ксенолитов этого типа и родственных им образований, следует, таким образом, скорее всего связывать с теми же процессами неполной ассимиляции кислой магмой основных габброидных пород, которые привели к образованию вышеописанных гибридов. Ксенолиты представляют собой обломки этих основных пород, изменившие свой первоначальный состав путем частичного переплавления и перекристаллизации.

Сложным представляется вопрос о происхождении шлиров, меланократовых скоплений и полос.

С одной стороны, их можно рассматривать как образования, возникшие в самой магме без привноса постороннего вещества, путем концентрации темноцветных компонентов или в результате процессов ликвации во вмещающей их магме. Этих объяснений придерживается для случаев подобных образований ряд исследователей: Эрдмансдорфер,[4] специально посвя-

---

[1] Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Геологический очерк Южно-заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. Изв. СПб. Политехн. инст., 1900.

[2] П. И. Лебедев. К петрографии Военно-Сухумской дороги. Записки о-ва естествоиспытателей при Донском ун-те, IV, Ростов-на-Дону, 1916.

[3] A. Lacroix. Les enclaves des rôches volcaniques, Paris, 1896.

[4] O. Erdmannsdörfer. Ueber Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen. Fortschritte der Min. etc, v. 5, 1916.

тившим этому вопросу большую работу, Мильх и Ригнер,[1] Backström,[2] в последнее время отчасти Grout [3] и др.

С другой стороны, меланкратовые участки могут представлять собой остатки не вполне усвоенных магмой посторонних включений, т. е. быть продуктом дальнейшей стадии того же гибридного процесса, сопровождавшегося ассимиляцией древних основных пород путем частичных или полных реакций их вещества с кислой магмой. Это предположение, кажущееся в данном случае наиболее приемлемым в виду ясного наличия генетической близости шлиров и ксенолитов, выдвигается в последнее время в петрологии для объяснения происхождения шлиров и основных сегрегаций во многих случаях, особенно в областях, где установлены явления гибридизма и контаминации. Hurlbut [4] объясняет таким способом происхождение темных включений (dark inklusions) в тоналитах Калифорнии; Goodspread [5] происхождение шлировых участков в гранитном массиве Cornucopia в Орегоне, Thomas и Smith — происхождение шлиров и включений в гранитах Côte-du-Nord (Франция). Имеются и другие работы, в которых приводится эта точка зрения на происхождение шлиров и ксенолитов. Надо добавить, что и полевые наблюдения в прикатунских интрузиях, где довольно часто удается проследить морфологические переходы от типичных угловатых ксенолитов к небольшим округлым шлирам, подтверждают этот взгляд.

Породы третьего интрузивного цикла

Породы этого цикла представлены почти исключительно образованиями кислой магмы, главным образом, гранитами и гранит-порфирами; с этим же интрузивным циклом, вероятно, связано и появление немногочисленных жильных пород, сопутствующих гранитам аплитов, пегматитов и лампрофиров. Для пород всей этой группы характерны частые колебания в микроструктуре от типично глубинных разностей типа гранита до порфировых типа гранит и кварц-порфиров. Переходы и смена отдельных разностей наблюдается очень часто, нередко несколько раз в одном обнажении. Это явление, вероятно, следует объяснять тем, что кислая магма, внедрение которой происходило в последнюю фазу интрузивного процесса, проникала в наиболее верхние «апикальные» участки интрузивных тел, частично уже затвердевших, и застывала в условиях небольшой глубины, близких

---

[1] Milch u. Riegener. Ueber basische Konkretionen etc. im Granite von Stiergau. Neues Jahrbuch, Bd. 29, S. 359.

[2] H. Backström. Couses of magmatic differentiation. Journal of Geology, No 1, 1893, p. 777.

[3] F. Grout. Probable extent of magmatic assimilation. Bull. Geol. Soc. of America, No 41, 1936.

[4] C. Hurlbut. Dark inklusions in a tonalite of southern California. The Amer. Mineralogist, v. 20, 1935, No 9.

[5] G. Goodspread. Recrystallisation of Xenoliths at Cornucopia Oregon. Bull. Geol. Soc of America, v. 92, 1931.

к поверхностным. Смена фаций гранитной магмы в вертикальном направлении хорошо наблюдается в разрезах по рр. Куюму и Каролаю (гора Кайнарты); граниты, залегающие в основании горы Кайнарты, сменяются выше гранитпорфирами и еще выше переходят в разнообразные мелкозернистые и порфировые разности типа микрогранитов и кварцевых порфиров, слагающих верхнюю часть горы. При переходе к этим гипабиссальным формам наблюдается иногда постепенное обеднение породы цветными компонентами.

а) Граниты

Граниты вместе с генетически тесно связанными с ними гранит-порфирами и промежуточными образованиями являются после диоритов наиболее распространенной группой среди пород, слагающих интрузии Северного Алтая. Граниты целиком слагают собой бирулинскую интрузию, значительную часть большой куюмско-кубинской, юмуртинской, маактинской интрузии и в подчиненном количестве представлены и в составе других интрузий. Характерно сравнительное однообразие гранитов: везде развит один и тот же тип — именно, красные или розовые, средне-крупнозернистые породы массивного сложения, сложенные красными ортоклаз-пертитовым полевым шпатом, кварцем и небольшим количеством цветного компонента; в виде незначительной по количеству примеси присутствует иногда и кислый плагиоклаз. Вместе с тем характерной чертой для гранитов обследованного района является чрезвычайно тесная связь с «полуглубинными» («гипабиссальными» или «экструзивными») порфировыми образованиями кислой магмы — с гранит-порфирами и через последние — местами даже с полуэффузивными образованиями типа кварцевых порфиров (интрузия по р. Куюму и др.).

В петрографическом отношении граниты, как было указано, отличаются большим однообразием; вариации идут, главным образом, по линии структурных видоизменений. В преобладающем средне-крупнозернистом типе гранита структура имеет нормальный гипидиоморфнозернистый характер с обычной последовательностью идиоморфизма у минералов; порядок этот нарушается иногда в отношении кварца, который в тех разностях гранитов, которые уклоняются к гранит-порфировому типу, имеет тенденцию выделяться в идиоморфных бипирамидальных зернах. В других случаях (микрограниты, слагающие небольшой массив горы Чептаган, № 16, 17) у более мелкозернистых разностей гранитов наблюдается наклонность к панидиоморфному типу строения — все компоненты выделяются в кристаллах идиоморфных очертаний. Интересно отметить, что при широком развитии среди описываемых гранитов гранит-порфировых вариаций совершенно не наблюдалось среди них так называемых «порфировидных» разностей, столь распространенных среди других гранитов Сибири, в том числе Алтая (см. работы Тимофеева, Елисеева и др.). Это явление лишний раз указывает на принципиальную генетическую разницу между

«гранит-порфировой» и «порфировидной» структурами, которую подчеркивает в своей «Петрографии» Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.[1]

Минералогический состав. Количественные соотношения трудно определимы под микроскопом вследствие крупности зерна. Отдельные определения (в объемных %) дают такие соотношения (табл. 11).

Таблица 11

Миннералы	№ 145 р. Куюм	№ 109 р. Куюм	№ 481 р. Эликмонар
Кварц	24.3	39.8	37.2
Ортоклаз	55.7	32.2	37.0
Плагиоклаз	15.0	24.3	31.2
Цветные	5.0	3.7	4.6

В ряде образцов (№ 109, 186, 444, 481, 312 и др.) содержание цветных компонентов падает почти до нуля (лейкограниты Джохансена).

Ортоклаз-пертит — преобладающий полевой шпат; выделяется в крупных прямоугольных табличках; пертитизация различного типа, большей частью в форме тонких ветвящихся жилок альбита; количество последнего иногда очень велико, составляя до 50% вещества зерна. Ортоклаз обычно мутнобуроватый вследствие сильной каолинизации.

Микроклин наблюдается в редких случаях, в случайных обрывках; только в давленых жильных гранитах р. Юмурты (жилы, секущие диориты) микроклин приобретает значение преобладающего полевого шпата. Под микроскопом совершенно прозрачный; ясная решетка.

Таблица 12

№ образца	PNg	PNm	PNp	2V	Закон двойникования	% An
68	2°	88°	85°	+ 80°	альбитовый	20
109	13	78	86	+ 78	»	8
145	9	82	88	+ 80	»	12
186	12	79	85	—	—	9
481	16	74	88	+ 78	альбитовый	4
—	—	—	—	+ 76	—	—

Плагиоклаз является постоянным спутником кали-натриевого полевого шпата, уступая ему количественно. Выделяется в мелких удлиненных табличках, сдвойникованных большею частью по альбитовому закону. Измерения дают обычно для него состав альбита (табл. 12).

[1] Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Петрография, 1933, стр. 89.

Зональность наблюдается в редких случаях, обычно приурочена к краевой зоне кристалла.

Кварц образует обычно фон для других компонентов, в отдельных случаях выделяясь в идиоморфных кристаллах, как было указано выше.

Биотит развивается в обычных листочках с буровато-коричневыми цветами плеохроизма; местами переходит в зеленую хлоритизированную разность. Иногда (№ 145) ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, кристаллизовавшемуся в более раннюю фазу.

Другие минералы встречаются в гранитах описываемого района только в виде случайных примесей. К ним относятся: амфибол в мелких зеленовато-желтых призмах (только в нижнекубинских гранитах, № 444 и др.); хлорит и эпидот (оба, главным образом, в виде псевдоморфоз по биотиту), мусковит. Бросается в глаза чрезвычайная бедность описываемых гранитов минералами «акцессорной» группы, которых или нет вовсе (большая часть куюмских гранитов) или очень мало; к ним относятся: апатит, магнетит, циркон, сфен, ортит и турмалин. Бедность акцессорными минералами бросается в глаза при сравнении с породами гранодиоритового ряда, наоборот, обогащенных этими компонентами (см. ниже).

б) Гранит-порфиры и микрограниты

Гранит-порфиры и микрограниты везде тесно связаны с нормальными гранитами как по условиям залегания, так и переходными типами. Образуют большей частью, неправильно ограниченные небольшие участки среди гранитов, в редких случаях встречаются в жилообразных массах среди диоритов (р. Сулда). В аналогичных условиях наблюдаются и микрограниты, которые отличаются от гранит-порфиров только бедностью или полным отсутствием порфировых вкрапленников. Микрограниты в некоторых случаях, повидимому, целиком слагают небольшие интрузивные тела (гора Чептаган), может быть, представляющие собой лакколиты.

По внешнему виду это серовато-розовые или желтые массивные породы с хорошо заметными простым глазом идиоморфными выделениями темно-дымчатого кварца.

В состав гранит-порфиров и микрогранитов входят те же минералы, что и в вышеописанные граниты, с теми же характерными их признаками. Порфировые выделения представлены, главным образом: 1) сильно замутненным ортоклаз-пертитом, нередко с мирмекитовыми врастками кварца по краям; 2) альбит-олигоклазом и в меньшей степени кварцем в слегка оплавленных угловатых идиоморфных зернах. Иногда среди вкрапленников получает перевес кислый плагиоклаз. Основная масса обладает фельзитовым или микрогранитовым строением, сложена смесью кварца и ортоклаза, в переменном количестве примешивается альбит; нередко основная масса переходит в гранофир. Железисто-магнезиальные минералы представлены редкими листочками биотита, к которому изредка присоединяется амфибол;

в некоторых порфирах по р. Кубе (№ 498) отмечено большое содержание граната, мусковита и хлорита.

Таблица 13

Окислы	Весов %	Молекулярное количество
SiO_2	75.94	1.2593
TiO_2	0.10	0.0012
Al_2O_3	12.75	0.1247
Fe_2O_3	0.56	0.0035
FeO	0.72	0.0100
MnO	0.05	0.0007
MgO	0.21	0.0052
CaO	0.44	0.0078
BaO	0.04	0.0002
Na_2O	3.56	0.0574
K_2O	5.22	0.0554
$H_2O^{110°}$	0.34	—
Потеря при прокаливании	0.30	—
Сумма . . .	100.23	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$1.07\,\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 9.84\,SiO_2$$

$$RO : R_2O = 1 : 4.8 \qquad a = 4.86$$

В микрогранитах вкрапленики обычно отсутствуют, и порода сложена мелкозернистой то аплитовой, то панидиоморфной (р. Куюм, № 119, 203) кварц-ортоклаз-альбитовой массой.

Представление о химизме гранит-порфиров дает нижеприводимый анализ, выполненный в лаборатории ПЕТРИН (гранит-порфир № 386, р. Каролай, табл. 13).

в) Кислые жильные породы

Кислые жильные породы, встреченные в сравнительно небольшом количестве, по условиям нахождения тесно связаны с гранитами и гранит-порфирами, обычно залегают среди них и иногда даже не резко ограничены при этом от вмещающей породы. В петрографическом отношении являются лейкократовыми образованиями, сложены кварцем, ортоклаз-пертитом и альбитом в различных количественных соотношениях (фиг. 10).

По структуре среди них можно различать:

аплиты, обычно розовые, плотные, состоят из преобладающих ортоклаза и кварца; в других случаях альбито-кварцевые (№ 372, белый аплит

из контактной зоны чичкинской гранитной интрузии с плагиоклазом № 8); розовый аплит в жиле среди гранитов по р. Ареде (№ 363) с альбитом № 4, кварцем, эпидотом и мусковитом;

аплит-порфиры, сливающиеся с лейкократовыми кварцевыми порфирами, развитые особенно по р. Каролаю, представляют вариации

Фиг. 10. Гора Чептаган. Выходы микрогранитов

кварцевых порфиров, совершенно не содержащие цветных компонентов, с преобладающим в полевошпатовой части альбитом № 4 (№ 382);

гранофировые фельзиты (по рр. Каролаю и Куюму, № 387, 132) состоят почти сплошь из очень тонкозернистой гранофировой массы;

пегматиты встречены в тонких, до 20 см жилах по р. Кубе; розовые, сложены мелкозернистой, большей частью бесструктурной массой из кварца и ортоклаз-пертита; размеры зерен 1—2 см. Цветных минералов в них не наблюдалось.

г) Основные жильные породы

Основные жильные породы являются еще более редкими, чем кислые жильные породы.

Микродиориты и порфириты встречены в ряде тонких жил по р. Куюму. Состоят из очень мелкозернистой панидиоморфной массы из амфибола (приблизительно на $^1/_3$) и сильно измененного плагиоклаза. Последний встречается часто в более крупных, близких к порфировым выделениях.

Спессартиты, близкие друг к другу по составу, были встречены в двух местах: по р. Куюму (№ 357а) и в айском массиве в двухметровой жиле (№ 524); темносерые с черными блестящими иголочками амфибола до 3 мм длиной. В шлифе типично лампрофировая, по Розенбушу, структура: крупные идиоморфные удлиненные призмы амфибола и промежуточная масса из мелких идиоморфных брусков зонального плагиоклаза с небольшой примесью кварца и ортоклаза.

Амфибол с коричнево-зелеными цветами плеохроизма, по краям окрашен в более яркозеленый цвет; плагиоклаз по краям резко зонален; по составу — андезин-лабрадор; присутствуют, кроме того, апатит, биотит и магнетит. Количественный состав (в объемных %) (№ 524) следующий:

Кварц	2.4
Ортоклаз	0.5
Плагиоклаз	51.5
Амфибол	45.3
Акцессорные	0.3

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Морфология интрузивных тел

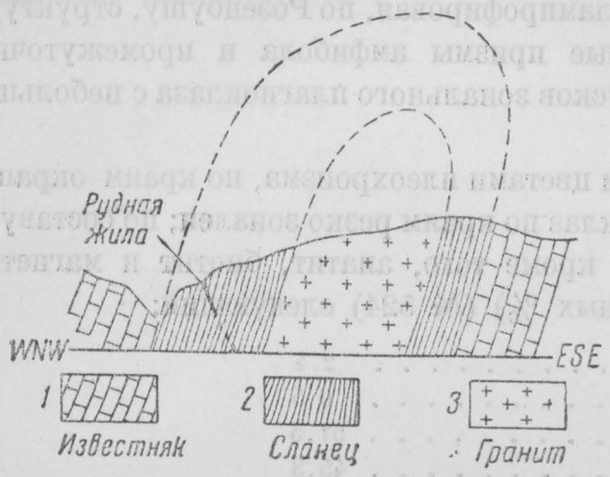
Сравнительное изучение интрузии описываемого района Алтая показывает большое сходство в строении отдельных интрузивных тел как в отношении петрографического состава, так и в отношении морфологии и пространственных взаимоотношений с вмещающими осадочно-метаморфическими породами. Все описываемые интрузивные тела имеют в плане линзообразно-вытянутую форму с направлением длинной оси согласно простиранию слоев осадочно-метаморфического комплекса. Судя по параллельности стенок интрузивных тел залеганию слоев вмещающих пород, одинаковой направленности их углов падения и по наблюдающемуся иногда залеганию небольших интрузивных тел в ядрах антиклинальных складок, мы имеем дело с интрузиями типа акмолитов, по Эрдмансдорферу.[1]

Согласно последнему автору, интрузии типа акмолитов, характеризующиеся как узкие и удлиненные интрузивные тела, согласно залегающие среди круто или вертикально падающей слоистой толщи, имеют довольно широкое распространение. Классические типы подобных образований описаны в Шварцвальде (Зауэром), в Сиерра-де-Мончикве в Испании (Кайзером) и в Андах (Штейнманом).

Приводимые разрезы бирулинского и куюмского массивов иллюстрируют механизм образования интрузивных тел в отдельных случаях. В бирулинской интрузии гранитная магма внедрилась и заполнила собой ядро или сводовую часть известково-сланцевой антиклинали с параллельными вертикальными крыльями (изоклинальная складка). В куюмской интрузии

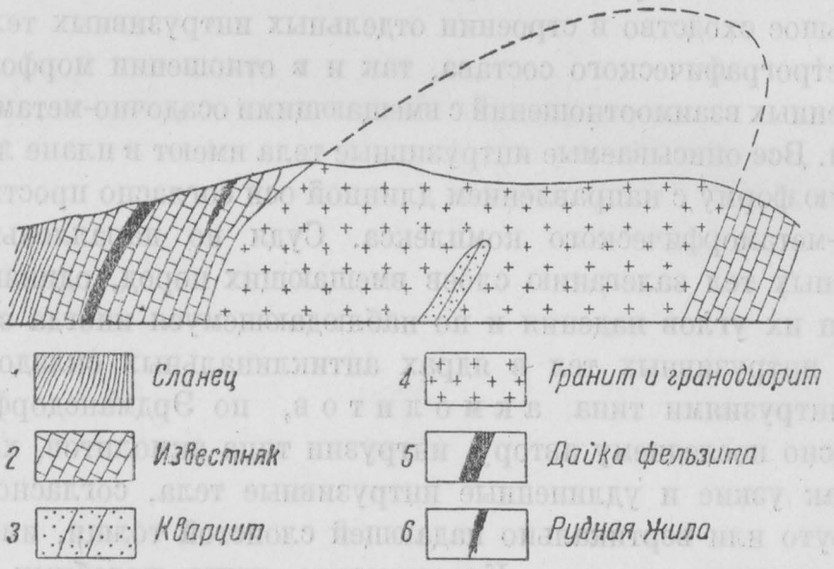
[1] O. Erdmannsdörfer. Grundlagen der Petrographie. Stuttgart, 1924, S. 53.

магма внедрилась в более широкое пространство (полость?), частично раздвигая при этом окружающие слои, частично ассимилируя их, на что указывает, с одной стороны, широкое развитие ксенолитов и эруптивных брекчий (по р. Эликмонару), и, с другой, наличие останцев кварцитов среди изверженных пород по р. Куюму (фиг. 11). Внедрение магмы сопровождалось всюду активным механическим воздействием ее на окружающие слоистые породы, что согласуется с выводами Клооса [1] об активной роли магмы, внедряющейся при определенных тектонических условиях (давление при орогенических процессах) в вышележащие слои (фиг. 12).



Фиг. 11. Схематический разрез Бирулинской интрузии (в широтном направлении)

Широкое распространение сланцевых ксенолитов и мигматитовых образований в контактах с вмещающими породами, вместе с большим развитием переходных разностей к полуглубинным и эффузивным, среди



Фиг. 12. Схематический разрез Бирулинской интрузии (в широтном направлении)

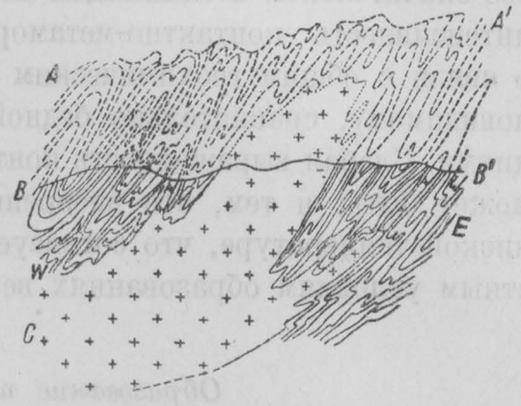
кислых членов интрузий позволяет сделать, кроме того, следующие выводы:

1) формирование интрузивных тел, точнее, их верхних или «апикальных» частей, сложенных, главным образом, кислыми породами, гранитами

[1] H. Cloos. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig, 1920. H. Cloos. Das Batholitenproblem. Fortschr. der Geol. und Paleont., I, 1923, S. 54.

и гранит-порфирами, происходило на сравнительно небольшой глубине, отчасти в условиях, близких к поверхностным;

2) современный эрозионный срез интрузивных тел проходит на различной глубине, часто даже в пределах одного и того же массива: так, большая куюмско-эликмонарская интрузия в северной своей части вскрыта в более глубоких горизонтах, чем в южных, где эрозионный срез приходится в области «кровли» (фиг. 13).



Фиг. 13. Проблематический общий разрез Прикатунского района с.-в. Алтая в широтном направлении

A — A' — земная поверхность в период каледонской складчатости; *B — B'* — современная поверхность: *C* — магматический бассейн

Эти последние выводы имеют интерес в связи с проблемой распространения рудных месторождений. Как видно из нижеприводимого описания, рудные месторождения в описываемой части Алтая имеют характер жильных образований средней и небольшой глубины и связаны с выносом, главным образом, соединений меди, железа, свинца и марганца. Нужно предполагать, что такой характер рудных месторождений стоит в связи с общими условиями вскрытия эрозионными процессами интрузивных массивов и их «контактных ореолов», насыщенных пневматолитовыми и гидротермальными металлоносными выделениями.

Контактные зоны интрузий

Контактные явления во вмещающих интрузии породах выражены различным образом в зависимости от состава подвергаемых контактному воздействию пород. Темные сланцы и порфирито-сланцы, которые чаще всего удается наблюдать в контактах, обнаруживают некоторое уплотнение, переходят в очень тонкокристаллические разности, зачастую теряя свой сланцеватый характер. Чрезвычайного развития достигают одновременно с этим процессы эпидотизации и окварцевания. В известняках, в контактах с изверженными породами, наблюдается значительная перекристаллизация, ведущая к образованию крупнозернистых кристаллических мраморов, иногда содержащих гнезда из крупных кристаллов кальцита; при этом каких-либо минеральных новообразований в известняках не наблюдается.

Разрезы по рр. Куюму и Эликмонару дают возможность наблюдать непосредственно взаимоотношения гранодиоритов и гранитов со сланцами в контактной полосе (см. иллюстрации в отделе «Описание интрузий»). Внедрение магмы происходит то в форме пластовых ее инъекций между отдельными прослоями в сланце, то в виде коротких неправильных втеков и апофиз, часто секущих сланцеватость. В западной краевой части куюмской интрузии на значительном протяжении тянутся настоящие мигматиты — слоистые гнейсовидные породы, сложенные из чередующих тонких

слоев сланца и гранодиорита, сохраняющих при этом свою индивидуальность.

Такие особенности, как бедность контактовыми минеральными новообразованиями, тесная перемешанность изверженных пород со сланцами без значительной ассимиляции последних, указывающие на общую малую интенсивность контактно-метаморфических процессов, стоят, вероятно, в связи с общим геохимическим характером магмы алтайских интрузий, повидимому, сравнительно бедной и слабо насыщенной летучими эманациями. Слабая выраженность контактных процессов объясняется частично, может быть, и тем, что внедрение магмы происходило при сравнительно низкой температуре, что согласуется и с выводом о близких к поверхностным условиям образованиях верхних частей интрузий.

Образование пород гибридной серии

Крайне сложная и запутанная картина взаимоотношений и последовательности образования отдельных типов и разностей глубинных пород, в особенности в породах «второго цикла», наблюдаемая в описываемых интрузиях северо-восточного Алтая, получает сравнительно простое разрешение, если ее рассматривать в свете тех новых представлений об ассимиляции и сопровождающих ее процессах гибридизма и контаминации, которые в последнее время получают все большее распространение в петрологии.

Образование гибридных, в смысле Харкера, пород, как продуктов неполной ассимиляции или взаимодействия двух магм различного состава, установлено теперь с достаточной достоверностью на примере ряда интрузивных массивов; с явлениями гибридизма и контаминации в этих массивах тесно связано появление различных включений ксенолитов, шлиров, неоднородных участков и т. п. образований. В большинстве случаев интрузивные массивы такого рода характеризуются присутствием в своем составе одновременно кислых и основных пород, и продуктами взаимодействия разнородных магм являются в них средние по составу породы — диориты, сиенито-диориты и т. п. Геологическая обстановка в них, таким образом, обнаруживает большое сходство с интрузиями северо-восточного Алтая.

Приведем некоторые примеры таких «гибридных» массивов.

Nockolds описывает гибридные явления, связанные с внедрением кислой гранитной магмы в габбро-диабазы Barnanave [1] (в Шотландии), и возникающие в результате этого образования. Он их делит на «основные гибриды» и «гетерогенные контаминированные граниты», с ясными признаками незавершенных реакций, содержащие остатки пироксена, амфибола, оливина и «гомогенные контаминированные граниты», однородные и отличающиеся от обыкновенных гранитов массива только присутствием амфибола. Подоб-

[1] S. Nockolds. Contributions to the petrology of Barnanave. The Geological Magazine, No 72, 1935.

ные же явления описывает Nockolds и в другом массиве (Bibette Head),[1] где процессы контаминации привели к образованию огромного количества ксенолитов, захваченных гранитом из прорванных им основных пород.

В небольшом гранито-пироксеновом массиве Newry (Англия) Reynolds [2] описывает гибридные процессы между кислой и ультраосновной магмой, приведшие к образованию в первую стадию диоритов и монцонитов, главным образом, в форме ксенолитов, а в дальнейшем к образованию гранодиоритов, возникших, вероятно, на большой глубине. Активная кислая магма имела в этом случае, вероятно, существенно плагиоклазовый состав (олигоклазит).

Гибридные породы, имеющие состав тоналитов, описаны Wells и Wooldridge [3] для района Jersey (Англия), где они образовались при интрузии щелочного гранита в габбро.

Очень много сходных общих черт с интрузиями северо-восточного Алтая имеет большой гранито-габбровый массив района St.-Marcos (в Южной Калифорнии), судя по описанию Hurlbut,[4] который изучал его в связи с вопросом об образовании включений. В массиве представлены породы различной кислотности — от габбро до гранита; промежуточные породы (тоналиты), чрезвычайно богатые темными включениями, произошли, вероятно, при ассимиляции гранитной магмой полузастывших габбровых пород, сопровождавшейся процессами механического перемешивания материала, диффузией и реакциями обмена.

На Урале, в районе гор Шигир и Тараташ, Г. А. Соколов [5] описывает гранито-габбровый комплекс, в котором гибридные породы состава сиенито-диоритов и диоритов возникли в результате неполной ассимиляции гранитной магмой древних габбро и габбро-диабазов. Интересно отмеченное Соколовым преобладание среди гибридных пород различных вариаций диоритов, — явления, характерного и для алтайских гибридов.

Описанные примеры, число которых можно было бы увеличить, свидетельствуют о широкой распространенности явлений гибридизма среди интрузивных пород вообще — с одной стороны и, с другой, о близости геологических условий и петрографических особенностей алтайских интрузивных комплексов с описанными в литературе районами развития гибридных образований кислой и основной магмы, что позволяет приложить взгляды и выводы упомянутых авторов и к нашим интрузиям.

---

[1] S. Nockolds. The contaminated granite of Bibette Head, Alderney. Geolo, gical Magazine, LXIX, 1932, p. 433.

[2] D. Reynolds. Newry igneous complex. Quarterly Journal Geological Society-XI, 1934.

[3] A. Wells a. S. Wooldridge, Proceed. Geol. Assoc., XLIII, 1931.

[4] C. Hurlbut. Dark inklusion in a tonalite of southern California. American Mineralogist, v. 20, 1935.

[5] Г. А. Соколов. Гибридный гранито-габбровый шигир-тараташский массив на западном склоне среднего Урала. Труды ПЕТРИН, вып. 5, 1935, стр. 127.

Таким образом, совокупность всех геологических и петрографических признаков позволяет рассматривать всю вышеописанную серию пород второго интрузивного цикла вместе с сопутствующими ей ксенолитовыми и шлировыми образованиями как возникшую в результате воздействия кислой магмы предположительно гранитного состава на основные и ультраосновные породы первого цикла и, отчасти, на боковые породы. Явления эти сопровождались процессами ассимиляции и частичного переплавления более древних пород (контаминации) и, в свою очередь, протекали в несколько фаз.

Наиболее ранними продуктами гибридного процесса были среднемелкозернистые кварцевые диориты, особенно богатые ксенолитами и шлирами, часто связанные с ними взаимными переходами. Следующим членом гибридной серии являются крупнозернистые кварцевые диориты и диорито-пегматиты сравнительно изменчивого состава, часто включающие крупные блоки диоритов предыдущего типа или внедряющиеся в них в форме жил и апофиз. Пегматитовые образования в этих диоритах связаны, вероятно, с влиянием эманаций, исходивших из той же кислой магмы. Оба вышеназванных типа диорита дают в контактных участках с гранитами (позднейших стадий) эпидотизированные и гранатизированные разности. Наконец, с крупнозернистым типом диорита, с его лейкократовыми видоизменениями связаны конечные продукты гибридного процесса — граноднориты, наиболее однородные по составу и наиболее кислые по сравнению с другими членами гибридной серии.

Относимые нами к следующему, третьему магматическому циклу, граниты и гранит-порфиры, внедрение которых, по геологическим данным, было отделено некоторым интервалом времени от времени образования гибридных пород, после частичного их затвердевания, вероятно, являются наиболее чистыми представителями той же активной гранитной магмы, которая вызвала гибридизацию и последние порции которой были уже лишены ассимилированного постороннего материала.

Сопряженность кислых и основных пород

Тесная ассоциация кислых, средних и основных пород, наблюдаемая в пределах почти каждого из описанных интрузивных комплексов, с одной стороны, и определенная последовательность в появлении отдельных магматических типов во времени, повторяющаяся во всех случаях — с другой стороны, говорят о существовании определенных закономерностей в ходе магматических процессов, общих для всей описываемой области северо-западного Алтая. Мы приходим здесь к следующим выводам:

1. Эволюция магматических процессов в рассматриваемых интрузивных комплексах идет везде в направлении от основных к кислым породам.

2. Характер самостоятельных петрографических единиц носят везде породы крайних по химизму типов: габбро и пироксениты, с одной стороны, граниты — с другой; все породы средней кислотности имеют характер

промежуточных неустойчивых образований и возникли в результате процессов взаимодействия кислой и основной магм.

3. Тесная сопряженность пород кислой и основной магм указывает на их кровное родство, на вероятность происхождения из какого-то общего источника или магматического бассейна, или в результате каких-то общих петрологических процессов.

4. Процессы дифференциации или разделения первоначальной магмы или магм происходили не in situ, не в том месте, где мы находим эти породы теперь, а где-то в более глубоких частях земной коры, откуда поднимающиеся отдельные порции магмы интрузировали в верхние горизонты земной коры.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В связи с общей установкой работ экспедиции на изучении магматических образований, из месторождений полезных ископаемых были подвергнуты изучению исключительно р у д н ы е. Нужно отметить, что в целом обследованный район сравнительно небогат месторождениями подобного рода, несмотря на значительное развитие интрузивных пород на его площади, создающее, казалось бы, предпосылки для благоприятных перспектив в этой области. Основной причиной, возможно, является характер эрозионных процессов, не вскрывших еще в достаточной мере кровли интрузивных образований и связанных с ними жильных и рудных комплексов.

Кроме того, рассеивающим рудоносные эманации фактором может для Прикатунского района являться а к м о л и т о в а я форма интрузий, доказанная для преобладающего количества наших интрузивных тел. Можно согласиться с проф. Н. Н. Горностаевым,[1] указывающим, что «акмолитовая форма интрузива, когда последний разрешается в верхнем контакте в систему густо расположенных даек, проникающих по отдельным поверхностям сланцеватости в континент, скорее всего способствовала рассеянию эманаций по всей массе последнего и, следовательно, ведет к отсутствию или редкости сосредоточенных месторождений».

Вопросы такого рода могут быть разрешены только путем сравнительного изучения магматической деятельности и условий металлогении для всего Алтая, что при современном состоянии изученности Алтая еще очень затруднительно.

В процессе работ отряда были посещены ранее известные рудные месторождения (Бирулинское полиметаллическое, Чемальское медное, Эликмонарское медное), а также открыто несколько новых точек с сульфидным и марганцовым оруденением. Описание приводится ниже. Попутно следует упомянуть, что, помимо рудных месторождений, в обследованном районе

---

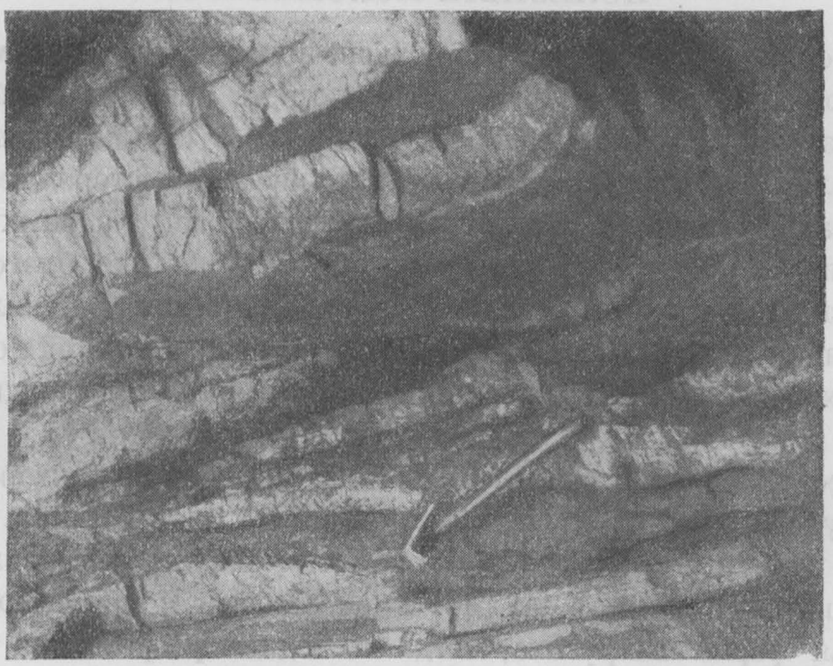
[1] Н. Н. Г о р н о с т а е в. О месторождениях полезных ископаемых горного ап.-сиб. ГРУ, т. XI, 1931, стр. 84.

имеют весьма большое значение (так как они являются промышленными) некоторые нерудные ископаемые: мраморы в районе выше устья р. Чемала, кварцевые порфиры, идущие как стройматериал в районе дер. Эликмонар, гравий и песок из аллювиальных наносов р. Катуни, идущие на дорожное строительство.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ И МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Бирулинское полиметаллическое месторождение

Это месторождение находится на крутом правом склоне долины р. Маймы, против нижнего конца дер. Бирули, метров в 200 к северу от северного



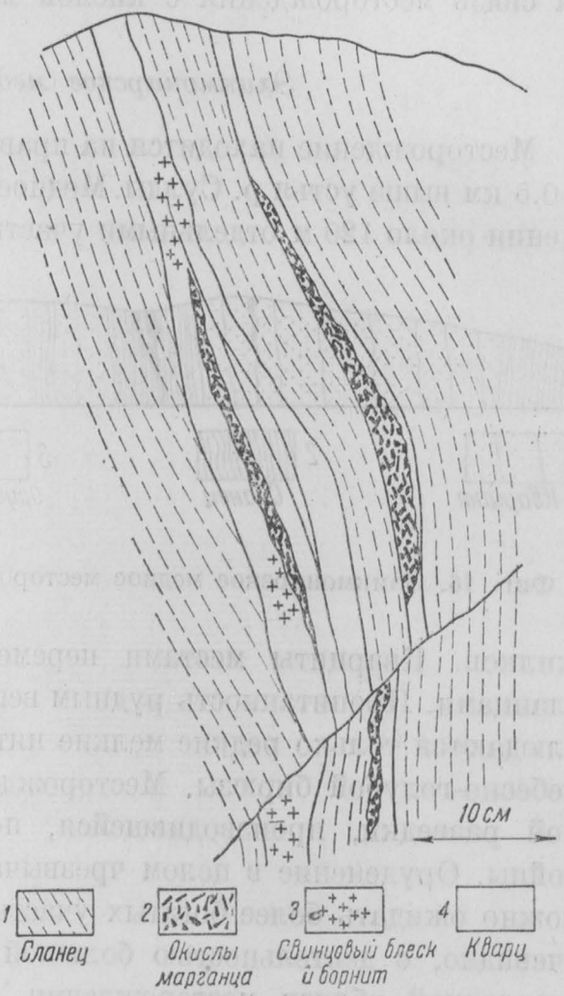
Фиг. 14. Бирулинская рудная жила. На раздуве жилы положен молоток

контакта небольшой бирулинской гранитной интрузии, и представляет пачку тонких кварцевых жил в сланцах, обогащенную местами рудными минералами. Месторождение было открыто рудоискателем Силантьевым в 1900 г., в 1902 г. оно разведывалось (сделана глубокая выемка) и опробовалось Страховым; промышленной эксплоатации не подвергалось как недостаточно благонадежное по запасам и качеству руды. В литературе имеются указания в вышеупомянутой работе Яковлева, Митропольского [1] и у Мамонтова (фиг. 14).

Вмещающая порода — зеленые тонкоплитчатые хлоритовые сланцы, рассланцованные по азимуту простирания 160—340°, падение к юго-западу,

[1] Митропольский и Паренаго. Полиметаллические месторождения Алтая и Салаирского кряжа. Новосибирск, 1930.

под углом 70°; в сланцах прослои от 0.5 до 1 м толщины более грубых, почти не слоистых разностей. Помимо главного направления слоистости, в сланцах выражена и другая система трещин, согласно которой следуют и кварцевые жилы по направлению азимута простирания на юго-восток 230°, падение к юго-востоку (под углом 75—80°); вблизи месторождения, приблизительно на 1 м, сланцы сильно заохрены и принимают бурую окраску. Общая мощность жильной пачки — около 0.5 м (с пустой породой). Жила открыта на протяжении около 8—10 м по простиранию, ниже по склону скрываясь под наносами, а выше выклиниваясь, причем сланцы здесь сильно перемяты и плойчаты. В нижней части жилы наблюдается сбросо-сдвиг, и нижняя часть жилы перемещена в северо-западном направлении. Жильная пачка сложена с северной стороны более толстой жилой, в верхней части с мощностью около 10 см, ниже раздувающуюся до 30 см, и рядом более тонких прожилков до 4—5 см мощности (фиг. 15).



Фиг. 15. Бирулинская рудная жила. Схема строения

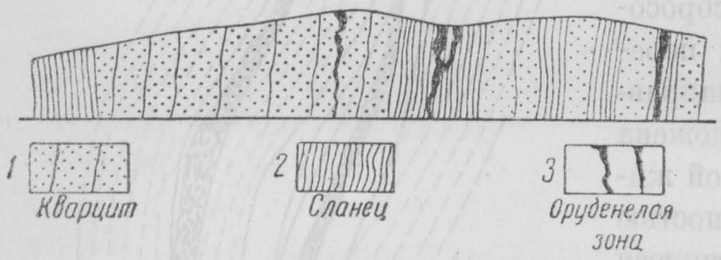
Жильное тело выполнено молочно-белым или сероватым кварцем, часто собранным в друзовидные формы из мелких кристалликов горного хрусталя. Рудные минералы представлены, главным образом, вторичными окисленными продуктами: медная зелень и желтовато-зеленая медная охра преобладают в верхней части месторождения, ниже они идут в виде тонких прожилок, в которых местами заметны остатки первичных минералов—борнита и халькопирита; мелкие (до 1—2 мм) кристаллики свинцового блеска собраны в мелкие линзовидные скопления, или же обрастают каемкой вокруг участков с медным оруденением. По Яковлеву, среди описанных минералов наблюдались мельчайшие ветвистые сростки самородного золота, нами, однако, они встречены не были. Черные натечные образования пиролюзита тянутся вдоль южного зальбанда главной жилы и почти сплошь выполняют собой некоторые из мелких жилок (фиг. 15).

Как процентное содержание рудных минералов в жильном теле, так и общая мощность жильной свиты, ничтожны, и экономического значения данное месторождение, повидимому, иметь не сможет.

По своему генезису Бирулинское месторождение может быть отнесено к группе гидротермальных средней глубины (мезотермальные по классификации Линдгрена), как и большинство аналогичных жильных месторождений горного и рудного Алтая, с которыми месторождение сходно как по типично-жильной форме залегания, так и по характерному парагенезису минералов. Близость к бирулинской интрузии говорит, очевидно, за связь месторождения с кислой магмой.

Эликмонарское медное месторождение

Месторождение находится на правом обрывистом берегу р. Эликмонара, в 0.5 км выше устья р. Сулды. Медное оруденение прослеживается на протяжении около 120 м отдельными участками; приурочено к плотным, темным, неясно слоистым кварцитам, повидимому (точно определить нельзя), поставленным на голову, и представляет редкую пропитанность халькопиритом, главным образом, по линии тонких вертикальных кварцевых прожилков. Кварциты местами перемежаются или тесно смешиваются со сланцами. Пропитанность рудным веществом крайне редкая, снаружи наблюдаются только редкие мелкие пятна медной зелени, изредка кусочки небесно-голубой бирюзы. Месторождение несет следы слабой поверхностной разведки, производившейся, по словам местных жителей, еще до войны. Оруденение в целом чрезвычайно слабое, и вряд ли с глубиной можно ожидать более богатых участков. Генетически оруденение связано, очевидно, с деятельностью большой куюмско-кубинской интрузии, представленной вблизи месторождения, главным образом, гранит-порфирами (по р. Сулде) (фиг. 16).



Фиг. 16. Эликмонарское медное месторождение.

Чемальское медное месторождение

Месторождение находится в ущелье правого притока р. Чемал, в 1.5 км выше дер. Уажан, метрах в 200 выше устья ущелья, по правому его борту. Открыто в 1901 г. и разведывалось поверхностными работами (расчистка). Представляет свиту тонких жил кварца и кальцита, залегающую в известняке, с общим простиранием в северо-восточном направлении 60°, с крутым падением к юго-востоку; общая мощность свиты 80 см. В окружающих известняках также масса тонких, параллельных жилок кальцита. Сама рудоносная свита сложена из 3—4 более толстых жилок средней мощности 3—5 см и сети тонких жилок; у жилок местами неправильное линзовидное строение, иногда с участками брекчиевидной структуры. Первичный

рудный минерал — халькопирит — залегает редкими мелкими вкраплинами в жилках. С поверхности медь проявляется в виде редких зеленых и синих охристых пятен и примазок. Значительных скоплений рудных минералов не наблюдается. Общее содержание медистых минералов в жильной массе ничтожно.

Генетически месторождение, вероятно, аналогично Бирулинскому, типа гидротермальных средней глубины.

Куюмское полиметаллическое месторождение

По строению и минеральному составу это месторождение почти совершенно аналогично вышеописанному (Чемальскому), отличаясь небольшой примесью свинцового блеска. Залегает в логу правого берега р. Куюма, в 1.5 км ниже устья лога Кобыт, среди кристаллических известняков с азимутом простирания 205—150° и углом падения к юго-западу. Кварцевые и кальцитовые рудоносные жилки залегают в виде неправильной пачки в пласте кварцита около 1 м мощности, простирающимся параллельно с вмещающими известняками. Рудные минералы вкраплены в виде мельчайших зернышек среди кварцево-кальцитовых жил. Процентное содержание руды ничтожно. Рудные минералы — халькопирит и свинцовый блеск, с поверхности — медная зелень. Месторождение было открыто нашим отрядом.

Месторождение залегает метрах в 350 ниже (по долине) западного края куюмской интрузии, представленной в этом участке преимущественно гранодиоритами.

Пиритизация

Довольно интенсивная пропитанность пиритом наблюдалась в ряде точек обследованного района среди различных пород.

В области среднего течения р. Малой Иши, между селениями Чаарбай и Караторбок, на левом берегу долины наблюдалась сильная пиритизация в зоне контакта древних мраморизованных известняков и прорезывающих их в форме толстой жилы или более крупного тела плотных зеленых лейкократовых микродиоритов. Кубики пирита и очень редко халькопирита приурочены к тонким кварцевым и кальцитовым жилкам, неправильно ветвящимся в микродиоритах и известняках, мощностью от нескольких миллиметров до 30 см. Более толстые жилки обычно бедны или лишены пирита, самые тонкие, наоборот, сплошь пропитаны пиритом и сильно заохрены с поверхности.

Крупные и частые кристаллики пирита наблюдались в темных плотных жильных породах (габбро, микродиорит); в области верхнего течения р. Куюма, Эликмонара и Кубы. Диоритовые порфиры из выносов р. Айрека; они содержат вкрапленики пирита до 0.5 см (образец № 272). Здесь же местами значительно пиритизированы зеленые метаморфические сланцы. Богатая вкрапленность прослеживается обыкновенно на несколько метров.

Участки, богатые вкрапленностью пирита, были встречены в области развития эффузивной порфирито-туфо-брекчиевой серии в водораздельных области Катуни и Каракокши. Вблизи оз. Уук наблюдались целые прослойки в порфиритах, обогащенные пиритом (до 1 см мощности), иногда с редкой примесью пирротина (№ 232 и др.). Аналогичные породы наблюдались и вблизи вершины рч. Каракол. Здесь к пириту присоединяется частично и халькопирит, а в одном случае (№ 214) и мельчайшие зернышки свинцового блеска и железной слюдки.

МАРГАНЦОВОНОСНОСТЬ

Марганцовые натеки довольно широко распространены в северной половине района, приурочены, главным образом, к породам типа песчаника и кварцита и распространяются преимущественно по поверхности и по неглубоким трещинкам. Внешне проявляются в виде то сплошной черной пленки, то в виде неправильных втеков, часто с ветвящимися дендритовыми формами.

Карымское марганцовое месторождение

Месторождение находится в вершине р. Карыма, правого притока р. Катуни, почти у водораздела между Катунью и Маймой; окружающая месторождение площадь сложена серыми кристаллическими известняками метаморфической толщи, среди которых проходит мощный (16—17 м) вертикальный пласт кварцита, выступающего резко в виде гребня в рельефе. Азимут простирания известняково-кварцитовой толщи 175—355°. Кварциты розовые, серые, черные, сильно изменчивые, под микроскопом мелкозернистые с обычной мостовидной структурой. Месторождение связано именно с этой полосой кварцита и представлено тонкими частыми жилками кварца, идущими то параллельно простиранию кварцита, то в почти горизонтальном направлении. Пропитанность пиролюзитом приурочена, главным образом, к этой горизонтальной системе жилок. Жилки выполнены как мутнобелым сливным кварцем, так и аггрегатами прозрачных кристалликов горного хрусталя, промежутки между кристаллами и друзами которого забиты черным пиролюзитом, отчасти в смеси с псиломеланом. В более толстых горизонтальных жилках (5—6 см мощности) по краям расположены черные пластинчатые марающие кристаллики псиломелана. Середина заполнена крупными (до 3—4 см длины) кристаллами горного хрусталя, вытянутыми параллельно краям жилы. Черные бесформенные натеки марганцовых окислов расходятся от жилок по кварцитовому телу. Местами марганец в сажистых аморфных образованиях пропитывает собой всю массу кварцевого прожилка.

Аналогичный характер имеют мелкие марганцовые месторождения Чарышского района в северо-западном Алтае, описанные Л. Н. Краев-

ской,[1] связывающей их генезис с процессами образования древней коры выветривания.

О генезисе марганцовых образований нужно сказать следующее.

Как отмечалось в работах, явившихся результатом исследований Алтайско-кузнецкой петрографо-геохимической экспедиции Академии Наук по отношению в зоне марганцовых месторождений Ойротии, основной рабочей гипотезой является признание термального типа генезиса, обусловленного постепенно охлаждающимися эманациями гранитной магмы. В то же время эти эманации, дающие в процессе своей эволюции энергичные термальные образования, не являются первоисточником марганца, возможно, связанного в магматической стадии своего образования с дериватами основной магмы [2] (напр., ильменитовые габбро Ажинского района).

В виду развития в пределах изученного Прикатунского района комплексов пород основной и кислой магмы с резко выраженными между ними гибридными и контаминационными явлениями, представляет значительный теоретический и практический интерес выяснение возможности нахождения марганцовых концентраций описанного типа генезиса.

Нахождение марганцовых образований типа описываемого выше Карымского месторождения дает некоторые указания на возможность качественной стороны решения этого вопроса. С возможностью образования более значительных месторождений этого типа тесно связан вопрос о тех породах, которые могут быть поглотителями поднимающихся марганцовоносных растворов.

С этой стороны возможно, что тектонические зоны Ойротии с их раскрошенными и раздробленными кварцитовыми породами являются наилучшими поглотителями и способствуют образованию марганцовых месторождений Ойротского типа.[3]

В связи с итогами петрологического изучения района представляет интерес постановка в Прикатунском районе, а также, может быть, и в других районах Ойротии, специальных поисковых работ на марганец, что вместе с указанной ниже проблемой изучения медной металлогении являлось бы программой дальнейших геохимических исследований в нашем районе.

СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ С ПЕТРОЛОГИЕЙ

В результате петрологического изучения района и особенностей его металлогенической характеристики, в частности, м е д н о й металлогении, можно установить значительную аналогию с металлогенией северо-

---

[1] Л. Н. К р а е в с к а я. Новый район с признаками марганцового оруденения в северо-западном Алтае. Вестн. Зап.-сиб. ГРТ, 1931, вып. 1, стр. 49.

[2] П. И. Л е б е д е в. К геохимии марганца Зап. Сибири. Доклады Академии Наук, 1934.

[3] Г. Д. А ф а н а с ь е в. Бостокское месторождение. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. III, 1935.

западного Алтая (Закатунский район по отношению к нашему). В пределах последнего в полевом периоде 1935 г. партией геолога Л. Л. Пожарицкого [1] в пределах рр. Чарыша и Песчаной обследовано до 30 отдельных, преимущественно медных месторождений. Месторождения эти точно также связаны с гранодиоритовой интрузией, прорвавшей осадочную толщу Cm — Cm_1 и Cm_2, и представлены кварцевыми жилами с оруденением, выраженным халькопиритом, примазками медной зелени и отчасти галенитом. Интересны некоторые из этих месторождений, как Чесноковское и Полосухинское, представленные жилами 2—10 м мощности, прослеженными по простиранию до 300 м.

Некоторые месторождения нашего района, обследованные партией А. И. Александрова (Чемальской), не оказались промышленно интересными.

Нужно отметить, что в отношении более далекой аналогии между металлогенией северо-западного Алтая, с одной стороны, и промышленным типом полиметаллических месторождений рудного Алтая — с другой, за последнее время также положительно высказывается ряд исследователей Алтая.

Так, проф. Ф. Н. Шахов [2] указывает, что «...описанные месторождения горного и рудного Алтая обладают настолько резко выраженными сходными чертами, что в пределах наших знаний отрицать их генетическое единство является делом очень трудным».

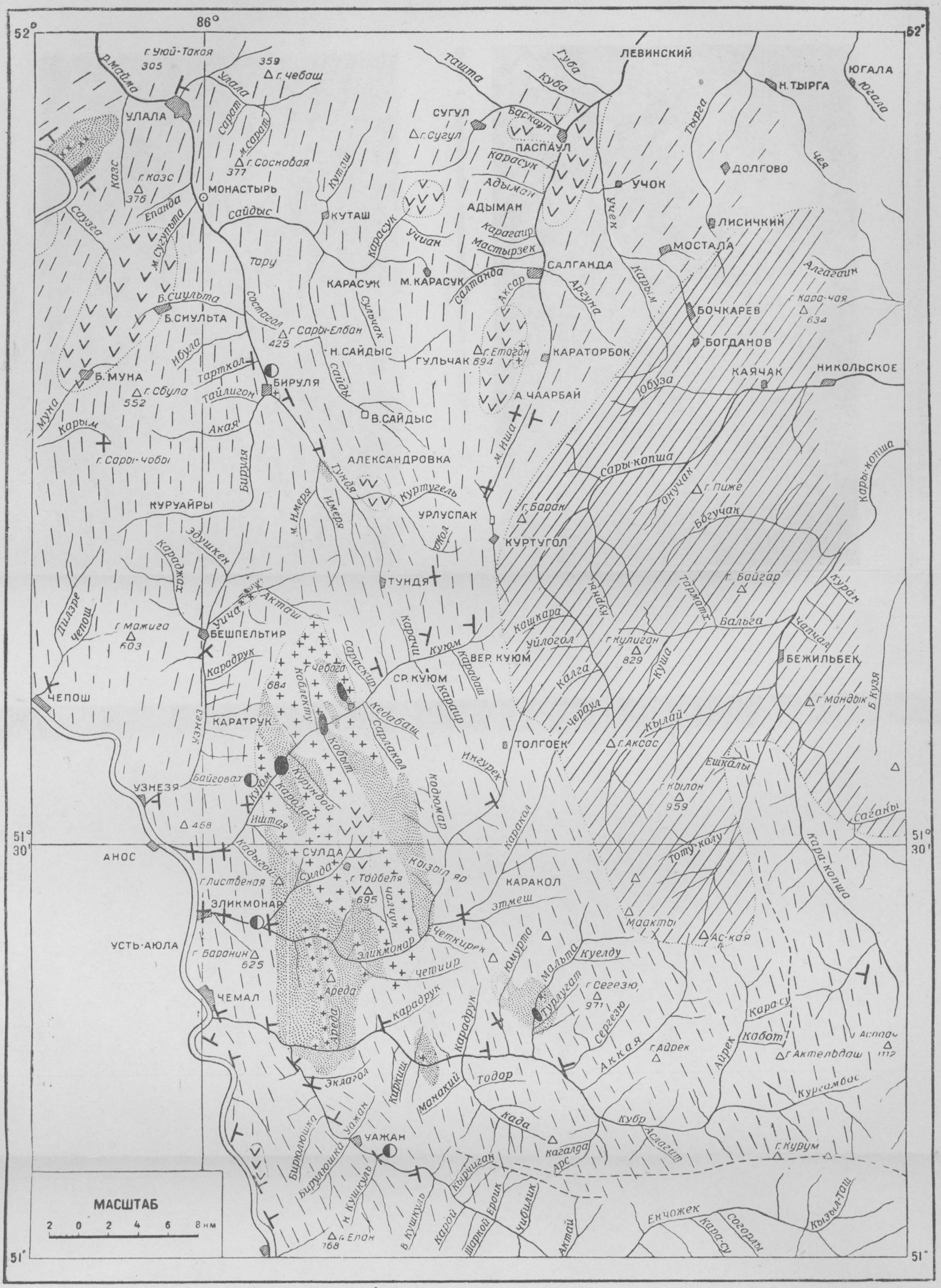
Для разрешения этой крайне важной в народнохозяйственном отношении проблемы, именно, аналогии в генетическом характере полиметаллических месторождений горного и рудного Алтая, помимо широкого развития геолого-поисковых работ, изучение металлогенического характера и геохимических особенностей известных и вновь находимых рудных точек, необходима организация систематических п е т р о л о г и ч е с к и х исследований (дающих ответы на характер и механизм соответствующих интрузий), последовательность внедрения отдельных магматических типов, морфологию и тектонику интрузивных образований.

Произведенное по такому типу настоящее исследование, касающееся части Алтая, расположенной в бассейне правых притоков р. Катуни, дает петрологический анализ района, особенностями которого может быть объяснена его металлогеническая характеристика.

---

[1] А. В а с и л ь е в и И. В. Д е р б и к о в. Работы Западносибирского Геолого-разведочного треста в 1935 г. по черным и цветным металлам. Вестн. Зап.-сиб. ГРТ, 1935, вып. 6, стр. 36—37.

[2] Ф. Н. Ш а х о в. К вопросу о постановке геологических исследований и поисковых работ на Алтае. Вестн. Зап.-сиб. ГРТ № 1, 1935 г., стр. 10.



Условные обозначения

- Осадочно-метаморфич толща /протерозой или ниж. кембрий/
- Граниты, гранитовые порфиры
- Залегание пород
- Гранодиориты, кварцевые диориты
- Габбро, пироксениты
- Жилы с полиметаллическим оруденением
- Ортофиры, кератофиры их туфы и брекчии
- Порфириты, диабазы их туфы и брекчии

(по С.А.Яковлеву)

Фиг. 17. Петрографическая карта района правых притоков р. Катунь (северо-восточный Алтай). Масштаб 1 : 210 000.

Составил А. П. Лебедев.

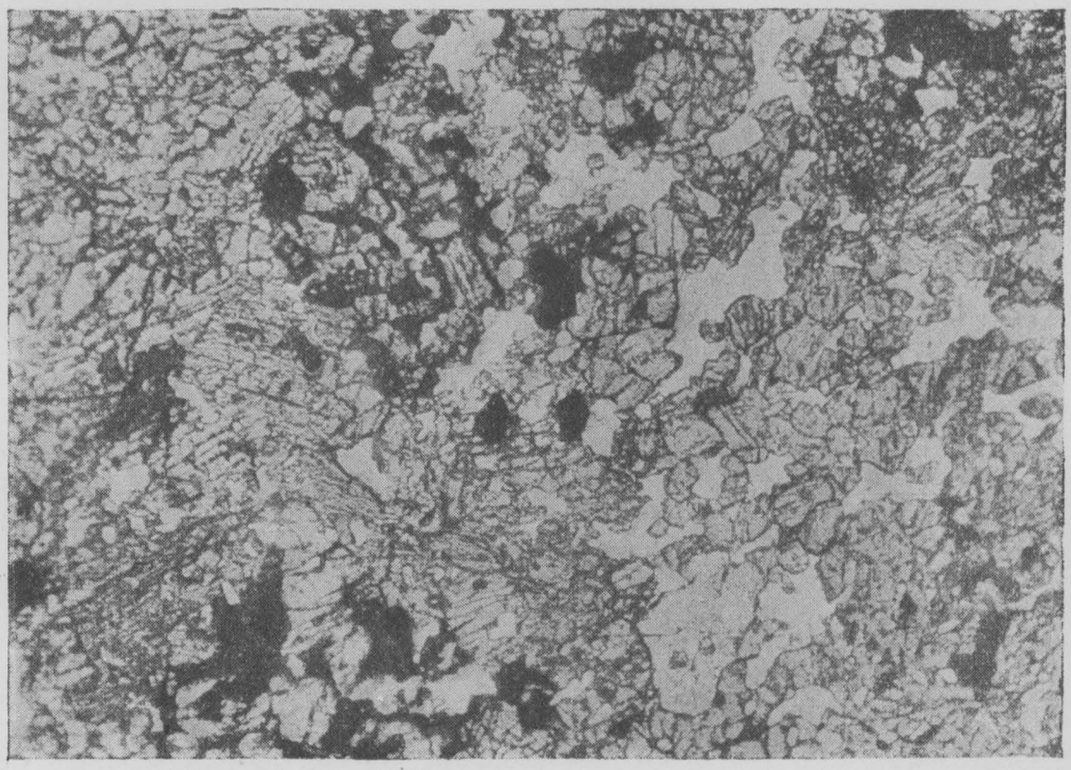


Фото 1. Оливиновый пироксенит. Айская интрузия, № 526. Увел. × 25. Ник. ||

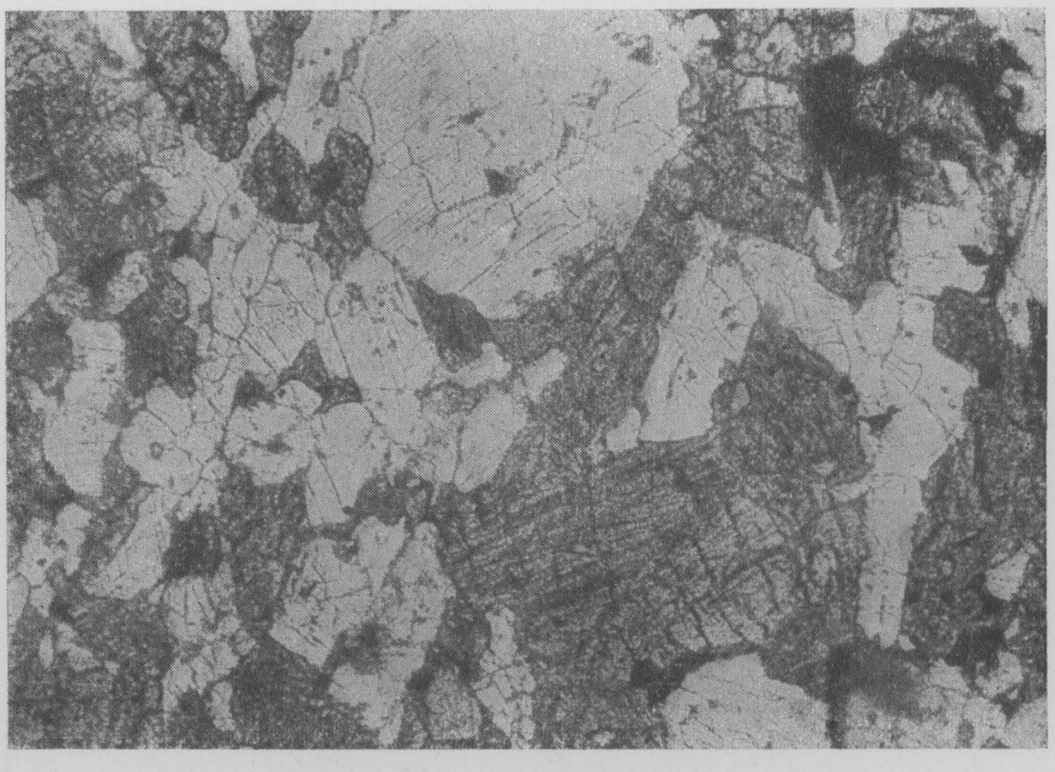


Фото 2. Габбро-норит, р. Куюм, № 120. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 1. Оливиновый пироксенит. Айская интрузия, № 526. Увел. × 25. Ник. ||

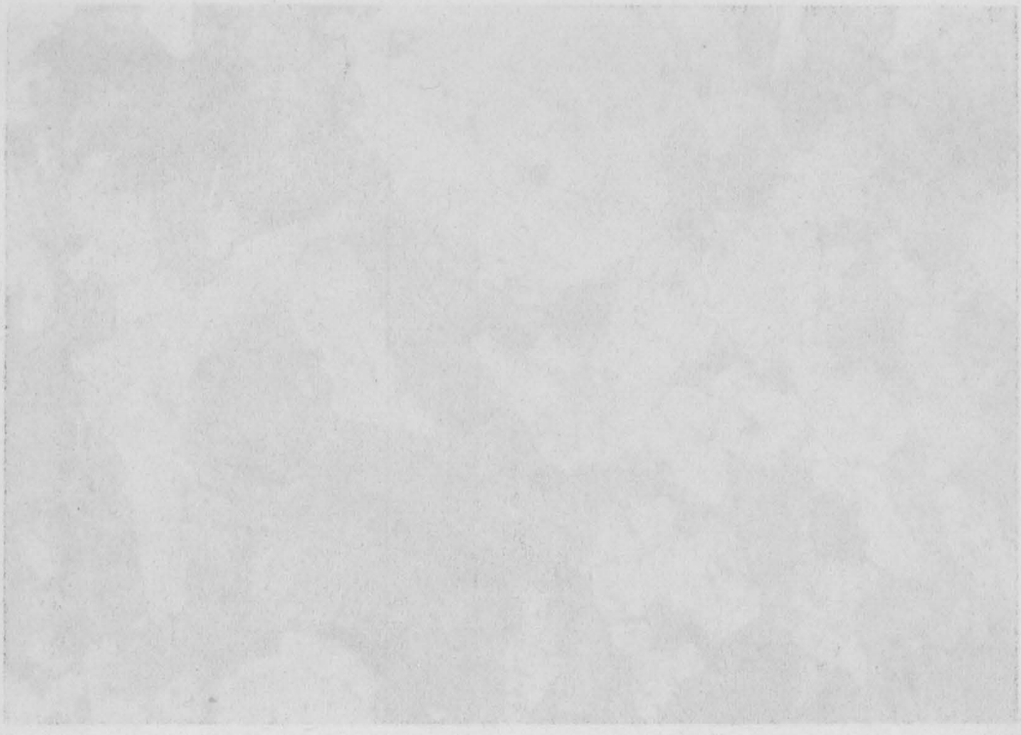


Фото 2. Габбро-норит, р. Куюм, № 120. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 3. То же, что и № 2 в скрещенных николях

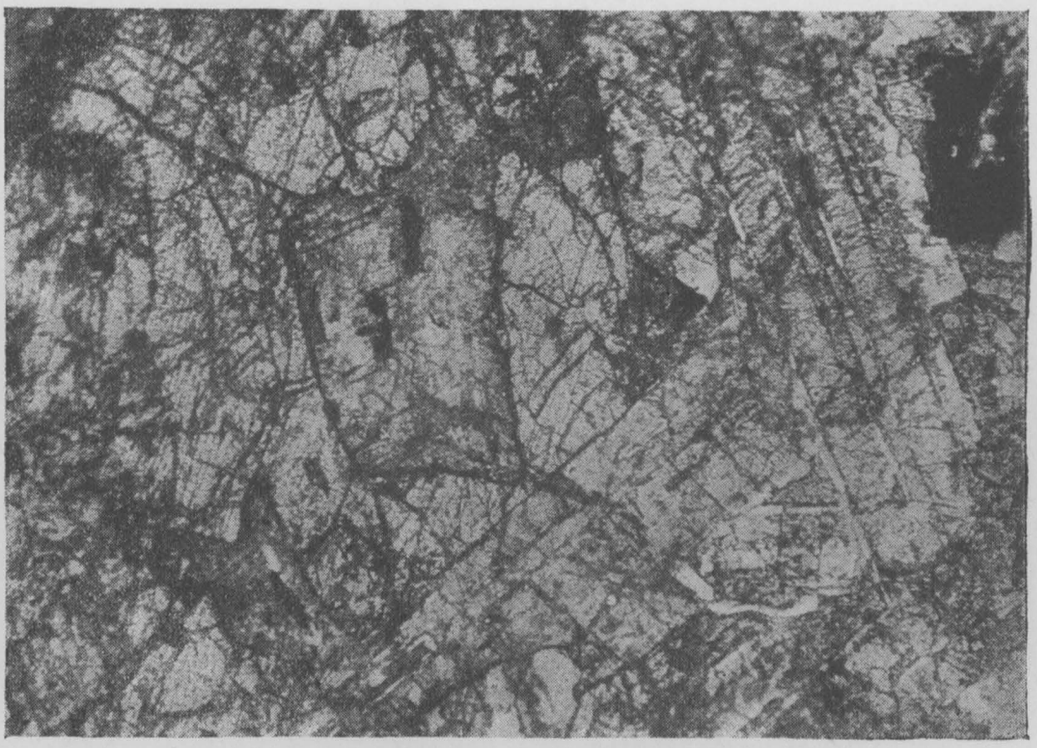


Фото 4. Соссюритизированное габбро. Дайка по р. Салганда, № 42. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 5. Роговообманково-биотитовое гибридизированное габбро. Айская интрузия, № 526. Увел. × 25. Ник. +

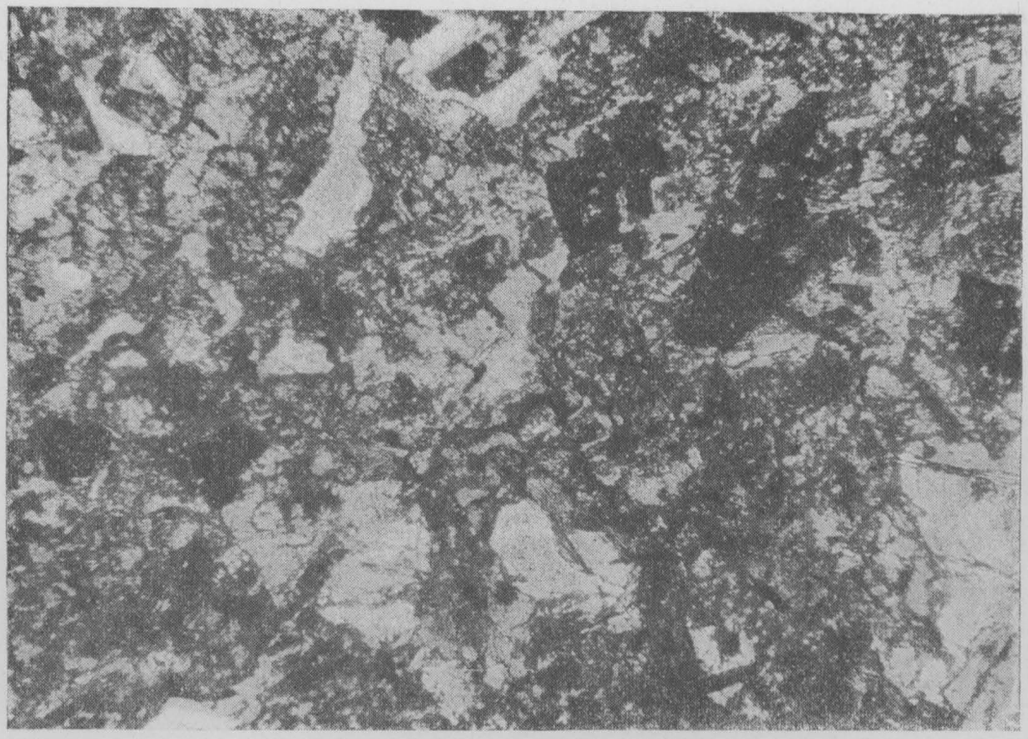


Фото 6. Серпентинизированный габбро-диорит. Дайка по р. Салганда, № 38. Увел. × 8. Ник. ||

Фото 7. Гибридизированный кварцевый диорит. В центре — авгитовое зерно, по краям перешедшее в амфибол. Река Эликмонар, № 423. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 8. Соссюритизированный кварцевый диорит. Интрузия по р. Чичке, № 576. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 9. Амфиболовый кварцевый диорит, р. Кубя, № 308. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 10. То же в скрещенных николях

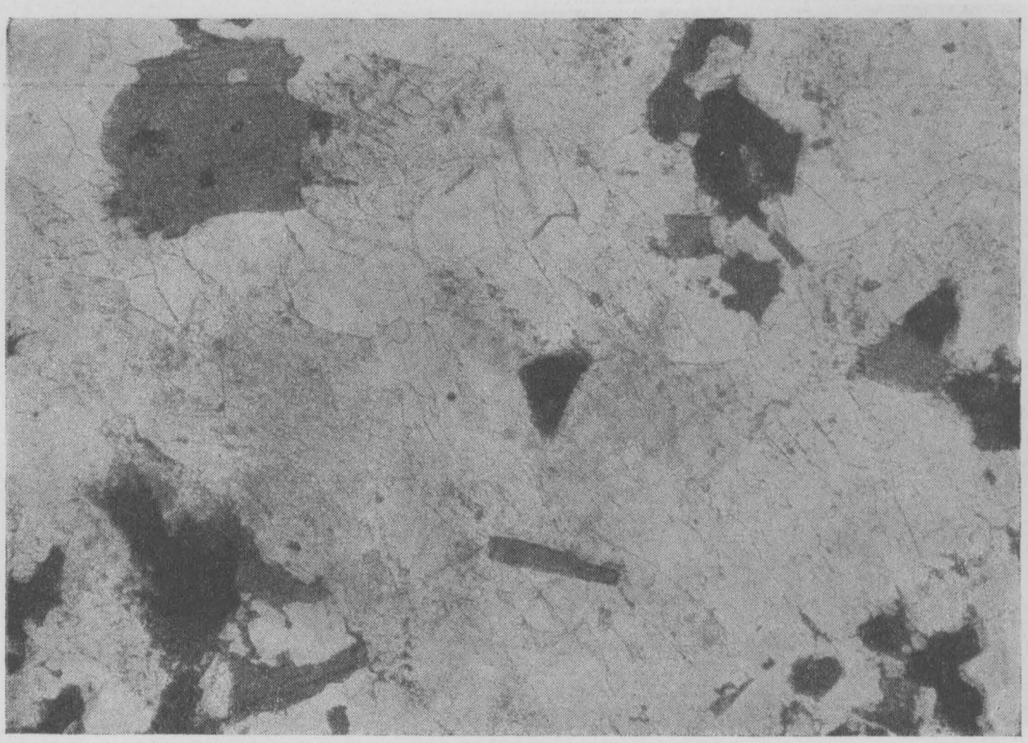


Фото 11. Биотито-амфиболовый кварцевый диорит, р. Куюм, № 131. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 12. То же в скрещенных николях

Фото 13. Кварцевый диорит, р. Эликмонар, № 423. Увел. × 25. Ник. +

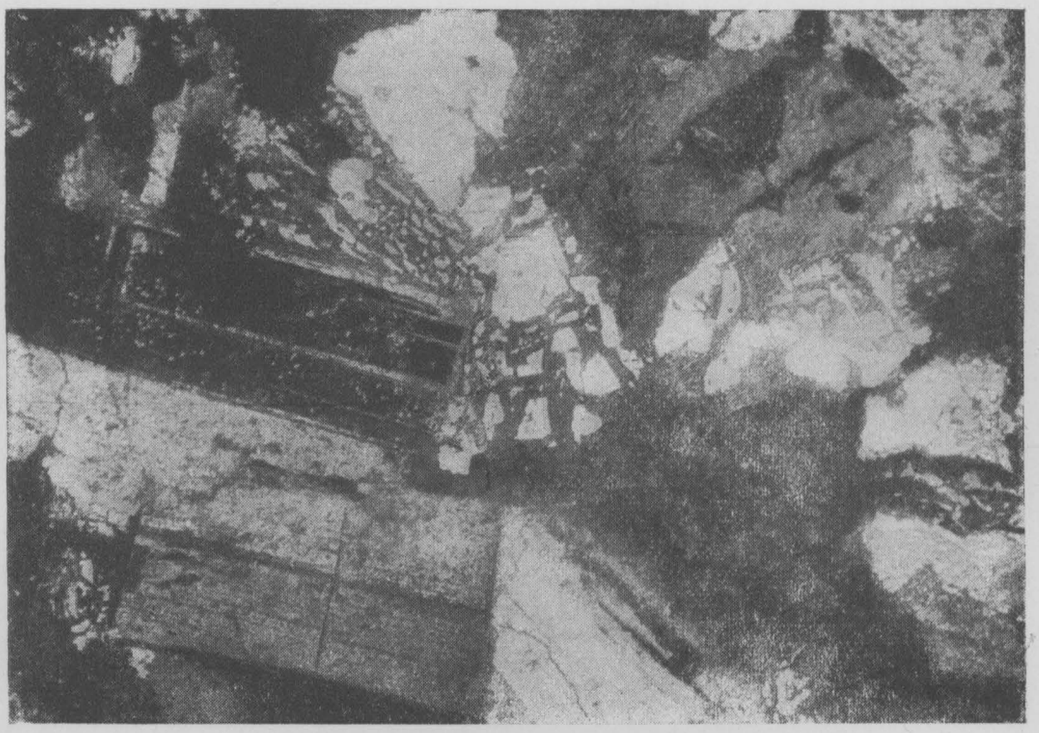


Фото 14. Лейкократовый крупнозернистый кварцевый диорит с микропегматитом. Маактинская интрузия, № 340. Увел. × 25. Ник. +

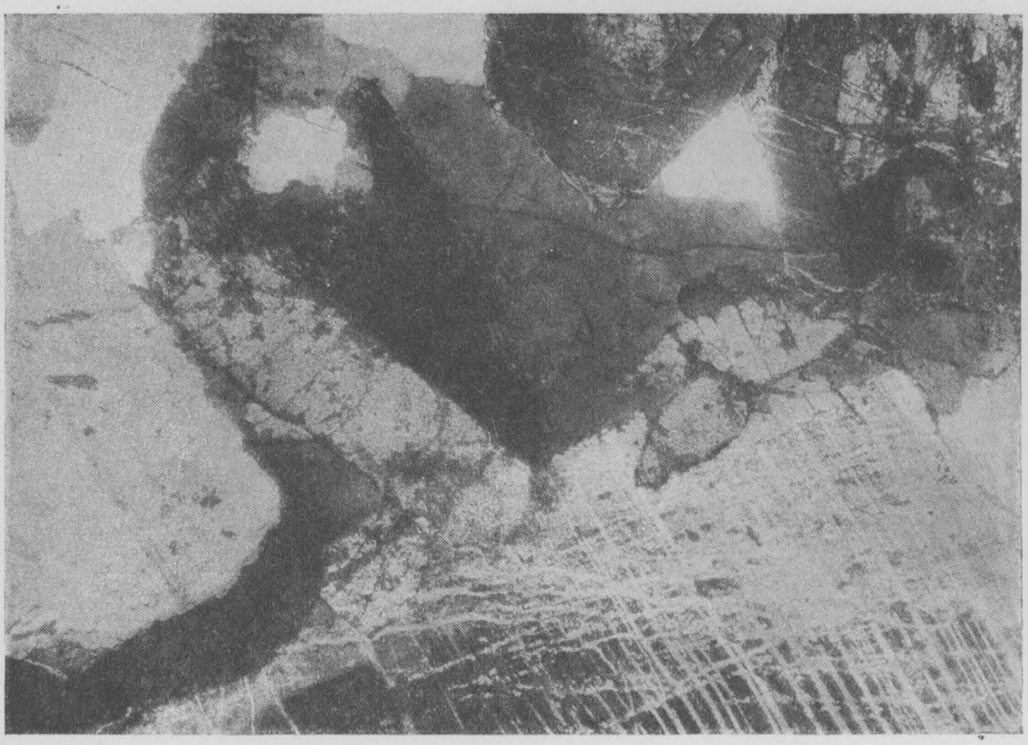


Фото 15. Плагиоклаз с искривленными линиями двойниковых швов. Диоритовый пегматит, р. Ареда, № 492. Увел.×25. Ник. +

Фото 16. Зональные плагиоклазы в пегматитовом кварцевом диорите, р. Эликмонар, № 425. Увел.×25. Ник. +

Фото 15. Плагиоклаз с искривленными линиями двойниковых швов. Диоритовый пегматит, р. Ареда, № 492. Увел. × 25. Ник. +

Фото 16. Зональные плагиоклазы в пегматитовом кварцевом диорите, р. Элимонар, № 425. Увел. × 25. Ник. +

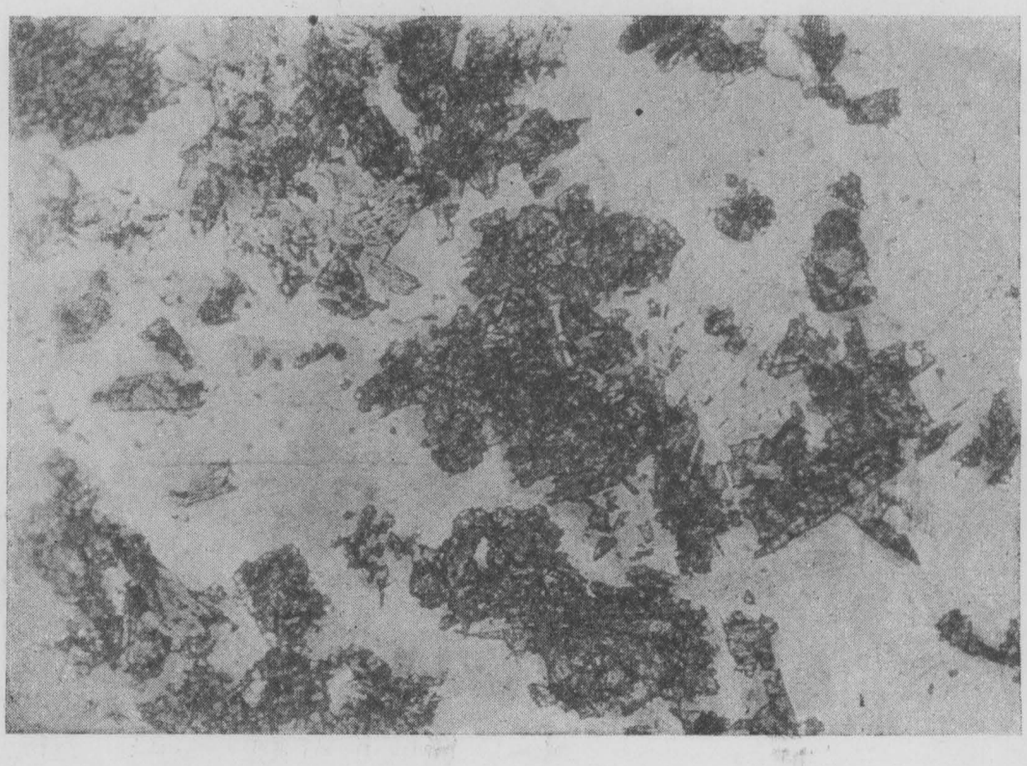


Фото 17. Эпидотовый кварцевый диорит из контактной зоны интрузии, р. Куба, № 353. Увел. × 25. Ник. ||

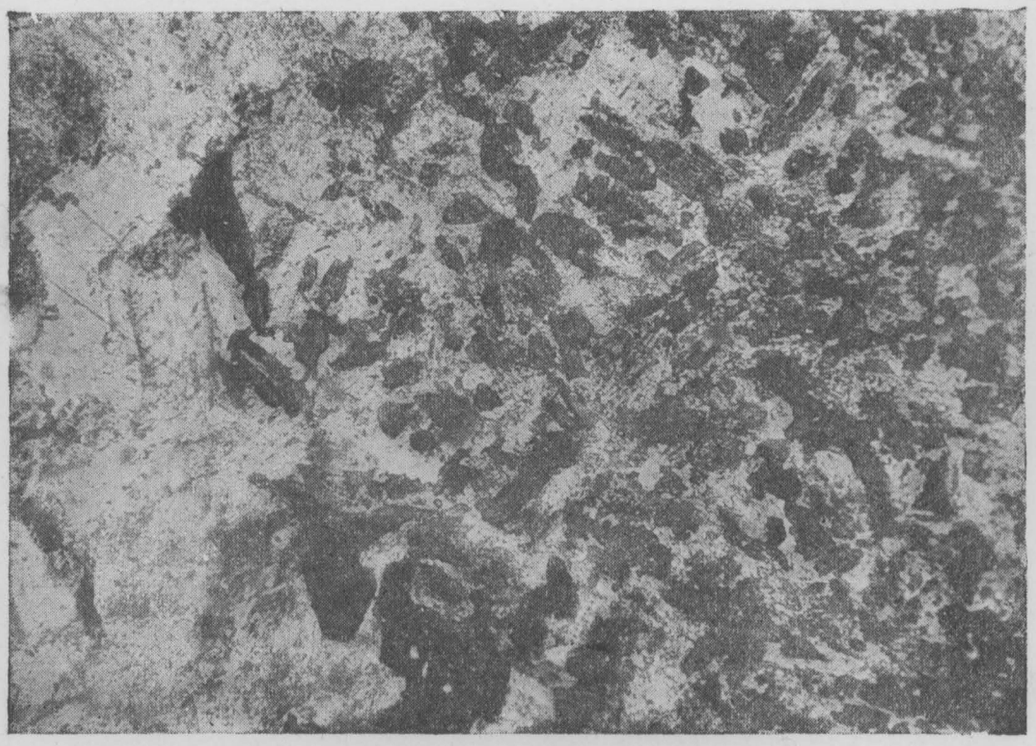
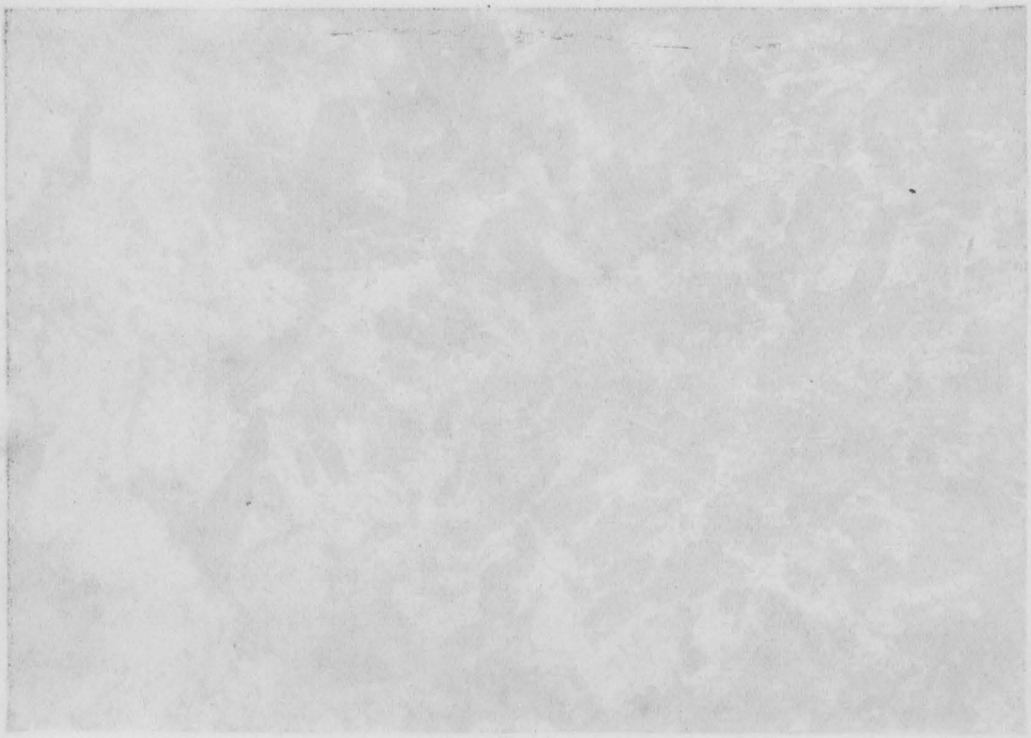
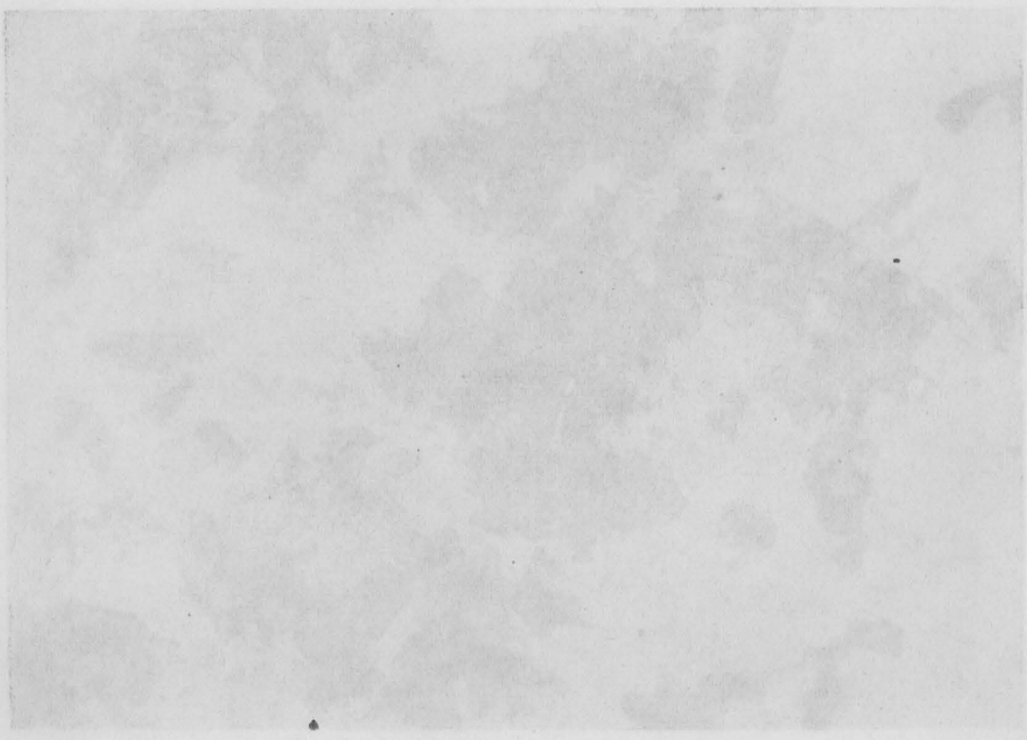


Фото 18. Микродиорит. Жила по р. Имеря, № 357а. Увел. × 25. Ник. ||





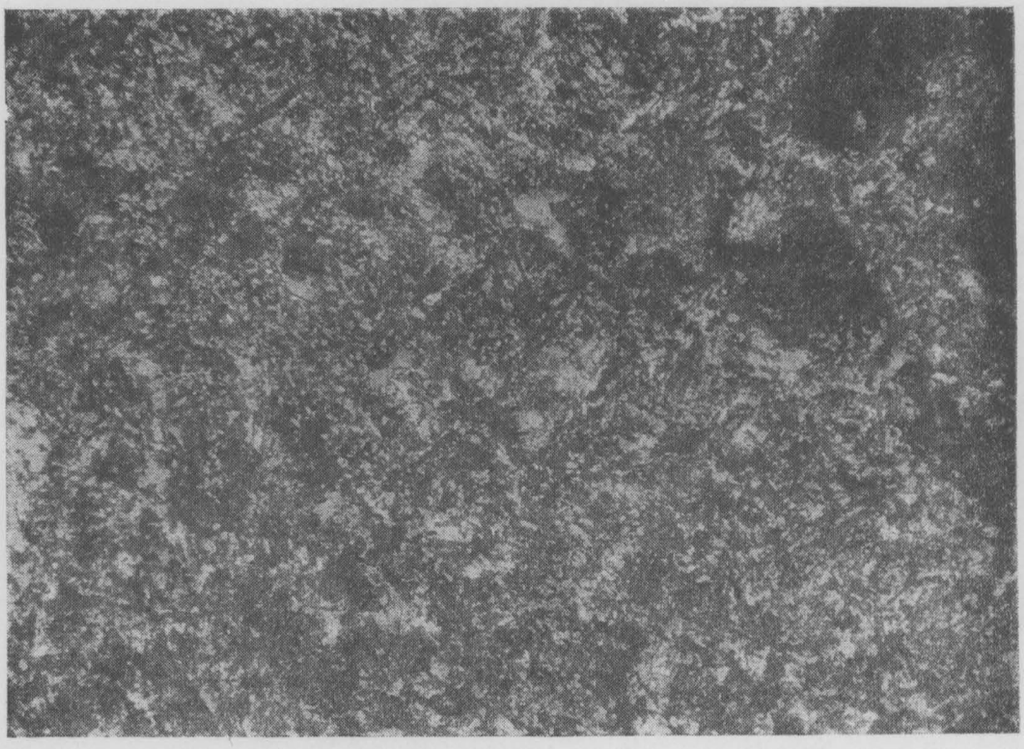


Фото 19. Вещество ксенолита — микродиорит. Чичкинская интрузия, № 363. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 20. Вещество ксенолита в кварцевом диорите, р. Куба, № 316. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 21. Слева — нормальный диорит, справа — мелкозернистое микродиоритовое включение. Чичкинская интрузия, № 363. Увел. × 25. Ник. +

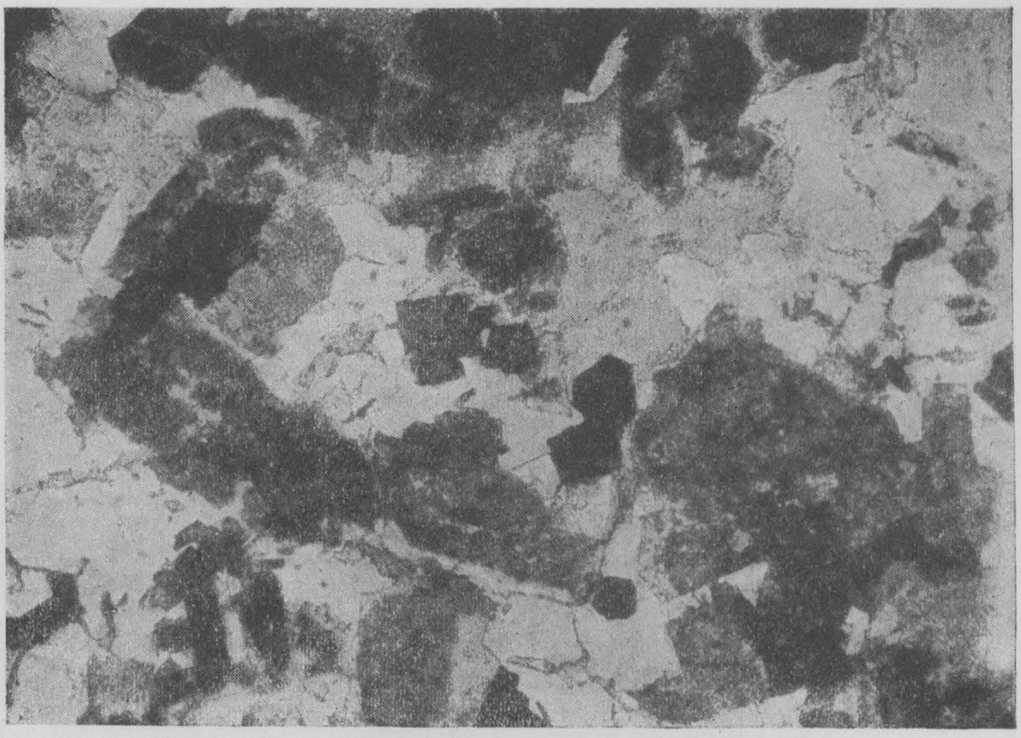


Фото 22. Амфиболовый гранодиорит, р. Сулда, № 390. Увел. × 25. Ник. ‖

Фото 21. Слева — нормальный диорит, справа — мелкозернистое микродиоритовое включение. Чичкинская интрузия, № 363. Увел. × 25. Ник. +

Фото 22. Амфиболовый гранодиорит, р. Сулда, № 390. Увел. × 25. Ник. ‖

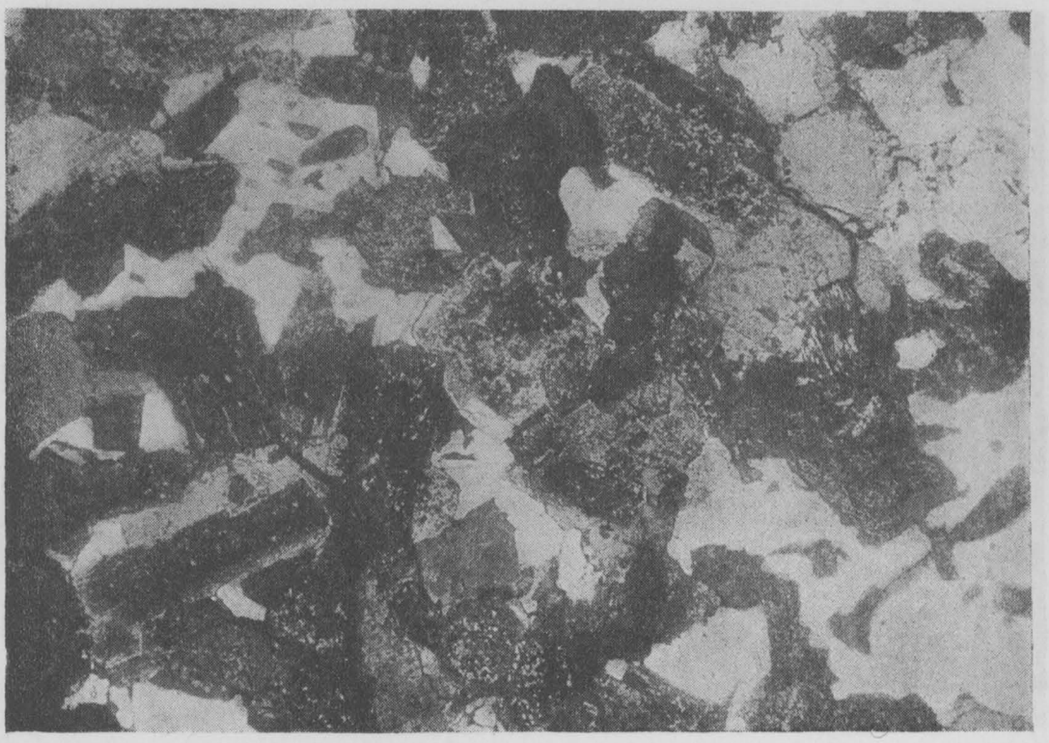


Фото 23. То же, что и 22, в скрещенных николях

Фото 24. Ортоклазо-пертитовый гранит. Интрузия по р. Чичке, № 375. Увел. × 25. Ник. +

Фото 23. То же, что и 22, в скрещенных николях

Фото 24. Ортоклазо-пертитовый гранит. Интрузия по р. Чичке, № 375. Увел. × 25. Ник. +

Фото 25. Микрогранит, гора Чептаган, № 17. Увел. × 25. Ник. +

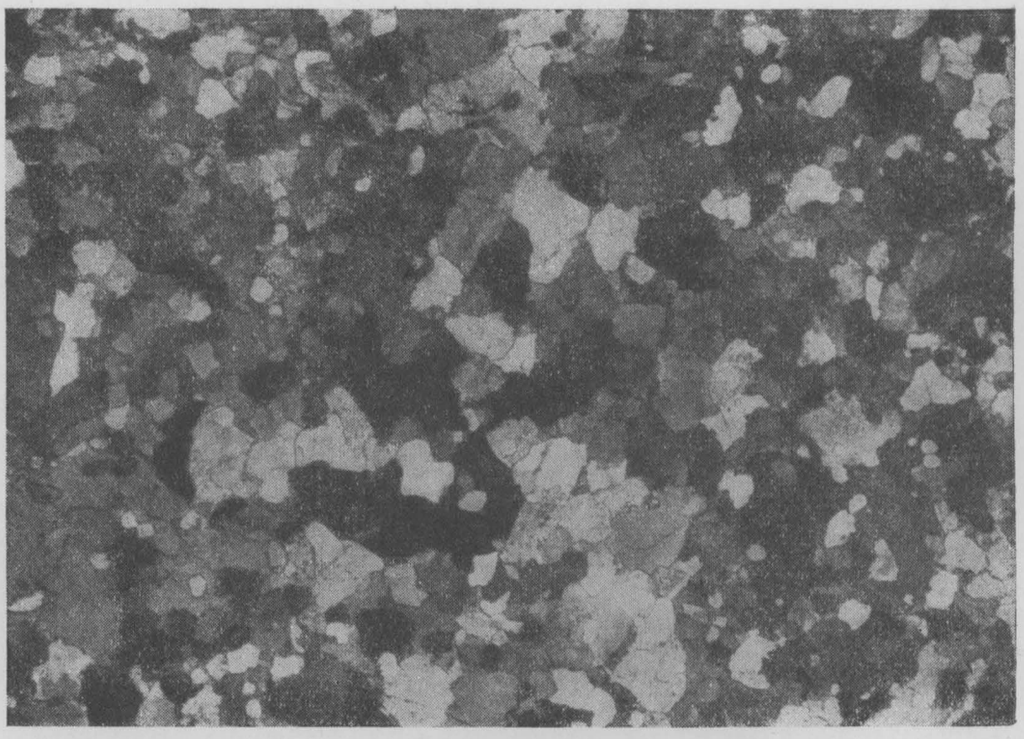


Фото 26. Ортоклазовый аплит. Чичкинская интрузия, № 369. Увел. × 25. Ник. +

Фото 25. Микрогранит, гора Чептаган, № 17. Увел. × 25. Ник. +

Фото 26. Ортоклазовый аплит. Чичкинская интрузия, № 369. Увел. × 25. Ник. +

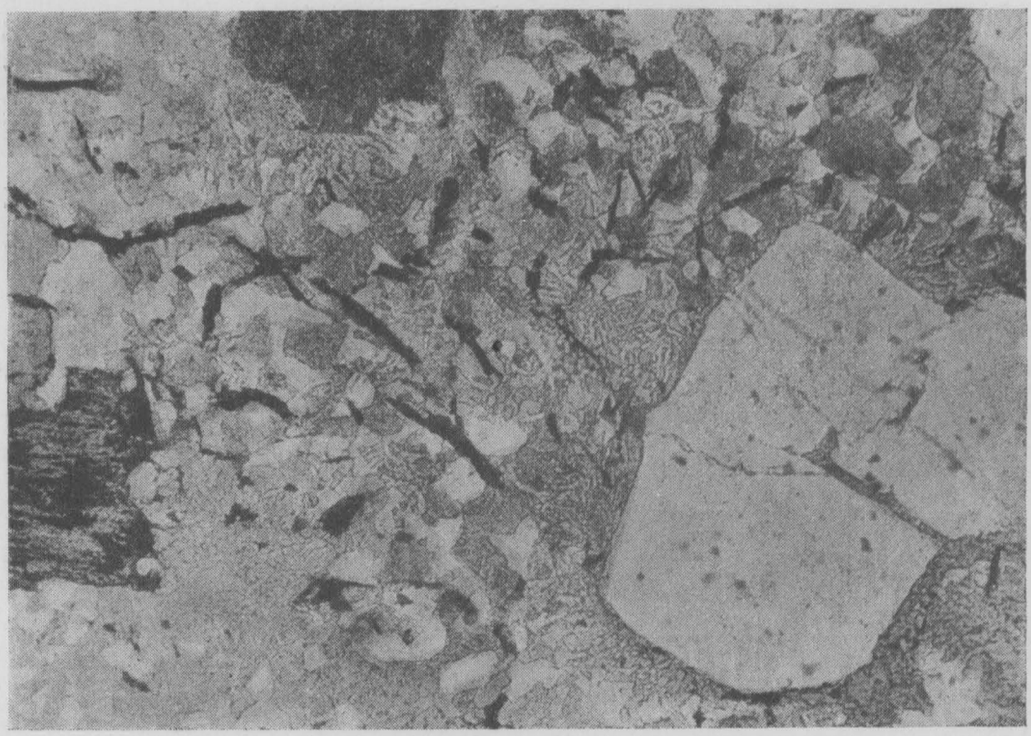


Фото 27. Гранит-порфир с гранофировой основной массой, р. Каролай, № 383. Увел. × 25. Ник. ||

Фото 28. То же в скрещенных николях

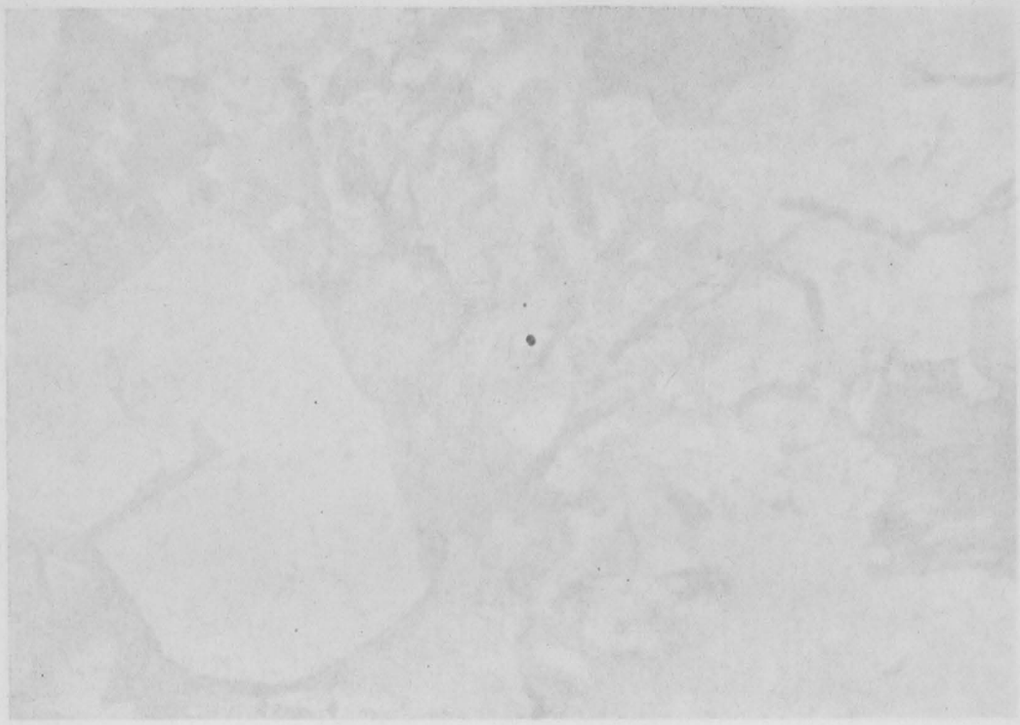


Фото 27. Гранит-порфир с гранофировой основной массой, р. Каролай, № 383. Увел. × 25. Ник. ‖

Фото 28. То же в скрещенных николях

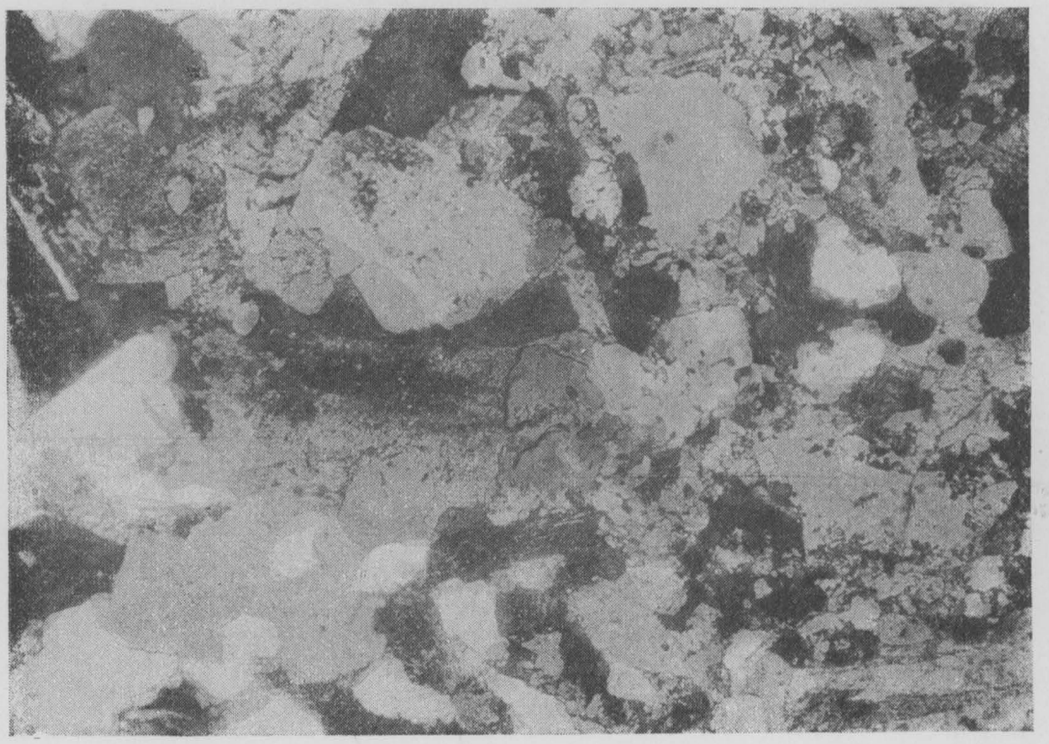


Фото 29. Гранит-порфир. Маактинская интрузия, № 357. Увел. × 80. Ник. +

Фото 30. Кварцевый порфир. Жила по р. Эликмонар, № 419. Увел. × 25. Ник. +

Фото 29. Гранит-порфир. Маактинская интрузия, № 357. Увел. × 80. Ник. +

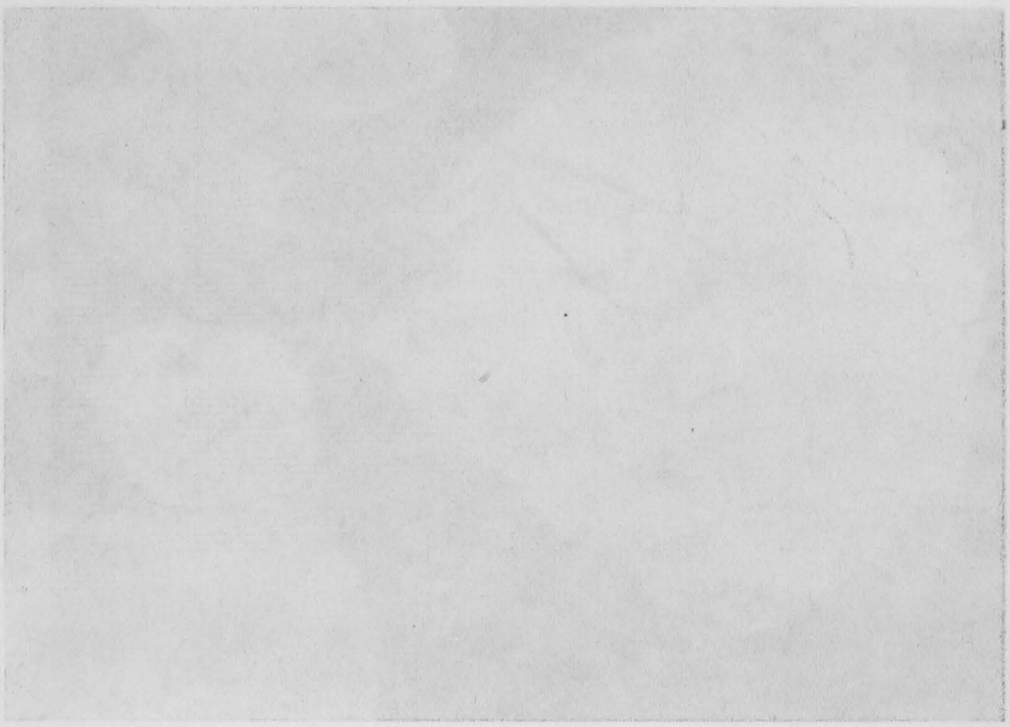


Фото 30. Кварцевый порфир. Жила по р. Эликмонар, № 419. Увел. × 25. Ник. +

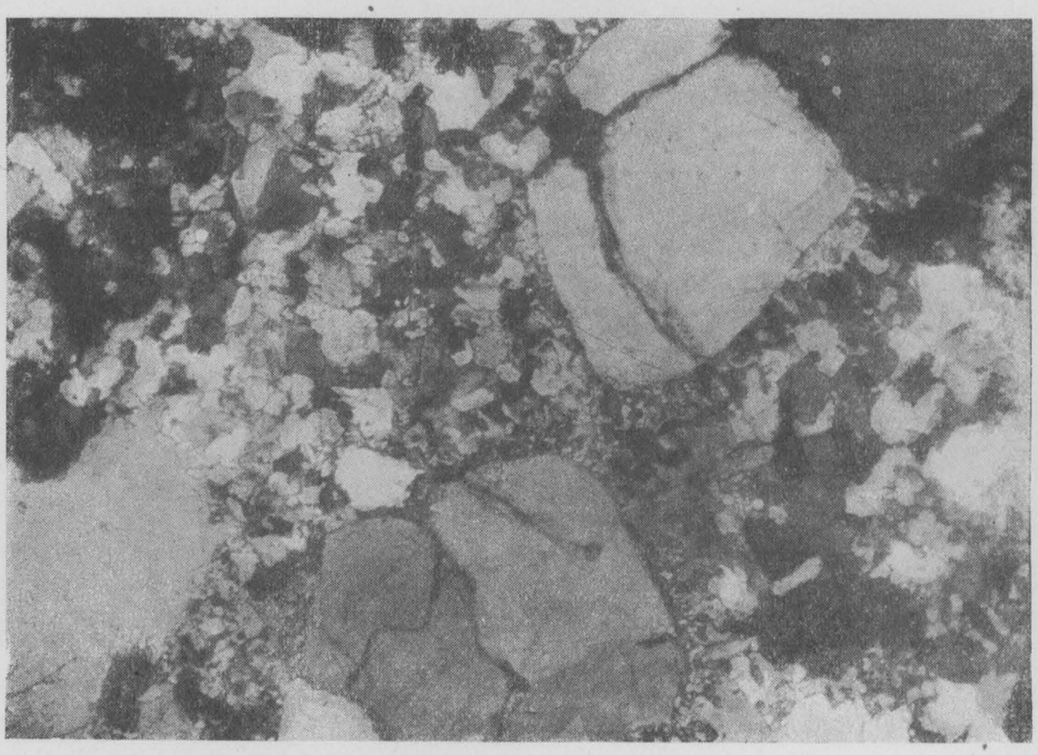


Фото 31. Переходная разность от гранит-порфира к кварцевому порфиру, р. Каролай, № 381. Увел. × 25. Ник. +.

Фото 32. Роговообманковый спессартит. Жила в гранодиоритах Айской интрузии, № 524. Увел. × 25. Ник. ||

SUMMARY

The investigations of 1934 were undertaken with the purpose to study the intrusions of the acid and intermediate magma and the manifestations of ore-concentration in Northern Altai, in the basin of the right lower affluents of the river Katun — Chemal, Kayum and Maima.

The district investigated is a region of distinct development of an ancient sedimental metamorphic rock mass of Cambrian or pre-Cambrian period broken by numerous intrusions of eruptive rocks and within different sections covered by a layer of effusives and younger devonian normal sedimentary rocks. Lithologically the ancient rock mass is represented by limestones, schists and quartzites with some ancient porphyrites and tuff-porphyrites. Different types of primary rocks take part in the composition of the intrusions more especially acid and intermediate magmatic rocks. Among the most ancient magmatic formations of the district are the basic and ultra-basic rocks — gabbro, norites and pyroxenites. They can be considered as remains of initial large intrusive bodies of basic composition strongly changed later on by acid. A second, younger group is formed by a series of rocks of intermediate acidity beginning with diorites and ending with grano-diorites with many intermediate varieties. Geological data witness that the formation of separate members of this series (injections, mutual inclusions and so on) was not simultaneous, and that it is possible to divide them into the following chief types: medium fine-grained quartz-diorites, coarse-grained quartz-diorites with pegmatite variations, contact diorites and grano-diorites. Some texture and mineralogical symptoms, common to the whole of this series of rocks, the immense development of xenoliths and streak formations, the geological conditions of its position, allow to consider these theories in the whole as a hybrid formation, a product of an uncomplete assimilation of ancient basic eruptive rocks by acid magma. To the third even younger intrusive group belong granites, granito-porphyries and various vein-aplites, quartz porphyries, pegmatites connected with them. A comparative study of the separate intrusive bodies of the district allows to draw some common conclusions in regard to its morphology and epatial relations with the surrounding rocks of the sedimentary metamorphic complex. The study of the metallogenesis of the district allows to deduce the connection of ore concentration with the intrusions of eruptive rocks and especially with the last phase of magmatic activity most acid in its composition. Both the newly found deposits of copper, lead and manganese were studied as well as those known before.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ (СОПС)
И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

А. А. МЕНЯЙЛОВ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ЧАСТИ ЧОЙСКОГО АЙМАКА ОЙРОТСКОЙ АВТОНОМНОЙ ОБЛАСТИ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

ВВЕДЕНИЕ

На летний период 1934 г. мне было дано задание вести поиски марганцовых месторождений в пределах Чойского аймака (района) Ойротской автономной области в Зап. Сибири. Вместе с тем необходимо было собрать материал, характеризующий условия распространения и образования марганцовой руды. Вследствие этого представляемая геологическая карта не ограничивалась рамками определенного планшета, а масштаб съемки менялся в различных участках в зависимости от проявления оруденения и обнаружения интересных структурных или петрографических факторов, выясняющих генезис, геологическую и тектоническую обстановку марганцового оруденения. В частности, более детально исследованные Ыныргинский район и бассейн р. Малой Иши соединены двумя довольно беглыми маршрутами по рр. Учек и по Средней Тырге.[1]

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Географическое положение исследованного района определяется следующими координатами:

Долгота . . . . . 55° 45′ — 56° 30′
Широта . . . . . 51° 45′ — 52° 15′

Этот район расположен к востоку от г. Улалы (теперь Ойрот-Туры), находящегося в 2—3 км от тракта Бийск — Монголия. Расстояние от Бийска до Улалы определяется в 100 км. Он является частью Алтая, или собственно северными предгорьями Алтая. Наиболее высокими горами здесь будут горы Сугул, Шакшак, Буланак, Чеган, Кара-Гаю и др.

[1] Пользуюсь случаем выразить сердечную благодарность дорогому учителю П. И. Лебедеву за руководство и ценные указания, которые я получил в процессе обработки материала.

Гора Сугул имеет абсолютную отметку 955 м, Кара-Гаю и Буланак — более высокие горы, но вследствие отсутствия сведений и приборов, которыми можно было бы определить высоты, привести их отметки не представляется возможным. Эти горы сложены эффузивными породами (Буланак, Кара-Гаю и др.) или кварцитами (гора Сугул). Возвышенности, сложенные известняками, обычно невысоки и не имеют резких очертаний. Еще в 1906 г. С. А. Яковлев (1), исследуя данную местность, подметил определенную ориентировку горной системы: она вытянута в северо-северо-восточном направлении.

Склоны крутых гор, сложенных кварцитами и эффузивами, обильно покрыты обломками соответственных пород, что в значительной степени затрудняет подступ к горам. Весьма обильные обломки являются излюбленными пунктами для кустарника: черной смородины, малины и кислицы. Склоны, покрытые мелкими и немногочисленными обломками пород, обычно зарастают мелким кустарником, например ракитником. Эта особенность нам помогала легко констатировать среди общего зеленого растительного фона распространение тех или иных пород.

На вершине горы Сугул есть ущелье меридионального простирания. Ширина его около 5 м, а высота 10—15 м, длина того же порядка или несколько более. В окружающих кварцитах довольно резко проявляются трещины 0°←→180°, 90°←→85°, которым, вероятно, и обязано своим образованием ущелье. По склонам и в самом ущелье нагромождены громадные обломки кварцитов.

Точно так же, как и горная система, и даже более, закономерно расположена гидрографическая сеть: все более или менее крупные речки текут в северо-восточном и юго-восточном направлении. Вследствие сильно развитой гидрографической сети вся местность изрезана логами. Водораздельные участки асимметричны: правые борты речек юго-восточного направления (рр. Карасук, Уба I, II, III и IV), крутые и хорошо обнажены, в то время как левые пологие и обнажений в большинстве случаев лишены. Склоны речных долин покрыты растительностью, а более пологие склоны частично распаханы под посевы.

Долины мелких речек имеют V-образную форму, а долины крупных рек (напр., Большая и Малая Иша) ∪-образную форму. Последние достигают в ширину размером 1 км. В этих плоскодонных долинах речки слегка меандрируют.

Аллювиальные террасы в малых речках не наблюдаются. Е. И. Соколова (2) отметила наличие аллювиальных террас в долинах рр. Большой и Малой Иши: «...в нижней части течения Малой Иши отчетливо развита вторая терраса, возвышающаяся приблизительно метров на 10 над первой террасой».

В ключах и речках, пересекающих известняково-кварцитовую свиту (рр. Карасук, Ташта, Паспаул и др.), преобладающее или почти исключительное значение имеют обломки кварцита различной величины; они обычно

мало окатаны или даже угловаты, поэтому, проезжая вдоль речек, на первый взгляд кажется, что данный участок сложен исключительно кварцитами. На самом деле, в строении прорезаемой речками свиты принимают участие также и известняки. Последние не обладают высокой твердостью и трещиноватостью, и вследствие этого эрозия идет равномерно и постепенно. В результате постепенной, но интенсивной эрозии участки, сложенные известняками, более пониженные. Наоборот, кварциты благодаря своим диаметрально противоположным физическим свойствам периодически образуют высокие и крутые скалы (например, гора Сугул) путем обвалов, а обломки кварцита при этом продвигаются далеко вперед по ключам. Находясь в руслах речек, кварцит также менее подвержен разрушающей деятельности проточных вод, нежели известняк, что также ведет к накапливанию и преобладанию в руслах рек обломков кварцита. Вот эти особенности могут привести исследователя в условиях плохой обнаженности к переоценке распространенности кварцитов.

Населенность района довольно густая, но удобных колесных дорог мало и в сторону от них приходится работать в условиях типичной тайги. Вследствие значительной заболоченности, а также преобладания осадочно-метаморфических пород питьевые воды здесь низкого качества, вызывающие частые кишечные заболевания. В то же время в Ыныргинском районе, несмотря на наличие крупных болот с типичной для них растительностью (клюквы, карликовых березок и др.), в реках Сары-Кокша и др., протекающих среди интрузивных пород, вода прекрасного качества.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Древнейшими из пород, встречаемых в районе, являются битуминозные известняки с прослоями кварцитов (Улалушка), кварциты с прослоями известняков (Сугул) и, наконец, известняки с прослоями зеленых талько-хлоритовых и хлоритовых сланцев (Пановка, вершина Карасук). Настоящее перечисление сделано в порядке уменьшения возраста и устанавливает последовательность отложения осадочных пород; эта хронология основана на маршрутном пересечении данной свиты. Характерной особенностью для этой свиты служит также присутствие довольно мощных согласных даек диабазов.

Следующая, более молодая вулканогенная, так называемая граувакковая свита имеет распространение в нижнем течении р. Малой Иши и по р. Большой Иши. Она, на основании найденной в ней фауны, относящейся к *Archaeocyathinae*, *Coscinocyathus* sp., может быть считаема среднекембрийской.

Устанавливается, что ось синклинали проходит в 1.5—2 км западнее р. Малой Иши (в ее нижнем и среднем течении), простирание же ее северо-восточное (30—40°). Антиклинальная часть складчатой системы,

представленная известняками и кварцитами в прилегающих пластах, к граувакковой свите имеет, примерно, то же простирание, но дальше на запад оно меняется на северо-западное, причем граница более резкого изменения простирания проходит по р. Катунь и вершинами рр. Улалы и Ташты.

Падение известняково-кварцитовой свиты крутое — около 80°.

В граувакковой свите в большинстве случаев угол падения равен 45°; во многих участках он меняется от 0 до 90°. Значительные изменения наблюдаются также и в простирании. Так, например, у верхнего конца с. Паспаула, на левом берегу р. Малой Иши, простирание пластов резко меняется и становится поперечным основному простиранию синклинали. Такое резкое изменение простирания в данном пункте не может быть объяснено только некомпетентностью песчано-глинистых сланцев (граувакковой свиты). Более вероятней считать это поперечной сланцеватостью, возникшей вследствие перегиба оси синклинали, который здесь предполагается, что вполне согласуется с нижеприводимыми фактами. Это опять не может быть отнесено просто ко вторичной складчатости малой формы, так как изменение наблюдается на большой площади от с. Паспаул до с. Учек.

НЕКОТОРЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РАЙОНА

Пликативные дислокации

Наблюдаемые формы дислокаций являются весьма интересными, а потому я отнесся со всей тщательностью к их описанию.

Тектонический контакт. Прекрасный разрез этой формы находится на правом берегу р. Туры, правого притока р. Чойки, в 1.5 км от ее устья (фиг. 1). Здесь обнажены две литологически различные, несогласно залегающие толщи:

a) верхняя песчано-глинистая, метаморфизованная, коричневого цвета, с прослоями зеленых песчаников. Благодаря наличию последних устанавливаются элементы ее залегания:

$$1.\ 30° \longleftrightarrow 210°;\ |\!\rightarrow 300°;\ \angle\ 40° - 42°;$$

b) нижняя представлена песчанистыми сланцами со следующими элементами ее залегания:

$$2.\ 60° \longleftrightarrow 240°;\ |\!\rightarrow 340°;\ \angle\ 65°.$$

Песчанистые сланцы включают в себя полутораметровую опрокинутую складку (фиг. 1 и 2). Простирание ее пологого крыла:

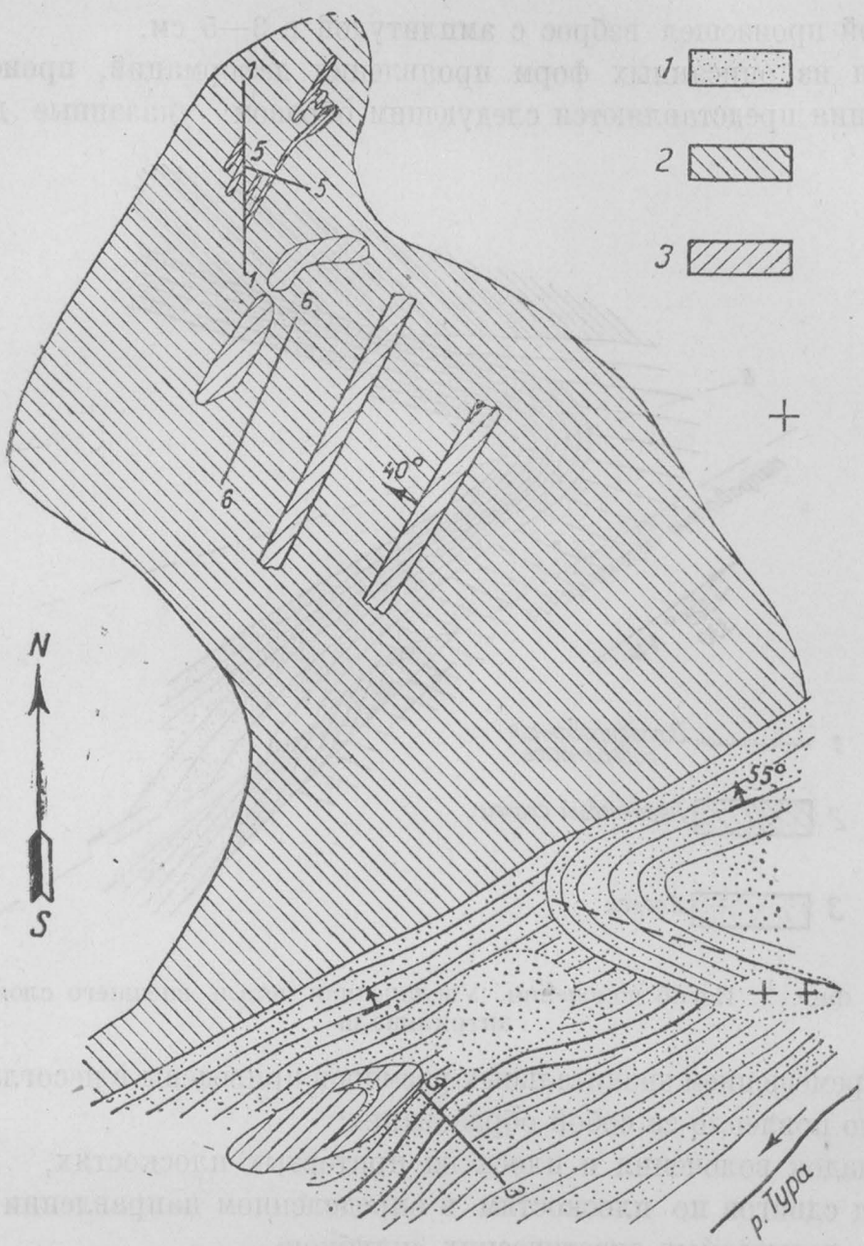
$$3.\ 75° \longleftrightarrow 255°;\ |\!\rightarrow 345°;\ \angle\ 55°$$

Осевая плоскость расположена:

$$4.\ 110° \longleftrightarrow 290°;\ |\!\rightarrow 20°;\ \angle\ 55°.$$

На нижнем крутом крыле можно подметить изгиб волочения (фиг. 2), указывающий направление перемещения масс. Образование его

относится к тому времени, когда складка была уже опрокинута, передвинута и остановлена, упершись в экзотические «клубки», вырванные при движении



Фиг. 1. Зарисовка коренного обнажения на р. Тура (плоскость данного разреза проходит под ∠ 45°)

1—сланец; *2*—зеленый песчаник; *3*—коричневые песчано-глинистые метаморфизованные породы

пластов относительно друг друга. Поверхность сдвига притерта, и перемещение по ней происходило в северо-западном (290°) направлении. Песчаные сланцы впереди складки сплоены, и в них сдвиг того же направления:

5. 110° ⟷ 290°.

Трещина того же направления констатирована и в вышележащей толще (а), ориентированность которой весьма точно установлена:

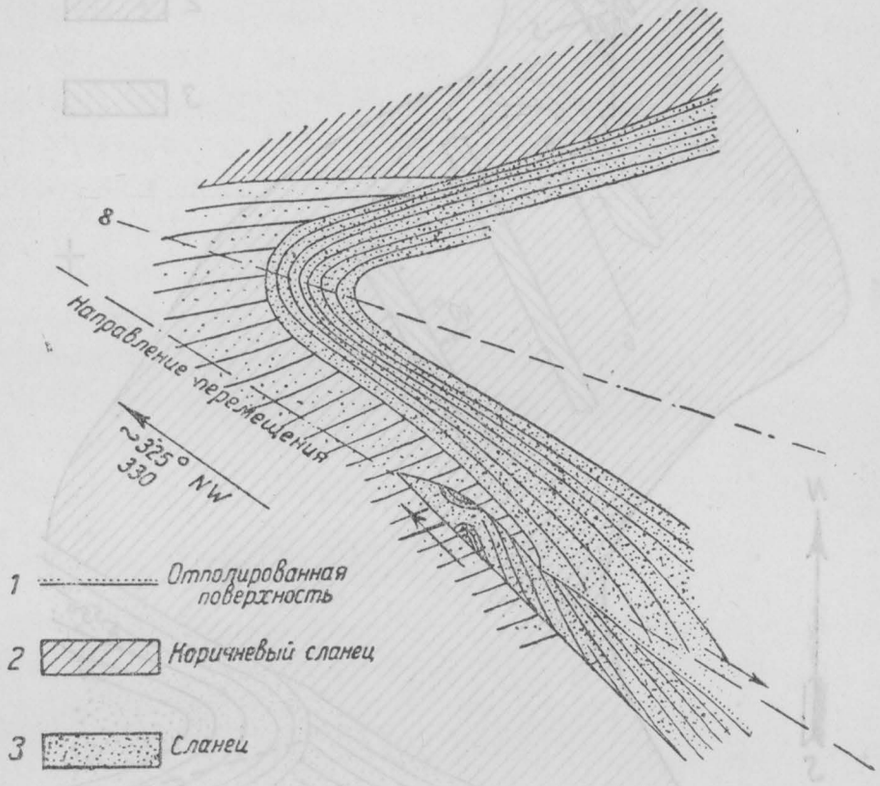
6. 110° ⟷ 290°; |→ 20°; ∠ 50°.

Кстати, здесь же отметим трещину (фиг. 3), видную на зарисовке:

7. 160° ⟷ 340°; |→ 250°: ∠ 75°,

по которой произошел взброс с амплитудой в 3—5 см.

Исходя из описанных форм проявления деформаций, происходившие перемещения представляются следующим образом: указанные две толщи



Фиг. 2. Изгиб волочения. Увеличенная деталь внешнего слоя антиклинали

(a и b) перемещением значительных размеров приведены в несогласное залегание. Это повлекло за собой образование:

a) складок волочения и плоек на притертых плоскостях,

b) ряд сдвигов по плоскостям в определенном направлении (4, 5, 6) и

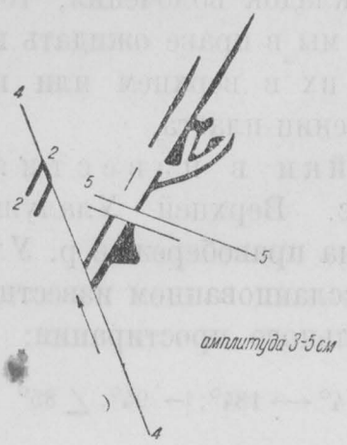
c) так называемых экзотических «клубков».

Под последним подразумеваются массы, находящиеся в лобовой части складки волочения (фиг. 1). Первый «клубок» из тех же песчаных сланцев не имеет какой-либо известной формы (может быть, только потому, что плохо отпрепарирован). Второй «клубок» зеленых песчаников имеет яйцеобразную форму, поверхность его гладко отполирована; может быть, это линзовидное тело, залегавшее в верхнем горизонте сланцев.

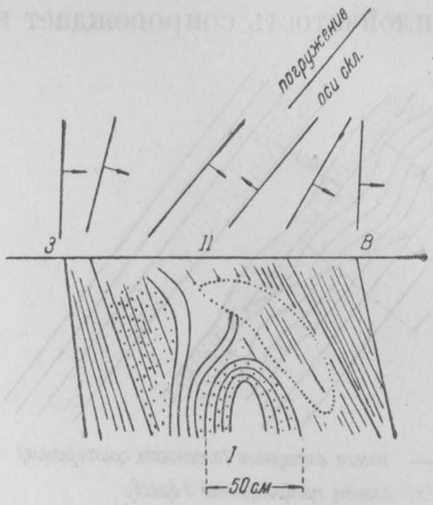
В прослоях зеленого песчаника мелкие плойки размером в 1—3 см погружаются на северо-восток (25—30°), угол наклона оси плоек 70—80°.

Складка волочения. Следующая подобная структура обнаружена у с. Ащепкова, на левобережье р. Убы IV. В однообразных песчанистых сланцах легко подметить асимметричную (вторичную) складку, зарисовка которой представлена ниже (фиг. 4).

Песчаник представляет собой мелкий, сильно осыпающийся щебень, вследствие этого часть структуры совершенно не видна.



Фиг. 3. Зарисовка детали сдвига в песчано-глинистых метаморфических породах (р. Тура)



Фиг. 4. Складка волочения у с. Ащепково

I—разрез. Пунктиром оконтурены скрытые детали структуры; *II*—план

В нижеследующей табл. 1 представлены элементы залегания отдельных прослоев в данном участке.

Таблица 1

Элементы залегания в обнажении песчанистых сланцев у с. Ащепково

№ по порядку	Простирание	Падение	Угол падения	Примечание
	градусы			
1	0 — 180	90	80	Расстояние между 1 и 7 точками 45 м
2	15 — 195	105	67	
3	40 — 220	310	50	Складка в 60 — 70 см
4	40 — 220	130	50	
5	30 — 210	120	60	Замер сделан выше точки 5 по простиранию
6	30 — 210	120	вертикальн.	
7	0 — 180	90	23	Расстояние между 7 и 8 точками равно 30 м
8	5 — 185	95	40	

К этому нужно добавить, что вверх и вниз по р. Убе IV обнажающиеся сланцы имеют простирание около 30—210°.

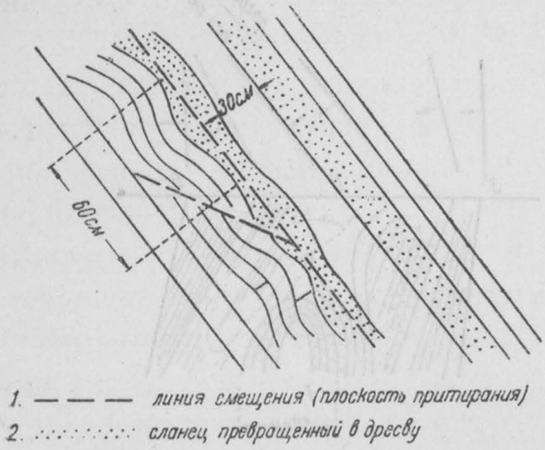
Ось этой складки волочения некруто погружается на северо-восток (40°).

Волнистость в сбросовой зоне. На правобережье р. Большой Иши (фиг. 5), выше устья р. Киски, в 0.5 км, в обнажении сланцев аналогичных ащепковским, имеющем элементы залегания:

$$30° \longleftrightarrow 210°; \mid\rightarrow 120°; \angle 85°,$$

проявляется крупная плойчатость (волнистость) (табл. 1).

Плоскости сланцеватости сильно притерты. Сравнивая этот разрез с турьинским (фиг. 1 и 2) и ащепковским (фиг. 4), легко подметить плойчатость и здесь, являющуюся зачаточной формой складок волочения. Так как эта плойчатость сопровождает в вышеописанных разрезах законченные формы складок волочения, то, естественно, мы в праве ожидать и здесь наличие их в верхнем или нижнем продолжении пласта.



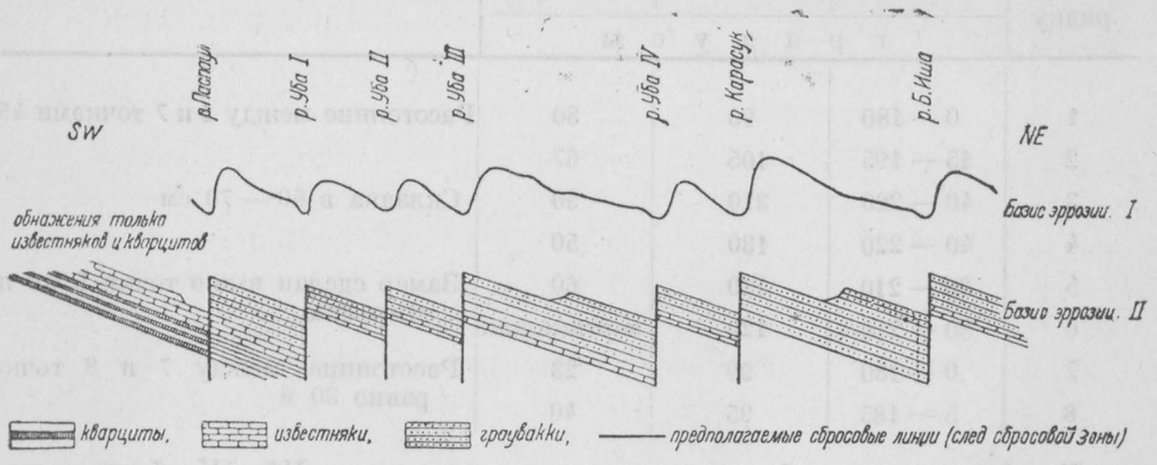
Фиг. 5. Плойчатость в сланцах (устье р. Киски). В более крупном масштабе представлено на фиг. 16

Плойки в известняках. Выше с. Верхней Улалушки, в 0.5 км, на правобережье р. Улалы, в тонкорассланцованном известняке меридионального простирания:

$$4^\circ \longleftrightarrow 184^\circ;\ |\!\rightarrow 94^\circ;\ \angle\ 85^\circ$$

имеются плойки (размером 7—8 см), погружающиеся на юг.

Наблюдавшиеся в других местах района отклонения от основных линий залегания свиты являются в большинстве случаев, вероятно, подобными же образованиями и другими формами пликативных дислокаций (напр., брахискладками, флексурами и т. п.). Поэтому представляется, что данная синклиналь значительно осложнена вторичной складчатостью и по терминологии Дана может быть названа синклинорием.



Фиг. 6. Асимметричные междуречные участки.

Схематический разрез: *I*—рельефный, *II*—геологический, осевой плоскости синклинали. Масштаб: горизонтальный 1 : 100 000, вертикальный для наглядности сильно преувеличен

Следующий важный вывод из описанных форм дислокаций таков: синклиналь в северной части погружается на северо-восток, а в южной — на юг (или на юго-запад).

Этот вывод основан на допущении Уиллиса (3), проверенном некоторыми исследователями (см. там же), что плойки, мелкие и крупные складки всегда ориентированы соответственно. Красников (4), исследуя аналогичные формы дислокаций, хорошо вскрытые горными выработками, установил, что оси малых и больших складок действительно располагаются соответственно, но наклон их различный, т. е. они составляют некоторый угол.

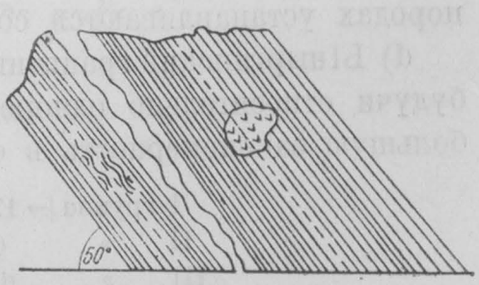
И действительно, наблюденные складочки имеют различный наклон осей; из них мелкие складки имеют более крутое погружение осей. Из этого не следует, что погруженные оси синклинали подвержены значительным колебаниям в ее различных частях (скорее всего местные напряжения способны сильнее перемещать мелкие складки, нежели зародившиеся крупные).

Местом перегиба и, следовательно, наибольшего вздымания осей является зона Паспаул—Пановка, так как здесь вскрываются более глубокие горизонты синклинали (кварциты и известняки енисейской свиты) (фиг. 6), а сланцы у Паспаула резко (под 90°) меняют слоистость (геологическая карта).

Дизъюнктивные дислокации

В этой главе помещено очень немного кропотливых наблюдений, являющихся надежным критерием для определения направления тектонических сил, а анализ многочисленного статистического материала дает представление о характере их разложения в зависимости от структуры литосферы и механических свойств пород (фиг. 7).

Характерным для исследуемого района является непостоянство в ориентировке трещин. Редко встречается 2—3 замера совершенно тождественных или хотя бы близких. Наоборот, часто в двух соседних участках одних и тех же пород трещины различно ориентированы. Общий, весьма приближенный вывод из анализа трещин может быть таков: наибольшее количество трещин располагается в северо-восточных, северо-западных и юго-западных — юго-восточных румбах.



Фиг. 7. Диабазовое тело (?) в сланцах. Пунктирные линии — межпластовые смещения

Ниже я остановлюсь на характеристике отдельных пород и их трещинах, направление которых зависит от механических свойств и структуры пород.

а) Породы, склонные к сланцеватости (граувакки и сланцы), очень часто разбиты трещинами по слоистости и, в зависимости от крупности материала осадков, образуется отдельность то листовая (в тонкозернистых), то толстоплитчатая (в грубозернистых). По слоистости очень часто наблюдаются притертые плоскости скольжения, сопровождающиеся вторичной складчатостью (см. выше). Эти движения по размерам настолько значительны и часты, что, кажется, слоистость «перехватывала» наибольшую составляющую сил, действующих в данном участке земной коры.

Сланцы обычно не фиксируют знаков, указывающих направление движения; поверхности притирания волнисты и замазаны глинистым и железистым грязеподобным веществом.

При послойных перемещениях диабазовые дайки, прорывающие сланцы, срезываются создавшейся местной парой сил (фиг. 7).

Полосы скольжения в диабазовой дайке по падению толщи

a) В кварцитах трещины обычно резкие, прямые и часто образуют параллелепипедальную отдельность. Сбросовые (плоскости) зоны в виду жесткости кварцита ярко выражены: сильно волнисты, сопровождаются брекчиями трения, и знаки скольжений в них фиксируются хорошо. Межпластовых перемещений здесь нет. Сбросовые плоскости ориентированы к напластованию под значительным углом. По Г. Д. Афанасьеву этот угол достигает около 60°; мои немногочисленные наблюдения над кварцитами устанавливают, примерно, ту же величину угла.

b) Известняки разбиты многочисленными, весьма неровными трещинами. Трещины срезывания (морфологически) встречаются очень редко, т. е. известняки находились в условиях растяжения. Следов передвижений (сбросов) не имеют. Трещины залечиваются вторичным кальцитом, при этом образуются разности, испещренные известняковым (кальцитом) материалом различных цветов.

c) Эффузивы разбиты самыми разнообразными по направлению трещинами; следы передвижений фиксируются сравнительно хорошо. На этих породах устанавливаются сбросы типа «разбитая тарелка» (см. ниже).

d) Ыныргинский гранитный массив, находящийся в 20—30 км на восток, будучи относительно однородным и значительной протяженности, имеет большую закономерность в ориентировке трещин:

I	группа	|→ 175°; ∠ крутой
II	»	65° — 75° крутой
III	»	приближающиеся к горизонтальным
IV	»	и другие, различного направления

По трещинам I группы наблюдаются сбросы, которые обусловлены, вероятно, текстурой интрузивных пород, а именно — полосчатостью и шлирами, вытянутыми в этом направлении. Амплитуда сбросов, вероятно, небольшая (в одном месте установлена амплитуда в 14 см).

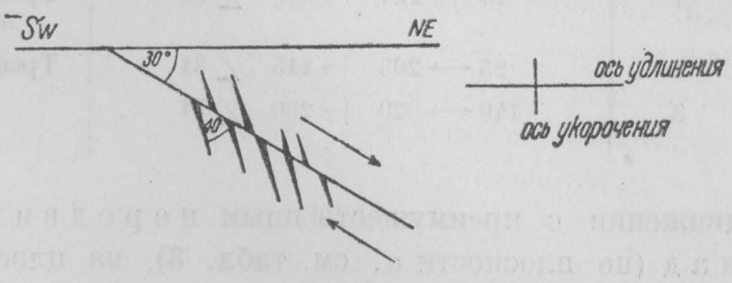
e) В том случае, когда происходит сброс по трещинам, выполненным кварцем (по кварцевым жилам), направление перемещения определяется легко по полосам скольжения и плоскостям выдергивания (шероховатости). Ниже привожу примеры сбросов по кварцевым жилам.

Кедровский сброс. На правом берегу р. Тайны, против с. Кедровки, на высокой скале, сложенной кварцитом, наблюдается большая, волнистая, выглаженная поверхность (зеркало скольжения) с полосами и бороздами скольжения и крупными выдернутыми поверхностями.

Сброс произошел по трещине, выполненной кварцем, падение ее 45° и угол падения в 30—35°.

По выдернутым поверхностям направление перемещения определялось не однозначно, но по подавляющему большинству их. Движение висячего бока было установлено на северо-восток.

Решить это помогает другая деталь сбросовой зоны. На прилагаемой зарисовке (фиг. 8) видны рубцовые жилки кварца. Трещины, выполненные кварцем, неровные, быстро выклинивающиеся, следовательно, морфологически они представляют собою типичные трещины растяжения, являющиеся результатом вращательного усилия, вызванного трением при сбросе.



Фиг. 8. Сброс по кварцевой жиле. Трещины выполнены кварцем

Так как трещины растяжения образуют со сбросовой плоскостью острый угол, направленный вершиной навстречу движению другой глыбы (3, № 129), то, очевидно, движение висячего бока было в северо-восточном направлении, и мы имеем перед собою нормальный сброс.

Вследствие того, что выглаженная поверхность образована на жильном кварце, отложенном, несомненно, до сбросового движения, естественно, возникает вопрос, не является ли кварц рассмотренных трещин одновременным, т. е. досбросовым? Тогда бы, конечно, трещины неправильно трактовались как трещины, возникшие вследствие сбросового движения. Но это сомнение рассеивается, после того как обнаруживается кварц другой генерации (послесбросовый), представленный мелкими кристаллами горного хрусталя на зеркале скольжения, которые могли бы быть отложены из растворов, циркулировавших уже после сбросовых движений и образования трещин растяжения.

Шлиф, сделанный из образца, взятого около сбросовой плоскости, представляет собою пример мёртель-структуры (катаклазита). Отдельные зерна кварца мозаично погасают и, кроме того, имеются кварцевые жилки и включения рудного вещества.

Срезывание и взброс. В 1 км от с. Левенского, на левобережье р. Малой Иши, от дороги в 100—150 м обнажение эффузивных пород рассечено трещинами следующего направления (табл. 2).

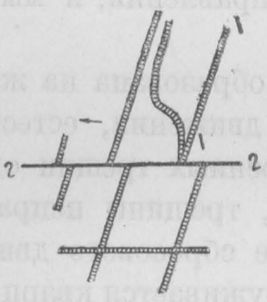
По 2-й трещине, выполненной кварцем (+Ер), наблюдается взброс с амплитудой смещения в 0.5 см, определяемой по смещению кварцевых жилок (фиг. 9). По полосам скольжения и поверхностям выдергивания на 1-й плоскости, обнаруживаемым только при скольжении пальцев руки по лежачему боку в юго-западном (220°) направлении, устанавливается движение висячего бока на северо-восток (40°).

Глыбовые передвижения. Помещаемая на фиг. 10 зарисовка сброса (№ 4, табл. 3) поучительна в том отношении, что при глыбовом

Таблица 2

№ по порядку	Градусы	Примечание
1	40 ⟷ 220 |→ 310 ∠ 37	Трещина излома с кварцевыми прожилками
2	25 ⟷ 205 |→ 115 ∠ 31	Трещина срезывания
3	140 ⟷ 320 |→ 230 ∠ 71	

движении с преимущественным передвижением на юго-запад (по плоскости *a*, см. табл. 3), на плоскости с несоответствующим падением (315°, см. плоскость *b*, табл. 3), полосчатость скольжения



Фиг. 9. Срезывание (2) и взброс. Натуральная величина

Фиг. 10. Сбросовые плоскости с полосами скольжения (штрихи)
a — почти вертикальная, *b* — почти горизонтальная; — направление движения висячего бока (он удален на рисунке и в обнажении)

не указывает истинного направления перемещения (295° вместо 230), хотя при этом улавливается все же основной мотив перемещения.

Выводы о сбросовых явлениях. Можно было бы привести и описать много подобных детальных зарисовок но, ограничившись уже приведенными на табл. 3 сбросовыми плоскостями, можно сделать следующие заключения.

1) Характерными структурными чертами для исследованного района являются сбросы, причем из различно ориентированных сбросовых плоскостей (и трещин) наибольшее количество их *a*—северо-восточного и *b*—северо-западного простирания.

2) Для эффузивных пород характерны сбросы глыбового типа с небольшой амплитудой перемещения.

3) Передвижение масс при сбросовых явлениях имеет преимущественное направление юго-западное — северо-восточное.

ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ФОРМЫ ДЕФОРМАЦИЙ

Следующей формой хотелось бы поставить здесь ту, которая действительно является промежуточной между пликативными и дизъюнктивными дислокациями. В вышерассмотренном турьинском разрезе (фиг. 1 и 2) прослои зеленого песчаника, будучи однородны по составу, отзываются на приложенные силы неодинаково в различных частях прослоя.

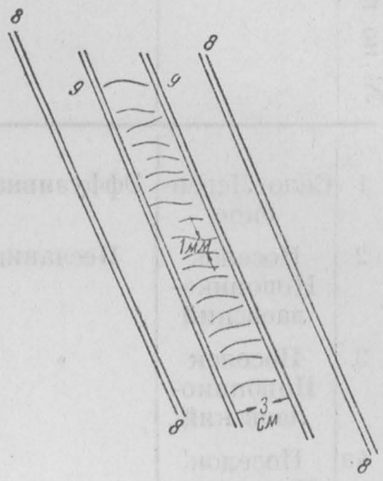
Прослой зеленого песчаника расчленен трещинами, имеющими направление:

8) 13° ⟷ 193°; |⟶ 287° ∠ 70°

на три зоны; средняя из них в свою очередь расчленяется поперечными, частыми и неровными трещинами:

9) 120° ⟷ 300°; |⟶ 30° ∠ 60°,

образующими листоватую отдельность. Листочки эти, как видно из фиг. 3, имеют незначительный изгиб, в других же участочках этого обнажения (фиг. 11) из них образуются плойки, на которых мы останавливались выше.



Фиг. 11. Зарисовка двух систем трещин в сланце

Отмеченные системы трещин выполнены кальцитом: по *8* — одномиллиметровой мощности, а по *9* — жилки много мельче и короткие (рубцовые жилки).

Этот пример хорошо иллюстрирует процесс приспособления отдельных слоев и показывает, насколько сложно идет разложение напряжений на составляющие. Кроме того, этим и вышеизложенными примерами хотелось подчеркнуть связь и взаимозависимость пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Материал, которым я располагаю, не дает каких-либо указаний на выделение отдельных фаз тектогенеза.

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИОГРАФИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Отмеченные два главных направления сбросовых линий удивительно точно совпадают с расположением гидрографической сети, поэтому невольно напрашивается предположение, что реки располагаются на месте сбросовых линий в пределах распространения легкоразрушающихся пород — тектонических брекчий. И действительно, брекчии кварцита [1] прослеживаются в речках:

1) северо-восточного направления (верховье р. Ташты, рр. Тайна и Паспаул) и

---

[1] Сцементированные марганцовым веществом в виде рудной гальки.

Таблица 3

Замеры сбросовых плоскостей

№ по порядку	Место	Название породы	Простирание	Падение	Угол падения	Направление движения	Характеристика сбросовой зоны	Угол, образованный полосами скольжения с горизонтом
			градусы					
1	Село Левенское	Эффузивная	25—205	115	35	40° висячий бок	резкая (срезывание)	—
2	Поселок Новониколаевский	Песчаник	15—195	105	15	190 лежачий бок	—	—
3	Поселок Новониколаевский	»	5—185	—	—	100—280	волнистая (излом)	40
4а	Поселок Новониколаевский		133—313	223	75	230 висячий бок	неровная	35
4в	Поселок Новониколаевский	»	55—225	315	9	295 лежачий бок	—	7
5	Ниже пос. Тунжи	Кварцевый диабаз	30—210	120	Круг.	вниз по падению, т. е. 120—300	грубая	—
6	Ниже пос. Тунжи	Порфиритовый мандельштейн	45—225	—	—	—	волнистая (излом)	—
7	Гора Чайна	Бластомилонит	100—280	10	70	—	волнистая с грязеподобными продуктами	—
8	Село Кочкино	Песчаник	150—330	вертикальная		—	грубоволнистая	—
9	Село Кедровка	Кварцит	135—315	45	30 35	45 висячий бок	неровная	—
10	Село Паспаул	Песчаник	45—225	155	80	вертикальное	волнистая	—
11	Село Киска	»	160—340	70	45	—	—	—
12	»	»	120—300	210	82	—	—	42
13	Большая Иша	Метаморфические сланцы	35—215	125	62	по падению	—	25
		Метаморфические сланцы	95—275	185	23	—		—

Продолжение таблицы 3

№ по порядку	Место	Название породы	Простирание	Падение	Угол падения	Направление движения	Характеристика сбросовой зоны	Угол, образованный полосами скольжения с горизонтом
			градусы					
14	Большая Ишэ	Габбро-диабаз	5—185	275	65	50—230	следы скольжения на кварце	—
			161—341		60	51—221	—	40
			125—305	215	40	—	—	—
			155—335	245	35	335—330	—	—
			70—250	340	60	250 висячий горизонт	—	—
15	Село Гусевка	Кварцевый фельзит (слоистый)	0—180	90	45—50	270 висячий бок	волнистая	—
16	Река Ложа	Кварцит	130—310	220	45—90	220 висячий бок	грубоволнистая	—
			165—345	255				
17	Гора Шакшак	»	50—230	вертикальная		—	с примазками Mn	—
18	Село Верхняя Уралушка	Порфир	20—200	290	60	—	—	—
19	Село Средняя Уралушка	Кварцит	130—310	почти вертикальная или 220		—	с брекчией трения цементиров окислами и отчасти Mn	—
			160—340	70	—	—		
			115—295	25	70	—		
20	Река Сары-Кокша	На аплитовых жилках	160—340	78	—	—		—
21	Река Сары-Кокша	Аплит	80—260	170	60	амплитуда сброса в 14 см		—
22	Река Сары-Кокша	Гранит	85—265	175	82	—	—	—
23	Село Вознесенское	Кварцит	10—190	280	60	10 лежачий бок	волнистая	—
24			120—300	вертикальная		—	грубоволнистая	—

2) северо-западного направления (р. Уба II, Щепиловский и Дадочкин ключи и др.).

Вполне естественно, что брекчеирование наблюдается в кварцевой толще, а не в песчано-глинистых сланцах, так как механические свойства их различны: кварциты жестки, а сланцы значительно пластичны.

На представленном схематическом разрезе рельефа местности резко подчеркивается асимметричность речных долин северо-восточного направления (фиг. 6).

Причину этого явления мы видим в сочетании двух факторов: сбросовых явлений и погружения оси синклинали.

Всякое погружение местности, согласно теории А. А. Борзова (5, № 137 и 6), привело бы к образованию асимметричных долин, согласно его схеме (фиг. 12).

Пунктир мною поставлен и иллюстрирует развитие асимметрии, согласно его рассуждению. Кроме того, асимметричность становится большей в связи с предполагаемыми сбросами (фиг. 6).

Фиг. 12. Схема развития асимметричных речных долин при общем наклоне местности по Борзову. (Пунктир поставлен мною и иллюстрирует развитие асимметрии, согласно его рассуждениям)

Уже раньше было отмечено, как отражается на геологической карте зона перегиба оси синклинали. Точно также в местах вздымания отдельных участков обнажаются более глубокие горизонты (прослои?) известняков (сс. Кочкино, Сафроновка, р. Уба I), залегающих внутри грауваккoвой свиты.

Дугообразное расположение этих трех пятен на геологической карте согласуется с формой синклинали, усложненной вышеуказанными процессами.

Некоторые сопоставления. Мне кажется совершенно необходимым, хотя и кратко сделать сопоставления описанных структур с подобными же, описанными в литературе.

Складки волочения, по Уиллису (3, № 255), возникают в результате выжимания и при этом скольжения при складкообразовании верхних пластов синклинали вверх и нижних — под синклиналь. Действительно, ащепковские складки волочения и кискинская волнистость по расположению на геологической карточке соответствуют верхним пластам, и по характеру этих форм можно судить именно о такого рода перемещениях. Между тем, складка волочения около Туры должна рассматриваться как результат передвижения по ослабленной зоне между двумя литологически различными пластами и по времени образования их (турьинских складок волочения) может быть и не связана со складкообразованием (тектонический контакт).

В других частях синклинали, а именно в нижележащих горизонтах, в известково-кварцитовой толще, тоже существовали ослабленные межпластовые зоны, по которым происходило внедрение пластовых даек диабаза.

По существу межпластовые движения нужно связывать со сбросовыми явлениями. При описании промежуточных форм дислокаций показан пример сочетания пликативных и дизъюнктивных форм. В природе, вероятно, эти сочетания в более крупном масштабе проявляются часто. Описанные складки волочения носят тут же и следы сбросовых явлений.

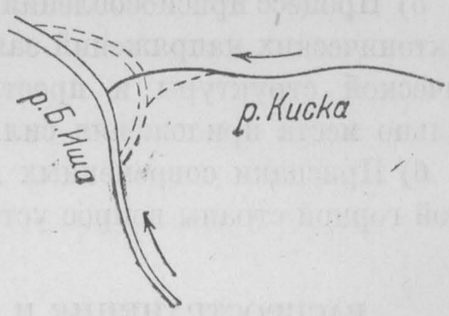
Seidl (7) на основании опытов и изучения каменноугольных формаций в Аппалачских горах приходит к заключению (подкрепляя его фактическим материалом), что дизъюнктивные и пликативные (первичные и вторичные) формы образуются в продолжение единого процесса складкообразования.

В нашем районе древние структуры, конечно, значительно осложнены позднейшими движениями, но основные черты дислокаций, вероятно, были созданы в период складкообразования, так как нельзя себе представить, чтобы грандиозный процесс складкообразования, формируя крупные складки, не повлек за собой частных форм дислокаций.

ПРИЗНАКИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ

Полевая зарисовка (фиг. 13) устья р. Киски иллюстрирует смещение русла рр. Большой Иши и Киски в юго-западном направлении.

Смещение порядка сотен метров произошло на глазах старожилов. Не видя причин данного явления в различии твердости пород долины, естественно, возникает необходимость объяснения изменения конфигурации русел опусканием участка в юго-западном направлении. Я подчеркиваю приблизительность этого направления, так как истинное направление можно установить только топографическими работами и, конечно, не в одном этом участке.



Фиг. 13. Полевая зарисовка, иллюстрирующая смещение русел рек. Пунктиром указано старое оставленное русло

Данный факт отмечается не столько с целью констатировать эти движения, сколько с целью поставить эту проблему в данной горной стране. Только внимательные физиографические наблюдения (сопровождающиеся топографической съемкой) могут установить интересные процессы, происходящие в последние столетия, подобно тому, как это было установлено в Иркутской области.

Указания на тектоническую подвижность в районе г. Кузнецка (Сталинска) в новейшее время мы находим у Коровина (8, № 322), а также упоминания о землетрясении в районе г. Бийска встречаются в литературе.

Может быть, и отмеченное смещение русла реки свидетельствует о современных подвижках по так наз. старым швам, но только движения обратного порядка, как бы возвращение в прежнее положение участков литосферы (т. е. приподнимание ранее погруженных частей синклинали).

Выводы

1) Изучаемая площадь сложена двумя свитами: а) кутень-булукской (Cm_2) и b) енисейской.

Они собраны в складки северо-восточного — юго-западного простирания. Падение енисейской свиты более крутое, нежели падение кутень-булукской.

2) Синклиналь осложнена вторичными складками — складками волочения, поперечными складками, брахискладками (?), и потому названа по терминологии Дана синклинорием.

3) Выдающейся чертой структуры района являются сбросы, преимущественно двух направлений: a) северо-восточного — юго-западного простирания и b) северо-западного и юго-западного простирания с различным падением. Знаки скольжения (полосчатость, плоскости выдергивания) на сбросовых плоскостях указывают на ориентированные передвижения масс в 50° северо-восточного и 230° юго-западного направления (с небольшими отклонениями).

3a) II группа сбросов наблюдается преимущественно в кварцитах и представляет экономический интерес, так как с ней, повидимому, связано марганцовое оруденение.

4) Мелкие структуры, рельеф и геологическая карта района вскрывают крупные структурные черты, а именно: ось синклинали погружается в северной части района на северо-восток и в южной — на юг.

5) Процесс приспособления различных частей земной коры под влиянием тектонических напряжений зависит от механических свойств пород, геологической структуры и пространственного расположения пород относительно места приложения сил.

6) Признаки современных движений заостряют перед исследователями этой горной страны вопрос установления этих перемещений и их характер.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СООТНОШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ПОРОД

В строении осадочно-вулканической, грауваккковой свиты имеют существенное значение кварцевые порфириты, порфириты, порфиритовые диабазы и различные туфовые и туфогенные отложения. По р. Малой Ише они широко распространены и обычно перемежаются со слоистыми аркозовыми песчаниками. Начиная от с. Паспаула по берегам р. Малой Иши тянутся скалистые обнажения, и за 2—3 км до ее устья они обрываются и переходят в плоскую, широкую долину рр. Малой и Большой Иши. В левобережье по притокам р. Малой Иши эффузивные породы вдаются неглубоко, в правобережье же они пользуются большим распространением. Так, например, по р. Учек они широко распространены, а также по р. Ишпанак можно ожидать широкого распространения. За недостатком времени маршрута этого не удалось сделать, между тем, судя по выходам правобережья р. Малой Иши и левобережью р. Средней Тырги можно ожидать здесь их сплошного распространения.

От пос. Новый Путь до пос. Левенского наибольшее значение имеет кварцево-порфиритовая фация.

Против пос. Новый Путь (левый берег) среди кварцевых порфиритов обнажаются также их туфы, в которых была обнаружена фауна. В этой обломочной, существенно пирокластической породе виден обломок скелета

формы, по определению А. Г. Вологдина, относящийся к *Archaeocyathinae* которая может быть определена как *Coseinocyathus* Sp. Формы такого облика свойственны, в частности, камешковскому горизонту нижнего кембрия (верхние горизонты Cm).

По данным исследований в северо-восточном Салаире, в 1934 г. А. Г. Вологдина в так наз. печеркинской толще широко развиты туфы такого же облика и состава и относятся они к средним, частью верхним горизонтам среднего кембрия.

Совершенно очевидно, что эта свита, ранее отождествляемая с кутень-булукской свитой (докембрийского возраста), не древнее нижнего кембрия. Она также не может быть девонской, ибо формации девонского возраста имеют резко отличные свойства (красноцветные). Следовательно, эта свита может быть средне- и верхне-кембрийской или силурийской. Между тем, основываясь на специальных исследованиях А. Г. Вологдина, мы можем отнести изучаемую свиту к среднекембрийским образованиям.

Ниже на 1—1.5 км по р. Малой Ише высокая скала сложена внизу, кварцево-роговообманковым порфиритом, а вверху его туфом. Еще ниже идут мощные выходы все тех же туфов, в которых частично высечен тракт.

В логу (левый борт) против нижнего конца пос. Левенского туфы в сильной степени пористы, и с внешней стороны валяющиеся глыбы обильно покрыты окислами железа.

В 1—1.5 км ниже пос. Казанцевского, в левом борте лога р. Убы III (при его соединении с долиной р. Малой Иши) обнажение кварцевого порфирита пронизано прожилками кварца. Последний выделяется в виде щеток горного хрусталя, а в полостях видны налеты окислов марганца и железа.

За пос. Левенским и горой Котел мы следуем вдоль скалистых обнажений туфов и порфиритовых такситов, да и вообще говоря, здесь приобретает все большее значение порфиритовая фация, а еще ниже больше встречаются уже порфиритовые диабазы и диабазы.

Гора Котел сложена авгитовыми порфиритами (невадитовыми) и мандельштейнами, самая же вершина горы сложена туфовыми конгломерами, содержащими в своем составе гальку гранитов, иногда нацело каолинизированную.

Точно также породы слагают сс. Малиновую и Барсучью в верховье Убы II, и гору Чайну в верховьи р. Убы III, но здесь они милонитинизированы (бластомилониты). Семнадцатисантиметровый прослой кварцево-порфиритового туфогена разбит трещинами отдельности:

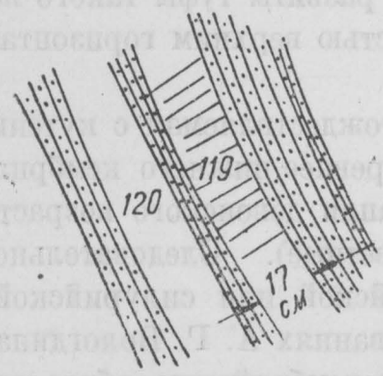
1) 105° ⟷ 285°; |→ 15°; ∠ 55° (слоистость)
2) 120° ⟷ 300°; |→ 210°; ∠ 40°
3) 35° ⟷ 215°; |→ вертикальная.

Не доезжая 0.5—1 км до с. Учек, на левом берегу р. Учек, обнажаются слои серо-зеленых аркозовых песчаников, с которыми переслаиваются

кварцево-порфиритовый туфоген (№ 119) и туфогенный песчаник. Их соотношения представлены на нижепомещаемой зарисовке (фиг. 14).

Эти трещины расчленяют породу на плитки, напоминающие столбчатую отдельность.

Выше по р. Учеку встречаются опять туфы кварцевого порфирита. За с. Мосталы, в 2 км, в устье правого притока (ключа) встречаются обломки настолько крупнозернистого кварцево-роговообманкового порфирита, что в поле он был принят за интрузивную породу. После микроскопического изучения кажется возможным породу отнести к гипабиссальной фации кварцевых диоритов.



Фиг. 14. Схематическая зарисовка соотношений аркозовых песчаников (точки) с кварцево-порфиритовым туфом *(119)* и туфогенным песчаником *(112)*

И, наконец, нужно отметить взятый образец кварцевого порфирита, совершенно отличного от кварцевых порфиритов бассейна р. Малой Иши и потому выделенного при микроскопическом описании от остальных аналогичных пород. Он найден в ключе, впадающем слева в р. Сейку (против пос. Сейского) — левый приток р. Ыныргн.

Габбро-диабазы встречены в трех местах: у с. Ащепково, против пос. Новый Путь и в с. Мосталы. Выходы эти небольших размеров.

Закончив описание распространения эффузивных пород, связанных с граувакковой свитой, необходимо отметить, что состав обнажений весьма пестр и непостоянен. Прослеживая шаг за шагом обнажения, нельзя уловить закономерности или постепенных переходов. Наоборот, закономерностью текстуры многих пород является обломочность и перемешанность магматического материала. Это, как выясняется после микроскопического изучения, соответствует широко развитому здесь типу структурных и конституционных такситов.

В отношении возрастном нужно сказать, что они тесным образом связаны с граувакковой свитой и, как в одном месте (с. Учек) установлено, переслаиваются с аркозовыми песчаниками (серыми вакками). Вследствие этого можно думать, что излияние лавы происходило на дне моря в условиях средних глубин (песчано-глинистая фация), причем наблюдаются смены седиментации и вулканических излияний.

На основании найденной фауны и приведенного выше анализа можно сделать вывод, что вулканическая фаза исследованных эффузивов имеет среднекембрийский возраст.

По вопросу последовательности эффузивных излияний имеется всего два факта, говорящих за более раннее излияние кислых разностей (кварцевых порфиритов). Этими фактами будут следующие.

Во-первых, более высокие топографические участки слагаются всегда порфиритами (гора Котел, с. Малиновая, с. Барсучья, гора Чайна и др.),

а низкие участки — кварцевыми порфиритами и, во-вторых, в обнажении против пос. Новониколаевского ясно видна галька (или обломок) кварцевого порфирита (№ 65) в порфиритовом таксите.

Точно такую же последовательность с большей определенностью намечают для сходных формаций и другие исследователи Зап. Сибири (Усов и Вологдин).

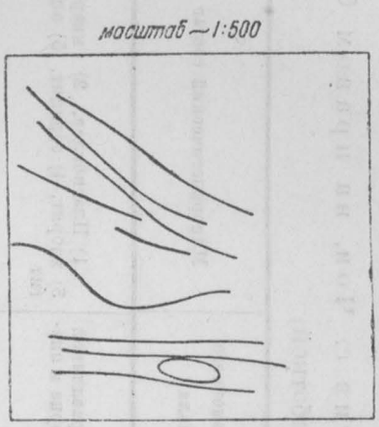
В туфах авгитовых порфиритов встречается галька серых гранитов, но определенных указаний на то, что это граниты ыныргинского массива, а не другие, более древние, в нашем распоряжении не имеется.

Теперь я остановлюсь на одном разрезе, характеризующем, вероятно, заключительную стадию формирования граувакковой свиты. Обнажение это находится на правом берегу р. Большой Иши, против с. Чои.

Элементы залегания осадочных и туфогенных пород следующие:

$$40 \leftrightarrow 220^\circ;\ | \rightarrow 310^\circ;\ \angle\ 45^\circ$$

(фиг. 15 и табл. 4).



Фиг. 15. Линии на зарисовке отмечают положение слоистости фельзит-порфира, улавливаемые в различных частях обнажения.

Частая перемежаемость осадочных и вулканических образований, а также наличие конгломератов говорят о частом колебании и смене условий накопления осадков и вулканической деятельности. Как иллюстрацию быстрой смены условий седиментации, а так же как иллюстрацию влияния состава пород на их механические свойства можно привести следующий факт: прослои серо-зеленых песчаников в верхней части разбиты мельчайшими многочисленными трещинками, а в нижней части они более компактны. Различная восприимчивость к трещиноватости в однотипных породах является первейшим признаком различия в крупности зерна породы. Эти различия легко подмечаются и в нижней части прослоя видны обломочки нижележащего слоя.

Серо-зеленые песчаники в нижней части имеют мощность порядка нескольких метров, выше же имеет всего 37 см мощности. По облику они совершенно аналогичны песчаникам граувакковой свиты, но перемежаемость их с породами, резко отличными, обязывает их выделить из среднекембрийской свиты, тем более что здесь же в нижних горизонтах разреза имеются конгломераты. Тождественность песчаников может лишь служить указанием, что в новом цикле осадкообразования были кратковременные возвраты среднекембрийских фациальных условий. Определенных указаний на возраст этих пород нет, можно лишь заметить, что они отличаются также и от красноцветных пород девонского возраста, столь характерных для Зап. Сибири.

Таблица 4

Характеристика пород, слагающих обнажение против с. Чои, на правом берегу р. Б. Иши

(с микроскопической обработкой)

№ образца	Название и внешний облик породы	Структурные особенности	Основная масса	Состав обломочного материала	Минералогический состав	Диагенетические процессы
91	Грубообломочная порода коричневато-бурого цвета	Такситовая структура а) Катакластическая б) Различные	Аморфный базис значительно раскристаллизован, бурого цвета	Кварцит различной крупности зерна и плагиоклаз	1) Плагиоклаз, 2) кварц, 3) хлорит, 4) серицит, 5) апатит	Сильная кальцитизация плагиоклаза. Хлоритизация породы. Выделение кварца и отчасти халцедона в пустотах. Вокруг кварцевых выделений иногда каемки из клочков карбоната
Шл. 90а		Крупно-обломочный материал, в крупных обломках в свою очередь более мелкие		То же. Один обломок кварцита с ярозитом	То же + рудный и ярозит	
90	Та же, но плотная афанитовая	Кластическая (мелкие обломки)	Аморфная	Кварцит, порфирит, плагиоклаз, кварц	Те же (1, 2, 3, 4 и 5). Апатита мало. Хлорит только зеленый	Хлоритизация и кальцитизация. Избирательная кальцитизация двойников плагиоклаза
Шл. 90а	Та же, но плотная афанитовая	Эвтакситовая	Аморфная, бурого цвета	Кварцит, порфирит, плагиоклаз, кварц	То же + рудный	
89	Грубообломочная с обломками розового и зеленого цвета	Такситовая + катакластическая	Мелкозернистая	Кварцит (загрязненный) плагиоклаз, кварц, полевошпатовая интрузивная порода	1) Кварц, 2) плагиоклаз, 3) мусковит, 4) кальцит 5) хлорит, 6) апатит, 7) халцедон, 8) циркон, 9) рудный	Кальцитизация и мусковитизация плагиоклаза
88	Грубообломочная, серо-зеленого цвета	Катакластическая	Аморфная, отчасти мелкозернистая (хлоритизированная)	Кварцит, плагиоклаз, кварц	1) Кварц, 2) плагиоклаз, 3) мусковит, 4) хлорит, 5) халцедон, 6) рудный	Плагиоклаз хлоризитируется, пелитизируется и кальцитизируется
	Серо - зеленый песчаник	—	—	—	—	—
87	Среднезернистый песчаник желтого цвета	Такситовая Катакластическая	То же что и в № 88 »	1) Кварцит, 2) плагиоклаз	1) Кварц, 2) плагиоклаз, 3) мусковит, 4) хлорит, 5) халцедон, 6) рудный	Плагиоклаз мусковитизируется и пелитизируется
92	Плотная афанитовая порода черного цвета среди серо-зелен. песчаников			—	—	—
93	Конгломерат	—	—	—	—	—
86	Грубообломочная с обломками серого цвета с серо-зеленым цементом	Такситовая и катакластическая	Аморфная, в значительной степени хлоритизирована	Кварцит, плагиоклаз, кварц, порфирит и интрузивная порода	1) Кварц, 2) плагиоклаз, 3) апатит, 4) кальцит, 5) хлорит (желтый и зеленый)	Хлоритизация аморфного базиса

Через 1 км на северо-запад, у с. Гусевки обнажаются слоистые фельзитовые порфиры в верхней части «бараньего лба», имеющие элементы залегания следующие:

$$0 \longleftrightarrow 180°;\ |\longrightarrow 90°;\ \angle 45—50°$$

Нижние горизонты тектонически нарушены и имеют следы внутриформационных передвижений, экзотические «клубки» и волнистость нижних слоев (схематическая фиг. 15).

Несколько загадочными кажутся встречающиеся экзотические глыбы кварцита среди осадочных пород иного состава (напр., известняков, песчаников, песчано-глинистых сланцев и др.).

«В одном месте по р. Учеку на склоне горы лежат два больших валуна яшмовидного мелкокристаллического кварцита, объяснить происхождение которых очень трудно, так как ни гора, на которой лежат эти два кварцита, ни возвышенности вверх по Учеку не содержат кварцитовых пород» (Яковлев, стр. 86).

Крупная глыба размером в 5—10 м также встречена на левом берегу р. Большой Иши, у нижнего конца с. Чои, и вообще в прилегающих районах такие экзотические глыбы встречаются нередко.

Объяснить их происхождение нетрудно, если учесть физические свойства кварцита и те последствия, которые они обусловливают в процессе денудации. Возможность образования этих глыб среди чуждых формаций видна из пространного описания в физико-географическом очерке физических свойств кварцитов и их распространения в речных долинах. Такие глыбы можно встретить среди наносов, в долинах рек, передвинутых на значительное расстояние (напр., у с. Шакшак). Вероятно, и в древности образовывались громадные глыбы и продвигались на очень большие расстояния в участки накопления осадков.

Большие две горы — Буланак и Кара-Гаю — сложены ортофирами и фельзитами. Яковлев в своей работе (1) несколько переоценивает значение порфиров в сложении горы Буланак, а именно: в подошве горы Буланак, бесспорно, встречаются порфиры, но сама гора и ее вершины на самом деле сложены преимущественно фельзитами.

В настоящем разделе я остановился на небольшом количестве обнажений в виду того, что в работе Яковлева имеется систематическое описание обнажений данного района. Интересующихся этой стороной вопроса я отсылаю к его работе (1). Мною лишь описаны те обнажения и особенности, которые не нашли отражения в работе Яковлева, или же после дополнительных наблюдений теперь проливают свет на некоторые основные вопросы геологии.

Марганцоворудная галька констатирована у сс. Сафроновки, Шакшак и на водоразделе рр. Карасук — Паспаул. Признаки оруденения в виде налетов и корочек марганца встречены еще у сс. Касаткино (вершина р. Камышак) и Улалушки.[1]

[1] Подробное описание распространения и характера оруденения представляется заинтересованным организациям (напр., Сталинскому металлургическому комбинату и др.).

Характерным для распространения рудной гальки является:

1) в вершине ключей размер и количество гальки уменьшаются;

2) галька находится у возвышенностей, значительно сглаженных, и, наоборот, у высоких гор констатировать ее не приходилось.

3) иногда галька присутствует в большем количестве или исключительно под наносами.

Отсюда вытекает один из поисковых признаков, по которому можно заключить, что в этом районе можно ожидать нахождение рудных концентраций в участках пониженных или среднепониженных, т. е. участках значительно эродированных вследствие слабости брекчиированных зон, а как мы увидим ниже, концентрация Mn происходила в брекчиированных кварцитах.

Для суждения о генетических особенностях марганцового оруденения нелишне здесь резюмировать имеющийся материал, полученный в результате поисков в данном районе:

в о-п е р в ы х рудная галька находилась в пределах известняково-кварцитовой свиты;

в о-в т о р ы х, зоны распространения гальки расположены согласно простиранию свиты;

в-т р е т ь и х, в большинстве случаев встречались руды брекчиевидной структуры, и весьма редко встречался тип коры выветривания (с охристым и глинистым материалом);

в-ч е т в е р т ы х, небольшие концентрации марганцового вещества наблюдались на сбросовых поверхностях кварцитов или кварцевых жил (в кварцитах и изверженных породах). В этом случае марганцовое вещество выделяется не только в виде налетов и корочек, но и в виде вкрапленности и неправильных выделений;

в-п я т ы х, оруденение наблюдалось также в песчаниках и песчанистых сланцах (Чоя, Паспаул и Киска). Проникновение происходило по плоскостям напластования и реже по другим трещинам. Кроме того, некоторые эффузивные кислые породы имеют признаки оруденения в виде небольших включений, налетов и корочек (с. Средняя Тырга, горы Кара-Гаю и Киска).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Переходя к петрографическому описанию, я должен оговориться, что оно неравномерно освещает различные типы пород. Это обусловливается большим разнообразием пород, слагающих район, и недостаточностью времени, предоставленного на их изучение.

Наиболее полно описана порфирит-диабазовая формация, выделяемая в пределах граувакковой свиты. В связи с этим строение и состав ее я постарался осветить наиболее полно.

Порфиры, широко развитые в окраинной части изученного района, не имеют полного описания в настоящей работе.

Ортофиры, фельзиты, сферофельзиты и другие породы, также встречаемые в районе, совершенно исключаются из петрографического очерка, так как беглый их осмотр вряд ли дал бы что-либо новое в сравнении с тем материалом, который представлен в работе Яковлева (1), поэтому я, не увеличивая объема настоящей работы, интересующихся этими породами отсылаю к ней.

Точно также я кратко останавливаюсь на некоторых членах дифференцированного Ынныргинского массива, изучение которого должно послужить самостоятельной темой исследования.

ПОРФИРИТ-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Кварцевые порфириты и связанные с ними породы

В этом разделе описываются разнообразные породы: кварцевые порфириты, кварцево-роговообманковые порфириты, туфовые кварцевые порфириты, туфогены, туфобрекчии и, наконец, туфовые конгломераты. К выделению их в один раздел побуждают их генетическая связь, совместное их нахождение (территориальная близость) и сходство процессов метаморфизма.

Кварцевые порфириты (№ 54, 65). Это породы зеленого цвета с темными и желтыми оттенками. Иногда они в значительной степени пористы и тогда покрыты окислами железа. Вкрапленики кварца, а иногда и плагиоклаза ясно видны невооруженным глазом. Кварц бывает черным, белым и фиолетовым. Диаметр вкрапленников достигает 2—3 мм.

Для характеристики породы был сделан анализ образца № 64 (аналитик Н. Х. Айдиньян) (табл. 6).

Вследствие того, что в анализируемом образце, как после выяснилось, была жеодка кварца, содержание кремнекислоты и коэффициент кислотности для породы оказались искаженными.

Под микроскопом кварцевый порфирит имеет порфировую структуру. Основная масса — мелкозернистая с очень незначительным количеством нераскристаллизованного стекла. В составе основной массы ясно различимы зернышки кварца то большей, то меньшей величины, остальные составляющие (вероятно, плагиоклаз?) уже трудно индивидуализировать. Базис в сильной степени хлоритизирован и отчасти и неповсеместно кальцитизирован.

Плагиоклаз вкрапленников обычно изометричный или слегка вытянут по (010), но встречаются и сильно вытянутые формы, микролиты же встречаются редко. В некоторых кристаллах наблюдаются микросдвиги и секториальные двойники, которые по существу являются результатом микросдвигов. Изменение плагиоклаза выражается в пелитизации, серицитизации и кальцитизации.

Вкрапленики кварца обычно имеют мелкозернистую оболочку гранулированного кварца, а центральная ненарушенная часть зерна имеет эллипсоидальную или округлую форму. Редко встречаются гексагональные, обычно

несколько округлые разрезы. Часто наблюдаются в зернах кварца односторонние бухтовидные заливчики или совершенно изолированные включения основной массы. Некоторые зерна трещиноваты, раздроблены и даже растащены.

Таблица 6

	Весовые %	Молекулярное колич.	or	ab	an	Хлорит		He	Qu	Примечание
						at	sp			
SiO_2	75.40	1.256	0.024	0.468	0.012	0.012	0.020	—	72.0	В плагиоклазе 7.6 % an
TiO_2	0.25	0.003	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{6.100}{78} = 7.6\%$
Al_2O_3	11.42	0.112	0.004	0.078	0.006	0.024	—	—	—	
Fe_2O_3	2.12	0.013	—	—	—	—	—	0.013	—	
FeO	2.30	0.032	—	—	—	0.012	0.020	—	—	
MnO	0.40	0.001	—	—	—	—	—	—	—	
CaO	0.31	0.006	—	—	0.006	—	—	—	—	
MgO	0.93	0.023	—	—	0.012	—	0.011	—	—	
K_2O	0.40	0.004	0.004	—	—	—	—	—	—	
Na_2O	4.86	0.078	—	0.078	—	—	—	—	—	
P_2O_5	Нет	—	—	—	—	0.024	0.020	—	—	
H_2O	0.69	0.038	—	—	—	—	—	—	—	
Потеря при прокаливан.	1.29	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма . .	10.01 %	Вес. %	2.22	40.89	1.67		9.2	2.8	43.2	
				Плагиоклаз № 8						

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$1.15\,\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 10\,SiO_2$$

$$a = 4.82$$

$$\beta = 21.5$$

$$R_2O : RO = 1.32 : 1$$

Апатит встречается очень редко.

Хлорит зеленый — со слабым двупреломлением и желтый — с высокими цветами интерференции. Последний здесь преобладает.

Плагиоклаз с кварцем образуют микропегматитовые прорастания, а также видны сферолитовые образования.

Сейский кварцевый порфирит. Здесь необходимо остановиться на образце № 175, несколько отличном от всех описываемых в этом разделе. Он имеет плотный облик, цвет его темносерый, а в тонком изломе зеленый. Вкрапленики плагиоклаза белого цвета ($D = 2$ мм) и кварца — черного цвета ($D = 0.25$ мм).

Под микроскопом он имеет, в отличие от кварцевых порфиритов Малой Иши, свежий вид; основная масса только слегка хлоритизирована, в ней присутствуют в небольшом количестве микролиты плагиоклаза. По плагиоклазу образуются эпидот, мусковит, кальцит и хлорит. Кварц здесь даже без волнистого угасания. В шлифе три идиоморфных зерна бурой роговой обманки. Она плеохроична, имеет двойниковое строение (табл. 7).

Кварцево-роговообманковый порфирит (образцы № 27, 68, 134, 134а и 134b). Внешний облик породы такой же; оттенок породы сероватый и крупность зерна у нее бóльшая.

Таблица 7

Результаты измерений оптических констант плагиоклазов

№ шлифа	Ng	Np	Nm	Двойниковая ось	Индекс спайности	2V	Светопреломление	№ плагиоклаза	Закон двойникования
56	67	85	20.5	[100]	(010)		выше канадского бальзама	38	альбитовый Esterel
57	—	—	—	⊥ PM	∠+ 10°		»	27	—
				⊥ PM	∠+ 8°		»	26	—
64	77.5	83.5	16.5	(001)	(001)	+ 81	ниже канадского бальзама	7	альбит-карлсбадский
				⊥ (010)	∠— 15°		»	6	—
67	16.5	73	85	010	(010)	+ 78	»	5	альбитовый
67	13	86	80	по спайности			»	8	—
67	13	88	78	(010)	(010)		»	8	альбитовый
82	72	85	16	[001]	(010)	+ 71	»	4	альбит-карлсбадский
85	74	83	18	то же			выше канадского бальзама	35	альбитовый
85	165	86	75	по спайности			»	37	—
126	77	81	15	(001)	(001)	+ 81	»	33	манебахский
	73.5	79.5	22	то же			»	33	»
				⊥ PM	∠+ 19°		»	35	—
131	16	89	72.5	[010]	(010)	— 78	»	34	альбитовый
	17.5	86	73	то же			»	34	»
138	18	86.5	71	(010)	(010)	— 84	»	40	»
	18	85.5	75.5	то же			»	38	»
82	20	74	74	по спайности			ниже канадского бальзама	микроклин	

Основной фон шлифа темносерый. В составе основной массы довольно много аморфного вещества; в ней плавают порфировидные вкрапленики плагиоклаза и роговой обманки. Структура гломеропорфировая.

Плагиоклаз вкрапленников имеет обычно изометричную или слегка удлиненную форму. Он настолько сильно соссюритизирован, что замерить его на федоровском столике удается с трудом. Состав его определяется 34% анортитовой молекулы, закон двойникования манебахский. Часто наблюдается зональное строение их, и изменение тогда протекает тоже зонально.

Роговая обманка всюду идиоморфна и обычно ограничена опацитовой каймой. Внутренняя часть ее замещена аггрегатом мелкозернистого кварца, зеленого хлорита и отчасти кальцитом. Очень редко можно встретить мельчайшие остатки роговой обманки, узнаваемые по высокому двупреломлению.

Кварц — совершенно свежий, кристаллы его обычно имеют скелетную форму и включают основную массу. В некоторых случаях кварц имеет угловатую форму.

Апатит имеет в шлифе шестиугольную и неправильную форму. Оптические свойства его обычны, и лишь только в некоторых случаях он имеет бурую окраску и при этом сильно плеохроирует.

Рудные зерна обладают решетчатым строением, что позволяет их отнести к титано-магнетиту. Внутри решеток или по трещинам встречается хлорит.

Кварцево-порфиритовый таксит (№ 82 и 126).

Это кварцевые порфириты, под микроскопом обнаруживающие неоднородное строение. По составным частям различные участки тождественны и только различаются по крупности зерна основной массы и вкрапленников, а также и степенью хлоритизации.

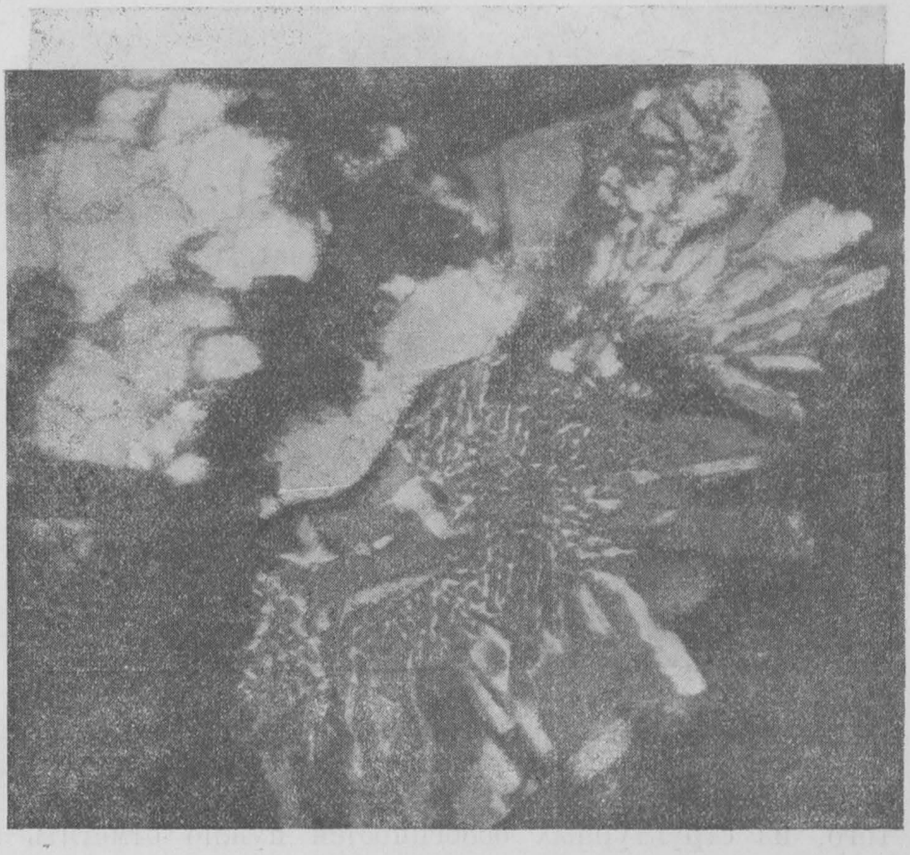
Например, образец № 82 имеет основным фоном описанный кварцевый порфирит, а в нем округлые участки тоже кварцевого порфирита с более равномерной и тонкозернистой основной массой, слабо хлоритизированной. Порфировидные вкрапленики раза в три мельче, чем у цементирующего кварцевого порфирита. Встречаются участочки с андезитовой структурой, довольно сильно хлоритизированные.

В разных местах шлифа встречаются сферолиты с радиально-лучистым строением, в центре имеющие зеленый хлорит. Листики, составляющие сферолит, имеют светопреломление меньше, чем у кварца, т. е. сферолиты, вероятно, полевошпатовые.

В шлифе № 126 неоднородность вскрывается только при скрещенных николях. Хлоритизация в нем проявлена сильно. Хлорит здесь зеленый и особенно много бурого высокодвупреломляющего. Здесь встречаются оолитики, получившиеся в результате образования хлорита с сотовой структурой.

Сферотаксит (№ 138). Порода черного цвета с порфировидными вкрапленниками плагиоклаза. Редко встречаются обломочки темнорозового цвета. Порода рассечена многочисленными трещинами. Одна система трещин является, вероятно, сланцеватостью. Плоскости трещин покрыты бурыми, сизо-черными и охристыми продуктами выветривания.

Под микроскопом порода имеет структуру порфировую. Основная масса сферолитовая и в ней порфировидный плагиоклаз и бластопорфировый кварц (фиг. 16).



Фиг. 16. Структура сферотаксита

Сферолиты встречаются двух родов:

1) коричневого цвета, причем более интенсивное окрашивание в центре и,

2) менее окрашенные, имеющие в центре зеленый хлорит.

Строение сферолитов концентрически скорлуповатое. Удлинение (—). Погасание происходит в виде креста. Размер наибольших, сложных индивидов равен 0.5 мм.

Между сферолитами располагается основная масса серого цвета, среди которой бывает кварц.

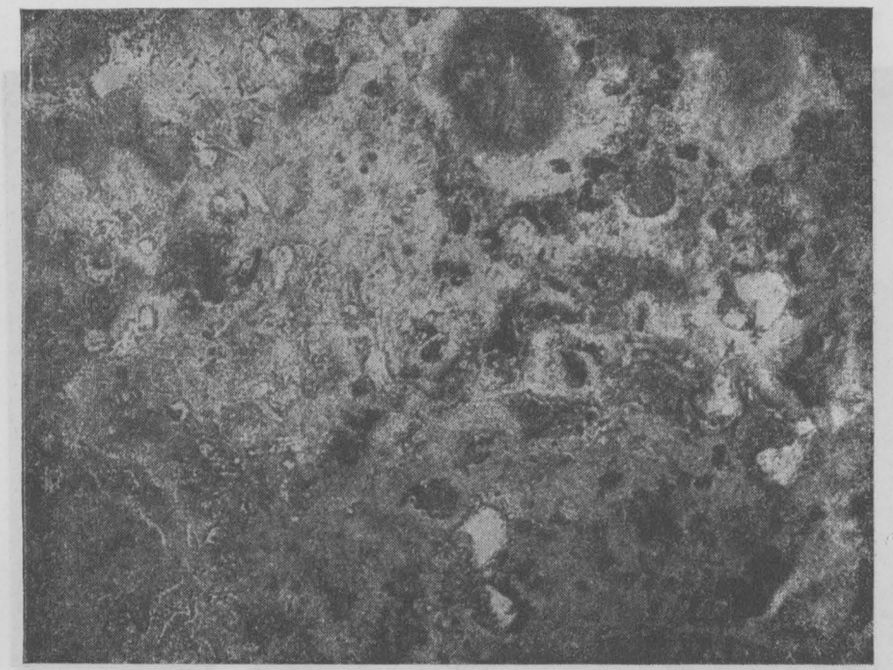
Порфировидные вкрапленики андезина сдвойникованы по альбитовому закону. Обычно около них бурая или серовато-бурая кайма. Андезин выглядит довольно свежо, лишь только мелкие частички цоизита (?) и хлорит нарушают его свежесть.

Кварц встречается исключительно в промежутках сферолитов в виде мелких округлых зерен, погасающих группами. Учитывая последнее

обстоятельство, можно предполагать, что они образовались путем катаклаза крупных зерен.

В плагиоклазе и основной массе встречаются иголочки апатита. Рудных зерен очень мало. Замечено несколько мелких зерен циркона (?).

Другая часть шлифа представляется серо-бурой мелкозернистой массой с мелкими чешуйками зеленого хлорита и сыпью непрозрачного вещества, в отраженном свете белого цвета. Сферолитов здесь очень мало и то только малых размеров. Вкрапленики плагиоклаза еще меньших размеров.



Фиг. 17. Гранофировое прорастание и гранулированное зерно кварца в кварцевом порфирите. Николи скрещены

Кроме того, из структурных особенностей нужно отметить наличие дендритообразных индивидов, обусловленных как бы проникновением струек кремнекислоты в основную массу. При включении гипсовой пластинки изменение окраски происходит одновременно во всем дендрите, так что это образование подобно сферолитам, но в данном случае состоящее из двух расчлененных частей: ветвь — бесцветная и листья — из серо-бурой основной массы.

Кроме того, в проходящем свете видны флюидальные потоки и, наконец, в шлифе видны мельчайшие прожилки мелкозернистого кварца.

Кварцево-порфиритовый туфоген (№ 119). Порода серо-зеленого цвета, имеет свежий вид; текстура обломочная. Под микроскопом структура породы кластическая. Составляется она из обломков кварцевого роговообманкового порфирита, сильно хлоритизированного порфирита, кварцита, известняка, плагиоклаза и кварца. Преобладающей и цементирующей массой является кварцевый порфирит. Особенности перечисленных обломков описываются под специальными заголовками.

Относится она к туфогенам на основании дополнительного признака — слоистой формы залегания (см. выше фиг. 14).

Кварцево-порфиритовый туф (образцы № 23, 54, 57). Темно- и светлосерые породы, обладающие пористостью в различных участках. Под микроскопом структура их такситовая и катакластическая. Мелкие и крупные обломки порфирита перемежаются с кварцево-порфиритовым материалом.

Последний является основным фоном шлифа. Он обладает всеми особенностями уже описанного кварцевого порфирита. Необходимо лишь отметить, что лентообразные выделения зеленого хлорита образуют тип флюидальной структуры, в других случаях видна пизолитовая структура.

Округлые и эллипсоидальные участки порфирита имеют витрофировую структуру. Стекло основной массы обладает бурым цветом, оно слегка раскристаллизировано и хлоритизировано; в нем, помимо микролитов, встречаются лейсты плагиоклаза и исключительно редко вкрапленики кварца.

Кварц и плагиоклаз имеют обломочный облик, который приобретен ими, вероятно, в момент излияния на поверхности, так как отломившиеся части зерен обычно присутствуют поблизости. Встречены пустотки, выполненные кварцем и кальцитом.

Кварцево-порфиритовый туфо-конгломерат (№ 67 и 133). Цементом туфо-брекчии служит кварцевый порфирит. Округлые обломки достигают размера 5 см в диаметре. Обломками являются эффузивы и известняк. Так, например, в образце № 67 крупный обломок известняка имеет отпечаток археоциаты. Так же как и многие другие члены этой серии пород, туфо-брекчия издает запах глины.

Под микроскопом обнаруживается, что порода состоит из обломков кварц-роговообманкового порфирита, известняка, кварцита (?), кварца и плагиоклаза. Структура резко кластическая. Обломки кварцевого роговообманкового порфирита имеют следующий состав: основная масса буроватого цвета, отчасти раскристаллизована, отчасти хлоритизирована. Вместе с микролитами присутствует также мелкий, изометричной формы плагиоклаз. Кроме того, есть порфировидные вкрапленики плагиоклаза, роговой обманки и реже кварца. В отличие от описанного кварцевого роговообманкового порфирита, здесь не наблюдается кучного расположения вкрапленников; плагиоклаз довольно свежий и только отчасти серицитизирован; роговая обманка не всегда обладает идиоморфизмом и опацитовыми каемками, но она также нацело хлоритизирована. Структура витрофировая.

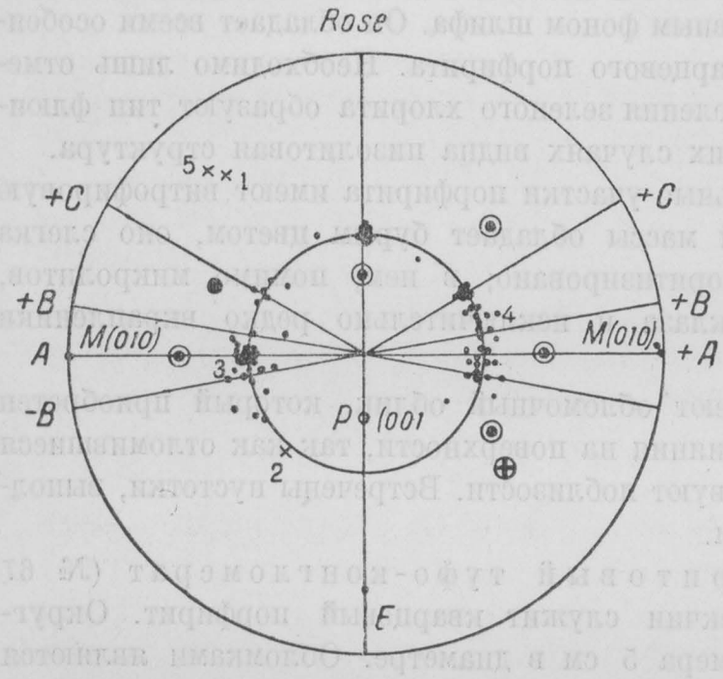
Обломки известняка представляются частью крупными кристаллами кальцита, частью чернобурой непрозрачной массой, в отраженном свете имеющей белый и зеленоватый оттенки.

В данной кутень-булукской свите можно ожидать обломков енисейской свиты, известняки которой обычно черные, битуминозные, а в туфо-конгломерате известняк имеет светлосерую окраску. Сопоставляя микро- и

макроскопические анализы, можно думать, что обломок битуминозного известняка, попавши в лаву, перекристаллизовался и обесцветился.

Обломки полевошпатовой породы: аггрегат хлопьевидных зерен полевого шпата, имеется немного эпидота и хлорита.

Обломки кварца имеют размер до 2 мм. В них ясны следы катаклаза, проявляющиеся в облачном погасании, трещиноватости и растаскивании кристаллов. По трещинам выделяются кальцит и хлорит.



Фиг. 18. Положение осей кварца в различных письменных срастаниях с полевым шпатом

Точки, обведенные кружками, означают срастание с кислыми плагиоклазами (по А. Е. Ферсману). Крестики при цифрах 1, 2 и 5— оси новых законов, установленных Н. Н. Горностаевым. Крестик, обведенный кружком, отмечает положение оси в прорастании кварцевого порфирита. +В—В—Адун-Чилонгский закон. С—Мурзинский. Rose—закон Розе

Обломки плагиоклаза обладают свежестью и содержат лишь незначительное количество чешуек серицита. Угол погасания в зоне ⊥ РМ равен 20°, т. е. номер плагиоклаза 37-й. По трещинам спайности выделяется нежнозеленый хлорит. В шлифе видна микрожилка барита с кальцитом.

О некоторых прорастаниях. Весьма часто встречаются прорастания типа гранофировых (фиг. 20). Особенностью этих микропегматитовых прорастаний является то, что прорастаются сдвойникованные по манебахскому закону плагиоклазы мирмекитообразным кварцем. Один из замеров микропегматита на федоровском столике и соответственная ориентировка оси кварца относительно кристаллографических элементов плагиоклаза показали, что прорастания эти немного не совпадают с законами, установленными Ферсманом (9) и дополнительно Горностаевым (10) (фиг. 18).

От гранофировых прорастаний к сферолитам наблюдаются переходные формы. Сферолиты наблюдаются в тех случаях, когда вкрапленики плагиоклаза малы или совершенно отсутствуют, но отождествлять их все же нет пока достаточных оснований.

Метаморфические явления в кварцево-порфиритовой группе

Химический метаморфизм. Прежде всего необходимо отметить глубокое изменение основной массы. В этой группе почти никогда не встречается стекла; оно в сильной степени раскристаллизовано, в неко-

торых случаях до такой степени, что ясно видны зернышки кварца и реже полевого шпата.

Наиболее интенсивным является процесс хлоритизации. Обычно образуется хлорит зеленый с аномальными низкими цветами интерференции, но кроме того, почти всегда то в большем, то в меньшем количестве присутствует хлорит зеленого, желтого и бурого цветов с яркими цветами интерференции. Это неопределенная группа или относится к ряду хлоритов типа шамозита или это биотитовидный минерал; во всяком случае, эти широкораспространенные новообразования требуют кропотливого изучения.

Фиг. 19. Грануляция кварцевого вкрапленика

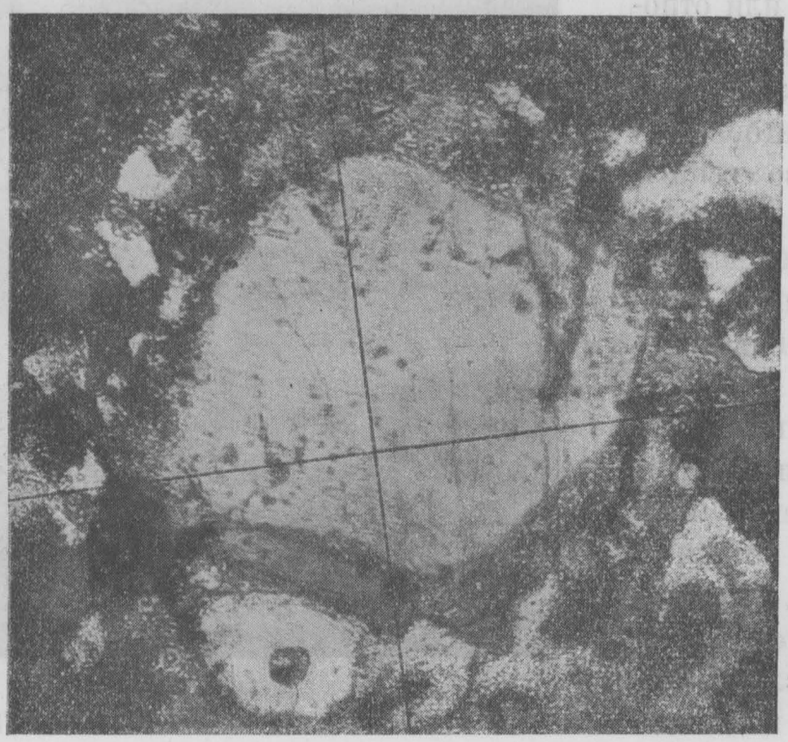
Форма их выделения: мелкочешуйчатый аггрегат, прожилки и потеки в виде чешуй и листочков в плагиоклазе. В последнем случае листоватые индивиды располагаются по (010) и реже по (001). Точно так же наблюдается выделение пластинчатого кварца в плагиоклазе по (010). По плагиоклазу образуются еще серицит, эпидот, кальцит и пелитовые продукты изменения.

Довольно распространенные среди вторичных процессов кальцит и кварц часто выполняют пустотки, в которых они осаждаются ритмично.

Механические деформации весьма резко проявляются во вкрапленниках кварца. В них часто наблюдается волнистое угасание, между тем в том же шлифе присутствуют индивиды без такового. В других случаях зерна кварца трещиноваты и растащены или в сильной степени раздроблены (фиг. 19). В некоторых случаях ясно видно, как раздробленное зерно залечено более свежим кварцем, и при скрещенных николях он ведет себя как единый индивид, и стоит лишь выключить анализатор, как ясно проявляется бывшая нарушенность кристалла. Это явление носит название процесса оздоровления (11 и 12).

Но самым распространенным и общим для всей группы является процесс образования мелкозернистых оболочек. При этом внутренняя часть зерна обычно приобретает округлую или эллипсоидальную форму, а внешняя

часть зерна гранулирована (фиг. 20). В этой зоне дробления легко протекают молекулярные перегруппировки: возникают обычно новообразования хлорита и халцедона. Кроме того, в эту зону внедряется вещество желтого цвета, слегка замутненное. Этот материал образует тесные и прихотливые прорастания с кварцем, напоминая по форме эвтектические прорастания. Мне кажется, — это материал основной массы (стекло + хлорит + др.), легко мигрировавший после катаклаза в ослабленную зону. Часто



Фиг. 20. Гранулированная внешняя зона кварца и скелетные формы кварца с включениями основной массы

наблюдающаяся округлость зерен внешней оболочки может быть объяснена частичным растворением их с периферии вместе с катаклазом.

Очевидно, дифференциальные явления в неоднородных породах вызывают интенсивные преобразования, причем в одной и той же породе в различных или соседних участках для одних и тех же компонентов, вследствие неоднородности породы, степень деформации различна. Волнистое и мозаичное угасание, являющееся выражением внутренних необратимых напряжений в кварце, характеризует низшую ступень метаморфизма.

Образование трещин и распадение кварцевых зерен на мелкозернистый аггрегат являются результатом более сильного, быстродействующего одностороннего давления. При этом, следовательно, предел упругости превзойден, и зерна кварца раздавливаются. В результате трения происходят частичное растворение и залечивание образованных трещин in situ, без привноса вещества.

Более длительные действия одностороннего давления воспринимаются кристаллом так, что поверхностные слои кристаллов приобретают иные свойства, нежели внутренние части кристалла.

Напряжение в кристалле поэтому уравновешивается путем раздробления внешней части зерна, а внутренняя часть зерна приобретает эллипсоидальную форму. Последняя не представляет серьезного сопротивления давлению. Эти мелкозернистые оболочки по существу есть начальная стадия цементной

Фиг. 21. Выравнивание кварцевых вкрапленников с зернами кварца в основной массе

структуры и усложненной дополнительно химическими преобразованиями на границе двух различных твердых фаз.

Эти преобразования в кварцитах, например, невозможны вследствие отсутствия там более легкоплавких компонентов, нежели кварц, в эффузивных же породах на границе фаз присутствуют разнообразные компоненты и тем более комплексы.

Эти различные стадии метаморфизма кварца, расстеклование основной массы и появление в ней ясно различаемых зернышек кварца и полевого шпата есть процесс выравнивания крупности зерна породы (фиг. 21).

Механические деформации совершались, вероятно, позднее общего химического изменения пород, выражающегося, главным образом, в хлоритизации. Это подтверждается тем, что оболочки мелкозернистого кварца резко выделяются своей относительной свежестью. Между тем, если бы катаклаз вкрапленников предшествовал общему химическому изменению,

тогда бы оболочки дробления были в равной или даже большей степени богаты новообразованиями. Пересечение хлоритовыми микропрожилками зерен кварца встречается реже, и, следовательно, это является частным случаем.

Вместе с тем нельзя не заметить, что химическое изменение в породе тем интенсивнее, чем большим она подверглась деформациям.

Учитывая это, последовательность метаморфизма представляется в таком порядке: порода, испытав давление легко подвергается химическим изменениям, вкрапленики же, восприняв напряжение, остаются некоторое время однородными, и уже впоследствии, в периоды тектонического затишья или давления другой силы и направления, они приобретают описанные формы деформаций. В этом случае происходят также и молекулярные перегруппировки местного значения (около и внутри деформированного кристалла), причем здесь образуются несколько иные минеральные компоненты — халцедон и кальцит, характерные для низкотемпературных преобразований.

Здесь необходимо отметить, что сферолитовые, скорлуповатые и особенно дендритовые формы низкотемпературных минералов (халцедона, хлорита, кальцита, а в других местах — серпентина) присущи условиям выпадения минералов из коллоидальных растворов. В моей работе, рассматривающей серпентино-магнетитовую формацию (17), довольно много уделено внимания подобным формам и процессам их сформировавшим, и поэтому здесь следует ограничиться только лишь замечанием о природе этих образований.

Механические деформации плагиоклазов выражаются в трещиноватости, микросдвигах и в образовании двойников скольжения, усложняющих двойниковую структуру (некоторые секториальные двойники). Новообразования хлоритовых минералов обычно располагаются по (010) и реже по (001), точно также по (010) наблюдались выделения пластиночек кварца. Химическое изменение плагиоклаза выражается в образовании хлорита, серицита, эпидота, пелитовых и других продуктов изменения.

Опацитизация роговой обманки — обычное явление в кварцево-рогово-обманковых порфиритах. Она охватывает то только периферию кристалла, то охватывает его полностью. В первом случае внутренняя часть псевдоморфируется хлоритом, кварцем и кальцитом. Лодочников (13) указывает, что опацитизация и побурение апатита и роговой обманки служат верным признаком типичных излившихся пород. В рассматриваемых породах выполнены два первые требования, а третье — нет, т. е. роговая обманка всегда зеленая.

Согласно описанию пород в геологической части работы, фациальный их характер вырисовывается довольно ясно, т. е. — это породы, излившиеся на дне морском в восстановительной среде. Последняя и обусловила зеленый цвет для роговых обманок, но была не настолько сильной, чтобы воспрепятствовать опацитизации и побурению апатита. С этой точки зрения интересен сейский кварцевый порфирит, который, как представляется, не

подводного излияния (он найден в области распространения гранитов и кварцитов), и роговая обманка в нем уже бурая.

Кроме того, необходимо заметить, что некоторые разности (№ 64, 82 и 67), имея вкрапленником альбит, должны были быть выделены как кварцальбитофиры, однако, пространственная и структурная связь обязывают не выделять их из этой группы, а альбит считать вторичным. Данный вопрос нашел отражение в работе П. И. Лебедева (20, стр. 59—62), в которой он указывает на связь альбитофиров с порфирит-спилитовыми образованиями. Я не останавливаюсь на различных высказываниях, так как они приведены в указанной работе; в частности, я присоединяюсь к точке зрения, признающей альбитовые вкрапленики продуктами автопневматолиза.

Порфиритовая группа. Эта группа отличается от только что описанной наличием в большинстве случаев авгита и отсутствием кварца среди порфировидных вкрапленников. Точно также структурные признаки их отделяют от группы кварцевых порфиритов. Не имея многих химических анализов, затруднительно их резко отграничивать от диабазов, которых, вероятно, в районе не так много. Как и раньше, в этой главе ведется описание и обломочных пород, которые, несомненно, произошли из определенных очагов.

Различие всех обломочных пород именно — в составе и структуре, но не в форме обломков, поэтому-то кажется мало интересным их выделять в общую группу обломочных пород и производить по этому признаку классификацию.

Роговообманковый порфирит (образец № 77). Это темнозеленая порода с крупными вкрапленниками черной роговой обманки. Длина вкрапленников достигает 1 см.

Под микроскопом порода имеет порфировую структуру. Микрокристаллическая основная масса сильно хлоритизирована и кальцитизирована. В ней густая сыпь опаковых крапин. В отраженном свете часть из них обладает металлическим блеском, часть — желто-красным внутренним рефлексом, а остальные — белым цветом. Вкрапленниками являются роговая обманка, плагиоклаз и пироксен.

Роговая обманка зеленая, плеохроичная. Размер ее в шлифе обычно достигает 2 мм. Она сильно хлоритизируется и отчасти кальцитизируется.

Плагиоклаз сильно изменен: кальцитизирован и отчасти хлоритизирован. Размер зерна равен 1 мм. Некоторые остатки (обрывки) плагиоклаза очень свежие.

Пироксен изменен почти нацело и от крупных кристаллов (2×2 мм^2) остаются лишь только мелкие неизмененные зернышки. Он главным образом кальцитизирован и отчасти хлоритизирован.

Хлорит желто-зеленый, неплеохроичный и недвупреломляющий.

Плагиоклазовый порфирит (образец № 131). Плотная порода желто-зеленого цвета. Штуф окрашен зонально: внутренняя

часть клиновидного образца более светло окрашена, нежели внешняя часть.

Под микроскопом основная масса состоит из зеленого хлорита и небольшого количества микролитов плагиоклаза.

Порфировидный плагиоклаз имеет форму отчасти призматическую и табличатую и довольно часто угловатую. Сдвойникован он по альбитовому закону, а состав определен в 34% анортита. Он хлоритизируется и эпидотизируется, но, в общем, он довольно свеж и доступен определению на федоровском столике.

Хлорит в шлифе двух родов: желто-зеленый и изумрудно-зеленый. Первый — с желтыми, второй — с фиолетовыми цветами интерференции.

Среди хлорита встречается много эпидота. Он бесцветный, с супернормальными цветами интерференции. Выделения его неправильной формы.

Невадитовые порфириты (образец № 70, 71 и 72). Несмотря на кажущееся внешнее различие этих пород, под микроскопом они по составу совершенно идентичны и вследствие этого объединены в общую группу, хотя некоторые из них вместе с уменьшением количества вкрапленников уже не могут быть приняты безоговорочно за невадитовые породы. Эти невадитовые порфириты выделены из авгитовых порфиритов не только ради их структурных признаков, а еще и потому, что они занимают определенное пространственное положение (гора Котел).

Это — или плотные, трудно отбивающиеся молотком породы то с вкрапленниками, то без них, или породы, кажущиеся полнокристаллическими благодаря обилию порфировидных вкрапленников. По цвету они серо-зеленые, зеленые или смесь участков зеленого и вишневого цветов. Породы иногда прорезываются многочисленными прожилками кварца или эпидота.

Под микроскопом основная масса темносерого цвета при скрещенных николях, или темная, или также серая. В ней заключены вкрапленники плагиоклаза и пироксена, а также зерна рудных минералов. Порода богата вкрапленниками, они преобладают над основной массой, т. е. структура может быть названа невадитовой.

Плагиоклаз изменен и настолько сильно, что иногда он неотличим от основной массы, и только при скрещенных николях вырисовываются его контуры. В различных образцах и в одном и том же шлифе размеры его очень колеблются, начиная от микролитов и кончая 1.5 мм. Он, очевидно, соссюритизирован. Встречаются разорванные кристаллы, пересеченные основной массой.

Пироксен бесцветный или слабо голубоватый. Характерные восьмиугольные разрезы с призматической спайностью, двойниковая и полисинтетическая двойниковая структура изобличают в нем авгит. Редко он бывает зональным. В нем часты включения и срастания с магнетитом. Обычно трещиноват.

Роговая обманка зеленая и плеохроичная. Иногда сдвойникована по (100). Обычной для нее является опацитовая кайма. В некоторых

шлифах внутри опацитовой каймы роговая обманка нацело хлоритизирована.

Апатит то бесцветный, то красно-бурый или бурый. В последнем случае он резко плеохроичен и не двупреломляет. Он обычно идиоморфный.

Хлорит изумрудно-зеленый с аномальными фиолетовыми цветами интерференции или желто-зеленый с нормальными цветами интерференции — от черного до желтого. Плеохроирует он незначительно. Развивается за счет роговой обманки, плагиоклаза и по трещинкам пироксена. Основная масса хлоритизируется слабо.

Рудные образования — это чаще магнетит и реже гематит (?). На основании относительного идиоморфизма минералов и включений их друг в друге устанавливается следующая последовательность выделений: апатит — магнетит ÷ пироксен—роговая обманка — плагиоклаз.

Порфиритовый атаксит (образец № 127). Порода иссиня-темного цвета, сильно перемята и как будто рассланцована. Под микроскопом структура породы такситовая. Можно выделить три типа участков:

1) Структура некоторых участков андезитовая и частично микролитово-флюидальная. Базис почти нацело хлоритизирован. Вкрапленников в этих участках нет, за исключением встреченного одного зерна.

2) Более свежий участок с большим вкрапленником плагиоклаза. Довольно много рудных зерен.

3) Почти нацело хлоритизированная основная масса с небольшим количеством микролитов. Вкрапленниками являются плагиоклаз и пироксен. Основная масса пузыристая и структурно в некоторых случаях может быть названа сотовой. Соты выполнены мелкозернистым кварцем и изумрудно-зеленым хлоритом. В некоторых случаях сотовая структура получается вследствие грануляции зерен кварца и проникновения по трещинам хлорита.

В шлифе довольно много жеод, выполненных кварцем и высокодвупреломляющим желто-бурым хлоритом. Порода вся прорезана трещинками, выполненными темнобурым железистым веществом.

На основании микроскопического анализа, казалось бы, более рациональным отнести породу к туфам, но макроскопически — это однородная порода, и будет более правильным ее отнести к такситам.

Порфиритовая туфобрекчия—атаксит (№ 62) отличается от № 71 резкой расчлененностью темнозеленого и вишневого цветов эффузивного материала. Обломки резко выделяются и более крупны, чем, например, у невадитового порфирита № 71.

Под микроскопом обнаруживаются следующие участки:

1) авгито-роговообманкового порфирита, обладающего витрофировой структурой;

2) участки с порфировой структурой; основная масса микрокристаллическая; присутствуют здесь вкрапленники авгита и роговой обманки, но последней здесь немного;

3) могут быть также выделены обломки, отличающиеся от последних малым содержанием авгита и крупностью вкрапленников плагиоклаза; последние в сильной степени мусковитизированы (оталькованы?);

4) обломки с сидеронитовой структурой; идиоморфные зерна плагиоклаза сцементированы рудным. Цемент состоит из окислов железа (лимонита) с несколькими зернышками гематита. Первый в косом свете имеет красный внутренний рефлекс, второй в отраженном свете — белый, а тоненькие пластиночки просвечивают кроваво-красным. Включенные плагиоклазы почти нацело мусковитизированы.

Остановимся на свойствах вкрапленников, входящих в состав обломков.

Авгит бесцветный или слегка зеленоватый. Он имеет двойники по (100) или полисинтетические двойники и характерные для авгита восьмиугольнички с призматической спайностью. $2V = +52^{\circ}$.

Роговая обманка зеленого цвета, плеохроичная. Двойники по (100) часто встречаются.

Плагиоклаз в сильной степени изменен. Новообразованиями являются мусковит, эпидот, кальцит и кварц (соссюритизация).

Имеющиеся пустотки выполнены кальцитом и эпидотовым (?) минералом. Последний обладает шагреневой поверхностью, трещиноватостью и пятнистой супернормальной интерференционной окраской.

Порфиритовый мандельштейн (образец № 84). Серо-зеленая порода с обломочной текстурой и с значительным количеством пор. Обломочная текстура особенно хорошо видна на выветрелой плоскости. Последняя имеет зеленый цвет.

Под микроскопом структура атакситовая и мандельштейновая. В шлифе намечаются три сорта участков:

первые характеризуются андезитовой структурой; войлок микролитов пропитан стеклом, нацело хлоритизированным. Эти участки имеют округлую форму и цементируются нижеописываемым порфиритовым материалом плюс кальцитом пустот;

вторые обладают мандельштейновой структурой; основная масса нацело хлоритизирована и в ней видны микролиты и призмочки плагиоклаза, встречающиеся, впрочем, весьма редко;

третьи представляют участки, похожие на предыдущие, но они содержат в значительном количестве обломки и призмы плагиоклаза. Хлорит здесь располагается лентами и, в общем, напоминает флюидальную структуру.

Останавливаясь на форме всех участков, нужно сказать, что первые участки обычно изолированы и носят обломочный характер, вторые имеют неправильную форму и обычно соединяются друг с другом неширокими каналами и, наконец, третьи как бы внедряются в оставшиеся промежутки. Итак, это типичные брекчии расщепления.

Весьма многочисленные пустоты и поры выполняются кварцем, кальцитом и хлоритом, причем кальцит выполняет крупные пустоты, а хлорит

и кварц — мелкие. Хлорит миндалин отличается от хлорита основной массы более нежным или светлым оттенком зеленого цвета.

Авгитово-порфиритовый мандельштейн (образцы № 69, 73). Эта порода напоминает порфиритовую туфобрекчию № 62, но материал зеленый и красно-бурый еще тоньше перемешаны и обломочная текстура не проявляется совершенно. Иголочки авгита равномерно распределены в породе.

Под микроскопом основная масса темносерого цвета или серо-зеленая, в ней находятся вкрапленики плагиоклаза и пироксена. В шлифе много рудных зерен, а иногда встречаются псевдоморфозы кварца по роговой обманке. В породе довольно много миндалин, выполненных эпидотовым минералом, кальцитом и кварцем, присутствующим в меньшем количестве.

Плагиоклаз имеет изометричную и реже удлиненную форму. Он зональный, и вследствие этого изменение происходит зонально. Изменение заключается в хлоритизации и кальцитизации.

Авгит бесцветный, в разрезе часто имеет восьмиугольную форму. Он обычно сильно раздроблен, но катакластическим процессам не подвержен, за исключением выделений кальцита по трещинкам его.

Псевдоморфозы кварца по роговой обманке встречаются, хотя и редко. Роговой обманки совершенно не осталось, сохранились лишь опацитовые каемки характерной формы, которые заключают внутри мелкозернистый аггрегат кварца. Ширина каемок различная, и иногда она настолько широкая, что кварцу остается очень немного места. Такие особенности позволяют предполагать, что многие рудные зерна являются продуктом полной диссоциации роговой обманки.

Эпидотовый минерал иногда бесцветный, иногда имеет лимонно-желтый оттенок, или благодаря высокому светопреломлению он кажется голубоватым. Он с шагреневой поверхностью и разбит многочисленными неправильными трещинками. Лепестки его обычно стоят перпендикулярно к зальбанду пустотки или же образуют сферокристаллы. Последние весьма обычны около включений. Удлинение минерала (—). В пустотках он всегда занимает центральную часть и, следовательно, выделяется после кварца, кальцита и хлорита.

Кальцит, выполнив пустоту, постепенно замещает материал стенки. Это проявляется в том, что центральная часть выполнена бесцветным кальцитом, а периферическая зона загрязнена основной массой породы.

Кварц в виде мелкозернистой каймы облекает хлорит и эпидотовый минерал, но не кальцит.

Точно также вокруг эпидотовых миндалин наблюдаются каемки кальцита и хлорита.

Следовательно, порядок выделения постериорных минералов может быть намечен таков: кварц и кальцит — хлорит — эпидот.

Бластомилониты (образцы № 95, 98 и 99). Эти породы серого цвета с порами, покрытыми окислами железа. Они разбиты

многочисленными неправильными трещинами, т. е. они в сильной степени перемяты. Поверхности трещин покрыты окислами железа, глинистыми и другими продуктами выветривания.

Под микроскопом порода имеет порфировую и в то же время катакластическую структуру. Основная масса темносерого цвета, полностью раскристаллизована, но составные части трудно расчленить. В основной массе видны обрывки буро-черного цвета, непрозрачные, в отраженном свете — белые. Состав этих обрывков неизвестен. Вкрапленниками являются

Фиг. 22. Бластомилонит

пироксен и кварц. Все в значительной степени хлоритизировано и отчасти мусковитизировано.

П и р о к с е н бесцветный, аналогичный авгиту авгитовых порфиритов. Он разбит трещинами, а отдельные обломки или разобщены или значительно повернуты относительно друг друга; некоторые зерна мозаично погасают. По трещинам выделяется хлорит.

К в а р ц бесцветный, весьма чистый, с облачным погасанием, причем так же, как и пироксен, крупные зерна кварца разбиты трещинами, а отдельные зерна растащены. Погасание в последних разновременное. По трещинам выделяется хлорит.

Вкрапленики кварца встречаются не во всех этих породах. Судя по свойствам этих выделений и появлению в других случаях жильного кварца, он здесь является бластопорфировым.

В жеодах кварц диморфный: на стенках пустот выделяется мелкозернистый кварц, а в середине — крупнозернистый. Они разделены каймой серого цвета, в которой видны мельчайшие иголочки с бóльшим, чем у кварца свéтопреломлением.

Хлорит желто-зеленый, плеохроичный, с низкими и с высокими цветами интерференции. Выделяется он по трещинам пироксена и кварца и в основной массе в виде прожилков и потеков. В случае пересечения им кварца он ясно отличается от хлорита, встречаемого в других случаях, своей бледнозеленой окраской. Кроме того, бледнозеленый хлорит является последним из всех новообразованных минералов, так как он их всех сечет.

Новообразованиями являются: хлорит, мусковит, кальцит, барит и кварц. Особенно обильно выделяются барит и кварц в сбросовых зонах; в слабо милонитизированных породах барита и кварца не встречается.

Катаклаз вкрапленников всегда резко выступает (фиг. 22), а милонитизацию всей породы в целом не всегда можно подметить. В одних случаях она ясно проявляется по упомянутым уже клочкам основной массы, в других случаях она подмечается по характеру хлоритизации, ибо хлоритизируется не вся основная масса в целом, а хлорит выделяется только по многочисленным трещинам, прорезывающим породу. Рассматривая данные породы как геологическое тело, мы видим, что оно расположено в предполагаемой зоне нарушения (по р. Убе II) северо-западного направления, и, следовательно, милонитизация является лишним аргументом, подтверждающим наличие здесь сбросовой зоны.

Диабазы и габбро-диабазы

Переходя к описанию более основных разностей эффузивов, мы совершенно условно проводим демаркационную линию именно здесь, а не ниже в естественном ряду (в порядке понижения кислотности). Между тем, между порфиритами и диабазами, очевидно, лежат промежуточные члены, которые за неимением химических анализов, как уже сказано (условно), описываются в группе диабазов.

Порфиритовый диабаз (образцы № 63 и 80). Серо-черная порода с крупными вкрапленниками пироксена. Под микроскопом в пилотакситовой основной массе видны крупные и мелкие вкрапленники авгита и редкие вкрапленники хлоритизированного плагиоклаза (слегка соссюритизированного). Пироксен бесцветный, он часто зональный; иногда встречается структура песочных часов, а также встречается двойникованный пироксен. По шлифу равномерно распределена обильная сыпь магнетита. Встречаются псевдоморфозы кальцита и хлорита. Кроме того, довольно обильны выделения хлорита и отчасти кальцита, которые придают породе мандельштейновый характер.

Другая более плотная порода (№ 63) совершенно без вкрапленников. Под микроскопом структура ее призматически зернистая с мелкими

выделениями пироксена, почти нацело хлоритизированного. Лейстовидный плагиоклаз весьма свежий с редкими чешуйками хлорита. В зоне ⊥ (010) имеет максимальный угол погасания 20°, т. е. соответствует андезину (№ 40). Здесь также довольно много опакового вещества, вероятно, лейкоксена.

Для характеристики породы был сделан анализ образца № 80 (табл. 8).

Таблица 8

Образец № 80	Вес. %	Молекулярные количества
SiO_2	49.22	820
TiO_2	0.63	8
Al_2O_3	14.78	144
Fe_2O_3	1.53	10
FeO	7.05	97
MnO	0.19	3
CaO	8.67	154
MgO	8.40	210
K_2O	1.59	17
Na_2O	3.22	52
P_2O_5	0.23	2
H_2O	0.50	28
Потеря после прокаливания	3.87	—
Сумма . . .	90.88	—

Магматические формулы и коэффициенты:

1. По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$5.3\,\overline{RO} \cdot 1.5\,R_2O_3 \cdot 8.2\,SiO_2$

$3.53\,\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.46\,SiO_2$

$a = 1.67 \quad \beta = 83 \quad \gamma = 1.2$

$RO : R_2O = 1 : 6.6$

2. По Озанну

S =	828	s =	57.2
A =	138	a =	9.5
C =	75	c =	5.2
F =	408	f =	28.1
Σ =	1 449		100.00

Аналитик Н. Х. Айдиньян

Ниже приводится сравнительная таблица числовых характеристик типов химических составов некоторых пород и диабаза с р. Малой Иши.

В диабазе с р. Малой Иши R несколько превышает нормальное. Это можно объяснить тем избытком CaO, который должен был пойти на обра-

Таблица 9

По Озанну

Наименование породы	a	f	c	S
Диабаз с р. Малой Иши (№ 80)	9.5	28.1	5.2	57.2
Базальт Oroville (по Озанну)	9.3	25.5	4.7	60.5
Диабазы (по Дэли, средний состав пород) .	8.2	25.6	6.4	59.8

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Наименование породы	R	SiO_2	R_2O:RO	a	β
Диабаз с р. Малой Иши (№ 80)	3.53	5.46	1:6.6	1.67	83
Базальты и диабазы по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу	2.5—3	—	1:6 до 1:8	1.63	—

зование кальцитовой молекулы. Между тем, CO_2 отдельно не определялась, а судя по ненормально большому содержанию потерь после прокаливания в 3.87% и микроскопически наблюдаемому кальциту можно допустить, что углекислоты имеется в породе около 2%. Если вычесть соответствующее CO_2 молекулярное количество CaO, то, очевидно, R понизится до 3.2.

Мандельштейновый диабаз (образец № 66). Облик породы аналогичен № 63. Под микроскопом в отличие от порфиритового диабаза (№ 63) структура здесь является переходной к офитовой. Плагиоклаз диморфный: вместе с микролитами встречаются кристаллы крупного размера. Пироксен — совершенно, а плагиоклаз отчасти хлоритизированы. Хлоритовые и кальцитовые миндалины довольно обильны; часто хлорит и кальцит осаждаются ритмично.

В шлифе богатая сыпь лейкоксена. Встречаются прожилки кальцита.

Кварцевый диабаз (образец № 83). Это зеленовато-серая, мелкозернистая порода. Под микроскопом она имеет интерсертальную структуру.

Плагиоклаз почти нацело соссюритизирован, но он преимущественно эпидотизируется. Индивиды плагиоклаза обычно имеют тоненькую каемочку совершенно свежего альбита (а может быть, и ортоклаза). В интерстициях выделяются: пироксен, роговая обманка, хлорит и кварц. Первые два минерала обычно вдаются в плагиоклаз, тем самым нарушая его идиоморфность.

Бесцветный пироксен имеет неправильную форму, часто окаймляется желто-бурой, плеохронной роговой обманкой. Пироксен и роговая обманка хлоритизируются.

В кварце обычны иголочки апатита. Эта ассоциация апатита исключительно с кварцем наблюдается и в других породах, содержащих кварц.

Хлорит зеленый, неплеохроичный, с фиолетовыми цветами интерференции. Наблюдаются выделения кальцита.

В шлифе довольно много непрозрачного, в отраженном свете ватовидного лейкоксена. Судя по форме, можно предполагать, что он произошел за счет сфена.

Есть несколько зерен гематита.

Кварцевый габбро-диабаз (образец № 50). Зеленовато-серая, среднезернистая порода, под микроскопом по составу сходна с кварцевым диабазом, отличаясь структурой. Структуру имеет офитовую. Кроме того, она обладает следующими особенностями.

Плагиоклаз точно также имеет тоненькую каемочку свежего ортоклаза, между тем сам он значительно соссюритизирован. Призмы плагиоклаза резко отграничены от ортоклаза и микропегматита.

Пироксен бесцветный или слабо зеленоватый с весьма частыми двойниками.

Кварц ксеноморфен, кроме того, он с ортоклазом дает изящные гарнофировые прорастания.

Хлорит обычно пятнистый. Зеленые пятна обладают аномальной (фиолетовой) интерференционной окраской. Желтые пятна, а иногда и целые индивиды обладают высокими цветами интерференции и скорее похожи на биотит. В хлорите всегда можно найти остатки измененного пироксена.

Эпидот лимонно-желтый (слабо окрашенный), неправильные зерна его ассоциируют с хлоритом.

Апатит в виде тоненьких столбиков в кварце. Его очень много.

Карбоната мало, он ассоциирует с хлоритом и эпидотом.

Рудный непрозрачный минерал, в отраженном свете ватовидный — это, вероятно, лейкоксен. Реликтовая структура [двойники по (001)] указывает на то, что он образовался из сфена.

В одном месте встречено зерно гематита.

Подобная порода описана Розенбушем (14, № 398) под названием конго-диабаза.

Сходные породы описаны П. И. Лебедевым (15), у которого обстоятельно сделан анализ многих сходных формаций.

Кварцевое габбро (образец № 125). Среднезернистая, зеленовато-черная порода, под микроскопом имеет кристаллически зернистую структуру.

Плагиоклазы, иногда обладающие идиоморфизмом, весьма сильно изменены. Изменение проявляется в соссюритизации и пренитизации (?). Кроме того, встречаются мелкие лейсты совершенно свежего плагиоклаза, чаще всего заключенного в хлорите. Светопреломление его выше, чем у канадского бальзама.

Пироксен бесцветный с совершенной призматической спайностью. Часты двойники.

Кварц выделяется в интерстициях плагиоклаза, причем он иногда среди кварцевого аггрегата обладает идиоморфизмом (гексагоны). Некоторые зерна обладают еле заметной, тонкой полисинтетической штриховкой, видной при скрещенных николях и в проходящем свете.

В кварце выделяются тоненькие иголочки апатита. Обычно его прорезают тонкие жилки хлорита, резко отличного своей чистотой от хлорита, выделяющегося в иных минералах.

Хлорита в шлифе весьма много, но он имеет различные свойства. Хлорит изумрудно-зеленый и желто-зеленый имеет аномальные лиловые цвета интерференции. Хлорит желто-бурый имеет высокие цвета интерференции и может быть принят за биотитовидный минерал.

Крупные титано-магнетитовые зерна имеют кайму лейкоксена. В отношении порядка выделения можно сказать, что плагиоклаз выделяется раньше пироксена; кварц с апатитом являются последними образованиями. Выделение апатита в позже выкристаллизовавшихся минералах является характерным, например, для траппов Сибири (16, № 30).

Не останавливаясь на деталях работы П. И. Лебедева, я должен отметить, что он находит, что кварц так же, как и гранофир, «...обусловлен особым процессом кристаллизации диабазовой магмы» (15, № 398). Мне кажется, что в наших породах кварц является чужаком, во-первых, потому, что диабазовые тела здесь некрупные и процесс этот развит не широко, и, во-вторых, потому, что количество кварца увеличивается в породах, обильно прорезанных кварцевыми прожилками.

Тесная ассоциация апатита с кварцем весьма характерна для кварцевых диабазов. Если действительно принять кварц за продукт «процесса кристаллизации диабазовой магмы», тогда нужно было бы ожидать выделение акцессорного апатита в общем процессе дифференциации в первую очередь, а кварца — в более позднюю. В случае раннего выделения вместе с апатитом кварц должен быть идиоморфным, между тем он всегда ксеноморфный. Если же признать кварц чужаком, то совершенно ясно, что последующие кремнекислые флюиды и растворы содержали и фосфорную кислоту (апатит), благодаря которой они обладали значительной подвижностью, чтобы пробраться в межзерновом пространстве породы.

Оливиновое габбро (образец № 61). Среднезернистая, зеленовато-серая порода. По сравнению с кварцевым габбро-диабазом (№ 50) она более крупнозернистая.

Под микроскопом структура ее кристаллически-зернистая. Порода состоит из плагиоклаза, оливина и апатита и вторичных — хлорита, мусковита, кислого плагиоклаза и лейкоксена.

Плагиоклаз в значительной степени соссюритизированный и потому побуревший. Форма зерен обычно пластинчатая с неправильными

контурами. Двойникованное строение редко проявляется. Проявляется зональность плагиоклаза: внешняя зона совершенно свежего плагиоклаза. Кроме того, свежий плагиоклаз замещает измененный плагиоклаз (пертит).

О л и в и н разбит неправильными трещинами, по которым выделяется хлорит. Зональные индивиды во внешней части бурее. Бурые продукты разложения имеют в отраженном свете зеленовато-серую окраску. Кристаллы его часто сдвойникованы. Хлоритизация протекает довольно интенсивно, а превращение в опаковое вещество часто протекает до конца.

А п а т и т в виде тоненьких иголочек в свежем плагиоклазе.

Мусковитизация протекает весьма интенсивно; ею охвачены соссюритизированный плагиоклаз и в меньшей степени свежий плагиоклаз.

Мусковит ассоциирует также с хлоритом. Хлоритизация проявлена тоже весьма интенсивно.

Метаморфизм породы настолько интенсивен, что измерить составляющие ее на федоровском столике не удается.

Закончив описание порфирит-диабазовой формации, необходимо отметить, что она отличается от классически изученной Ф. Ю. Левинсон-Лессингом олонецкой диабазовой формации (9) тем, что ряд описанных пород несколько смещается в сторону кислых дифференциатов. В самом деле, в ней довольно развиты кварцевые порфириты и менее развиты диабазы, и то это в большинстве кварцевые диабазы. Только один из них является бескварцевым оливиновым габбро (61) или, вернее, дабы подчеркнуть его генетическую связь с описанной формацией, как члена гипабиссальной фации, его следует назвать оливиновым габбро-диабазом.

Рассматриваемая формация имеет большое сходство с формацией эффузивных пород в Закавказье в районе Алавердского месторождения, описанной Н. А. Морозовым (19).

Из предыдущего изложения видно, что излияние кварцевых порфиритов происходило ранее других, более основных членов формации; кроме того, были указаны некоторые основания, позволяющие выделить их в самостоятельную вулканическую фазу. Несмотря на это, мы не видим резкого обрыва этого ряда, наоборот, существуют постепенные переходы, так что если фазы и были разобщены во времени, то, несомненно, все породы формации произошли из одного магматического очага в продолжение среднекембрийской эпохи.

П о р ф и р ы

Они обычно прилегают к краевым частям исследованного района и поэтому не были подвергнуты детальному изучению, которое, может быть, осуществится в будущем вместе с детальной обработкой кислых интрузивных пород Ынырги. Остановимся лишь на одном типичном представителе порфиров, взятом у пос. Русаковского.

Порода желто-розового цвета с порфировидными вкрапленниками калиевого шпата (длиной до 0.6 см) и с темными пятнышками, вероятно, хлорита.

Кроме того, по породе распределено весьма много пустоток (*D* 1—1.5 мм), выполненных охристым веществом.

Под микроскопом порода имеет гранито-порфировую структуру. Состав ее таков: полевой шпат, кварц, хлорит, эпидот, апатит и магнетит. Кварц с микроклином дают гранофировые прорастания.

Полевой шпат в сильной степени побуревший. Он диморфный. Порфировидные вкрапленики достигают размера по вытянутой оси 2 мм, а индивиды, обычно окаймленные гранофиром, обычно раз в 10 меньше.

Измерения на федоровском столике дали следующие результаты:

$B_{1,2}$ — Ng 73°, Nm 20, Np 78.5

Плоскость срастания (001)
Закон двойникования манебахский

C — (021) — Ng 67, Nm 28, Np 73

Светопреломление его ниже, чем у канадского бальзама.

Эти данные относят его к микроклину.

Изменения его сводятся, как уже отмечено, к побурению, эпидотизации и отчасти к хлоритизации.

К в а р ц на фоне побуревшей массы полевого шпата выделяется своей чистотой и бесцветностью. Среди ксеноморфного кварца иногда встречаются гексагональные разрезы. Кварц с микроклином образует гранофировые прорастания. В гранофировом поле индивиды микроклина всегда резко отделены прямоугольными очертаниями, а эпидота с хлоритом они лишены.

А п а т и т игольчатый и призматический. Он развит только во вкрапленниках микроклина. Рудный, вероятно, магнетит. Он отчасти окислен.

Х л о р и т изумрудно-зеленый, плеохроичный. Интерференционные цвета фиолетовые. Он крупно- и мелкочешуйчатый.

Эпидот образуется на месте микроклина и гранофира.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Э п и д о т и з и р о в а н н ы й с п е с с а р т и т (образец № 85). Серо-зеленая жильная порода с выделениями удлиненных призмочек черной роговой обманки длиной до 3 мм. Зеленый цвет породы обусловлен обильной эпидотизацией. Порода встречена на правом берегу р. Малой Иши против с. Тунки, залегает среди порфирит-диабазовых пород.

Под микроскопом структура породы гранит-порфировая. Основная масса состоит из мелкозернистого полевого шпата и несколько покрупнее (но в меньшем количестве) зерен кварца. В основной массе распределены порфировидные вкрапленики плагиоклаза и роговой обманки.

Плагиоклаз ряда андезина, сдвойникованного по альбит-Esterel закону. Он в сильной степени или нацело эпидотизируется.

Роговая обманка имеет следующие оптические константы:

$2V = -67°$
$cNg = 18.5°$
Удлинение (+)

Плеохроизм: по Ng — зеленый; » Nm — »; » Np — светложелто-зеленый,

т. е. может быть названа обыкновенной роговой обманкой. Кристаллы роговой обманки в большинстве случаев идиоморфны. Она включает лоскутья плагиоклаза и рудные зерна.

Пироксен бесцветный. Он обычно с краев хлоритизируется. Его мало.

Эпидот фисташково-зеленый, слегка плеохроирующий. Интерференционная окраска субаномальная, пятнистая. Он образуется за счет плагиоклаза, часто замещая его нацело. Есть прожилки эпидота.

Хлорит зеленый, плеохроичный, почти недвупреломляющий. Расположен он, главным образом, в основной массе, а также образуется за счет роговой обманки.

Встречается еще апатит.

Андезинофир (образец № 56). Серовато-белая жильная порода, пронизанная жилками эпидота. Под микроскопом порода обнаруживает большое сходство с вышеописанной породой, отличаясь только тем, что в ней отсутствует роговая обманка, а рудные минералы определены как лейкоксен.

НЕКОТОРЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ЫНЫРГИНСКОГО МАССИВА

Исследованная площадь, сложенная изверженными породами, занимает довольно большие пространства: длинная ось равна 20 км, а короткая — около 10 км, т. е. 200 км^2.

Этот чрезвычайно дифференцированный массив сложен гранитами, гранит-порфирами, порфировыми гранитами, аплитами, плагиоаплитами, кварцевыми порфирами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, габбро-амфиболитами и, наконец, габбро.

Грубо, схематично массив можно разделить на четыре части: в северной части преобладают гранодиориты и порфировые граниты, в южной части— аплитовидные граниты, в центре — граниты и в восточной и юго-восточной части довольно часто встречаются более основные разности. Это деление было намечено еще в поле, а на геологической карте не нашло отражения в виду малой изученности пород под микроскопом.

С поверхности в породах сильно развит процесс каолинизации, захватывающий возвышенности в несколько метров, причем каолинизация развита в восточной части массива со стороны болота, раскидывающегося вдоль р. Сары-Кокши в ширину на 10 км.

Микроскопическому описанию будут подвержены последние члены перечисленных выше пород. По условиям залегания они характеризуются небольшими размерами. Это или шлирообразные или штокообразные выделения, имеющие определенную ориентировку в пространстве. Размеры этих тел в большинстве случаев порядка нескольких метров, но также измеряются десятками и даже сотнями метров.

Габбро (образец № 172). Это серовато-черная, среднезернистая порода. Под микроскопом она обладает кристаллически-зернистой структурой или даже гранит-порфировой, так как изредка встречаются более крупные, чем все остальные кристаллы плагиоклаза.

Минералогический состав: плагиоклаз, пироксен и магнетит.

Плагиоклаз — по определению на федоровском столике и в зоне ⊥РМ — имеет 73—75% анортита. Призмы и таблицы имеют извилистые контуры. Он обычно немного соссюритизирован и отчасти мусковитизирован (табл. 10).

Таблица 10

BNg	BNp	BNm	2 V	№ плагиоклаза	Закон двойникования
60°	44°	58°		73	манебахский
55	51	62	+ 76°	75	»

Пироксен бесцветный cNg = 6°, он аналогичен гиперстену в образце № 214. Форма зерен чаще всего округлая или неправильная. Пироксен, изменяясь, превращается в рудную пыль.

Магнетит в виде неправильных рваных зерен. Его довольно много — до 10%.

На месте изменяющегося пироксена образуются мелкие листочки или мелкочешуйчатый аггрегат биотита. Он бурого цвета и плеохроичный. Кроме того, в одной части шлифа встречен крупный кристалл роговой обманки, образующейся за счет пироксена.

Габбро-амфиболит с пойкилитовой структурой (образец № 174). Микроскопически порода характерна крупными (до 7—10 мм) кристаллами роговой обманки черного цвета, которая содержит в себе мелкие зерна белого плагиоклаза. Порода динамометаморфизована — рассланцована.

Под микроскопом устанавливается, что она состоит из битовнита, пироксена, роговой обманки, магнетита, кварца и апатита.

Структура породы пойкилофитовая.

Плагиоклаз очень свежий, и лишь только некоторые кристаллы имеют сильно измененное ядро. Последнее состоит из бурого аггрегата, минералогически представленного, главным образом, клиноцоизитом и отчасти цоизитом и эпидотом. В зоне ⊥ РМ угол погасания равен 42—45°,

по совокупности с этим он, будучи замерен на федоровском столике, может быть отнесен к битовнит-анортиту (№ 83—90). Форма его слабо удлиненно-призматическая. Он относится к более ранним выделениям: даже пироксен при кристаллизации захватывает зерна плагиоклаза (табл. 11).

Таблица 11

BNg	BNp	BNm	2V	№ плагиоклаза	Закон двойникования
52°	37°	88.5°	—77°	85—90	карлсбадский

Пироксен бесцветный (аналогичен № 172). По плоскостям спайности и трещинам отдельности в нем в виде сыпи выделяется магнетит. Наблюдается замещение пироксена роговой обманкой.

Роговая обманка зеленого цвета и обладает плеохроизмом. Количественно она имеет равное значение с плагиоклазом. Наиболее крупные ойкокристы достигают 5—6 мм в поперечнике. Они имеют неправильную форму и содержат, кроме пойкилитовых вростков плагиоклаза, пироксен и магнетит.

Магнетит в зернах неправильной формы и в пироксене в виде сыпи и языков. Кроме того, встречаются гематит и в небольшом количестве пирит (определенный в породе № 196).

Кварц в небольшом количестве (2—3 зерна в шлифе). Он ясно ксеноморфный.

Апатит редкими зернами встречается среди плагиоклаза.

Кварцевый габбро-амфиболит (образец № 214). Эта порода отличается от образца № 174 внешне уже тем, что кристаллы роговой обманки немного мельче, и пойкилитового прорастания на-глаз не обнаруживается и только под микроскопом их можно наблюдать довольно часто. Ойкокристы здесь достигают только 4 мм, но вместе с тем кристаллы плагиоклаза в шлифе достигают такого же размера.

Плагиоклаз в зоне $\perp$ PM имеет угол погасания 26—28° и, следовательно, относится к лабрадору (№ 50). Кроме соссюритизации, он еще мусковитизируется и слегка хлоритизируется.

Пироксен слегка розоватый и плеохроичный. На основании $2V = 60°$ и $cNg = 10°$ его необходимо отнести к гиперстену. Он имеет в большинстве случаев округлую форму.

Роговая обманка по своим свойствам и характеру срастания такова же, как и в образце № 174.

Кварц ксеноморфный с большим количеством точечных выключений.

В породе также присутствуют апатит, магнетит и эпидот.

Кроме описанных пород, встречаются также габбро-амфиболиты (№ 196, 198) с более основным плагиоклазом (битовнит — анортит), близкие к описанным типам и отличающиеся лишь по структуре, но за неимением времени я вынужден ограничиться этим описанием.

Диорит (образец № 159). Диорит — средне-равномернозернистая порода, состоящая из белого плагиоклаза и черной роговой обманки.

Под микроскопом она имеет гранитовую структуру. Порода состоит из следующих минералов: плагиоклаза, роговой обманки, магнетита, апатита, хлорита, эпидота и мусковита.

Плагиоклаз здесь двух родов: свежий и соссюритизированный. Размер зерен около 2 мм. Соссюритизированный плагиоклаз представляется нам аггрегатом цоизита (преимущественно), амфибола и хлорита, кроме того, некоторые зерна нацело серицитизированы. Свежий плагиоклаз лишь только слегка серицитизирован. Двойники у него по альбитовому и периклиновому законам.

Роговая обманка плеохроичная по Np — желтая, по Ng — зеленая. Зерна неправильной формы, размером в 1 мм и мельче, чаще всего заключены в плагиоклазе. Они слегка хлоритизируются. Кроме того, в шлифе есть немного бурого биотита.

Мусковит в виде отдельных листочков встречается среди плагиоклазов.

Титано-магнетита довольно много. В отраженном свете он неоднородный, в нем ясно выступают пятна гематита. Редко встречаются каймы лейкоксена.

Апатит в виде гексагонов, иногда удлиненных. Его относительно много.

Количественный минералогический состав следующий (в %):

Плагиоклаз соссюритизированный . . .	10.74	
» свежий	59.63	
Роговая обманка	28.33	(из них 6% хлоритизированной роговой обманки)
Титано-магнетит	1.30	
Сумма . . .	100	

Полосатый кварцевый диорит (образцы № 151 и 195). Мелкозернистая порода серого, а на выветренной поверхности — желтосерого цветов. Текстура породы полосатая, которая особенно ясно проявляется на выветренной поверхности.

Под микроскопом структура породы гипидиоморфнозернистая и полосчатая. Минералогический состав таков: плагиоклаз, кварц, роговая обманка, апатит, магнетит и циркон.

Плагиоклаз здесь также двух родов: один сильно соссюритизированный, вследствие чего полисинтетические двойники еле видны, другой плагиоклаз более свежий, слегка серицитизированный. Светопреломление его выше, чем у канадского бальзама, и близко к светопреломлению кварца. По погасанию в зоне $\perp$ PM плагиоклаз оказывается олигоклазом.

Кварц бесцветный, без точечных включений, и только одно зерно имеет включения жидкости (?). Расположение и форма последних напоминают гранофировые прорастания.

Роговая обманка аналогичная уже описанной. Ее мало.

Апатит в соссюритизированном плагиоклазе в виде хорошо ограниченных зерен, в свежем плагиоклазе он без огранки.

Магнетит ксеноморфный. Его довольно много. Циркона весьма мало.

Полосы отличаются друг от друга минералогическим составом: так, одни полосы наиболее обогащены соссюритизированным плагиоклазом и магнетитом, другие содержат только свежий плагиоклаз и большее количество роговой обманки.

Биотито-роговообманковый кварцевый диорит (образец № 153). В отличие от полосатого кварцевого диорита эта порода выглядит весьма свежей и не обладает полосатой текстурой. Цвет ее темный. Порода мелкозернистая. На выветренной стороне образца видны чешуйки талька.

Несмотря на свежесть породы, под микроскопом обнаруживается наличие в породе участков с соссюритизированным плагиоклазом и относительным богатством магнетита, но участки эти малы. Структура также гранитная. Свежий плагиоклаз содержит 34% анортита ($\perp$ PM, $\angle = +16°$).

Апатит в виде весьма мелких иголочек. В плагиоклазе появляется тальк и эпидот-цоизитовый мелкозернистый аггрегат. Роговая обманка хлоритизируется.

Минералогический состав следующий (в %):

Плагиоклаз	46
Кварц	45
Роговая обманка	5
Магнетит	4
Сумма	100

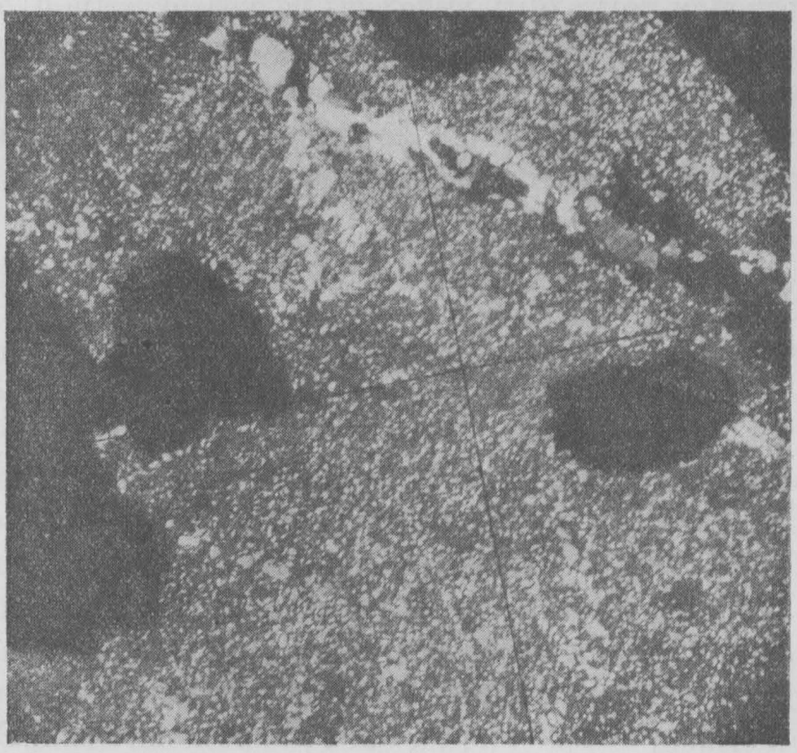
ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Как видно из предыдущих разделов и из геологической карты, осадочные породы широко развиты в данном районе. Кварциты и известняки являются обычными. Граувакки — довольно разнообразная группа и противоречива: с одной стороны, среди них находятся типично осадочные породы, с другой стороны, весьма многие разности вулканогенные. Последнее обстоятельство обязывает считать их продолжением порфирит-диабазовой формации и не помещать их в группе осадочных пород. Но поскольку они связаны с типично осадочными породами (известняками и песчано-глинистыми сланцами), постольку будет более правильным поместить их здесь.

Точно такой же мотив будет и для помещения в этом разделе туфогенов Чои, так как в описанном разрезе были находимы прослои настоящих осадочных пород.

Кварциты

Это обычно плотные, сливные породы, обладающие различной окраской, начиная от белых сахаровидных через серые, желтые, бурые — до черных. Иногда в одном и том же обнажении или штуфе видны линзовидные включения друг в друге разностей, отличающихся по цвету. Кварциты обычно рассечены резкими прямыми трещинами. Часто встречается хорошо выраженная параллелепипедальная отдельность.



Фиг. 23. Рудные выделения и кварцевый прожилок в кварците

Под микроскопом наблюдается, в общем, роговиковая, а в частных случаях, линейчатая и цементационная структура. Породы то микро-, то мелкозернистые. В подавляющем большинстве породы рассекаются многочисленными прожилочками кварца то мелко-, то среднезернистого. Прожилочки последнего секут обычно мелкозернистые прожилки. Иногда встречаются прожилки кальцита.

Среди зерен кварца иногда располагаются мелкие чешуйки хлорита, окрашенного в зеленый цвет. Точно также встречаются иглы и тонкие столбики рутила, иногда же встречается апатит.

Весьма обычными для зерен кварца являются точечные включения, отсутствующие в зернах жильного кварца.

Непрозрачные пятна и прожилки относятся к рудным выделениям; они же встречаются в виде конкрециозных форм, при этом они образовываются путем замещения кварцита (фиг. 23).

Известняки

Известняки енисейской свиты имеют обычно темный и даже черный цвета. Они обычно плотные, грубо- и реже яснослоистые. Светлые известняки с розоватым оттенком, залегающие в средней части синклинали (р. Большая Иша), вероятно, принадлежат к более молодым образованиям. Они резко отличаются от енисейских известняков, кроме окраски, еще оолитовой структурой.

Под микроскопом могут быть выделены мелкозернистые плотные, а также оолитовые разности. Часто загрязненные, темные известняки рассекаются жилками свежего кальцита, многочисленные, неправильные жилки которого образуют пятнистую (аналогичную структуре вышеописанных бластомилонитов), а иногда псевдооолитовую структуры.

Граувакки

В эту группу входят весьма разнообразные породы, которые по цвету обычно серые с различными зелеными оттенками. Они то крупно-, то мелкозернистые и иногда слоистые.

Под микроскопом эта группа оказывается еще более разнообразной. Здесь, имеются разности известково-глинистые или известково-песчанистые (№ 121, 122, 123). Структуру они имеют пелитовую, алевритопелитовую и алевро-пелитовую. Здесь видны колебания в количестве пелитовой части, зерен кварца и карбоната, а также колебания и размера зерен. В небольшом количестве встречаются хлорит и совсем редко апатит. Слоистость в породе выражена как макро-, так и микроскопически. Наблюдаются иногда микросбросы, пересекающие слоистость. По трещинкам выделяются карбонат и нежнозеленый хлорит.

Песчано-глинистый сланец под микроскопом имеет основную массу темнобурого цвета, в ней видны отдельные мелкие зерна кварца. Слоистость нарушается почти перпендикулярными трещинками, иногда выполненными баритом и кварцем (№ 49).

Песчаники и аркозовые песчаники обладают различной крупностью зерна. Под микроскопом оказывается, что они состоят из зерен кварца, плагиоклаза, хлорита и небольшого количества пелитовой части.

Структурно цемент по классификации Швецова может быть отнесен к следующим разрядам: разнороднозернистый, разнородный, базальный, цемент пор и т. п.

Кварц и плагиоклаз присутствует в виде окатанных обломков. Хлорит выделяется в цементе, между зернами кварца и в плагиоклазе. Хлорит зеленый, желтый и желто-бурый. Последний, вероятно, может быть отнесен к хлоритам типа шамозита.

Некоторые разности имеют много вулканического материала, а в некоторых случаях весьма затруднительно определить, относится ли порода

к осадочной или может быть эффузивной. Так, например, порода под № 120 из прослоя, зарисованного и на фиг. 16, имеет лейстовидный плагиоклаз и апатит, а также есть обломочки порфирита. Другие песчаники, особенно аркозовые песчаники, по структурным особенностям и составу близки к кварцевым порфиритам или кварцево-порфиритовым туфогенам и туфам.

Граувакки, а вместе с тем и другие породы (№ 49, 55, 67, 99) одноименной свиты, секутся прожилками барита и кварца.

Барит имеет лопастную или снопообразную формы и в некоторых случаях полисинтетические двойники. Угасание у него скользящее. С ним ассоциирует кварц, обладающий в шлифе гексагональной формой. Эту ассоциацию с характерной их формой я наблюдал в гидротермальных образованиях тейского железорудного месторождения (17).

Обычно барит и кварц одновременны, но есть указания на более позднее образование кварца.

В частности, кварц наблюдался двух генераций: 1) мелкозернистый, отложенный на стенках пустот, и 2) более крупнозернистый в центре пустот.

Часто в жилках кварц ассоциирует с хлоритом и железистым веществом.

Изменению подверглись в значительной степени плагиоклазы: они хлоритизируются, кальцитизируются и в некоторых случаях мусковитизируются.

Приходилось наблюдать измененным только один индивид двойника, а другой остается неизменным.

Иногда измененные индивиды окаймляются темными или буроватыми оболочками, вероятно, продуктами изменения плагиоклаза.

Весьма распространенным являются образования хлорита и кварца. В центре образований заключен хлорит, а его окаймляет кварц с некоторым количеством халцедона.

Характерным является то обстоятельство, что обломки кварцита сильно загрязнены, между тем, кварциты в коренном залегании всегда чистые. В этих загрязненных обломках и в некоторых фельзитах идет переотложение кремнекислоты в виде свежего кварца и часто халцедона.

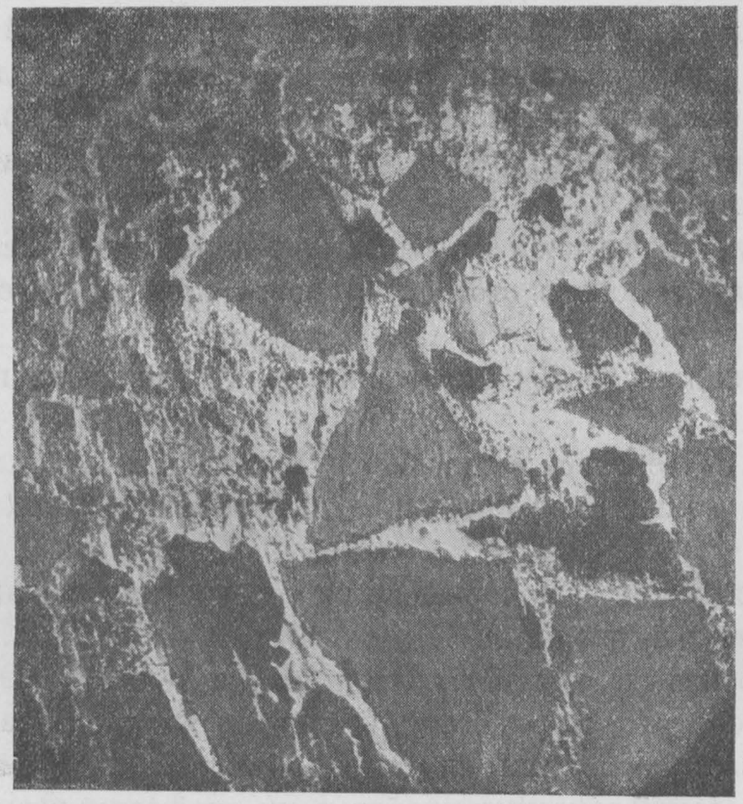
В этих породах есть незначительная примесь апатита, и в одном шлифе встречено окатанное зерно циркона.

В одном шлифе в обломках микрофельзита рассыпаны кристаллы ярозита. Он в виде чешуек или хорошо ограненных гексагональных и квадратных разрезов. Во многих случаях он желтый или даже желто-бурый, что может быть объяснено примесью лимонита, который является, может быть, промежуточной формой изменения сульфидов (пирита). Ярозит может оказаться непосредственным продуктом вулканической деятельности (сернокислые газы).

МАРГАНЦОВОРУДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Найденные рудные гальки вблизи сс. Сафроновки и Шакшак, а также обломки кварцитов с незначительным оруденением около с. Касаткино были просмотрены в отраженном свете. Минералогический состав их таков: пиролюзит, псиломелан, вад и лимонит.

Текстура рудной гальки брекчиевидная (брекчии кварцита), а структура рудных образований — цементная и в большинстве случаев колломорфная (фиг. 24).



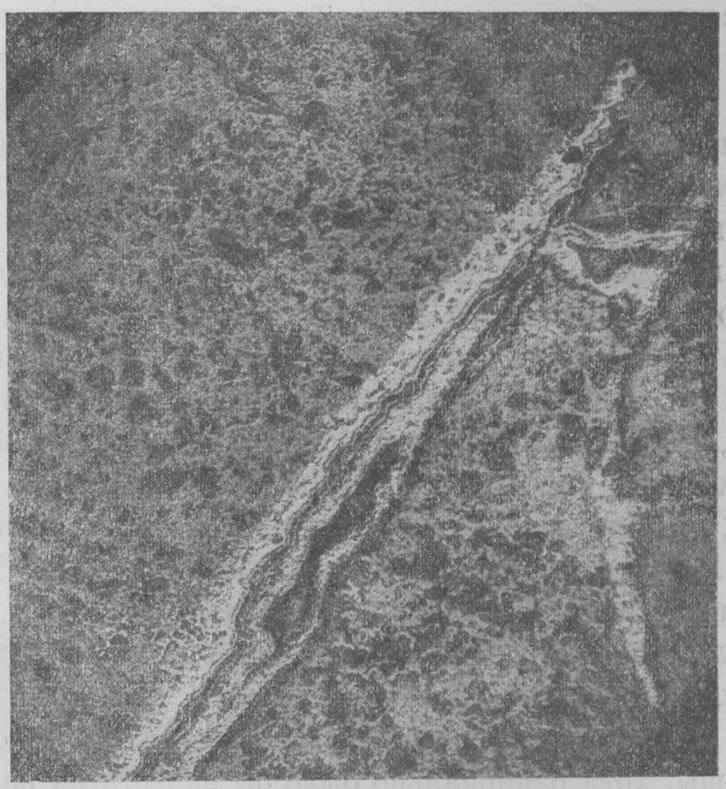
Фиг. 24. Брекчиевидное строение рудной гальки

Лимонит ассоциирует с псиломеланом (фиг. 25 и 26), и выделяется он обычно позже последнего, только в одном случае псиломелан как бы замещает лимонит. Псиломелан имеет то колломорфную структуру, то выделения неправильной формы. Большинство рудных образований с цементной структурой приходится на долю псиломелана.

Пиролюзит обычно выделяется в виде крупных сплошных участков с колломорфной структурой. Он выделяется, вероятно, ранее псиломелана, что устанавливается на основании пересечения пиролюзита прожилочками псиломелана; в других случаях они выделяются ритмически.

Вад присутствует в небольшом количестве; он обычно замещает с периферии участки пиролюзита.

Фиг. 25. Ритмическое выделение лимонита с псиломеланом



Фиг. 26. Прожилок лимонита и псиломелана в кварците

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ И ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

На основании имеющихся материалов, собранных в поле и подвергшихся камеральной обработке, а также литературных данных прежних исследований, возрастные соотношения рисуются в следующей последовательности.

Наиболее древними породами, встреченными в районе, являются кварциты и известняки. Известняки, подстилающие граувакковую свиту, на основании найденной фауны принадлежат к верхним горизонтам нижнего кембрия. Однако несмотря на тесную территориальную связь известняков с кварцитами, у нас не имеется фактов, говорящих за или против перерыва, который доказан западносибирскими геологами в некоторых местах Зап. Сибири, поэтому не исключена возможность отнесения их к альгонскому, а не нижнекембрийскому времени. Необходимо отметить, что обнажающиеся у с. Киски известняки лежат в осевой части синклинали, а поэтому они моложе граувакк и тем более подстилающих последние — кембрийских известняков. На геологической карте они не выделены особыми условными знаками вследствие их небольшой площади и отсутствия данных об элементах залегания.

Граувакки и порфирит-диабазовые породы представляют собою вулканическую свиту среднекембрийского возраста, причем в отношении последовательности излияний нужно заметить, что излияния более кислого состава предшествуют более основным. Те габбровые тела, которые находятся в тесной близости с порфирит-диабазовой свитой и являющиеся по генетическому признаку габбро-диабазами, связаны, очевидно, с этими отмеченными изверженными породами и, следовательно, имеют тот же возраст. Включенная галька гранита свидетельствует о наличии кислой интрузии древнее вулканической свиты; однако эта галька, очевидно, не принадлежит к породам ныргинского массива, возраст которого Яковлевым довольно точно устанавливается как верхнедевонский (или среднедевонский — *А. М.*). Немногие штуфы гранита, встреченные среди пород граувакковой свиты у с. Паспаул, говорят, очевидно, о прорыве этой свиты кислой интрузией, т. е. это подтверждает установленную Яковлевым последовательность. Порфиры и фельзиты краевой фации массива с таковыми же образованиями, находящимися в западной части планшета, очевидно, одновременны. И, наконец, ортофиры, по Яковлеву (1 стр., № 158), прорезают биотитовые граниты и кварцевые диориты.

Более молодых диабазов, отмечаемых Яковлевым в нижнем течении р. Малой Иши, мне не удалось констатировать, исключая разве жилы спессартита (у с. Тунжи). Аллювиальные и современные отложения на карту не нанесены, хотя рационально было бы нанести их на специальную литологическую карточку, дабы не затушевывать геологического строения.

Вопрос о возрасте марганцовых образований остался для меня малодоступным, поскольку я не имел дела с коренными месторождениями. Судя же по брекчиевидной структуре руды, можно определенно говорить, что пути проникновения и отложения марганцового вещества подготовлены дизъюнктивными дислокациями посткембрийского времени (каледонская складчатость). Нахождение почти во всех породах марганцовых концентраций и налетов скорее всего говорит о высокой миграционной способности марганца, нежели о молодом возрасте возможных здесь марганцовых месторождений.

ВЫВОДЫ О МАРГАНЦОВОМ ОРУДЕНЕНИИ

Замечательным структурным признаком, выпукло выступающим еще более после того как закончено исследование всего района, является приуроченность оруденения к кварцитовой свите. Из указаний на предшествующих страницах мы видим, что это обусловлено механическими свойствами пород и последующими тектоническими воздействиями. Брекчиевидная текстура и ассоциация минералов на Бостокском и Мазульском месторождениях (21 и 22) свидетельствуют о циркуляции термальных растворов в тектонической зоне. Совершенно несомненно также, что переотложения марганца в пределы рыхлых отложений неизбежно, что подтверждается находками вблизи указанных зон концентрации марганца типа коры выветривания.

Региональное распространение марганцоворудной гальки с несомненностью свидетельствует о том, что здесь возможны значительные концентрации руды, скрытые под рыхлыми отложениями; возможно, что они были совершенно смыты; за последнее предположение говорит присутствие рудной гальки под значительным слоем аллювиальных и элювиальных отложений (р. Ташта и перелом Карасук-Паспаул), вскрываемых реками и канавами. Несомненно также, что они могли сохраниться в некоторых участках вне зависимости от типа месторождений, определение которого более важно уже при разведках месторождений. Поэтому продолжение поисков необходимо. Однако, вследствие затаеженности, задернованности и наличия покрова суглинков остается только применить земляные работы в оконтуренных участках. Рационально и эффективно было бы поставить более серьезные поиски и разведки, методы и последовательность которых подробно уже рассмотрены А. А. Месяниновым (22). Это, конечно, потребует крупных ассигнований, но иначе вряд ли можно решить вопрос, а обычные поисковые методы уже исчерпали возможное.

Вследствие экономического интереса для края в отношении марганца, нельзя оставить без окончательного разрешения вопрос о возможности нахождения месторождений марганца на громадной площади, имеющей неоспоримые их признаки.

ОПИСАНИЕ УЧАСТКОВ И ХАРАКТЕРА РАСПРОСТРАНЕНИЯ МАРГАНЦОВОРУДНОЙ ГАЛЬКИ

Первым по времени было констатировано распространение рудной гальки в вершине р. Убы II, выше с. Сафроновки. Размер гальки марганцовой руды достигает 20 см в диаметре. Структурно она представляется брекчиями кварцита, сцементированными марганцовым веществом (аналогичная описанной Г. Д. Афанасьевым). Размер брекчий кварцита достигает 3—5 см в диаметре. Здесь же встречены кварциты, пропитанные бурым железняком.

Галька сосредоточивается, главным образом, у верхнего конца с. Сафроновки и выше за поскотиной; выше уже в вершине р. Убы II она совершенно отсутствует. На левобережье в соответственном месте сс. Малиновая и Барсучья сложены сланцами. Возвышенность правого берега, вероятно, сложена кварцитами, так как у подошвы возвышенности с обеих сторон, т. е. в рр. Убе II и Убе I, значительно распространены обломки кварцитов. Пятидневное исследование этого небольшого участка не дало положительных результатов.

В Убе I, несмотря на значительное распространение обломков кварцита, рудная галька не встречена, поэтому совершенно ясно, что движение обломков руды было в северо-восточном направлении с северо-западного или восточного склона возвышенности, находящейся у с. Сафроновки на правом берегу р. Убы II.

Другим участком распространения марганцовой гальки является верховье р. Паспаул. Начиная с самой вершины, в ключах и по дороге прослеживаются высыпки мелкой гальки, особенно в местах, подрывающихся для дороги. У с. Сугул в р. Паспаул встречается крупная галька. В ключе, впадающем у с. Сугул и берущем начало с горы Сугул на обломках кварцита обильны корочки и налеты марганцового вещества.

На переломе рр. Паспаул — Карасук в канаве, прорытой у дороги и расположенной на юго-восточном склоне перелома, также встречена мелкая рудная галька. Канава не доходит до самого перелома метров 100—150, а поэтому неизвестно, сколь высоко распространена галька на переломе.

Нанесенные на карту участки распространения рудной гальки увязываются в зону северо-восточного простирания.

Для полной характеристики этой зоны и ее продолжения и структурной особенности следует еще упомянуть о кварцитовых брекчиях, сцементированных кальцитом, которые встречены на юго-западном продолжении этой зоны, в верховьи р. Карасук. Другая зона распространения рудной гальки расположена на северо-запад от первой и включает верховье р. Ташты (с. Шакшак), вершину р. Камышак (с. Касаткино) и с. Улалушку.

Начиная снизу от поскотины с. Шакшак до ключа Дадочкина в русле р. Ташты, а также и в Щепиловском логу встречается в большом количестве рудная галька. Диаметр средней гальки 3—4 см, встречается и крупнее.

Галька встречается не только в ручье, но и в галечных отложениях (аллювиальных), залегающих под наносами.

В Дадочкином логу и выше его устья в р. Таште галька встречается, но редко. В Зяблицком ключе встречается только мелкая галька, причем на водораздельной возвышенности между ключами Щепиловским и Дадочкиным, на пашне (комитетский овес) крестьяне встречали тоже рудную гальку.

Река Ложа содержит обломки темных кварцитов с прожилками марганца и мельчайшую гальку марганцового вещества. Здесь часто марганцовое вещество ассоциирует с кварцем. На горе Шакшак, т. е. на левобережье р. Ташты наблюдалась сбросовая зона и на ней марганцовая корка с обломочками кварцита.

Следовательно, участок, оконтуренный Таштой, Дадочкиным и Щепиловским логами, тоже подает надежду на содержание коренного месторождения марганца.

В р. Таште у с. Алпатова марганцовой гальки не встречено, только по короткому правому ключику и в закопушке на золото (здесь же) можно было наблюдать мелкую гальку.

Отсюда на северо-восток на р. Камышак у с. Касаткино встречались красно-бурые кварциты (ожелезненные) с крупными порами, выполненными натечным марганцовым веществом.

Еще можно упомянуть об одной точке, находящейся в пределах второй зоны (ее продолжении), ниже с. Улалушки, на правом берегу одноименной речки. Здесь среди известняков залегают кварциты небольшими прослоями и слоями. Кварциты нарушены многочисленными малыми сбросами с северо-западным простиранием. Сбросовые зоны выполняются брекчией трения, сцементированной красно-бурым веществом (окислы железа) мощностью до 0.5 м. Некоторые разности, очень богатые окислами железа, содержат их в виде железного блеска. Есть также марганцовые пятна и корочки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлев С. А. Геологическое описание северо-западной четверти 15-го л. X ряда 10-верстной карты Томской губ. (лист Улала). Труды геологической части Кабинета, т. VIII, 1915.
2. Соколова Е. И. Маршрутные геологические наблюдения в области бийского массива и северной части Алтая (см. 17).
3. Уиллис. Структурная геология.
4. Красников Г. Ф. Основные формы дислокаций Прокопьевского рудника Кузбасса, стр. 51—79. Сборник по геологии Сибири, посвященный 25-летнему юбилею М. А. Усова, ЗСГРТ, 1933.
5. Борзов А. А. К вопросу об асимметрии междуречных плато. Сборник в честь 70-летия проф. Д. Н. Анучина. Москва, 1913, стр. 531—554.
6. Щукин. Общая морфология суши, т. I, ОНТИ, 1934.
7. Seidl Er. Hohlformdruck-Tektonik, erläutert an Mulden- und Sattelflanken des Appalatchischen und der Ruhr-Lippe Steinkohlengebietes. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 85, 1933; S. 133.

8. Проф. Коровин М. К. Геология Зап. Сибири по новейшим данным. Сборник по геологии Сибири, посвященный 25-летнему юбилею М. А. Усова. ЗСГРТ, Томск, 1933.
9. Ферсман А. Е. Письменная структура пегматитов и причины ее возникновения. Изв. Академии Наук, 1916.
10. Горностаев Н. Н. О новых законах полевошпатовых прорастаний гранофирового типа. Изв. Томского технологич. инст., т. 46, 1924.
11. Грубенман и Ниггли. Метаморфизм горных пород.
12. B. Sander. Zur petrographisch-tektonische Analyse, T. II, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, LXXV, 1925.
13. Лодочников В. И. Главнейшие породообразующие минералы. Георазведиздат, 1933.
14. Розенбуш Г. Описательная петрография. Горгеонефтеиздат, 1934.
15. Лебедев П. Петрографические исследования на о. Валламе. Изв. СПб Политехнич. инст., 1913, т. XIX.
16. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзберг А. С. и Дилакторский Н. Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Вост. Сибири Труды СОПС, сер. Сибирская, в. I, 1932.
17. Меняйлов А. А. Тейское железорудное месторождение. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая. Изд. СОПС и ПЕТРИН Академии Наук, сер. Сибирская, в. 19, ч. III, 1935.
18. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Труды СПб о-ва естеств., т. XIX, 1888.
19. Морозов Н. А. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изд. СПб. Политехнич. инст., т. XVII, 1912.
20. Лебедев П. И. Геолого-петрографический очерк Карачая и пр. Труды Северокавказск. ассоц. НИИ, № 75, в. 15, 1930, Ростов-на-Дону.
21. Афанасьев Г. Д. Бостокское месторождение марганца, см. 17, там же.
22. Месянинов А. А. Некоторые марганцовые месторождения Северной Ойротии и Горной Шории. Вестн. ЗСГГГТ, в. 1, 1935.
23. Васильев и Дербиков. Новые данные... и т. д. Вестн. ЗСГГГТ, в. 6, 1935.

SUMMARY

The Chey district of Western Siberia consists in the main of rocks belonging to the limestone quartzite and graywacke ($2\ Cm_2$) series. The surface of erosion shows in the synclinal part graywackes and porphyrito-diabasic rocks and in the anticlinal — quarzites and limestones.

The structural analysis allows to determine the dipping of the synclinal axis in the north of the district to the north-east and in the southern part to the south-east. Most of the fissures and faults (of small amplitude) are situated in the north-eastern part and north-western directions. Small folds were formed in connection with the fault displacements.

Large concentrations of manganese are found in the zones of transgressions in quartzites.

The petrographic description paid special attention to the rocks of porphyzrite diabasic formation and to the manifestation of mechanical forces upon separate components more especially on the formation of quartz of the quarzporphyries.

As to the porphyrite diabasic formation one has to mention that it differs from the Olonetzk diabasic formation classically studied by the acad. F. J. Levinson-Lessing as a number of the rocks described is to some extent displaced in the direction of acid varieties. We know that the quartz porphyrites are very developed in this formation and much less the diabases and even then it is mostly quartz diabases. Only in one case it is a quartz free olivine gabbro or better still we ought to call it olivine-gabbro diabase so as to nudeline its genetic connection with the formation described as a member of hypobissal facies.

The eruption of quartz porphyrites tool place earlier than that of other pincipal elements of the formation. Some grounds were given allowing to combine them into an independent volcanic phase. There is sharp break of this series but there exist gradual transitions. Even if the phases were dissociated in time it is indubitable that all the rocks of the formation originated from the same magmatic centre during the middle-Cambrian epoch.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Г. Д. Афанасьев. Петрографические исследования в связи с марганцовым оруденением в Ойротии и Горной Шории 5

А. П. Лебедев. Геолого-петрографические исследования в Прикатунском районе (Северный Алтай) 95

А. А. Меняйлов. Геолого-петрографическое описание части Чойского аймака Ойротской автономной области в Западной Сибири 195

2400

1p 20u

Цена 9 р. 50 к.
Переплет 2 р. 50 к.