

Материалы по геологии Западно-Сибирского края

Выпуск 31

Западно-Сибирский Геологический Трест
Томск 1936

Материалы по геологии
Заведено - Сибирского края

Выпуск 81



Заведено - Сибирского края



Records of the Geology of the West Siberian Region

Number 31

Editorial Board:

Prof. M. A. Ussov, Editor-in-Chief;

A. A. Vassiliev, Associate Editor

West Siberian Geological Trust
Tomsk 1936

26.3
МЗ4

Материалы по геологии Западно-Сибирского края

Выпуск 31

Под редакцией:
проф. М. А. Усова
(ответ. редактор)
А. А. Васильева



407681

Западно-Сибирский Геологический Трест
Томск

1936



Уполкрайлита № 277 1936 г.
Зак. тип. № 1730
Тираж 500 экз.
Размер бумаги 179×250/16

Объем 3 п. л.
63000 знак. в печ. л.
Сдано в набор 6/III 1936 г.
Подписано к печ. 5/VIII 1936 г.

Геолого-петрографический очерк района Шерегешевского железорудного месторождения

П. М. Филимонов

Geology and petrography of the region of the Sheregesh ironbearing deposit

By P. M. Filimonov

I. ВВЕДЕНИЕ

В полевой период 1934 года Шерегешевская микромагнитометрическая партия проводила изыскания на участке, расположенном, примерно, в 1,5 км на восток от I рудного участка Шерегешевского железорудного месторождения, в верховьи Большой речки—левого притока р. Мрас-су.

Орографически район исследования тяготеет к горной системе Кузнецкого Алатау и расположен на западном его склоне. В административном отношении он входит в состав Горной Шории с районным центром в Мысках. Точнее географическое положение исследованного участка определяется координатами:

$52^{\circ}52'1''$ — $53^{\circ}03'1''$ с. ш. (от Гринвича).
 $87^{\circ}57,5'$ — $88^{\circ}11'$ в. д.

В задачи партии входили поиски железорудных месторождений с запасом не менее 3 млн. тонн путем проведения микромагнитометрического исследования. Стимулом к постановке работ в этом районе послужили экономические соображения, так как район расположен вблизи Шерегешевского железорудного м-ния и находится, примерно, в 15 км легкого тележного пути от трассы проектирующейся ж. д. с Темир-Тау на Таштагол. Магнитометрические поиски сопровождались геологической съемкой, в задание которой входило уточнение границ имеющейся геологической карты Г. П. Болгова в масштабе 1:100000 и путем сопоставления с ней выяснить, насколько может быть полезна для уточнения границ контактов магнитометрическая карта, составленная на основании данных микромагнитометра. Сообразно с этим геологические маршруты закладывались по визиркам, сопровождая или несколько опережая микромагнитометрические наблюдения. Расстояние между визирками выдержанное и соответствует 750 м.

Прилагаемая к отчету геологическая карта и описание к ней составлены петрографом П. М. Филимоновым в результате обработки полевого материала, собранного старшим коллектором данной партии Разумовым, при этом был использован и полевой материал Северо-Кеченской партии по геологической съемке, проведенной в 1931 г. геологом Г. П. Болговым. Обработка материала протекала при непосредственной консультации доктора геологических наук проф. М. А. Усова, за что считаю уместным выразить ему свою глубокую благодарность.

II. ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологическое строение района стало известным с 1834 г. благодаря исследованиям Олышева. Позднее этот район в разное время был посещен геологами: Гельмгаккером, В. С. Реутовским, Б. Л. Степановым, А. М. Кузьминым и, наконец, в 1931 году здесь была проведена геологическая съемка в масштабе 1:100000 Г. П. Болговым. Краткое изложение результатов этих исследований имеется в диссертационной работе Н. А. Батова „Минералогия железорудных месторождений кондомской группы“ (2). Согласно этих работ геологическое строение района к настоящему времени представляется в следующем виде. Район существенно сложен нижнекембрийской эффузивно-осадочной зеленокаменной сланцевой толщей, которая в северной части находится в вынужденном контакте с более молодыми нижнесилурийскими нормально-осадочными существенно песчаниковыми породами. Нижнекембрийская толща прорывается сравнительно небольших размеров штоком микроклинового гранита, а нижнесилурийская испытывает контактовый метаморфизм от довольно крупного тела Мустагской гранитной интрузии, форму которой Т. В. Пятницкая (4,24) предположительно считает за асимметричный языкообразный лакколит, причем оба интрузивных тела являются одновозрастными и по времени своего образования соответствуют тельбесской фазе каледонского тектогенеза. С этой интрузией Н. А. Батов связывает и генезис Шерегешевского железорудного месторождения.

III. ОРО-и ГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Орографически район представляет как бы всхолмленное плато, сильно расчлененное густой сетью речных долин. Несовершенный вид пенеплена обусловлен воздыманием скалистой вершины г. Сарлык в южной части района и возвышающейся над горизонтом, уже за пределами описываемого участка, г. Мустаг на западе. Абсолютная высота г. Сарлык равна 1039,06 м, г. Мустаг—1568,5 м (5,6), средняя высота водоразделов составляет 715 м над уровнем моря.

В характере формирования такого рельефа отчетливо проявляется селективность эрозионной деятельности рек. В описываемом районе положительные формы рельефа сложены массивными интрузивными породами, тогда как водораздельные пространства, приведенные к одному уровню, в своем составе имеют более податливые процессам выветривания ороговикованные песчаники и известняки и различного рода метаморфические сланцы. При этом надо иметь в виду, что частично на моделировку поверхности наложили некоторые свои черты и ледники, работа которых сводилась преимущественно к разработке и расширению речных долин—путей их перемещения.

Реки района имеют замедленное течение, переживают стадию одряхления. Речная сеть довольно сильно разветвленная. На прилагаемой геологической карточке это не выражено лишь за отсутствием более детальной топоосновы. Главной рекой является р. Большая (Унзас), протекающая почти по середине исследованного участка в ССВ., близком к меридиональному, направлению. Справа она принимает две довольно многоводные речки: Таинзу и Кедровую, а слева—р. Граматуху и два ключа без названия.

Речные долины в большинстве случаев широкие, хорошо разработаны, с плоским дном, достигающим в ширину по некоторым даже второстепенным речкам, как например Кузук-тугол, 1 км. Бортами долины служат непосредственно склоны гор и водораздельных гряд; они чаще бывают крутые, местами скалистые (р. Кедровка). Поперечный профиль долин—характерный для ледниковых, корытообразный. Падение дна русла рек незначительное, течение замедленное, широко развито явление заболачивания долин. Речные

отложения представлены нижней луговой террасой, состоят из галечника, мощностью от 2,5 до 3,7 м. Свое начало реки района берут из сильно заболоченных мест.

Водный режим района складывается преимущественно за счет атмосферных осадков, которые приносятся сюда преобладающими западными ветрами и выпадают в изобилии, особенно в осеннее и зимнее время, питают реки и болота. Удержанию атмосферной влаги и более или менее регулярному расходованию ее в значительной мере способствует густая древесная растительность. В качестве постоянного источника следует отметить грунтовые воды, но они играют подчиненную роль и в засушливое лето реки района сильно мелеют.

Обнаженность района сравнительно слабая. Коренные выходы горных пород встречаются преимущественно на водоразделах и по долинам рек. Ландшафт имеет характер дикой таежной местности.

В геологическом строении района принимают участие нормальноосадочные существенно песчаноглинистые породы и более молодые разновозрастные и разнохарактерные по условиям залегания магматические образования.

IV. ПЕСЧАНОГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта толща является основой для описываемого участка и составляет большую часть его. Породы, входящие в состав ее, сильно метаморфизованы. По характеру метаморфизма можно выделить две почти равные части: западную и восточную. Граница между ними выражена довольно четко, имеет более или менее прямолинейный характер и близкое к меридиональному направление. В западной части породы сильно ороговикованы, имеют темно-серый, почти черный, цвет и более или менее массивное сложение, тогда как в восточной части они сильно хлоритизированы, эпидотизированы, актинолитизированы и интенсивно рассланцеваны. Так что по существу мы здесь имеем дело с различного состава зелеными сланцами, которые при первом поверхностном сравнении с породами западной части, невольно хочется считать более древними и видеть в них совершенно отличные образования. Так предыдущие исследователи и поступали, только границу между ними, по непонятной причине, проводили в СВ. направлении (на прилагаемой к отчету геологической карточке это направление отмечено линией EF) и тем самым одну часть ороговикованных песчаников и зеленых песчаноглинистых сланцев относили к одной формации — нижнесилурийской (Батов) или кембросилурийской (Черкашенин, Киселев), другую часть аналогичных пород — к другой формации — нижний кембрий (Батов) или $См_1—См_2$ (Черкашенин). Согласно прилагаемой геологической карточке, составленной, нужно сказать, на значительно большем количестве фактического материала, если просмотреть разрез с З на В по линии АВ, то получается закономерная последовательность налегания одних слоев на другие. Учитывая эти положения и тектонику района, становится ясно, что в данном случае мы имеем дело с разновозрастными породами и что разделение осадочной толщи на западную и восточную части обусловлено различными факторами метаморфизма.

Литологически описываемая формация представлена конгломератом, грубо и среднезернистыми кварцевыми песчаниками, крупно- и среднезернистыми граувакками, песчаниками, песчаноглинистыми породами, различного рода кристаллическими сланцами, известняками и различного состава дайковыми образованиями.

1. Конгломераты были встречены в одном пункте в делювии в западном углу планшета (точка № 220). Макроскопически представляют плотные, очень крепкие, сильно окварцеванные породы, темносерого цвета.

Аггломератная структура в свежем изломе почти неразличима и хорошо проявляется лишь на выветрелых поверхностях. В этом случае видно, что порода состоит из довольно однообразной по составу хорошо окатанной гальки и цементирующей их массы, легче поддающейся процессам выветривания. Размер гальки в большинстве случаев равен 1 см и сравнительно редко достигает 2 см в большем диаметре.

Под микроскопом порода состоит преимущественно из хорошоокатанных галек альбитофира, альбититопорфира и угловатых и слабоокатанных обломочков порфирита, микрокварцита, кристаллов плагиоклаза. Цемент сравнительно немного, сложен, повидимому, мергелистым веществом, он густо забит мелкозернистым агрегатом грязнозеленого эпидота, сильно актинолинизирован и в небольшом количестве в нем присутствуют чешуйки вторичного биотита буроватозеленого цвета и мелкие зерна индиговосинего цоизита. Местами наблюдается метасоматическое замещение цемента тонкозернистым кварцем.

Альбитофир галек конгломерата состоит из основной кварцевополевопатовой массы микрофельзитовой структуры и одиночных вкрапленников альбита или без них. Вся масса альбитофира в значительной мере подвергалась эпидотизации и частично хлоритизации.

Альбититпорфир имеет бостонитовую структуру основной массы и состоит из сильно хлоритизированных и эпидотизированных радиальнолучистых кристалликов альбита.

В обломочках порфирита вкрапленники отсутствуют. Основная масса состоит из мелкозернистого агрегата грязнозеленого эпидота и мелкоточечных зерен магнетита с слабо выделяющимися в ней потоками многочисленных микролитов плагиоклаза.

2. Кварцевые песчаники развиты сравнительно слабо. Встречаются преимущественно среди граувакк. По форме залегания представляют не выдержанные по простиранию слой-линзы.

Макроскопически представляют средние, чаще грубозернистые, очень крепкие, заметно давленные, а в обнажениях № 186 и 296 грубо рассланцеванные породы светлосерого цвета. Под микроскопом состоят из сравнительно плохоокатанных зерен кварца и цемента. Кварц сильно давленный, местами трещиноват с резко выраженным волнистым погасанием. Цемент породы контактный, сильно окварцеван и переполнен мелкими чешуйками серицита, содержит мелкие и пылеватые зерна магнетита, который превращаясь в ржаво-бурые окислы железа, окрашивает и цемент. Вторичный кварц частично разъедает зерна кварца и проникает в них по трещинкам в виде жилок. Спорадически в цементе попадаются зерна магнетита, размером до 0,15 мм и зерна циркона. Последний был встречен в виде обломка призматического кристаллика с притупленными гранями пирамидки на конце. Размер обломочка $0,08 \times 0,05$ мм. Интерференционная окраска пятнистая аномальная, как у эпидота; оптически одноосный с хорошо выраженными изохроматическими кольцами. Он бесцветный и только по краям и по трещинкам наблюдается загрязнение грязнозеленым веществом, напоминающим агрегат мелких зерен эпидота. Показатель преломления, судя по рельефу, значительно выше, чем у последнего. Серицит местами уступает свое место желтобурому биотиту. Последний, в виде мелких неправильной формы чешуек и реже радиальнолучистых агрегатов, образует скопления, местами группируется в прожилочки, проникающие между зернами кварца. В биотите интенсивно развивается процесс обесцвечивания. Образующийся при этом серицит либо поражает биотит в виде пятен, либо дает вокруг него узкую каемку, причем процесс замещения сопровождается выделением в незначительном количестве мелкозернистого агрегата грязнозеленого эпидота. Местами в цементирующей массе кварцевого песчаника встречаются

шестоватые кристаллики и неправильной формы зерна турмалина в довольно значительном количестве. Шестоватые кристаллики турмалина имеют отрицательное удлинение, резко плеохроируют от сероватосинего до почти бесцветного, причем схема абсорбции обратная, чем у биотита.

В точке № 239, у самой границы тела Мустагской интрузии, были встречены скарнированные кварцевые песчаники. Макроскопически это выразилось лишь в слабом позеленении породы. Под микроскопом оказывается, что цемент песчаника нацело замещен скарновыми минералами, главным образом, диопсидом и эпидотом и частично цоизитом. Диопсид бесцветный, оптически положительный, угол погасания N_g относительно спайности $ps(110)$ равен 40° . Наблюдается частичное разъедание диопсида эпидотом. Скарновые минералы в виде жилок проникают в зерна кварца по трещинкам, сам же кварц остается прозрачным и чистым.

3. Граувакки являются существенной составной частью западной половины планшета и по условиям залегания лежат непосредственно на конгломерате. Макроскопически представляют темносерые, очень крепкие породы. Сложение их варьирует от крупно-до среднезернистого, причем первые занимают более нижние горизонты и развиты сравнительно слабо. В среднезернистых разностях нередко встречаются маломощные прослойки мелкозернистого песчаника. Под микроскопом состоят из угловатых и слабоокатанных зерен кварца, кислого серицитизированного и частично эпидотизированного плагиоклаза, побуревшего ортоклазпертита и такого же характера обломочков различных горных пород как-то: кислого порфирита с микролитовой структурой основной массы, причем микролиты сгруппированы в флюидальные потоки, микрокварцита с типичной микророговиковой структурой, альбитофира с микрофельзитовой заметно побуревшей и хлоритизированной кварцевополевошпатовой основной массой, лишенного вкрапленников микрофельзита, глинистого сланца; нередко попадаются обломочки эпидозита, эпидотизированного и хлоритизированного порфирита с пилотакситовой структурой основной массы. В сравнительно небольшом количестве часто присутствуют зерна бесцветного диопсида с углом погасания $N_g:(110) = 37^\circ$, буроватозеленой роговой обманки, эпидота с сравнительно слабым плеохроизмом лимонножелтого цвета. Затем апатит, сфен, ильменит, переходящий по краям в лейкоксен, магнетит, пирит и спорадически встречается бесцветный изотропный гранат. Цемент контактный, сильно хлоритизирован и эпидотизирован, переполнен мелкими чешуйками буроватозеленого биотита, чешуйчатыми, а также волокнистыми, радиальнолучистыми и игольчатыми образованиями актинолита. В небольшом количестве обычно присутствуют кристаллики и неправильной формы зерна цоизита с аномальными синеватосерыми цветами интерференции. Зерна полевых шпатов и обломочки порфирита часто бывают густо пронизаны игольчатыми образованиями актинолита. Последний местами образует небольшие гломеробластические скопления из более крупных зерен и вместе с ним обычно ассоциируют эпидот, цоизит и хлорит. Последний развивается, главным образом, за счет актинолита и биотита. Во многих случаях наблюдается довольно сильное окварцевание. Вообще данные породы подвергались значительному ороговиканию.

4. Песчаники пользуются большим развитием и распространены преимущественно в Восточной части ороговиканной зоны, являясь как-бы переходным горизонтом от граувакк к песчаноглинистым сланцам. Местами, повидимому, в виде прослоев, они встречаются как в поле распространения граувакк, так и в сланцевой толще, подвергавшись довольно сильной рассланцевке.

При просмотре каменного материала в порядке кабинетной работы в образце сравнительно слабо ороговиканного мелкозернистого сероватозе-

ленного песчаника, взятого из делювия точки № 159, была обнаружена фауна, представленная члениками криноидей и брахиоподками. Л. Л. Халфиным в этом образце дополнительно были отпрепарированы плохой сохранности отпечатки трилобитов и иглокожих. Хотя эта фауна дальнейшей обработке не подвергалась, все же Л. Л. Халфин считает, что формы органических остатков несомненно силурийские и относятся скорее всего в нижнему силуру.

Песчаники макроскопически представляют мелкозернистые породы темносерого или сероватозеленого цвета в зависимости от того, в какой степени они подверглись ороговикованию. Сложение их то массивное, то слоистое. По мере приближения к сланцевой толще они через ряд промежуточных разностей сравнительно быстро переходят в сланцеватые песчаники сероватозеленого цвета.

Под микроскопом состоят преимущественно из зерен кварца, размером 0,05 мм, щелочного полевого шпата, плагиоклаза и глинистого или мергелистого цемента, количество которого в большинстве случаев составляет 20-30%. В сравнительно небольшом количестве обычно присутствуют магнетит и апатит. Цемент песчаника сильно хлоритизирован и эпидотизирован, а в ороговикованных — пиритизирован и переполнен мелкими чешуйками зеленоватобурого биотита. В одном случае (обн. № 211) массы песчаника, наряду с сравнительно слабым ороговикованием, подверглись довольно сильной сидеритизации. Сидерит в виде мелких пятен, включает в себя одиночные зерна кварца и в массе породы распределен более или менее равномерно; он изменен и окрашен окислами железа в ржавожелтый цвет. При действии HCl без нагревания бурно вскипает, оставляя после себя ржавожелтые пятна окислов железа.

5. Песчаноглинистые породы слагают значительную часть сланцевой толщи и в виде прослоек содержатся в песчаниках зоны ороговикования. Макроскопически представляют сероватозеленые, хорошо рассланцеванные породы тонкозернистого сложения.

Под микроскопом состоят из пелитовой массы с небольшим количеством мелких обломочков зерен кварца, плагиоклаза и щелочного полевого шпата. Вся масса породы сильно хлоритизирована, забита мелкозернистым агрегатом грязнозеленого эпидота и довольно густо пронизана мелкими чешуйками и иголочками зеленого актинолита. Почти всегда присутствует цоизит, зерна которого иногда группируются в прожилочки. В небольшом количестве содержится магнетит. Местами встречается альбит, образующий в породе тонкие прожилки или небольшие скопления кристаллов. В некоторых случаях новообразования хлорита, эпидота и актинолита настолько сильно развиты, что первичный состав породы совершенно маскируется и она переходит в соответствующего состава кристаллические сланцы. В последних местами появляется турмалин; он проникает преимущественно по трещинкам сланцеватости, вдаётся в массу породы и образует довольно значительные скопления из шестоватых кристалликов, величиною 3—4 мм с смоляночерным блеском и тонкой штриховкой на гранях призмы. Под микроскопом турмалин имеет длиннопризматическую форму, развиты грани пирамиды, незаметно переходящие в призму. Хорошо выражена отдельность по (0001), по которой некоторые кристаллы турмалина разбиты на две-три части и несколько раздвинуты. Плеохроизм выражен очень резко: по Nm — пятнистый темносиневатосерый, по Np — бледный зеленоваторозовый; схема абсорбции обратная биотиту. Удлинение отрицательное. Интерференционная окраска пятнистая, синеватозеленая. Наблюдаются многочисленные включения зерен, ранее образовавшихся минералов — эпидота, цоизита и иголок актинолита.

6. Эпидото-актинолитовые кристаллические сланцы пользуются сравнительно широким распространением. Это наиболее сложная

и в то же время трудная разновидность кристаллических сланцев исследованного района в смысле распознавания первичного состава. Все же, пользуясь некоторыми текстурными и структурными особенностями, можно выделить из них три группы: а) образовавшиеся за счет осадочных песчаных и песчаноглинистых пород; б) за счет кератофира и в) за счет даек порфирита.

а) Эпидото-актинолитовые кристаллические сланцы, образовавшиеся за счет осадочных песчаных и песчаноглинистых пород имеют серозеленый и зеленосерый цвет, мелко или тонкозернистое сложение и тонкополосчатую структуру; они то тонко, то более грубо рассланцеваны в зависимости от величины зерен слагающего обломочного материала. Под микроскопом структура линейно параллельная. Порода состоит из узких полосок длиноволокнистого зеленого актинолита с редкими зернами кварца, эпидота, альбита и полосочек, состоящих из мелких, несколько вытянутых по сланцеватости зерен кварца, плагиоклаза и мелкозернистого агрегата эпидота. В этой массе спорадически попадаются одиночные, более крупные зерна эпидота, кварца, обломочки сильно эпидотизированного плагиоклаза, актинолита или небольшие их скопления, которые обтекает основная масса. В сравнительно небольшом количестве постоянно присутствуют хлорит, поражающий актинолит, цоизит и гематит в виде сравнительно мелких неправильной формы зерен красноватобурого цвета. Часто попадает зеленоватобурый, редко желтоватобурый биотит, он является более поздним образованием и в своем распространении приурочивается к трещинкам и жилкам кварца, иногда образует самостоятельные прожилки, следующие вдоль сланцеватости породы; сильно вытянутые чешуйки биотита нередко обтекают более крупные зерна эпидота и скопления их.

б) Сланцы, образовавшиеся за счет кератофиров, имеют обычно более светлый сероватозеленый цвет, в них чувствуется более массивное сложение; они не дают таких тонкоплитчатых и тонкополосчатых разновидностей, как это можно видеть у пород первой группы; они представляют как бы сильно раздавленные, смятые породы. Под микроскопом в типичных представителях мы видим неяснозернистую, сильно хлоритизированную и эпидотизированную основную массу, густо пронизанную иголочками и чешуйками зеленого актинолита, которые в преобладающем большинстве своими удлинениями расположены более или менее ориентированно в одном направлении. В сравнительно небольшом количестве содержатся вкрапленники плагиоклаза. Там и сям выделяются небольшие гломеробластические скопления зерен актинолита и эпидота. Имеются прожилки с весьма извилистыми расплывчатыми зальбандами и связанные с ними довольно большие участки, состоящие из мелких зерен и кристалликов цоизита, эпидота и небольшого количества актинолита и биотита. В данном случае мы имеем, повидимому, положение контактового метаморфизма, связанного с более молодой, очевидно, гранитовой интрузией. Из второстепенных минералов в небольшом количестве присутствуют сфен, апатит и магнетит. Фенокристы плагиоклаза имеют извилистые, как-бы изъеденные основной массой очертания и пронизаны иголочками актинолита. Определения на Федоровском столике дали альбит № 12; координаты двойниковой оси закона (001) следующие: $BNg = 82,5^\circ$, $BNp = 78^\circ$ и $BNm = 14^\circ$; $2V = +87^\circ$.

Таким образом, данная порода первоначально соответствовала, повидимому, альбитофиру, но в силу довольно интенсивного зеленокаменного изменения (по классификации М. А. Усова¹), правильнее будет назвать кератофиром. По условиям залегания и, как это можно заключить из описания, некоторым структурным особенностям они представляют дайки. В полевой обстановке кератофиры представляют отдельные разрозненные выходы и

¹ У с о в, М. А.—Фазы эффузивов—изв. Томск. Технол. Ин-та 1934 г.

встречаются довольно часто. Так как эти породы, а равно и нижеописанные порфиристы, подвергались интенсивной рассланцевке, испытали примерно такую же судьбу, как и вмещающие их осадочные песчаноглинистые породы, то их приходится рассматривать как составную часть сланцевой толщи, не выделяя в особую группу дайковых пород.

в) Эта группа эпидото-актинолитовых кристаллических сланцев, первичный состав которых соответствовал, по видимому, порфиристу, макроскопически представляет темнозеленые интенсивно размятые породы.

Под микроскопом состоят из актинолита, эпидота, плагиоклаза, кварца и хлорита. В сравнительно небольшом количестве присутствует магнетит, почти нацело перешедший в гематит и апатит. Часто попадаются цоизит и вторичный желтобурый биотит. Структура гломеробластическая, переходящая в очковую, обусловлена соответствующим характером скоплений актинолита и зерен эпидота.

Актинолит в виде удлиненнопризматических кристаллов с сильно растрепанными концевыми гранями и волокнистого агрегата, ясно плеохроирует от синеватозеленого по Ng, бледнозеленого по Nm до зеленоватого, почти бесцветного, по Np. Абсорбция— $Ng > Nm > Np$. Угол погасания c : $Ng = 17^\circ$, $Ng - Np = 0,027$ (по методу Мишель-Леви), удлинение положительное. Наблюдается частичное замещение актинолита хлоритом.

Плагиоклаз сильно эпидотизирован, пронизан иголочками актинолита, содержится в основной массе и в порфиробластах. Последние присутствуют в небольшом количестве. На Федоровском столике плагиоклаз определен как андезин № 37; координаты двойниковой оси периклинового закона следующие: $BNg = 19,5^\circ$, $BNp = 85^\circ$ и $BNm = 70,5^\circ$ $2V = +87^\circ$.

Кварц вторичный, в породе присутствует не всегда, образует прожилки и небольшие скопления зерен в участках.

Биотит в виде мелких неправильной или сильно удлиненной формы чешуек содержится в небольшом количестве, появляется преимущественно вблизи интрузивного тела г. Сарлык. Содержится в прожилках и участках кварца и цоизита; местами образует небольшие скопления вдоль трещинок; некоторые его чешуйки изгибаясь обтекают более крупные зерна эпидота, актинолита и скопления их.

7. Кварцево-серицитовые сланцы были встречены в одном пункте (точка № 66). Макроскопически представляют светлосерые тонкоплотчатые, сильно развальцеванные породы. Под микроскопом состоят из мелких зерен кварца и неправильной формы чешуек серицита с неясными расплывчатыми ограничениями. В незначительном количестве присутствуют апатит и мелкие зерна магнетита. Кварц сильно давленный с резким волнистым погасанием; форма зерен весьма неправильная, несколько вытянутая по сланцеватости. Размер их в большинстве случаев 0,1 мм и редко достигает 1 мм в большом поперечнике. По своему составу кварцево-серицитовые сланцы близки к вышеописанным кварцевым песчаникам. Если учесть еще и то, что последние в точках 296 и 186 дают серицито-кварцевые сланцы, то не приходится сомневаться в образовании их за счет кварцевых песчаников.

8. Сидеритизированный, актинолитизированный и хлоритизированный рассланцеванный песчаник был встречен в одном пункте (обн. № 5). Макроскопически представляет среднезернистую, сравнительно компактную крепкую породу желтоватозеленоватосерого цвета с тонкополосчатой текстурой. Под микроскопом проявляется псевдопорфировая структура, переходящая в очковую. Основная масса состоит из раздробленных зерен кварца, сильно серицитизированного плагиоклаза, между которыми проникают бледнозеленый актинолит и хлорит, развивающийся, главным образом, за счет изменения актинолита. Вся масса породы густо забита пятнами и скоплениями, большей частью вытянутыми по

сланцеватости, ржавобурого сидерита. Некоторые обломки кристаллов серицитизированного и частично эпидотизированного плагиоклаза и с теми же продуктами изменения обломки альбитита по своей величине выделяются из общей массы породы на подобие вкрапленников. В сравнительно большом количестве содержится магнетит; он в виде мелких неправильной формы зерен распределен в массе породы неравномерно, образуя вместе с сидеритом скопления вдоль трещинок сланцеватости и встречается в виде тонких извилистых прожилок. Полосчатая текстура породы подчеркнута как раз скоплениями зерен магнетита и сидерита.

9. Известняки были встречены в ряде пунктов исследованного района. Наибольшее развитие они имеют в верхнем течении р. Таинзы. Здесь ими сложен довольно сильно вытянутый по простиранию участок линзовидной формы. В других местах известняки образуют сравнительно небольшой мощности невыдержанные по простиранию слои в песчаниках и песчано-глинистых породах и сланцах. Макроскопически представляют то белые массивные средние и мелкозернистые сахаровидные сильно доломитизированные мраморы, то тонкозернистые, почти плотные, тонкослоистые и груборассланцеванные местами доломитизированные мраморизованные известняки, то, наконец, серые слегка кавернозные ороговикованные мраморизованные карбонатные породы. В некоторых местах встречаются известняки, подвергавшиеся интенсивному окварцеванию. Различный характер изменения известняков находится в полной зависимости от геологической обстановки. Так, известняки верхнего течения р. Таинзы, залегающие вблизи тела интрузии микроклиновых гранитов г. Сарлык, имеют белый или светлосерый цвет и нацело раскристаллизованы; они в той или иной степени доломитизированы, а в северном участке этой линзы известняков, расположенном ближе к интрузии, мы имеем почти чистые доломиты (обн. № 1 и № 36). Местами имеет место сильное окварцевание, в частности небольшая линзочка известняков, расположенная севернее описанного участка, почти нацело метасоматически замещена кварцем. Сложение их массивное, но в делювии встречаются и тонкослоистые разности, причем слоистость в них по отношению к плоскостям грубой рассланцевки образует угол в 83° . Вдоль западной границы линзы известняков верхнего течения р. Таинзы местами встречаются тектонические брекчии, состоящие из небольших остроугольных обломков сероватобелого, тонкозернистого доломинизированного и мраморизованного известняка и вторичного кальцита, играющего роль цемента.

Известняки, залегающие в сланцевой толще на правом берегу р. Большой (коренной выход в точке № 300), имеют светлосерый цвет, тонкозернистое сложение, хорошо вскипают при действии HCl на холоду, почти нацело раскристаллизованы и довольно хорошо рассланцеваны. В них отчетливо выражена тонкая слоистость, причем она сечет сланцеватость под углом 84° . Под микроскопом слоистость подчеркнута скоплением битуминозного вещества по определенным плоскостям.

Известняки, залегающие в зоне роговиков, в отличие от предыдущих подвергались ороговикованию, они имеют серый, местами темносерый цвет, мелкозернистое сложение и слегка кавернозны. Под микроскопом порода состоит: из мелко- и тонкозернистого агрегата кальцита, к которому в довольно значительном количестве (ок. 5%) примешивается песчаный материал, состоящий, главным образом, из зерен кварца, размером 0,02 мм, редко 0,2 мм и одиночных зерен щелочного полевого шпата, плагиоклаза и апатита. Там и сям выделяются небольшие скопления мелких чешуек вторичного биотита, гломеробластические скопления более крупных зерен кальцита, эллипсоидальные кольца и подковообразно-изогнутые полосочки более прозрачного мелкозернистого кальцита, напоминающие собою сечения раковин органических остатков.

10. Условия залегания осадочной толщи. Вся толща осадочных пород по условиям залегания представляет довольно пологую синклинальную складку ССВ., близкого к меридиональному, простирания. В пределах описываемого района мы имеем широкий замок синклинали и западное крыло этой складки. О существовании восточного крыла мы можем только предполагать по появлению в восточной части снова грубозернистых кварцевых песчаников. В основании толщи лежит слой конгломерата, судя по его более или менее однородному составу—межформационного. О мощности его сказать трудно, так как конгломерат был встречен почти у самой границы планшета, но, повидимому, не менее 120 м. Стратиграфически выше залегают граувакки сперва грубо, а затем среднезернистые; мощность их мною рассматривается как порядка 1 км. В граувакках, в виде небольших и сравнительно маломощных линз, залегают грубо и среднезернистые кварцевые песчаники, отвечающие, повидимому, местным фациальным особенностям района. Граувакки в свою очередь подстилают толщу, примерно равную им по мощности, средне и мелкозернистых песчаников. В них встречаются небольшие линзочки среднезернистых кварцевых песчаников и песчаных известняков. Далее идет более мощная толща песчаноглинистых пород с линзами, возможно рифового известняка, с прослоями песчаных и глинистых пород, соответствующих, повидимому, промежуточным эпирогеническим колебаниям морского дна. Эти образования в основном слагают замок синклинали и завершают собою комплекс осадочных пород.

Стратиграфическое положение осадочной толщи на основании фауны, найденной в мелкозернистых песчаниках, определяется, примерно, как S_1 . По литологическому составу ее можно параллелизовать с песчаниковой толщей ландейльского яруса нижнего силура юговосточной части Салаира (6, 15—17) и до некоторой степени с нижним горизонтом нижнего силура Западных Саян (7, 35).

Помимо складчатости 1 порядка, определившей основные структурные формы района, имеется более мелкая, быть может послойная, складчатость второго порядка. Судя по тем замерам, которые были получены Г. П. Болговым, складчатость второго порядка имеет тоже ССВ., близкое к меридиональному, простирание; крылья их падают преимущественно на восток под углом 60° — 72° . Повидимому, они представляют изоклинальные складки с параллельными крыльями.

V. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы в пределах описываемого района пользуются довольно широким развитием. По петрографическому характеру и стратиграфическому положению магматические породы можно подразделить на три формации: 1) эпидиоритовую, 2) формацию щелочных сиенитов и 3) гранитовую.

I. Формация эпидиоритов.

Эпидиориты в своем распространении приурочены преимущественно к сланцевой толще. Проявляются, главным образом, в виде даек и лишь кое где образуют небольшие тела-шточки, несколько вытянутые в направлении общей складчатости района.

Макроскопически представляют мелко зернистые зеленосерые породы, то массивные, то грубо или сильно рассланцеванные, причем раздавливанию и рассланцевке подверглись дайки, тогда как эпидиориты шточков сохраняют более или менее массивный облик.

Под микроскопом состоит из плагиоклаза, буроватозеленой роговой обманки, титанита и в незначительном количестве присутствуют апатит и магнетит. Сильно развиты вторичные минералы: грюнерит, эпидот, хлорит, частично альбит, цоизит, кальцит, лейкоксен, местами появляется кварц и биотит. Структура гипидиоморфнозернистая, а в сланцеватых разностях — гнейсовидная и очковая. В последнем случае порода уже теряет свой интрузивный облик и превращается в полевошпатовый амфиболит.

Плагиоклаз сильно изменен и местами почти нацело превращен в агрегат мелких зерен эпидота, наряду с которым в небольшом количестве появляются индиговосиний цоизит и кальцит. По периферии кристаллы плагиоклаза окружены узкой более светлой каемкой альбита. На Федоровском столике плагиоклаз определен как андезит № 37; координаты двойнико-

вой оси закона $\frac{\perp [100]}{(010)}$ следующие: $BNg = 78^\circ$, $BNp = 77,5^\circ$ и $BNm = 15,5^\circ$. $2V = -83^\circ$.

Первичная буроватозеленая роговая обманка сохранилась только местами в виде небольших пятен в массе бледнозеленого грюнерита. Последний представляет коротко призматические или неправильной формы зерна. Концевые грани призматических кристаллов грюнерита растрепаны с образованием игольчатых и волокнистых агрегатов, которые, вдаваясь в массу плагиоклаза, пронизывают их. $2V$ грюнерита $= -70^\circ$; $\angle C : Ng = 13^\circ$; плеохроизм по Ng — светлозеленый, по Np — бесцветный; абсорбция $Ng > Nm > Np$. Удлинение волокон положительное. $Ng - Nm$ 0,012; $Nm - Np = 0,025$ (по методу В. В. Никитина). Наблюдается интенсивное развитие хлорита с низкими чернильно-синими цветами интерференции (пеннин). Он развивается по периферии, проникает по трещинам спайности внутрь амфибола и местами нацело замещает его массу. В количественном отношении измененная роговая обманка не уступает плагиоклазу.

Титанит содержится в довольно большом количестве, представляет неправильной формы зерна. Он сильно изменен и местами почти нацело превращен в лейкоксен.

Апатит и магнетит присутствуют в незначительном количестве, при этом зерна магнетита по краям переходят в краснобурый гематит.

Контактные изменения, связанные с интрузией диоритовой магмы в каждом отдельном случае проследить весьма трудно. Проявляясь преимущественно в виде даек, она настолько густо пронизывает сланцевую толщу, что последняя вся оказывается сильно измененной. Характер этого изменения выражается в сильной амфиболитизации, эпидотизации и хлоритизации боковых пород.

Стратиграфическое положение эпидиоритов в пределах исследованного участка определяется тем, что они с одной стороны прорывают и метаморфизуют породы нижнего силура уже после того, как они были собраны в складки и частично рассланцеваны, а с другой стороны сами эпидиориты подверглись ороговикованию под влиянием контактового метаморфизма тельбесской интрузии. Остается неясным взаимоотношение их с щелочными сиенитами, но последние являются, повидимому, более молодыми образованиями, так как дайки их (сиенитпорфиры) не несут на себе элементов той сильной давленности, которая так часто наблюдается у эпидиоритов, и в то же время, в контакте с микроклиновыми гранитами тельбесской интрузии, щелочные сиениты подверглись ороговикованию и частично перекристаллизации. Таким образом возраст эпидиоритов устанавливается как средне-силурийский и внедрение их в литосферу связано, повидимому, с одной из фаз таконского тектогенеза. Соответствующего возраста интрузии диоритов имеются и в ЮВ. части Салаира (6).

2. Формация щелочных сиенитов

Породы данной формации были встречены по правому притоку Ключа Кумныгаш и в СЗ. конце просеки „П“. Здесь они слагают, повидимому, сравнительно небольших размеров шток, северная часть которого срезана более молодой интрузией микроклиновых гранитов. Породы, входящие в состав данной формации, в пределах исследованного участка, представлены порфировидными щелочными сиенитами и их жильной фацией, описание которой будет дано ниже в особой главе при рассмотрении дайковых пород района.

Щелочные сиениты макроскопически представляют хорошо раскристаллизованные породы мелко-, а местами и среднезернистого сложения желтовато или красновато-серого цвета. Из основной массы породы, по своим более крупным размерам, достигающим более 1 см, выделяются одиночные редко расположенные удлиненнопризматические кристаллы розоватосерого полевого шпата, придающих породе порфировидный облик.

Под микроскопом порода имеет голокристаллическипорфировую структуру. Вкрапленники редки и представлены призматическими кристаллами тонко полисинтетически сдвойникового плагиоклаза и реже кристаллами пертитизированного ортоклаза. Плагиоклаз сильно серицитизирован, в сечении $\perp Ng \angle Np : (001) = +13^\circ$, что соответствует олигоклазальбиту № 13.

Основная масса хорошо раскристаллизована, имеет панидиоморфнозернистую структуру и состоит из более или менее изометрических зерен сильно серицитизированного альбита, антипертита и акцессорных минералов — магнетита и апатита; кое где в массе плагиоклаза основной массы и вкрапленников встречаются небольшие пятна ржавобурых окислов железа, представляющие, повидимому, остаточный продукт щелочного пиробола. Вся масса породы подверглась довольно сильному ороговиканию и альбитизации, в результате чего в ней проявляется кварц, биотит, антипертит, частично эпидот, хлорит и магнетит. Кварц образует прожилки и небольшие скопления мелких зерен. В таких же формах проявления встречается и буроватозеленый биотит. С последним обычно ассоциирует и вторичный магнетит, приурочиваясь к скоплениям и прожилкам мелкочешуйчатого биотита. Эпидот в виде мелких зерен, содержится в небольшом количестве, в своем распространении приурочен к прожилкам и скоплениям зерен кварца и чешуек биотита.

Описанные щелочные сиениты предыдущими исследователями нашего и соседних районов Горной Шории (Болгов, Пятницкая, А. Кюз, Н. Батов) определялись как альбититы¹⁾. Киселев, И. А. склонен рассматривать их как сиениты, подвергшиеся аутометасоматической альбитизации (8,63) А. И. Свиридов полностью приравнивает к сиенитам (2,76) Что же касается характера и времени образования данных магматических пород, то мнения отдельных геологов по этому вопросу резко расходятся. Так Ю. А. Кузнецов (10,72) и Т. В. Пятницкая (4,25) альбититы (щелочные сиениты) рассматривают как породы краевой фации тельбесской интрузии, переходящие затем в более плотные альбитофиры. Г. П. Болгов к этому добавляет, что образование их обусловлено обогащением гранитной магмы щелочами натрия за счет выноса кремнезема в верхнюю оболочку интрузии (1,50). М. А. Усов, посетивший все м-ния кондомской группы летом 1932 г., и геологи: Н. А. Батов, И. А. Киселев и А. И. Свиридов, проводившие на этих месторождениях геолого-разведочные работы устанавливают более молодой возраст щелочных сиенитов по отношению к альбитофирам и более древний по отношению к гранитам тельбесской интрузии. Последнее положение подтверждает и микроскопическое изучение материала

¹⁾ Минеральносырьевая база Кузнецкого металлургического комбината. Изд. Зап. Сиб. Г. Р. треста и Кузнецкого Металлургического комбината 1933 г.

Шерегешевской микромагнитометрической партии. Таким образом возраст щелочных сиенитов определяется, примерно, как $S_2 - D_1$.

Контактовый метаморфизм, выявленный интрузией щелочных сиенитов в пределах исследованного участка, выделить не представляется возможным, так как он замаскирован последующим наложением контактового метаморфизма тельбесской интрузии гранитов.

3. Гранитовая формация

а) Адамеллиты являются краевой частью крупного тела Мустагской интрузии. Исследованиями минувшего лета был захвачен лишь сравнительно небольшой отрезок этой краевой части. На прилагаемой геологической карте они выделены в виде узорной каймы вдоль СЗ. границы планшета.

Макроскопически представляют светлосерые средне- и ровнотернистые породы с шпировыми образованиями. Последние являются характерными для данных пород и встречаются довольно часто. Они резко выделяются из массы адамеллита по своему мелкозернистому сложению и более темному цвету. Размер их различный: от 2 см до 7 см в большом диаметре. Форма яйцевидная.

Под микроскопом адамеллит состоит существенно из плагиоклаза, пертитизированного ортоклаза, кварца и биотита. Из второстепенных минералов присутствуют буроватозеленая роговая обманка, магнетит, сфен, апатит и циркон. Развиты вторичные минералы, как-то: серицит, эпидот и хлорит. Структура гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз в виде идиоморфных кристалликов, часто имеет зональное строение, причем внутренняя зона его почти нацело превращена в агрегат мелких чешуек серицита и зерен эпидота, тогда как внешняя часть остается более прозрачной и чистой. На Федоровском столике плагиоклаз определен как олигоклаз № 15; координаты двойниковой оси закона [001] следующие: $BNg = 84^\circ$, $BNp = 75^\circ$ и $BNm = 16^\circ$. $2V = +87^\circ$.

Ортоклаз довольно сильно пертитизирован; по отношению к плагиоклазу является косноморфным и несколько уступает ему в количественном отношении. Полюс спайности по (001) с осями эллипсоидов оптической упругости образует углы: $\perp (001) Ng = 87^\circ$, $\perp (001) Np = 86^\circ$ и $\perp (001) Nm = 5^\circ$; $2V = +80^\circ$.

Кварца много, выполняет промежутки зерен полевых шпатов, обладает довольно резким волнистым погасанием, при этом некоторые его зерна довольно сильно трещиноваты.

Биотит содержится в обычном количестве, он темнотемный и резко плеохроирует от темнотемного по Ng, почти такого-же цвета по Nm до светлотемного по Np. Абсорбция $Ng \approx Nm > Np$; $2V = 0$. В виде включений содержит в себе зерна апатита, сфена, магнетита, спорадически попадает циркон. Вокруг кристалликов последнего в биотите наблюдаются плеохроирующие оболочки. Мелкие чешуйки биотита нередко содержатся в плагиоклазе в виде включений. В биотите по трещинкам спайности усиленно развивается хлорит, причем этот процесс сопровождается выделением в незначительном количестве мелкоочечных зерен магнетита и грязнозеленого эпидота.

Роговая обманка буроватозеленая, содержится в незначительном количестве $\angle C: Ng = 22^\circ$, усиленно замещается хлоритом.

Магнетит, апатит и сфен содержатся в обычном количестве в виде мелких зерен, часто образуют включения в биотите и в роговой обманке.

Циркон встречается спорадически, кристаллы его очень мелкие 0,02 мм.

Судя по идиоморфизму и взаимоотношению минералов порядок их выделения намечается такой: 1) акцессорные минералы—циркон, хлорит, магнетит и сфен; 2) темнотемные компоненты—биотит и роговая обманка; 3) плагиоклаз; 4) ортоклаз и 5) кварц.

Шлиры в адамеллите, под микроскопом, имеют роговиковую структуру и состоят из ксеноморфных зерен зонального плагиоклаза, кварца, большого количества чешуек темнобурого биотита и в сравнительно небольшом количестве присутствуют: микроклинопертит, мирмекит, зеленая роговая обманка, магнетит и сфен. Как плагиоклаз, так и микроклинопертит часто содержат в себе неправильной формы вроски зерен кварца. Последний сильно давленный с волнистым погасанием. Мирмекит образуется в щелочном полевопшпате в контакте его зерен с плагиоклазом. Таким образом шпировые образования, судя по минералогическому составу, структуре и форме, представляют гибридные породы, образованные, повидимому, за счет ассимиляции обломков боковых пород и кровли.

Контактовый метаморфизм, связанный с интрузией г. Мустаг, проявляется как в экзо-, так и в эндоконтактовых изменениях.

Экзоконтактовый метаморфизм выражается в сильном ороговиковании контактирующих пород. Местами наблюдается также скарнирование, эпидотизация, пиритизация, сидеритизация и вынос таких высокотемпературных борсодержащих минералов, как турмалин. Зона ороговикования в нашем районе имеет ширину, примерно, 5-6 км.

Об автометаморфизме можно судить по тем довольно многочисленным делювиальным обломкам структурных атакситов, которые распространены здесь в краевой части интрузии.

Структурные атакситы макроскопически представляют очень крепкие светлосерые породы. Общий фон породы составляет тонкозернистая почти плотная масса, а в ней выделяются небольшие более или менее изометрические участки размером 2—3 см в поперечнике с неясными расплывчатыми, постепенно сливающимися с основной массой породы, очертаниями. Сложение их средне- и мелкозернистое. П. м. основная масса имеет роговиковую структуру и состоит из ксеноморфных зерен кварца, щелочного полевопшпата, плагиоклаза, мелких чешуек биотита, зерен роговой обманки и незначительного количества акцессорных минералов: магнетита, апатита и сфена. В небольшом количестве присутствует также эпидот в виде мелких зерен. Из этой массы на подобие вкрапленников выделяются сравнительно редко расположенные более крупные зерна зонального плагиоклаза, пертитизированного ортоклаза, кварца и чешуйки бурого биотита.

Средне- и мелкозернистые участки имеют гипидиоморфнозернистую структуру и по своему минералогическому составу соответствуют адамеллиту, реже банатиту.

По форме залегания мустагская интрузия представляет асимметричный лакколит (4,24). В пределах исследованного района контур интрузивного тела имеет извилистый характер, близко напоминающий собой синусоиду колебательного движения маятника, причем наблюдается зависимость его от рельефа местности: на водораздельных пространствах интрузивные породы выступают вперед и, наоборот, далеко отступают назад по долинам рек и ключей, уступая свое место ороговикованным песчаникам. На основании этого смело можно сказать, что описанные ранее ороговикованные нормальные осадочные породы нижнего силура являются лежащим боком, постелью лакколита мустагской интрузии. Кроме того, обращает на себя внимание и то положение, что мы имеем широкую полосу роговиков лежащего бока при отсутствии краевой фации интрузии. Отсюда невольно возникает предположение, что Мустагская интрузия частично уже смыта с дневной поверхности, по крайней мере в ее восточной части. Те структурные атакситы, которые были описаны выше, могут быть из контакта адамеллитов с лежащим боком, поэтому они не могут служить аргументом, противоречащим только что высказанному положению.

б) Микроклиновые граниты, слагают довольно больших размеров штокообразное (в плане) тело, которое на дневной поверхности создает положительные формы рельефа с наиболее выдающейся точкой—г. Сарлык. Это тело Сарлыкской интрузии, подчиняясь тектонике вмещающих пород, несколько вытянуто в ССВ., близком к меридиональному, направлению. В пределах исследованного участка микроклиновые граниты слагают все тело без заметных изменений текстуры и структуры даже в краевых частях.

Макроскопически микроклиновые граниты представляют грубозернистые порфировидные породы светлосерого, местами сероваторозового, цвета. Простым глазом в них хорошо различимы крупные зерна серого кварца, призматические кристаллы светлосерого, редко розового щелочного полевого шпата, белого или желтоватобелого плагиоклаза и умеренного количества чешуек темнубурого, почти черного биотита.

Кристаллы щелочного полевого шпата местами достигают 2-см в большем поперечнике и выделяются из общей массы на подобие вкрапленников. Сложение пород массивное, но местами они довольно сильно помяты и несут элементы грубой рассланцевки. Сравнительно редко в них встречаются крупные (до 10 см) шпильки овальной формы. Цвет, текстура, минералогический состав и структура их, примерно, такие же, как и у вышеописанных шпильковых образований адамеллитов.

Под микроскопом порода существенно состоит из кварца, микроклинопертита, плагиоклаза и биотита. В качестве аксессуарных минералов присутствуют магнетит, титанит (сфен), апатит и циркон. Структура гипидиоморфнозернистая с некоторой наклонностью к порфировидной.

Кварц в количественном отношении заметно преобладает над остальными минералами, взятыми порознь, он довольно сильно трещиноват и волнисто погасает. Более крупные зерна кварца нередко включают в свою массу чешуйки биотита, зерна серицитизированного и побуревшего плагиоклаза и пелитизированного микроклинопертита.

Микроклин решетчатый, довольно сильно пертитизирован. В проходящем свете он выглядит мутным и побуревшим с более светлыми полосочками на месте пертитовых вростков альбита. В некоторых зернах микроклина по трещинкам наблюдается проникновение тонких жилок кварца с эпидотом. Более крупные порфировидные зерна микроклинопертита не имеют характерной для него решетки, они представляют кристаллы с простыми двойниковыми образованиями по манебахскому закону. Координаты двойниковой оси, следующие: $BNg = 83^\circ$, $BNp = 82,5^\circ$ и $BNm = 10$, хорошо выражена спайность по (001) с координатами $P_1Ng = 86^\circ$, $P_1Np = 85^\circ$ и $P_1Nm = 12^\circ$ и по (010) с координатами $P_2Ng = 7^\circ$, $P_2Np = 85^\circ$, $P_2Nm = 84^\circ$; $2V = -81^\circ$.

Плагиоклаз в количественном отношении значительно уступает микроклину. Он довольно сильно изменен в результате чего в нем появляются серицит, эпидот и частично кальцит. По отношению к микроклинопериту является более идиоморфным и нередко содержится в нем в виде включений. Определения на Федоровском столике дали олигоклаз № 18; координаты двойниковой оси закона [001] следующие: $BNg = 87^\circ$, $BNp = 73,5^\circ$ и $BNm = 16,5^\circ$; $2V = +88^\circ$.

Биотит содержится в обычном количестве. Плеохроизм выражен резко: по Ng — бурый, такой же цвет по Nm и светлобуроватый по Np; абсорбция $Ng = Nm > Np$. По краям и по трещинкам спайности в биотите развивается хлорит, одновременно с этим процессом происходит выделение в незначительном количестве мелкоочечных зерен магнетита и эпидота.

Магнетит содержится в обычном количестве в виде неправильной формы мелких зерен, расположен в биотите и в плагиоклазе в виде вклю-

чений. В своей массе магнетит нередко содержит мелкие зернышки и кристаллики апатита.

Титанит (сфен) присутствует сравнительно в большом количестве, при этом он обычно ассоциирует с магнетитом и нередко содержит в себе его зерна в виде включений. Как продукт изменения, в титаните по трещинкам развивается лейкоксен.

Апатит, как акцессорный минерал, содержится тоже в сравнительно большом количестве, местами образует небольшие скопления из мелких кристалликов.

Циркон присутствует в незначительном количестве в виде мелких зерен. Содержится в биотите в виде включений, причем вокруг него наблюдаются плеохроирующие оболочки. Судя по идиоморфизму и взаимоотношению порядок выделения минералов намечается такой: 1) циркон, апатит, магнетит, титанит, 2) биотит, 3) плагиоклаз, 4) микроклинопертит и 5) кварц.

Контактовый метаморфизм микроклиновых гранитов г. Сарлык может характеризовать только участок вдоль восточной границы интрузивного тела. Здесь Г. И. Болгов (1,49) устанавливает зону ороговикования шириною 75—100 м. По материалам Разумова типичные роговики, которые окружают мустагскую интрузию, вдоль восточной границы микроклиновых гранитов г. Сарлык отсутствуют, но слабое ороговикование и изменение пород чувствуется на расстоянии 2 км. Характер контактовых изменений, в зависимости от состава пород, различный. В общих чертах он проявляется в слабом окварцевании, биотитизации, пиритизации, мраморизации и доломитизации известняков и частично в хлоритизации и эпидотизации. Сюда же, повидимому, надо отнести образование тех жилок цоизита, кварца и биотита, которые сравнительно редко встречаются в кристаллических сланцах и являются результатом наложения контактметаморфизма гранитной интрузии на более ранние изменения, связанные с дайками и телами-шточками эпидиоритов. При этом важно отметить, что ороговикованию и пиритизации подвергаются дайки мелкозернистых эпидиоритов и щелочные сиениты.

Стратиграфическое положение интрузии микроклиновых гранитов г. Сарлык определяется тем, что она прорывает нижнесилурийскую толщу и метаморфизует дайки мелкозернистых эпидиоритов (5) и щелочные сиениты $S_2 - D_1$. На основании этого возраст ее определяется как верха D_1 и появление ее, повидимому, соответствует тельбесской фазе каледонского тектогенеза. Тот же возраст имеет и мустагская интрузия (2).

Таким образом мы имеем два тела разновозрастных интрузий, причем, по описаниям Т. В. Пятницкой, г. Мустаг сложена точно такими же грубозернистыми порфировидными с биотитом гранитами, как и г. Сарлык (4,25). Если теперь учесть то положение, что интрузивное тело, слагающее гору Сарлык, залегает в зоне роговинов Мустагской интрузии и что восточная граница последней не является ее первоначальной, а значительно отступившей на запад, то получается следующая картина. Когда то оба эти интрузивные тела были соединены вместе и представляли один крупный лакколит, который в нашем районе покрывал всю западную половину планшета.

Следовательно, в настоящее время г. Сарлык, сложенная микроклиновыми гранитами, представляет останец. Факторами, обусловившими его обособление от общего тела Мустагской интрузии, являются денудационные процессы и прежде всего эрозионная деятельность рек, как это хорошо выражено в характере контура мустагской интрузии и в том, что г. Сарлык отделена от г. Мустаг, собственно, долиной Большой речки. Причину глубокого врезания речных долин в континент вскрывает нам геоморфология соседних районов и всей Горной Шории, взятой как одно целое, единое, а именно: неуклонное поднятие страны и связанное с этим омоложение всей речной системы.

VI. ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ.

1. Дайки формации щелочных сиенитов представлены бедно и пользуются весьма ограниченным распространением. В пределах исследованного участка были встречены: а) щелочные сиенитпорфиры и б) микроальбититы.

а) щелочные сиенитпорфиры макроскопически представляют светлосеровато-серую породу тонкозернистого почти плотного сложения. Вкрапленники простым глазом почти неразличимы, кое-где выделяются прямоугольнички и пятна разрушенного темноцветного минерала.

Под микроскопом порода имеет голокристаллическипорфировую структуру. Вкрапленники довольно многочисленны, представлены плагиоклазом, частично ортоклазпертитом и спорадически попадаются зерна кварца изъеденные основной массой. Последняя состоит из радиальнолучистых кристалликов альбита, имеющих некоторую наклонность к более или менее ориентированному расположению и небольшого количества мелких зерен магнетита и апатита. Фенокристы плагиоклаза эпидотизированы и довольно сильно альбитизированы, причем характер альбитизации близко напоминает антипертитовые вроски; ограничения их несколько расплывчатые, как-бы изъеденные основной массой. Наблюдается довольно сильное ороговикование, проявляющееся в развитии вторичного желтобурого биотита, синеватозеленого амфибола и кварца. Мелкие, неправильной формы чешуйки биотита вместе с амфиболом образуют отдельные скопления, которые часто поражают фенокристы плагиоклаза. Амфибол резко плеохроирует от синеватозеленого по Ng до буроватозеленого по Np, угол погасания равен 25° , удлинение положительное. Некоторые зерна амфибола почти нацело замещены бледнозеленым хлоритом с низкими синеватосерыми цветами интерференции; хлорит частично поражает и биотит. Вторичный кварц присутствует в сравнительно небольшом количестве, образует небольшие скопления зерен и короткие прожилки.

б) Микроальбититы макроскопически представляют светлосеровато-серые плотные породы афирового сложения с редко размещенными в них кубиками пирита. Под микроскопом имеют пакалотриоморфнозернистую структуру и состоят из ксеноморфных зерен с неправильными зазубренными очертаниями сильно серицитизированного и частично хлоритизированного альбита и одиночных, редко расположенных зерен пирита, перешедшего по краям в ржавобурные окислы железа. В незначительном количестве присутствует апатит в виде кристалликов и зерен, размером 0,01, редко 0,02 мм.

2. Дайковые породы гранитовой формации.

В пределах Сарлыкского останца почти отсутствуют и довольно часто встречаются среди адамеллитов, сюда относятся: а) гранитпорфиры и б) спесартиты, а также и в) жилы кварца.

а) Гранитпорфиры были встречены в разных точках как среди адамеллитов, так и среди микроклиновых гранитов в виде делювиальных обломков.

Макроскопически представляют светложелтовато и светлорозоватосерые породы с тонкозернистой основной массой и большим количеством вкрапленников: желтоватобелого плагиоклаза, розоватосерого щелочного полевого шпата и чешуек темнобурого биотита. Под микроскопом порода имеет голокристаллическипорфировую структуру и состоит из основной массы и вкрапленников.

Во вкрапленниках плагиоклаз, кварц, микроклинопертит и биотит. Основная масса имеет пакалотриморфнозернистую структуру, близко напоминающую ороговиковую, и состоит из ксеноморфных зерен с слегка зазубренными краями кварца, плагиоклаза, щелочного полевого шпата и незначительного количества мелких чешуек биотита и зерен магнетита.

Плагиоклаз вкрапленников имеет слабое зональное строение. Внутренняя часть его почти нацело превращена в агрегат мелкозернистого эпидота и серицита, тогда как наружная зона остается сравнительно прозрачной и чистой.

Кварц во вкрапленниках сильно трещиноват и волнисто погасает. В своей массе в виде включений нередко содержит зерна щелочного полевого шпата и чешуйки биотита.

Микроклинопертит в количественном отношении несколько уступает плагиоклазу. В результате изменения в нем наблюдается сравнительно слабое побурение.

Биотит бурый и резко плеохроирует от темнобурого по Ng до светлобуроватого по Nr. $2V = 0$. По трещинкам спайности в биотите развивается хлорит с выделением незначительного количества мелких зерен, рудного минерала и эпидота. Спорадически в биотите в виде включений, встречается циркон. Последний в виде мелких зерен и короткопризматических кристалликов с пирамидками на концах, причем пирамидки усечены гранями пинакоида. Вокруг включений циркона в биотите наблюдаются резко выраженные плеохроирующие оболочки.

Щелочный полевой шпат основной массы сильно побуревший, почти такой же и плагиоклаз, при этом он частично и серицитизирован.

Кварца много (около 40%), распределен несколько неравномерно, образуя небольшие скупенности, местами он продырявливает фенокристы щелочного полевого шпата.

б) Спессартиты встречены были в нескольких пунктах вблизи мустагского интрузивного тела в поле распространения ороговикованных песчаников и граувакк.

Макроскопически представляют темнозеленоватосерые породы с тонкозернистой основной массой и многочисленными вкрапленниками темнозеленой роговой обманки. Размер их не превышает 0,3 мм. П. м. порода имеет голокристаллически порфириковую структуру. Многочисленные вкрапленники представлены буроватозеленой роговой обманкой и небольшим количеством кристаллов плагиоклаза. Основная масса нацело раскристаллизована и состоит из лейст плагиоклаза роговой обманки и небольшого количества чешуек бурого биотита.

Из второстепенных минералов присутствуют титаномagnetит и апатит. Развита вторичные минералы—хлорит, эпидот, кальцит и лейкоксен.

Фенокристы роговой обманки распределены кучно. По трещинкам спайности и по периферии роговая обманка усиленно замещается хлоритом, при этом в небольшом количестве образуется и эпидот в виде мелкозернистого агрегата грязнозеленого цвета. Угол погасания относительно следа спайности по (110) равен 18° , оптически отрицательный, знак главной зоны положительный.

Плагиоклаз вкрапленников и основной массы почти нацело превращен в агрегат мелкозернистого эпидота и частично сосюритизирован, по краям у него наблюдается узкая, более светлая альбитовая каемка.

Биотит содержится в небольшом количестве и почти нацело замещен хлоритом с выделением мелких зерен эпидота и рудного минерала.

Титаномagnetит содержится в небольшом количестве в виде мелких зерен. Усиленно замещается лейкоксом. Процесс замещения идет с периферии вглубь и местами доведен до конца.

в) Жильный кварц в своем распространении приурочен к сланцевой толще и встречается довольно часто. Судя по делювиальным обломкам мощность их местами доходит до 2 м. Кварц молочнобелый, реже светлосерый с охристыми пятнами и обохренными пустотками. Местами обохренные участки содержат мелкие чешуйки серицита. П. м. кварц прозрачный

и чистый, сильно давленный с волнистым погасанием, при этом некоторые зерна его трещиноваты. Структура паналлотриоморфнозернистая. Форма зерен кварца весьма неправильная, очертания резкие, прямолинейные.

3. Дайки основных пород.

Здесь можно отметить только диабазофириты.

Диабазофириты являются наиболее молодыми образованиями в пределах исследованного района, были встречены всего лишь в двух местах в зоне ороговичкованных пород. Макроскопически представляют темнозеленоватосерые порфировой текстуры породы, состоящие из темнозеленой мелкозернистой основной массы и довольно крупных (до 8 мм) и многочисленных вкрапленников светлозеленоватосерого плагиоклаза. П. м. имеют голокристаллическипорфировую структуру и состоят из основной массы и вкрапленников. Основная масса имеет диабазовую структуру и состоит из лейсточек плагиоклаза и уралитовой роговой обманки, выполняющей промежутки лейсточек плагиоклаза. Из второстепенных минералов в довольно большом количестве содержится магнетит и кое-где попадает апатит. Развиваются также хлорит и эпидот.

Плагиоклаз вкрапленников распределен кучно, выглядит довольно прозрачным и чистым. Плагиоклаз основной массы более изменен, в нем усиленно развивается эпидот и он густо пронизан мелкими иголочками актинолита. Определения на Федоровском столике плагиоклаза вкрапленников дали лабродор № 70—72; координаты двойниковой оси закона [001] следующие: $BNg = 60,5^\circ$, $BNp = 33^\circ$, и $BNm = 75^\circ$. В нем хорошо проявляется спайность по (001). $\perp$ (001): $Ng = 53^\circ$, — $Np = 52^\circ$ и — $Nm = 58^\circ$.

Уралитовая роговая обманка имеет грязный буроватозеленый цвет. Загрязнение обусловлено содержанием пылевых и мелкоточечных зерен рудного минерала и грязнозеленого эпидота, при этом в ней по трещинкам спайности усиленно развивается хлорит. Угол погасания Ng относительно спайности по (110) $= 22^\circ$. По периферии зерен уралитовой роговой обманки усиленно развивается игольчатый и волокнистый актинолит с углом погасания 15° . Иголочки актинолита вдаются в массу кристаллов плагиоклаза и пронизывают его, местами они образуют отдельные узлы. Уралитовая роговая обманка образовалась, повидимому, за счет пироксена. Правда, первичный минерал в ней не сохранился, но местами форма кристаллов ее близко напоминает зерна авгита.

VII. СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТНИКА

В стратиграфическом отношении опорным горизонтом в пределах исследованного участка являются мелкозернистые песчаники, содержащие в себе фауну: брахиопод, трилобитов, иглокожих и члеников криноидей, которая даже при беглом осмотре не вызывает сомнения о силурийском ее возрасте. На основании большого сходства по литологическому составу комплекса осадочных пород нашего района с фаунистически охарактеризованным нижним силуром ЮВ. части Салаира, возраст его можно принять как S_1 .

У основания этой толщи лежит слой конгломерата, повидимому, межформационного, так как состав гальки довольно однородный. Самым верхним горизонтом являются песчаноглинистые породы. Граувакки и песчаники занимают промежуточное положение, причем характер чередования слоев трансгрессивный. Мощность всего комплекса осадочных пород порядка 3 км.

В период таконийского орогена вся толща была собрана в пологую синклинальную складку ССВ., близкого к меридиональному, простирания. Этой складчатостью была вызвана к жизни и некоторая магматическая деятельность, давшая довольно многочисленные дайки кислых и основных порфиритов, которые в дальнейшем подверглись интенсивному зеленокамен-

ному изменению и наряду с осадочной толщей нижнего силура были превращены в сланцы. Таконийская складчатость, повидимому, закончилась интенсивным проявлением диоритовой экструзии, пропитавшей нижнесилурийские породы в области синклинали складки, как наиболее дислоцированной части.

Возможно были и верхнесилурийские отложения, но в результате эрической фазы тектогенеза они были выведены из под уровня моря, и в последовавший затем период длительного континентального режима, были нацело снесены денудационными процессами. Эрийская фаза складчатости, была, повидимому, довольно интенсивной, захватившей и более глубокие горизонты литосферы, так как с нею было связано поднятие щелочной магмы с образованием небольшой интрузии щелочных сиенитов.

После денудации, в период уже нижнего девона, море снова стало наступать на сушу и на размытой поверхности нижнего силура были отложены нижнедевонские породы. Проявилась тельбесская складчатость. Морские осадки D_1 были собраны в довольно интенсивные складки и выведены из под уровня моря. Нижнесилурийские породы подверглись рассланцевке, были созданы зоны разломов, по которым в литосферу вторглась гранитная магма и под покровом нижнего девона на размытой поверхности нижнего силура дала громадный лакколит на площади свыше 500 кв. км.

Породы нижнего силура, метаморфизованные и скрепленные интрузивным телом, на последующие тектонические процессы реагировали уже как глыба. Совершенно иная участь постигла нижнесилурийские породы, не метаморфизованные девонской интрузией. Смазанные чешуйками хлорита от диоритов, они сравнительно легко подверглись рассланцевке и к настоящему времени превращены в типичные кристаллические сланцы.

После основного тельбесского диастрофизма мы можем отметить еще один случай оживления магматической деятельности, давшей дайки диабазофрита, которые секут метаморфизованные тельбесской интрузией породы и, повидимому, интрузивные тела, тогда, как сами остаются не измененными этой интрузией.

Более молодые образования в пределах исследованного района, если не считать речных отложений четвертичного периода, мы не имеем. Повидимому, с конца палеозоя и на протяжении всего мезозоя и кайнозоя район исследования оставался преимущественно континентом, был введен в сферу действия денудационных процессов.

В четвертичный период вся страна подвергается оледенению. Ледниковый ландшафт в настоящее время выражен в сглаженности рельефа района, в наличии широких корытообразных долин, незаметно переходящих из одной речной системы в другую, в сильной их заболоченности. Вершины гор представляют гольцы, причем некоторые из них лежат ниже предельной линии растительного покрова (2,14) и, наконец, террасы р. Шалым сложены ледниковыми отложениями мощностью 10—15 м (4,27). После оледенения страна начала испытывать глыбовое поднятие. Этот процесс продолжается и в настоящее время, о чем может свидетельствовать оживление эрозионной деятельности рек в их нижнем течении.

VIII. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Из полезных ископаемых исследованного района можно отметить только два объекта—золото и доломиты.

1) Золото имеется россыпное и коренное. Россыпное золото имеется по кл. Кумных—правому притоку р. Таинзы, где в 1931 г. производилась государственная разведка от Цвет. Мет. Комбината. Что же касается коренных его месторождений, то о них можно судить по довольно частому нахо-

ждению делювиальных обломков жильного кварца. При съемке 1934 г. Разумовым зафиксировано 17 таких выходов. Анализы жильного кварца, произведенные в хим. лаборатории ЗСГГГТ в 1931 г., дали следы (1;64).

2) Доломиты. Более чистые разности его были встречены в двух близь лежащих точках—1 и 36. Возможно, что и весь интервал между ними сложен теми же породами. Тогда получается приличная площадь (не менее 250000 кв м).

Доломит белый и желтоватобелый, мелкозернистый, сахаровидный. Под микроскопом характеризуется однородностью своего состава и чистотой. При возрастающем экономическом значении района, в связи с разработкой железорудных месторождений в прилежащем с запада районе и освоении его, доломиты могут быть промышленными.

IX. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя вышеизложенное относительно геологического строения района Шерегешевского железорудного месторождения можно сделать следующие выводы.

1. Весь район сложен довольно мощной (порядка 3 км) толщей осадочных пород нижнесилурийского возраста. Литологически эта толща представлена конгломератом, кварцевыми песчаниками, граувакками, песчаниками, песчаноглинистыми породами, известняками и различного состава кристаллическими сланцами, образовавшимися за счет как осадочных, так и изверженных пород.

2. Таконская складчатость, собравши весь комплекс нижнесилурийских образований в пологую синклинальную складку ССВ. простирания, завершилась довольно интенсивным проявлением интрузии диоритовой магмы, давшей многочисленные дайки и небольшие тела—шточки в более дислоцированной песчаноглинистосланцевой толще, слагающей синклиналь складки. Структуры, созданные более поздними тектогеническими процессами, приспособились к основной таконской.

3. Эрийская фаза каледонского тектогенеза, проявившаяся на границе верхнего силура и нижнего девона, создала более мелкую изоклинальную складчатость, которая проявилась, главным образом, в более податливой песчаноглинистосланцевой толще, и зоны разломов, по которым вторглась магма, давшая небольшие интрузии щелочных сиенитов.

4. В конце нижнего девона, когда проявилась тельбесская фаза тектогенеза, под покров нижнедевонской толщи, на размытую поверхность нижнего силура интродировала гранитная магма, давшая громадный лакколит на площади свыше 500 кв. км. С этой интрузией генетически связаны образование ряда железорудных месторождений Кондомской группы и, вероятно, золотооруденение.

5. Позднее, возможно в конце тельбесского цикла тектогенеза, район исследования запечатлел еще одно оживление магматической деятельности в виде тех немногочисленных даек диабазофирита, которые секут как метаморфизованные тельбесской интрузией породы, так, повидимому, и самые интрузивные тела.

6. С этого времени и на протяжении всего мезозоя и кайнозоя район исследования остается преимущественно сушей.

7. В четвертичный период он покрывается ледниками. Следы следования довольно хорошо проявляются в реликтовом ледниковом ландшафте.

8. Современный рельеф района создан в послеледниковое время почти исключительно эрозионной деятельностью текущих вод, которая

с каждым столетием все более и более усиливается вследствие глыбового поднятия страны.

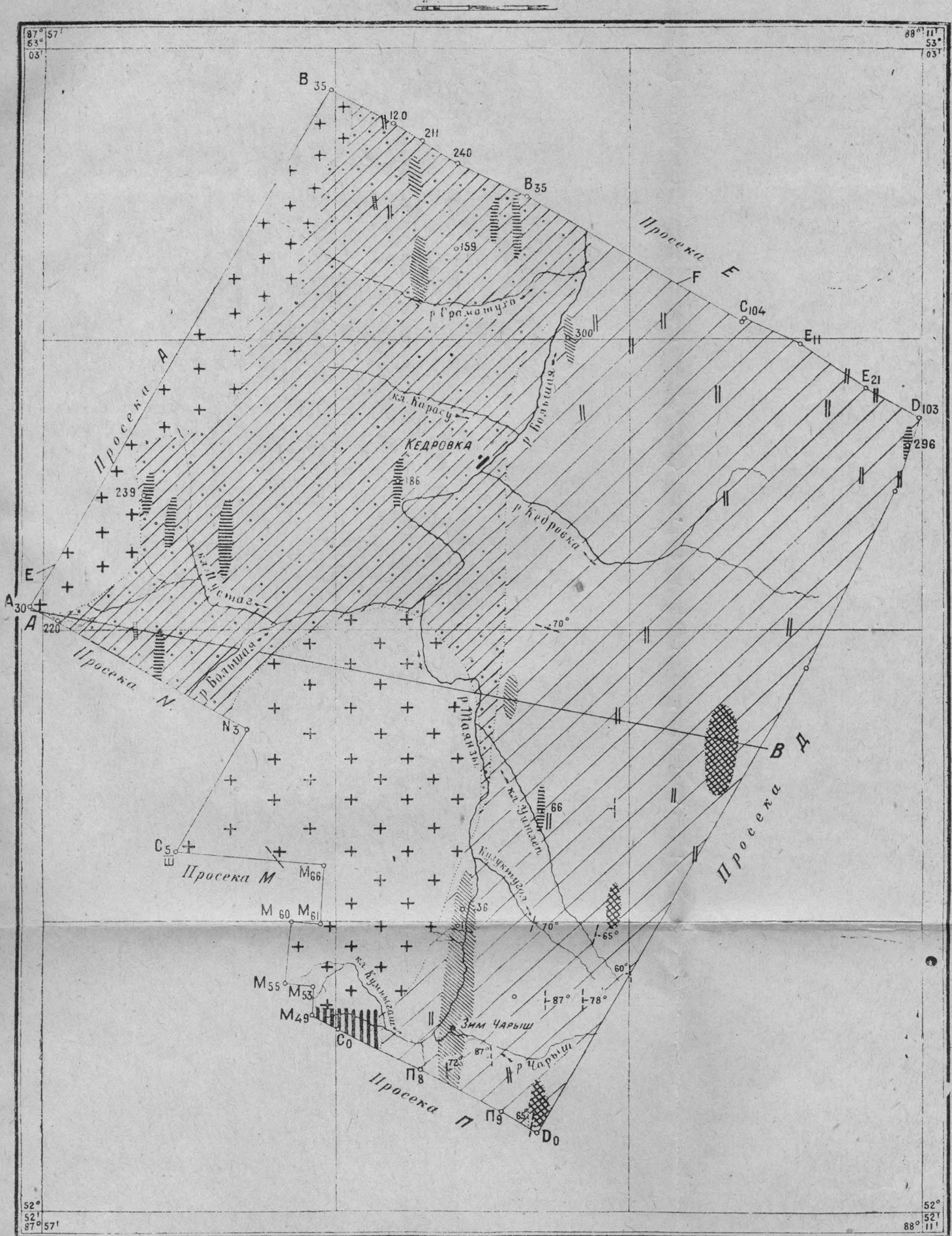
Х. СПИСОК ЦИТИРОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Г. П. Болгов.—Геологическое описание Горной Шории, Северо-Кеченский район. Рукопись. Фонд. отд. ЗСГГГ треста. 1932 г.
 2. Н. А. Батов.—Минералогия железорудных месторождений Кондомской группы. Рукопись 1935 г.
 3. Н. А. Батов.—Тезисы диссертационной работы аспиранта Т И И на тему: Геология и минералогия железорудных м-ний Кондомской группы. Рукопись 1935 г.
 4. Т. В. Пятницкая.—Геологическое описание Горной Шории, Северо-Спасский район. Рукопись. Фонд. Отд. ЗСГГГТ. 1932 г.
 5. И. А. Киселев.—Шерегешевское железорудное м-ние. Рукопись Фонд. отд. ЗСГГГ треста 1933 г.
 6. А. А. Зенкова.—Геологическое строение ЮВ. части Салаирского кряжа. Изд. ЗСГГГТ.—Материалы по геологии Зап. Сиб. Края, вып. 12, 1934 г.
 7. И. К. Баженов.—Западный Саян. Очерк по геологии Сибири. Изд. Акад. Наук СССР 1934 г.
 8. И. А. Киселев.—Шерегешевское железорудное м-ние. Минерально-сырьевая база Кузнецкого Metallург. Комбината. Изд. Зап. Сиб. ГР Треста и Кузнецкого Metallург. Комбината 1933 г.
 9. А. И. Свиридов.—Там-же—Шалымское железорудное м-ние.
 10. Ю. А. Кузнецов.—Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестник ЗСГРТ, в. 3-4, 1932 г.
-

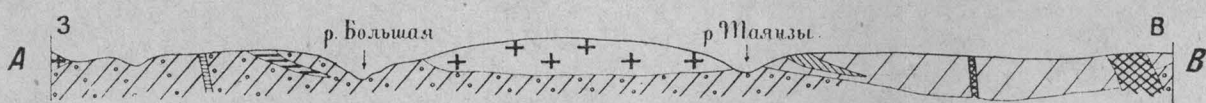
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Восточной части района Шерегешевского железорудного месторождения

Составлена геологом П. М. Филимоновым



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ АВ.



ЛЕГЕНДА

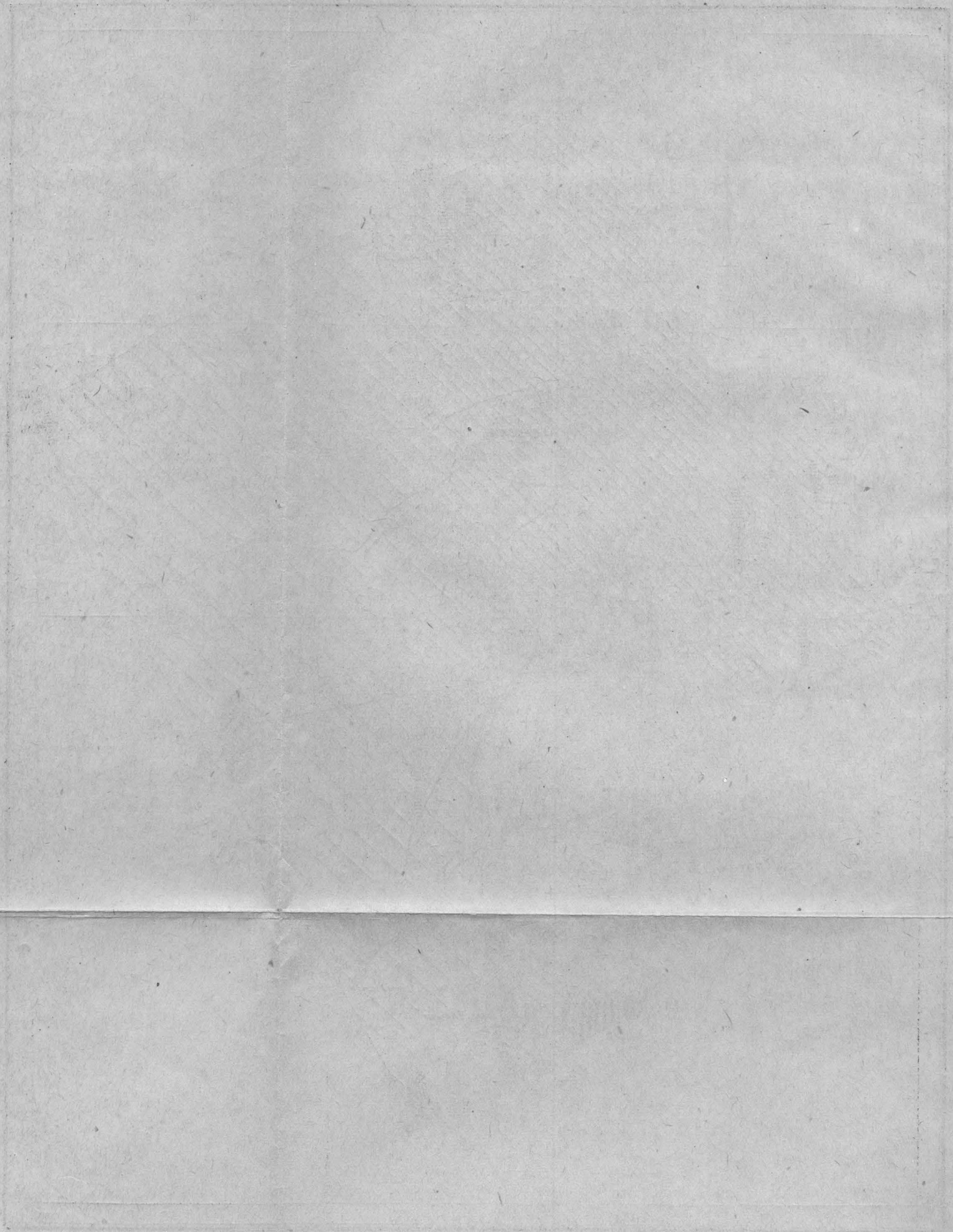
- | | |
|--|---|
| <p>S_1</p> <ul style="list-style-type: none"> Ордовикские породы: конгломераты, граувакки, кварцевые песчаники, песчаники и песчаникоподобные породы. Метаморфические сланцы. Кварцевые песчаники. Мраморизованные известняки и доломиты. | <p>S_2-D_1</p> <ul style="list-style-type: none"> Щелочные сиениты. D_1 Микрокварцевые граниты и адимеллиты. Дайки диабазопорфита. |
| <p>S_2</p> <ul style="list-style-type: none"> Штофы Дайки | <p>Элементы залегания:</p> <ul style="list-style-type: none"> Слоистости Сланцеватости |

THE UNIVERSITY OF KANSAS

LIBRARY OF THE UNIVERSITY OF KANSAS, LAW SCHOOL, LAW BUILDING, LAWRENCE, KANSAS

1911

1911



SUMMARY

The work presents a description of the geology of the Shereguesch iron-bearing deposit, Gornaja Shoria, West Siberia.

The earlier sedimentary undersilurian rocks consist of a conglomerate, quartz sandstones, graywackes, sandstones, arenaceous and argillaceous schists, limestones, and various crystalline schists. Their thickness amounts 3 km.

Resulting in formation of a gentle synclinal fold with NNE strike the Taconic folding was followed by an intrusion of diorite magma which produced numerous dykes and small bodies within the more dislocated arenaceous and argillaceous rocks in the trough of the fold.

The Erian phase of the Taconic tectogenese (between the Upper Silurian and Lower Devonian time) produced fine isoclinal folds and zones of fractures. These represented the channels along which the magma penetrated into the earth's crust giving small intrusions of alkaline syenite.

At the end of the underdevonian time—during the Telbess phase of tectogenese—a granitic magma intruded between the Devonian beds and denuded surface of the earlier Silurian rocks forming a great laccolith on the area more than 500 km². The iron-bearing deposits of the Kondoma group and, probably, the gold mineralization of the area are genetically associated with this intrusion.

At the end of the Telbess time there occurred a revival of the magmatic activity expressing in formation of rare diabasophyrite dykes which cut the rocks metamorphosed by the Telbess intrusion as well as intrusive bodies themselves.

Since then during the Mesozoic and Cenozoic time the country has not been covered by sea and represented a land, which in the Quaternary time was covered by glaciers.

The recent relief was formed in post-glacial time almost exclusively by erosion due to the block uplifting of the country.

Геолого-петрографический очерк Мондыбашского района Горной Шории

П. М. Филимонов

Geology and petrography of the Mondybash district, Gornaja Shoria,
West Siberia

By P. M. Filimonov

I. ВСТУПЛЕНИЕ

В полевой период 1934 года, Темиро-Кондомская магнитометрическая партия проводила изыскания на участке, расположенном в ЮВ. направлении от рудника Темир-Тау, в районе рек Мондыбаш, Эмзас и Каз. В задачи партии входили поиски ж. р. месторождений магнетита с запасами не менее 3 млн. тонн. Стимулом к постановке работ в этом районе послужили экономические соображения, так как район недалеко расположен от железорудного м-ния Темир-Тау и находится в зоне проектирующейся железной дороги на Шалым. Магнитометрические поиски сопровождались геологической съемкой, в задание которой входило уточнение границ имеющейся геологической карты А. С. Егорова в масштабе 1:100000 и путем сопоставления с ней выяснить, насколько может быть полезна для уточнения границ контактов магнитометрическая карта, составленная на основании данных дефлекторного магнитометра.

Прилагаемая к отчету геологическая карта и описание к ней составлены петрографом П. М. Филимоновым на основании обработки полевого материала, собранного прорабом Сиб. Геол. Разв. техникума Ф. М. Сычевым, и тщательного просмотра имеющегося геологического материала по данному участку А. С. Егорова, который проводил здесь геологические исследования в 1931 году.

II. ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые сведения о геологическом строении района мы находим у К. Г. Тюменцева, которым была составлена геологическая карточка в десятиверстном масштабе в 1921 г. Затем, в 1927 г. этот участок был захвачен исследованиями М. А. Усова и, наконец, в 1931 году более подробно район был освещен А. С. Егоровым, давшим геологическую карточку в масштабе 1/100000.

III. ОРО-И ГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В орографическом отношении район представляет древнее плато, сильно расчлененное густой сетью глубоко врезанных в него речных долин. Морфологические единицы представлены водоразделами и речными долинами, при этом наблюдается постепенное поднятие района в направлении с запада на восток, т. е. по направлению к водоразделу, отделяющему систему реки Кондомы от системы р. Мрассу. Поскольку рельеф описываемого участка

обусловлен почти исключительно эрозионной деятельностью современных рек, то в характере его, в его морфологических особенностях довольно хорошо проявляется зависимость от слагающих его горных пород. Наиболее характерной в этом отношении является река Мондыбаш. Протекая в направлении с ЮВ на СВ, она почти вкрест простирания пересекает все формации, слагающие наш район и по изменяющемуся характеру ее долины в отдельных частях можно довольно точно наметить даже границы отдельных формаций. При этом эрозионная деятельность реки строго придерживается правила: чем породы крепче (кварцевые альбитофиры, граниты), тем долина ее становится уже, склоны круче и местами река течет в ущелье, и, наоборот, чем порода мягче, более податливая (туфы, песчаники, известняки), тем лучше разработана и долина ее; она расширяется, склоны уполаживаются, рельеф становится более мягким.

Реки района имеют горный характер. Главной рекой является Мондыбаш, пересекающая планшет в диагональном направлении с ЮВ на СЗ. Справа и слева она принимает ряд ключей, из которых наибольшим является кл. Тарлаш. Затем в Мондыбаш справа впадает довольно значительный приток—р. Эмзас, которая нашими исследованиями захвачена только в своей нижней части на протяжении ок. 5,5 км от устья. В самом ЮЗ. углу наш планшет захватывает небольшой отрезок р. Каз с двумя ключами. Речные отложения развиты слабо. Из террас довольно хорошо выражена первая, луговая терраса по р. Мондыбаш. Бортами долины служат склоны водораздельных гряд. Донная эрозия по ключам наблюдается только в их самом нижнем течении на протяжении 2—3 км от устья, и только по кл. Тарлаш она поднимается до 4—5 км. Такое явление объясняется понижением базиса эрозии вследствие глыбового поднятия страны и связанного с этим сравнительно недавнего омоложения всей речной системы района.

В геологическом отношении район сложен среднекембрийскими эффузивными и осадочными и более молодыми интрузивными и жильными породами.

IV. СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Весь комплекс пород, соответствующих этому периоду, можно подразделить на три формации: 1) эффузивную, 2) песчаниковую и 3) известняковую.

1. Среднекембрийские эффузивы.

Эффузивная формация, представленная авгитовыми порфиритами, миндалефирмами и их туфами, является самым нижним горизонтом среднего кембрия нашего участка и является для него как бы основой. В ней залегают небольшие штокообразные тела щелочных гранитов, мелкие шточки кварцевых альбитофиров, и она густо прорезана дайками как основных, так и кислых пород. Сверху эффузивная формация трансгрессивно перекрывается толщей известковистых песчаников, в которых по р. Мондыбаш на правом берегу, примерно, 3,5 км выше устья р. Эмзас А. С. Егоровым была найдена фауна трилобитов, отнесенная О. К. Полетаевой как Sm_2^2 .

Авгитовые порфириты макроскопически представляют темнозеленоватосерые породы, богатые вкрапленниками темнозеленого пироксена и зеленоватосерого, слабо выделяющегося на фоне основной массы, плагиоклаза. Сравнительно редко встречаются авгитовые порфириты, с лиловым оттенком или даже темнокрасноватолилового цвета. Обе разновидности авгитовых порфиритов сопровождаются соответствующими им по цвету туфами. Кроме того, темнозеленоватосерые авгитовые порфириты, а особенно их туфы,

содержат в себе небольшие (редко достигающие $1\frac{1}{2}$ см в поперечнике) угловатые обломочки темнолиловокрасного порфирита. Очевидно, темнолиловокрасные авгитовые порфиристы образовались в особую фазу эффузивной деятельности, предшествовавшей излиянию темнозеленоватосерых авгитовых порфиритов, проявившуюся в эпиконтинентальных условиях и в отличие от зеленокаменных, они прошли нормальную фазу диагенезиса.

Под микроскопом авгитовые порфиристы состоят из вкрапленников и основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом и авгитом. Соотношение их в отдельных случаях различное. Плагиоклаз в большинстве случаев почти нацело превращен в мелкозернистый агрегат эпидота и серицита. В тех же случаях, когда он выглядит более прозрачным, определения на Федоровском столике дают альбит № 5 с простыми двойниковыми образованиями по карлсбадскому закону. Координаты двойниковой оси $BNg = 76^\circ$, $BNp = 82^\circ$, $BNm = 17, 5^\circ$; $2V = +87^\circ$.

Авгит бесцветный, в значительной мере подвержен изменению, в результате чего в нем развиваются эпидот, хлорит и частично кальцит. Хлорит в некоторых случаях нацело замещает авгит с образованием псевдоморфоз. Вблизи контакта с интрузией щелочных гранитов пироксен замещается уралитом, по которому в свою очередь усиленно развивается хлорит. В сравнительно слабо измененных фенокристаллах пироксена $2V = +56^\circ$, угол с $Ng = 47^\circ$.

Основная масса имеет пилотакситовую структуру и состоит из плагиоклаза, зерен пироксена, магнетита и вторичных минералов: эпидота, хлорита, кальцита, кварца, серицита, пирита (редко) и уралита (только вблизи контакта с интрузией щелочных гранитов). Вторичные минералы местами настолько сильно развиты, что нацело маскируют первичную структуру основной массы, при этом кальцит и эпидот иногда образуют тоненькие прожилочки. В лиловокрасных авгитовых порфиритах, в отличие от зеленокаменных, в основной массе наблюдается довольно сильное и тонкое пропыление гематитом, что, собственно, и обуславливает их характерную окраску.

Миндалефиры встречаются сравнительно редко и приурочены преимущественно к видимой границе авгитовых порфиритов с осадочными породами. Занимая более высокие горизонты покровов эффузивных пород, они через туфовые породы и конгломераты довольно быстро сменяются осадочными породами.

Макроскопически миндалефиры представляют темнозеленоватосерые и темнолиловокрасные эффузивные породы с довольно многочисленными миндалинами, размер которых достигает 5 мм в большем диаметре.

Под микроскопом основная масса представляет мезостази с витрофировой структуры. Миндалины выполнены хлоритом с низкими чернильно-синими цветами интерференции (пеннином) и кальцитом. Кальцит в некоторых миндалинах замещается кварцем, процесс замещения идет с периферии к центру.

Туфы авгитовых порфиритов пользуются наибольшим распространением в сравнении с другими породами эффузивной формации. Под микроскопом состоят из пылеватых частей туфового материала с большим или меньшим количеством обломочков авгитового порфирита и зерен плагиоклаза и пироксена, с лапиллями или без них. При увеличении содержания пирогенного обломочного материала, к которому примешиваются еще обломочки известняка и микрокварцита, туфы переходят в агломератные породы. Последние были встречены в ряде пунктов в разрезе реки Мондыбаш (400 м выше по течению устья р. Эмзас, вблизи поселка Замондыбашенского как выше, так и ниже его по течению, в 250 м ниже поселка Веселая Грива и др.).

О мощности всей эффузивной формации судить весьма затруднительно за неимением выходов подстилающих пород. Весь комплекс пород эффузивной формации собран в довольно пологую складку ВСВ. направления.

2. Среднекембрийская песчаниковая формация

В области мульды этой складки, в виде довольно широкой полосы и затем в виде небольших участков, уцелевших от размыва, на эффузивы трансгрессивно налегает толща осадочных пород, состоящая из конгломерата и песчаников.

Конгломераты лежат в основании осадочной толщи. Встречены были в 4-х пунктах—198, 244, 322 и 407,—выступающих, как это видно на прилагаемой геологической карточке, в краевых частях из под толщи песчаников, которые, собственно, и являются основной составной частью осадочной толщи.

Конгломераты состоят, главным образом, из гальки зеленокаменных авгитовых порфиритов и переменного количества гальки светлосерого и темносерого мраморизованного известняка. Базальный цемент их состоит из мелкообломочного пирогенного материала.

Песчаники макроскопически представляют то средне и мелкозернистые зеленоватосерые и лиловокрасные, то тонкозернистые темнозеленоватосерые, почти черные породы. В шлифе они имеют типичную псаммитовую структуру и состоят из удивительно однообразного мелкообломочного материала авгитовых порфиритов с пилотакситовой структурой основной массы и контактового глинистого цемента. Все они, а особенно лиловокрасные, в значительной мере кальцитизированы. Кальцит местами наблюдается и в виде тонких прожилок, залечивающих трещинки в песчаниках.

Лиловокрасные песчаники в отличие от зеленоватосерых под микроскопом характеризуются большим разнообразием своего состава. В них в довольно значительном количестве входят кварц, кальцит и в небольшом количестве плагиоклаз, полевые шпаты, зерна магнетита и эпидот. В своем распространении они приурочены к осевой части синклинали, почему я считаю их за более верхний горизонт толщи песчаников. Такое положение лиловокрасных песчаников не противоречит полевым наблюдениям И. С. Цейкина в районе горы Орлиной Салаира. Образование их можно представить таким образом: при погружении страны, после того, как денудационными процессами были снесены зеленокаменные авгитовые порфиры, смыванию подвергались красноватолиловые авгитовые порфириты, и наряду с ними были затронуты древние интрузивные породы кислого ряда, давшие кварц и полевые шпаты для лиловокрасных песчаников. Где происходил размыв? Откуда был принесен пирогенный материал?—эти вопросы для меня остаются открытыми, так как соответствующий материал в исследованном участке отсутствует.

3. Известняки верхов среднего кембрия.

Известняки являются более молодыми осадочными образованиями среднего кембрия нашего района. Они были встречены в 4-х пунктах по речке Эмзас и в 0,6 км от устья по ключу, впадающему справа в р. Эмзас, примерно, в 2 км выше его устья. Согласно произведенных в этом участке специальных разведочных работ партией Рыжкова, известняки представляют отдельные, сравнительно небольшие неправильные участки и лежат на размытой поверхности песчаников и авгитовых порфиритов.

Известняки представлены серыми и темносерыми мраморизованными известняками и светлосерыми до белых мелкозернистыми мраморами. Сложение их массивное. Каких либо органических остатков в известняках нашего участка ни предыдущими ни исследованиями 1934 года не найдено. Но в ближайшем соседстве, в 1 км выше по течению на левом берегу р. Эмзас близь поселка Алгаин еще в 1931 году К. В. Радугиным в аналогичных

известняках была найдена фауна археоциат, которая по его же определению представлена формой *Polyscyathus heterovallum* Vologd. В результате работ специальной, тематической партии в 1934 году К. В. Радугин Алгаинские известняки с *Polyscyathus* относит к верхам среднего кембрия и считает, что они несомненно моложе формации кембрийских авгитовых порфиров.

4. Условие залегания среднего кембрия

Мощность всей толщи осадочных пород определяется, примерно, в 600 м из них на долю известняков падает около 150 м.

Что касается тектоники осадочных пород, то она в деталях выглядит довольно сложной. Выполняя синклиналь с более или менее пологим падением крыльев, вся толща осадочных пород собрана в более мелкие и крутые дисгармонические складки, вытянутые по азимуту 240° — 290° , с падением крыльев под углом 70° — 80° . Более поздними складкообразовательными процессами весь комплекс среднекембрийских пород был довольно интенсивно рассланцеван. Простираение сланцеватости преобладает ССЗ: 325° — 350° , падение восточное под углом 75° — 85° . По сланцеватости, как по ослабленным зонам, проходят, и местами очень густо, дайки кварцевых альбитофиров и гранитпорфиров. Кроме этого, вся толща среднекембрийских пород, особенно в Усть-эмзасском участке, разбита системой трещин ССВ направления с падением как на запад, так и на восток под углом, меняющимся в пределах от 65° до 85° . По этим трещинам наблюдается ряд незначительных перемещений сбросового характера.

V. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магматические породы описываемого района представлены кварцевыми альбитофирами, щелочными гранитами и дайковыми образованиями.

1. Кварцевые альбитофиры

Кварцевые альбитофиры были встречены во многих местах района. По форме залегания представляют небольшие тела-шточки. Вмещающими породами служат авгитовые порфиры и песчаники.

Макроскопически представляют светлоглубоватосерые породы с плотной литоидной основной массой и с редкими фенокристами плагиоклаза и кварца. Сложение массивное. В шлифе состоят из основной массы и вкрапленников. Основная масса имеет псевдосферолитовую или микропойкилитовую структуру и состоит из кварцевополевошпатового материала с тем или иным количеством вторичных минералов, как то: кварца, эпидота, хлорита и серицита.

Вкрапленники представлены альбитом, кварцем и биотитом. Альбит мутный, побуревший и при этом в некоторых случаях довольно сильно серицитизирован, наблюдается частичное разъедание вкрапленников плагиоклаза основной массой. Координаты двойниковой оси Карлсбадского закона следующие: $BNg = 66^{\circ}$, $BNp = 77^{\circ}$ и $BNm = 28^{\circ}$, что соответствует альбиту № 5.

Кварц почти во всех случаях в виде неправильных зерен с резорбированными краями. В количественном отношении то несколько преобладает над альбитом, то попадает лишь спорадически или даже совсем отсутствует (очень редко).

Биотит попадает спорадически, почти всегда бывает в той или иной степени измененным, при этом он или обесцвечивается и переходит в мусковит, либо, частично или нацело, замещается хлоритом с одновременным выделением мелкоточечного магнетита и эпидота.

Апатит содержится в незначительном количестве, обычно в виде включений в биотите.

Рудный минерал—магнетит почти отсутствует.

Есть точки окислов за счет, вероятно, пирита.

Вообще эти дайково-штоковые породы испытали заметный автометасоматоз.

Контактные изменения, связанные с телами кварцевых альбитофиров, выражены очень слабо и проявляются лишь в незначительном окварцевании вмещающих пород.

Дайковые образования кварцевых альбитофиров пользуются широким распространением. Особенно сильно они развиты вблизи своих шточков, так что при менее тщательном исследовании создается впечатление о сплошном поле их развития. На геологической карте А. С. Егорова они выделены как эффузивы покровного характера. Однако, более детальная съемка 1934 г. М. Ф. Сычева показала, что в участке сильного развития кварцевых альбитофиров там и сям выступает основа среднего кембрия нашего района—авгитовые порфириды и их туфы. Кроме того, просматривая образцы кварцевых альбитофиров из этих участков, я ни в одном из них не мог усмотреть сколько-нибудь близкое сходство с типичными эффузивными представителями пород этого ряда.

Макроскопически дайковые кварцевые альбитофиры представляют светлоголубоватосерые породы с плотной литоидной основной массой и с одиночными редко расположенными мелкими вкрапленниками плагиоклаза и кварца. Текстура их обычно тонкослоистая, ленточная и в редких случаях—массивная.

Под микроскопом структура основной массы микрофельзитовая. Во вкрапленниках плагиоклаз, кварц и в незначительном количестве биотит.

Плагиоклаз—альбит № 5. Координаты двойниковой оси закона [001] таковы: $BNg = 66^\circ$; $BNp = 77^\circ$ и $BNm = 28^\circ$. Он в значительной мере изменен продуктами его изменения являются серицит и частично эпидот. Ограничения фенокристов плагиоклаза неправильные с резорбированными краями.

Вкрапленники кварца расположены редко, края их изъедены основной массой.

Биотит бурый, в шлифе присутствует не всегда. Почти во всех случаях выглядит довольно сильно измененным, при этом он или замещается хлоритом с одновременным выделением эпидота и пылеватого магнетита, или обесцвечивается и переходит в мусковит.

Магнетита мало, в виде мелких зерен; иногда встречается пирит в значительной своей части уже измененный в ржавобурые окислы железа.

Вблизи контакта с интрузией щелочных гранитов, кварцевые альбитофиры оказываются сильно измененными. Особенно интенсивно в них проявляется процесс метасоматического замещения кварцем, сопровождающийся усиленной эпидотизацией, пиритизацией, развитием вторичного желтобурого биотита и бледнозеленого хлорита. Эпидот и биотит вместе с кварцем встречаются и в прожилках, причем биотит приурочен к зальбандам, а эпидот выполняет отдельные отрезки кварцевых прожилок.

Дайки кварцевых альбитофиров секут по сланцеватости эффузивную формацию, комплекс осадочных пород среднего кембрия, а по материалам А. С. Егорова они по кл. Алгаин в 400 м от устья (обн. 391), пререзают и толщу S_1^3 . Верхняя граница кварцевых альбитофиров определяется тем, что галька их входит в состав конгломерата, лежащего в основании D_2^3 . В Западном Саяне кислые эффузивы имеют возраст S_2^3 .

2. Щелочные граниты

Щелочные граниты были встречены в северной части планшета. Здесь они слагают два штокообразных тела сравнительно небольших размеров и ряд мелких шточков.

Макроскопически представляют массивные средне и грубозернистые порфировидные породы светложелтоватосерого и светлокрасноватосерого цвета.

Под микроскопом состоят из ортоклазпертита, олигоклазальбита, кварца, бурого биотита, магнетита и апатита. Развита вторичные минералы: серицит, хлорит, частично гематит и магнетит.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Ортоклазпертит сильно пелитизирован и побуревший. Главная его масса находится с кварцем в пегматитовом прорастании и только некоторые зерна ортоклазпертита, свободные от вростков кварца, выделяются из общей массы шлифа по своим более крупным размерам на подобие вкрапленников. Определения такого зерна ортоклазпертита на Федоровском столике дали: $\perp (001) Ng = 89^\circ$, $\perp (001) Nr = 86^\circ$, $\perp (001) Nm = 4^\circ$; $2V = +84^\circ$. Координаты двойниковой оси закона $\perp (021)$ следующие: $BNg = 44^\circ$, $BNr = -83,5^\circ$ и $BNm = 46,5^\circ$.

Плагиоклаз в количественном отношении значительно уступает ортоклазпертиту; он мутный, слегка побуревший и довольно сильно серицитизирован. Идиоморфизм плагиоклаза по отношению к щелочному полево шпату выражен довольно хорошо. Координаты двойниковой оси закона $[001]$ следующие: $BNg = 83^\circ$, $BNr = 76,5^\circ$ и $BNm = 15,5^\circ$. Угол оптических осей $2V = +89^\circ$. На основании этого, плагиоклаз определен как олигоклазальбит № 13.

Кварца много, с ортоклазпертитом дает пегматит, отличается своей прозрачностью и чистотой.

Биотит бурый, резко плеохроирует: по Ng—темнобурый, Nm—почти такой же цвет, по Nr—светлобурый. Абсорбция: $Ng \approx Nm > Nr$. $2V = 0$. В количественном отношении составляет 1,28% от всей массы породы. Обычно содержит включения мелких зерен магнетита и кристалликов апатита. Идиоморфизм биотита по отношению к плагиоклазу выражен довольно хорошо, при этом он иногда содержится в массе плагиоклаза в виде включений. Биотит в редких случаях выглядит сравнительно слабо измененным, обычно же в нем усиленно развивается хлорит вплоть до образования псевдоморфоз хлорита по биотиту, либо он подвергается обесцвечиванию и переходит в мусковит.

Апатит и магнетит содержатся в породе в незначительном количестве (магнетита 0,38%).

Гематит является вторичным и образуется за счет изменения магнетита по краям его зерен.

Судя по идиоморфизму минералов и их взаимоотношению, можно наметить такой порядок их выделения: 1) акцессорные минералы—apatит и магнетит, 2) биотит, 3) плагиоклаз, 4) ортоклазпертит вкрапленников и 5) пегматит.

Контактовые изменения, связанные с интрузией щелочных гранитов, проявляются в ороговикании. Наблюдаемые туфы авгитовых порфиритов и кварцевые альбитофиры так изменяются в контакте: в первых наблюдается интенсивное развитие вторичного кварца. Кварц, проникая в массу породы по трещинкам в виде прожилок, разбивает ее на ряд неправильных участков, придавая ей характер псевдобрекчии и в дальнейшем в этих участках производит частичное или полное замещение метасоматическим путем. Наряду с этим процессом происходит усиленное развитие хлорита, эпидота, биотита и уралита (за счет зерен пироксена).

Аналогичные изменения, но слабее выраженные, наблюдаются и в тех дайках и шточках кварцевых альбитофиров, которые находятся вблизи контакта с интрузией щелочных гранитов. Кроме того, в контактовой зоне за счет изменения плагиоклаза, очень часто образуется слюдообразный минерал, близко напоминающий мусковит.

Ширина контактовой зоны сравнительно небольшая (0,5 км) и только в некоторых местах (р. Мундыбаш) достигает почти 1 км.

Жильная фация интрузии щелочных гранитов представлена очень бедно, но развита сильно. Наибольшим развитием пользуются дайки гранит порфира и в единичных случаях были встречены дайки светлосерого микрогранита, красноватосерого аплита и жилы кварца.

Таким образом, принимая во внимание сравнительно небольшие размеры тела интрузии, ее порфировидную текстуру и пегматитовое сростание кварца с щелочным полевым шпатом, а также сравнительно узкую зону контактового метаморфизма и слабое его проявление, бедно представленную жильную фацию, описанную интрузию щелочных гранитов необходимо отнести к гипабиссальной.

Возраст интрузии устанавливается как $D_1—D_2$, потому что она, с одной стороны, метаморфизует в контакте дайки кварцевых альбитофиров, а с другой—галька их содержится в конгломерате D_2^3 .

3. Дайковые породы

Исследованный участок довольно густо сечется дайками как основных, так и кислых пород.

Дайки основных пород встречаются сравнительно редко, залегают в толще среднекембрийских пород, представлены габбродиабазами и диабазофиритами.

а) Габбродиабазы макроскопически представляют темнозеленовато-серые, мелкозернистые массивного сложения породы. Под микроскопом состоят из плагиоклаза, авгита, титаномagnetита, апатита и вторичных минералов: хлорита, кальцита, эпидота, кварца, серицита, пирита и лейкоксена. Структура офитовая. Плагиоклаз сильно изменен. Продуктами его изменения являются, главным образом, эпидот, частично при этом появляются серицит и кальцит. Плагиоклаз—андезин № 45. Координаты двойниковой оси закона $1[100]$ следующие: $BNg = 69,5^\circ$, $BNp = 73,5^\circ$ и $BNm = 27^\circ$. (010)

Авгит выполняет промежутки брусчатых кристаллов плагиоклаза. Угол погасания авгита Ng относительно следа спайности по (110) равен 45° . В результате изменения, в авгите по трещинам спайности усиленно развивается хлорит.

Рудный минерал представлен титаномagnetитом, который по краям переходит в лейкоксен. Содержится в сравнительно большом количестве.

Апатита тоже довольно много, образует длиннопризматические кристаллики в плагиоклазе, авгите и титаномagnetите.

Из вторичных минералов особенно развиты хлорит и эпидот и почти всегда содержится кальцит. Кварц встречается не всегда, иногда образует прожилочки и небольшие мозаикообразные скопления мелких зерен.

б) Дабазофириты макроскопически представляют темнозеленовато-серые породы, богатые фенокристаллами голубоватосветлосерого плагиоклаза и темнозеленого пироксена. Состоит из мелких кристалликов и зерен измененного плагиоклаза, авгита, титаномagnetита и апатита. Во вкрапленниках, сильно измененный плагиоклаз и авгит. Развиты вторичные минералы: уралит хлорит, эпидот, серицит, частично кварц, лейкоксен.

Плагиоклаз почти нацело превращен в мелкозернистый агрегат грязно-зеленого эпидота и серицита и не поддается более точному определению. Август во вкрапленниках в количественном отношении не уступает плагиоклазу, в основной массе его меньше. Он изменен и усиленно замещается уралитом и частично при этом развивается хлорит. Кварц вторичный, содер-

жигся в небольшом количестве, в виде небольших скоплений мелких зерен и в прожилочках. Титаномагнетит присутствует в сравнительно небольшом количестве, содержится в фенокристаллах авгита и реже в плагиоклазе и в основной массе в виде небольших неправильных зерен, по краям которых местами появляются лейкоксен, как продукт его изменения.

Возраст даек основных пород в пределах исследованного участка не устанавливается. А. С. Егоров генетически связывает их с небольшими телами-штоками кварцевого авгитового диорита, залегающими в среднедевонских авгитовых порфиритах, что, по моему, не встречает возражения.

Дайки кислых пород представлены кварцевыми альбитофирами и гранитпорфирами.

в) Кварцевые альбитофиры довольно подробно были описаны выше, поэтому останавливаться на них здесь я не буду.

г) Гранитпорфиры сильно развиты в северной части планшета вблизи интрузивных тел щелочных гранитов и спорадически встречаются в других его участках.

Макроскопически представляют светлозеленоватосерые, редко темносерые породы с плотной литоидитовой основной массой и многочисленными вкрапленниками. Последние представлены дигексаэдрами серого кварца, розоватым полевым шпатом, сероватобелым плагиоклазом и небольшим количеством чешуек темнозеленобурого биотита.

Под микроскопом основная масса имеет фельзитовую структуру и состоит из кварцевополевошпатового материала, мелких зерен эпидота и магнетита.

Во вкрапленниках присутствуют: кварц, щелочной полевой шпат, кислый олигоклаз и биотит.

Кварца много. В шлифе он сравнительно редко имеет более или менее правильную форму, обычно же бывает сильно изъеден основной массой, которая образует в нем заливы и глубокие втеки.

К—Na полевой шпат сильно пелитизирован. Разъедание его основной массой выражено слабо. В количественном отношении почти не уступает кварцу.

Плагиоклаз содержится в значительно меньшем количестве, чем щелочной полевой шпат, он довольно сильно серицитизирован, частично эпидотизирован и подвержен разъеданию основной массой. Двойники по карлсбадскому закону; координаты двойниковой оси с $Ng = 82,5^\circ$, $Nr = 74,5^\circ$ и $Nm = 17,5^\circ$. № 15.

Биотит бурый, содержится в незначительном количестве (0,66% от всей массы породы), он резко плеохроирует от темнобурого по Ng , почти такого же цвета по Nm до светлорусого по Nr . Схема абсорбции: $Ng \approx Nm > Nr$. Как продукт изменения, в нем усиленно развивается хлорит, частично при этом появляется эпидот и пылеватый магнетит.

Магнетита 0,41%, представляет небольшие неправильные зерна.

Апатит в составе породы входит в ничтожно малом количестве. Главная его масса содержится в биотите и иногда в плагиоклазе.

Темносерый цвет некоторых даек гранитпорфира обусловлен тем, что они содержат в себе в виде включений в довольно большом количестве мелкие угловатые обломочки кембрийских авгитовых порфиритов.

Содержание их в дайках гранитпорфира объясняется просто: проникая по трещинам разлома, они захватывали раздробленный материал боковых пород и как бы цементировали его. Изменения в обломочках авгитового порфирита выражаются в сильной хлоритизации, эпидотизации и в тонком пропылении рудным минералом (магнетитом).

В возрастном отношении дайки гранитпорфиров, с одной стороны, являются более молодыми, чем кварцевые альбитофиры, так как в обнажении № 386 А. С. Егоров наблюдал, что первые секут дайки кварцевых альби-

тофиров, и более древними, чем отложения D_2^3 — с другой, потому что галька их содержится в конгломерате D_2^3 . Таким образом, время их образования более или менее совпадает со временем внедрения в литосферу интрузии щелочных гранитов.

Сравнивая теперь минералогический состав гранитпорфиров с щелочными гранитами и количественные их взаимоотношения, мы не находим в них сколько-нибудь существенной разницы. Поэтому я их считаю за жильную фацию интрузии щелочных гранитов, тем более, что они связаны с ними и территориально.

Если теперь взять кварцевые альбитофиры, то и они в химическом отношении близко стоят к щелочным гранитам. Поэтому можно сказать, что все эти породы тесно связаны между собой в смысле общности происхождения их из одного и того же магматического очага, причем интрузии щелочных гранитов, предшествовало образование небольших шточков и даек кварцевых альбитофиров.

VI. СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА

Исходным горизонтом для построения стратиграфической колонки описываемого участка является горизонт зеленых мелкозернистых известковистых песчаников. В них по р. Мондыбаш в 3,5 км выше устья р. Эмзас А. С. Егоровым была собрана фауна трилобитов, в которых О. К. Полетаева установила следующие формы: *Olenoides* (?) и *Arionellus trinucleus*. На основании этого возраст их определяется как Sm_2^2 . Эти песчаники переслаиваются с более мелкозернистыми песчаноглинистыми породами, а в верхних горизонтах они сменяются лиловокрасными мелкозернистыми известковистыми песчаниками. В основании осадочной толщи залегает слой конгломерата, мощностью около 80 м.

Весь этот комплекс пород, видимой мощности около 600 м, трансгрессивно налегает на формацию авгитовых порфиритов. Отсюда возраст последней можно считать как Sm_1^3 — Sm_2^1 . Причем весь цикл эффузивной деятельности в свою очередь можно подразделить на две фации:

1) Континентальную, подвергшуюся нормальному диагенезису и 2) подводную с фазой зеленокаменного изменения.

На основании изложенного материала историю геологического развития района можно представить таким образом. В конце нижнего кембрия были эпиконтинентальные условия. Затем начались эпейрогенические движения, в результате которых район был погружен и затоплен морем. Эффузивная деятельность, проявившаяся в начале эпейрогенических движений, продолжалась и после, в условиях водного бассейна. После дислокации и денудации, море стало наступать на сушу, проявилась морская трансгрессия, в результате которой эффузивы подвергались интенсивному размыванию и дали толщу песчаных пород, состоящую существенно из мелкообломочного пирогенного материала. Судя по осадкам Sm_2^2 господствовало мелководное эпиконтинентальное море. Позднее оно отступило назад, отложения Sm_2^2 были выведены из под уровня моря, наступил континентальный режим. В конце среднего кембрия снова началось погружение района, наступил период сильного размыва, в результате которого значительная часть среднекембрийских отложений была смыта и уцелела только в синклинальных областях и в западинах. И вот, уже на размытой поверхности Sm_2^2 отложились известняки с *Polyscyathus*, возраст которых, вероятно, является Sm_2^3 . То явление, что известняки сохранились до наших дней только в виде обрыв-

ков, небольших неправильных участков, позволяет сказать, что район в дальнейшем тоже выходил из под уровня моря и снова затоплялся им и это, быть может, повторялось не один раз.

Тектоника исследованного участка в общих чертах представляется довольно простой. Мы имеем сравнительно пологую синклинальную складку эффузивов $Ст_2^1$, вытянутую в направлении с ЗЮЗ на ВСВ. В деталях же она получается более сложной. Вся толща осадочных пород собрана в более мелкие дисгармонические складки, простирание их то же, что и основной, т. е. ВСВ; падение крыльев складок под углом 75° в среднем.

В дальнейшем вся толща кембрийских пород на складкообразовательные процессы реагировала как сплошная, монолитная масса, подвергаясь лишь рассланцевке, раздроблению на отдельные глыбы и незначительным перемещениям одних глыб относительно других, что, однако, в общем и целом не нарушило основную тектонику района. Направление рассланцевки близко к меридиональному с небольшими отклонениями на ССЗ и ССВ и по времени они, повидимому, соответствуют таконийской складчатости.

По сланцеватости и подчиняясь основной структуре района, вся толща довольно густо сечется дайками кварцевых альбитофиров и гранитпорфиров. Благодаря своей малой податливости процессам разрушения, они главным образом, и обнажаются в коренных выходах на дневной поверхности, представляя как-бы скелет, костяк района. Возраст даек и шточков кварцевых альбитофиров определяется, скорее всего, как S_2^3 .

Интрузия щелочных гранитов в контакте метаморфизует кварцевые альбитофиры, и дайки гранитпорфира секут дайки кварцевых альбитофиров и по возрасту, повидимому, соответствует D_1-D_2 .

VII. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Из полезных ископаемых, которые были встречены в пределах описываемого района, можно отметить, только два объекта: гематит и мраморы.

Гематит был встречен в русле ключа Алгаин почти в самой его вершине в виде довольно крупных угловатых обломков и на правом склоне борта его долины в корнях сваленных бурей деревьев и прослежен по ключу вниз по течению на 200 м.

Микроскопическое изучение шлифа этой оруденелой породы как в проходящем, так и в отраженном свете показало, что оруденелой породой является масса кварцевого альбитофира. Рудный минерал представлен гематитом, который в виде очень мелких неправильных зерен тонко и довольно равномерно распределен по всей основной массе породы, тогда как фенокристы альбита нацело замещены мелкозернистым кварцем. Содержание гематита составляет, примерно, 30% по отношению ко всей массе оруденелой породы. В некоторых зернах гематита, во внутренней их части, сохранились реликтовые участки магнетита.

Так как оруденелой породой является масса кварцевого альбитофира, то последние и приходится принимать за материнские породы, давшие рудные эманации.

Мраморы были встречены в ряде точек по речке Эмзас в нижнем ее течении. В 1934 году на них были поставлены специальные поисково-разведочные работы под руководством инж. Рыжкова, которым в текущем году будет представлен и отчетный материал. Поэтому на характеристике мраморов, как полезных ископаемых, я останавливаться не буду.

SUMMARY

The Mondybash district is situated in 40 km towards SSE from the Temyr-Tau mine, Gornaja Shoria, West Siberia. It is made up of Middle Cambrian and later magmatic rocks.

Lithologically the rocks of the Middle Cambrian age may be divided into three series: a) effusives, b) sandstones, and c) limestones. According to two phases of their formation—epicontinental and geosynclinal one—the effusive series is built up by lilac and greenstone augit-porphyrates and their amygdaloid varieties and tuffs. These rocks are related to the cm_2' .

Overlying the denuded surface of the effusive series there occurs the sandstone formation containing at places trilobite remains belonging to the cm_2^2 . These sandstones were built up by the products of effusive rocks. Their thickness is about 450 m.

After some continental interruption over the denuded surface of the cm_2^2 rocks there were sedimented the limestones containing *Polycyathus* of the cm_2^3 age, and having the thickness about 150 m.

Probably in Salayr phase of the tectogenese all the rocks of the Middle Cambrian were folded in a comparatively gentle synclinal fold with the fine disharmonic folding.

In the S_2^3 time a revival of the magmatic activity took place expressing in formation of dykes and small bodies of quartz albitophyres.

During the D_1-D_2 time the Telbess phase of the tectogenese was completed by intrusion of alkaline granites forming in district under consideration two small bodies. The hematite mineralization is associated with this intrusion.

The diabasophyrite dykes represent a new phase of the earth's crust dilation related probably to the Variscian time.

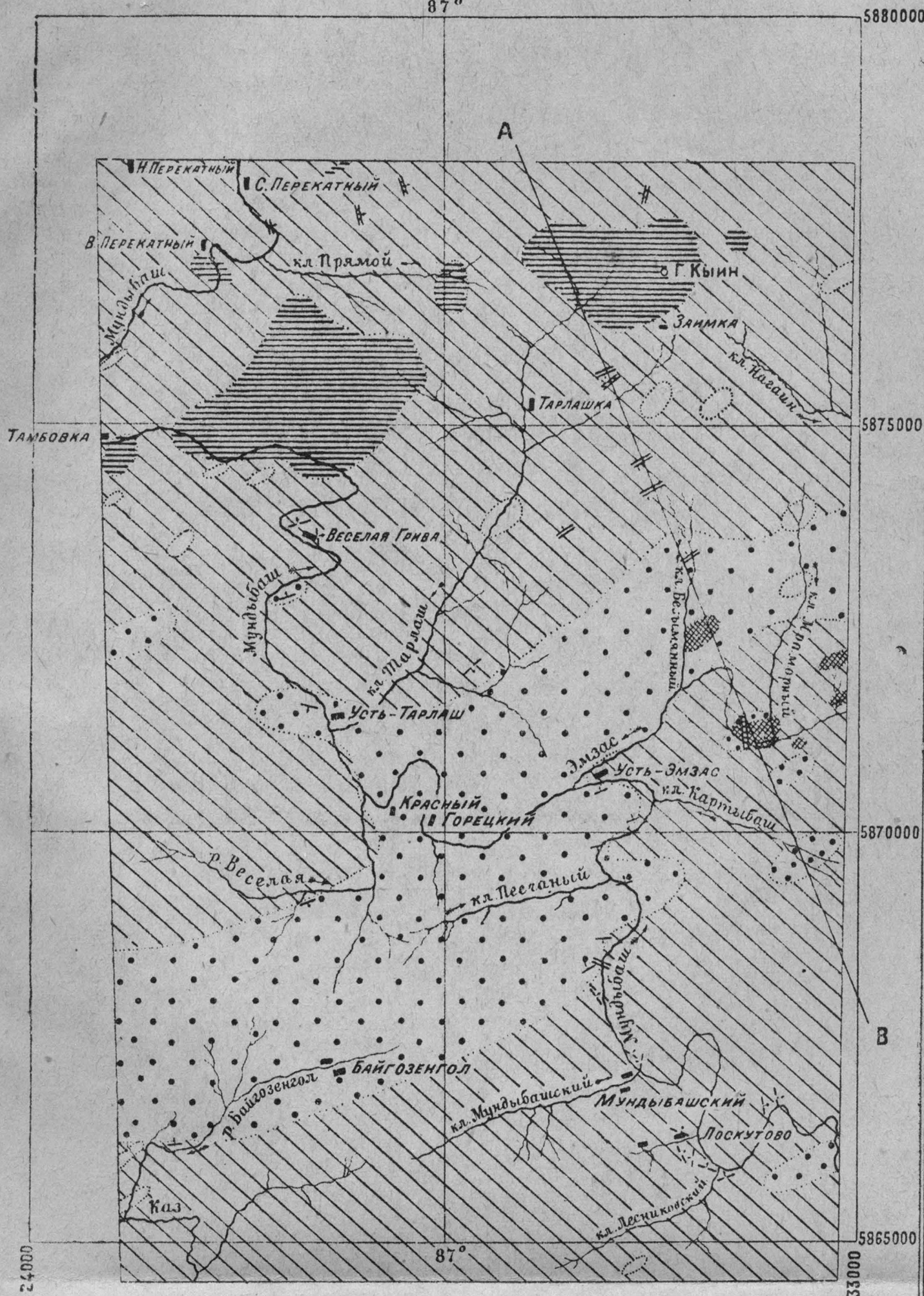
At present a revival of the erosion activity may be observed due to the general uplifting of the country.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Мундыбалыского района Горной Шории.

Составлена геологом П. М. Филимоновым.

500 м 0 1 2 км
87°



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ АВ.



ЛЕГЕНДА.

- | | | | |
|-------------------|--|---------------------|-------------------|
| $St_1^3 - St_2^1$ | Авгитовые порфиристы и их туфы. | $D_1 - D_2$ | Щелочные граниты. |
| St_2^2 | Зеленые и лилово-красные песчаники и конгломераты. | Элементы залегания: | |
| St_2^3 | Мрамора и мраморизованные известняки. | | слоистости, |
| S_2^3 | Кварцевые альбитофиры. | | сланцеватости, |
| | | | даек. |

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
1. Филимонов, П. М.—Геолого-петрографический очерк района Шерегешевского железорудного месторождения	3
Filimonov, P. M.—Geology and Petrography of the Region of the Sheregesh Iron Bearing Deposit	
2. Филимонов, П. М.—Геолого-петрографический очерк Мондыбашского района Горной Шории	26
Filimonov, P. M.—Geology and Petrography of the Mondybash District, Gornaja Shoria, West Siberia	

1895. 2. 20

Цена 2 р. 50 к.