

Горн. Инж. Ф. Н. Шахов

**МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ ТАНАЛЫК—
БАЙМАКСКОГО МЕДНОРУДНОГО РАЙОНА
===== НА Ю. УРАЛЕ. =====**

(Работы 1926 года).

=====

ТОМСК
1928

Материалы по геологии Таналык—Баймакского меднорудного района на Ю. Урале.

(Работы 1926 года).

ПРЕДИСЛОВИЕ.

Летом 1926 года по приглашению Башкирского Горного Треста мною были произведены полевые работы для освещения геологии и рудоносности Таналык-Баймакского меднорудного района Южного Урала. Работы этого года захватили геологической съемкой пространства, примыкающие с запада и севера к главному району рудных месторождений Треста. Исследованная площадь представляет полосу, вытянутую меридионально вдоль реки Сакмары и ограниченную широтами правых ее притоков: р. Агач-Кургон на юге и р. Талашты на севере. В северной части района удалось захватить исследованиями более широкую чем на юге площадь, протянувшуюся на восток до хребта Иреньдык, и собрать небольшой материал на восточном склоне этого хребта и в примыкающей к нему с востока степи. Заснятая площадь занимает примерно около 2000 кв. километров.

В истории геологических исследований Урала южная его часть является наиболее обойденной. Со времен исследования военных геологов Меглицкого и Антипова (46), т. е. с 50-х годов прошлого столетия, в русской геологической литературе до настоящего времени не имеется сводных работ по Южному Уралу. Во второй половине прошлого столетия Ю. Урал был исследован большим количеством лиц, из которых наиболее значительные работы были произведены геологами Комитета Карпинским, Краснопольским, Мушкетовым, Чернышевым и Штукенбергом (28, 29, 80, 83, и 84). К сожалению, далеко не все материалы по этим исследованиям являются опубликованными. Геологические исследования последних десятилетий коснулись, главным образом, наиболее важных в промышленном отношении районов ¹⁾ в число которых не вошел Таналык-Баймак, не получивший до сих пор должного геологического освещения.

Лишь примерно с 1902 года в отчетах Геологического Комитета (58—69) начинают появляться первые краткие предварительные отчеты об исследованиях последних лет в Южном Урале. В 1922—24 годах А. Н. Заварицкий выпускает монографию о районе горы Магнитной (21) и дает схему развития вулканического цикла на Урале, касаясь в этой последней работе и Южного Урала (22). Наконец, последние работы Д. В. Наливкина (52 и 69), Л. С. Либровича (44 и 69) и Э. Я. Пэрна (63, 34—33; 64, 48—51; 74) проливают первые лучи света на сложную стратиграфию палеозоя западного и восточного склонов Ю. Урала.

Не смотря на промышленное значение собственно Таналык-Баймакского района, в официальной геологической литературе о нем имеются крайне скудные сведения. Если не считать коротеньких отчетов Тихоновича (58, 69—75) и А. Н. Чуракова (66, 35), захвативших своими исследованиями части

¹⁾ См. работы П. П. Гудкова (9) и А. Н. Заварицкого (21 и 26).

примыкающие к нашему району, о нем имеется только одна работа А. Н. Заварицкого (20), посвященная, главным образом, описанию некоторых рудных месторождений.¹⁾

Естественно, что геологическое исследование района, изолированного от наиболее освещенных частей Ю. Урала, является в смысле литературной идентификации крайне затруднительным. Не удивительно поэтому, что многие вопросы, излагаемые в тексте настоящего отчета, будут, быть может, недостаточно полно освещенными или даже оставлены открытыми и для своего разрешения потребуют дополнительного материала, который, будем надеяться, появится в процессе дальнейшей исследовательской работы.

Исследования этого лета имели достаточное количество факторов, неблагоприятно отразившихся на производстве работ. Маршрутирование производилось в районе р. Сакмары по недостаточно удовлетворительной копии с штриховой карты одноверстного масштаба, выполненной Военно-Топографическим Отделом еще в 30-х годах прошлого столетия. Приходилось в наиболее ответственных местах производить глазомерную съемку, что значительно тормозило продвижение работ. Что же касается района Ирендыкского хребта и восточного его склона, то топографическая карта к нему относящаяся²⁾ была настолько неудовлетворительна, что полученный материал мог быть использован только частично и, конечно, нуждается в дополнительном исследовании. Топографической основой для прилагаемой карты послужила двухверстного масштаба штриховая карта Воен. Топ. Отд. Несмотря на давность съемки (30—40 лет прошлого столетия) она составлена сравнительно удовлетворительно. Во всяком случае глазомерные съемки, произведенные мною в процессе работ, большей частью совпадали с данными этой карты при наложении. Лишь в одном случае, а именно, при наложении маршрутов в районе деревень Исаково, Сеитбаталово и Иткуловых расхождение было настолько сильное, что пришлось условно при обработке нанести данные маршрута по глазомерной съемке. В направлении реки Савалаира и его притоков внесены поправки, т. е. данные глазомерной съемки очень близко сходятся с картой двухверстного масштаба, имеющейся в тресте, а материал штриховой карты явно противоречит действительности.

В работе принимали участие следующие лица: 1) студент Сиб. Технологического Института В. А. Нуднер; 2) студент Уральского Политехнического Института Г. С. Левченко и 3) студент того же Института Д. Д. Пономарев. В некоторых случаях означенным лицам поручались самостоятельные маршруты. В процессе зимней обработки автор обращался неоднократно за советами и указаниями к проф. М. А. Усову, которому пользуется случаем выразить глубокую благодарность.

ТОПОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК.

«Главная физическая отмена, представляемая южным Уралом, состоит в том, что в прямую противоположность северному, имеющему один только господствующий гребень, он состоит из нескольких полос»... Так пишет Мурчисон об южном Урале (51, 174). Меглицкий и Антипов (46, 7) уже выделяют в южном Урале «три водораздела первого порядка: 1) гранитная ось между Уралом и Тоболом; 2) Кырты горы и Ирендык и 3) полосу кристаллических сланцев, коих ось образуется породами Губерлинских гор». Между этими главными хребтами имеются небольшие высоты второго порядка (46, 7).

¹⁾ В процессе печатания настоящей работы А. Н. Заварицким выпущен «Геологический очерк месторождений медных руд на Урале», куда вошли и месторождения Т. Баймакского района (Тр. Г. К., новая серия, вып. 173).

²⁾ В моем распоряжении была двухверстного масштаба сводная карта неизвестного происхождения; как будто составлена лесным ведомством.

Изученный участок в западной его части захватывает восточный склон хребта Урал-тау, соответствующего третьему водоразделу Меглицкого. У подножья этого меридионально простирающегося хребта, вдоль змеевиковой полосы протекает река Сакмара, врезающаяся в толщу кристаллических сланцев вблизи южной границы заснятого участка. Далее к востоку, отделяясь от змеевиков узкими гребнями яшмовых сопок, до самого Ирендыка протягивается слабо всхолмленная степь, сложенная из песчаноглинистой граувакковой толщи верхнего девона. Хребет Ирендык захвачен съемкой только в северо-восточной части района. На этом участке степь отделяется от круто воздымающегося западного склона Ирендыка узкими меридионально вытянутыми цепями яшмовых сопок. В глубокой болотистой долине между Ирендыком и яшмами берет начало речка Таналык, протекающая через озеро Толкач, расположенное в нескольких километрах к югу от Тубинского рудника. К востоку от хребта Ирендык до реки Кизыл мы снова имеем почти ровную слабо всхолмленную степь, кое где пересекаемую небольшими меридионально вытянутыми увалами.

Таким образом, заснятый участок представляет правильное чередование узких меридионально вытянутых хребтов и ровных степных пространств, характер которых, как это было в свое время указано Карпинским и Чернышевым (29, 13), обуславливается составляющими породами и условиями их залегания. Орография Урал-тау, Ирендыка и прилегающих к этим хребтам степных пространств настолько детально и с большим мастерством описана этими геологами (29, 10—54), что на долю автора остается только отметить местные отклонения от общих характерных черт орографии Ю. Урала.

Урал-Тау в пределах изученного района не отличается большой высотой. По данным барометрического нивелирования, произведенного Меглицким (46), высота Урал-тау на широте Кано-Никольского завода колеблется от 1500 до 2200 фут над уровнем моря (от 450 до 670 метр.). К югу он понижается, зарос густым лесом и отличается редкими обнажениями, которые встречаются лишь по более крупным правым притокам р. Сакмары. Особенно ровные пологие увалы, поросшие густым лесом, дают слюдяные сланцы, видимо гораздо легче поддающиеся разрушению, чем зеленые сланцы, особенно массивные их разности. Восточный склон хребта очень пологий ¹⁾ и незаметно переходит в море мелких сопок, сложенных змеевиками и перидотитами реки Сакмары.

Змеевики в нашем районе не образуют значительных массивов, как это характерно для других районов Урала. По большей части поверхность, сложенная этими породами, имеет причудливый запутанный рельеф, элементами которого являются мелкие сопки, обычно лишенные растительности и покрытые обломками змеевика зеленовато-голубоватых тонов. Наиболее устойчивыми являются амфиболиты, ассоциирующие с кварцевыми альбитофирами, прорезающими толщу змеевиков. Обычно они составляют меридионально вытянутые узкие гребни сопок, отличающиеся по высоте от мелких холмиков змеевика. В окрестностях Шармаевского магнетитового месторождения такие сопки амфиболитов тянутся по левому берегу реки Сакмары до д. Яратовой, где река огибая эти породы резко поворачивает к востоку.

К востоку от Урал-тау до хребта Ирендык тянется плоская широкая равнина, сложенная граувакковой толщей верхнего девона. Такая же слабо всхолмленная степь, приближающаяся к пенеplену, тянется и к востоку от Ирендыка. Этот последний степной участок гипсометрически расположен ниже над уровнем моря, чем равнина, прилегающая к Ирендыку с запада. По данным

¹⁾ Карпинский отмечает крутой восточный склон у Урал-тау и связывает это явление с западным падением сланцев (29, 12). В нашем случае падение сланцев восточное и видимо этим обстоятельством обуславливается и пологость восточного склона.

Меглицкого мы имеем для этих участков следующие отметки высот: 1) д. Тавлукаева, левый берег р. Сакмары—1366 ф.; 2) долина р. Таналык, на той же широте—1360 ф.; 3) станица Кизыльская—809 ф. и 4) озеро Колтубан—1007 ф.. Среди степных пространств иногда резко выделяются острые, обычно меридионально вытянутые хребты яшм, особенно часто встречающиеся в районе главных рудных месторождений Баймака, между Урал-тау и Ирендыком. Высота хребтиков яшм достигает (46) 2000 ф. над уровнем моря. Эрозия значительно поработала над этими степными участками и характер их орографии совершенно повидимому аналогичен району горы Магнитной, где формы рельефа, по мнению А. Н. Заварицкого (21, 20), определяются «положением района в области остаточных, исчезающих гор».

Хребет Ирендык представляет в нашем районе наиболее высокий горный участок, достигающий в ширину 10 километров. Будучи сложен зеленокаменно измененными пироксеновыми порфиритами, их туфами и яшмами, породами достаточно сопротивляющимися процессам выветривания, хребет изобилует обнажениями, крутыми скалами и достигает высоты 2240 ф. над уровнем моря. В исследованном участке падение пород везде восточное; видимо с этим обстоятельством связывается существование (29, 37) крутого западного и пологого восточного склона, постепенно переходящего в широкую ровную степь.

Исследованный район орошается, главным образом, р. Сакмарой. У западного склона хр. Ирендык, в северо-восточном углу района, в широкой болотистой долине берет начало р. Таналык и, наконец, с восточного склона Ирендыка вытекает р. Султанка, протекающая через озеро Султанское и впадающая в р. Кизыл.

Направление течения реки Сакмары в общем меридиональное. Долина ее в большинстве случаев приурочена к контакту змеевиков и кристаллических сланцев и лишь в некоторых случаях река делает колена, пробиваясь сквозь яшмовые сопки в граувакковую толщу девона, как это имеет место у д. Яратовой. Вырвавшись на плоскую равнину, река течет в широкой, обилующей небольшими болотцами и озерками, долине, пока снова не попадет в змеевиковую полосу, воспользовавшись узким проходом между высокими яшмовыми сопками, в месте где эти породы имеют наименьшую мощность и легко поддаются процессам эрозии. Почти на всем протяжении исследованного участка Сакмара обладает широкой достаточно разработанной долиной. Резко суживается долина и становятся крутыми и живописными ее берега только в том случае, когда река врывается в толщу кристаллических сланцев. Особенно хорошо это заметно у д. Куватской, в южной части исследованного района.

Характер долин у боковых притоков р. Сакмары резко не одинаков. Правые притоки, протекающие в толще кристаллических сланцев, часто являются типичными горными речками с крутым падением, узкими долинами, иногда с крутыми и скалистыми склонами. Особенно характерны крутые склоны для речек тех участков Урал-тау, где в толще кристаллических сланцев начинают преобладать зеленые сланцы, змеевики, хлоритогранатовые или глаукофановые породы. В слюдяных сланцах долины рек несколько шире и с более пологими склонами. Направление течения чаще меридиональное и меняется на широтное лишь в нижних участках течения, вблизи устья. Левые притоки р. Сакмары обычно имеют широкие, разработанные долины, извилисты с преобладающим широтным простираанием течения. Обычно это медленно текущие речки, иногда даже обладающие четковидными плесами и заболоченными участками. Все они протекают в пределах слабо всхолмленной степи, сложенной песчаноглинистыми отложениями верхнего девона. Таким образом, мы имеем две категории мелких речек: горные и степные. Такое резкое различие в характере речных долин правых и левых притоков р. Сакмары может быть вызвано не только различными породами, по которым эти речки проте-

кают, но, быть может, и тем обстоятельством, что хр. Урал-тау совсем еще недавно подни мался по тектонической трещине, отделяющей его от порфиров и змеевиков р. Сакмары (ф. 17 и 18).

Большие широкие торфянные болота тянутся вдоль западного склона Ирендыка в глубокой долине, ограниченной с запада яшмовым узким хребтом. Они обладают многочисленными мелкими питающими их ручейками, стекающими преимущественно с западного склона Ирендыка. Заболоченная долина обладает слабым падением к югу, и несколько южнее Тубинского рудника в ней располагается озеро Толкач, из которого берет начало р. Таналык¹⁾, протекающая в вершине широкой очень заболоченной долиной.

Озеро Толкач являет типичный пример уральских горных озер (29, 53). Глубокое, вытянутое меридионально (параллельно простиранию пород Ирендыка), с пресной водой и слабо заболоченными извилистыми берегами, оно обладает в южной части склалитым островом. Прямую противоположностью этому озеру является Султанское озеро, расположенное в степи, примыкающей с востока к Ирендыку. Почти круглое блюдцевидное очертание, сравнительно небольшая глубина и сильная заболоченность крайне приближают его к группе степных безисточных озер, в отличие от которых оно обладает протекающей через него р. Султанкой и по Карпинскому принадлежит к категории промежуточного типа озер, характерных для пенеplенированных древних осадочных толщ (29, 54).

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК.

Изученный район в отношении состава слагающих его формаций является очень пестрым и сложным. В пределах изученной площади на основании собранного в этом году материала представляется возможным выделить следующие формации: 1) толща метаморфических пород, слагающая восточный склон Урал-тау; 2) порфириды и их туфы, тесно связанные с яшмами среднего девона; 3) кремнистые сланцы и туфогеновые песчаники верхних горизонтов среднего девона (по Либровичу (44)—«нижняя зеленая свита»); 4) песчано-глинистая граувакковая толща, видимо, близкая по возрасту к верхнему девону; 5) сложный комплекс различных по возрасту интрузивных пород, из которых наиболее древними являются перидотиты и змеевики Сакмарской полосы и наиболее юными авгитовые диориты и видимо связанные с ними кварцевые или бескварцевые фельзитовые альбитофиры и 6) третичные отложения.

1. Метаморфическая толща.

Кристаллические сланцы занимают широкую меридионального простирания полосу, западная граница которой далеко уходит за пределы изученной площади. На юге эта полоса подсечена маршрутом по р. Агач-Кургон, правому притоку р. Сакмары, а на севере ее пересекает маршрут по р. Талашты, впадающей справа в р. Сакмару у с. Темяковского. Южные и северные границы кристаллических сланцев находятся далеко за пределами Таналык-Баймакского района. Единственно доступной для исследования является восточная граница этой формации, где кристаллические сланцы непосредственно соприкасаются с диабазовыми порфиридами и змеевиками р. Сакмары, причем те и другие породы являются в этом случае сильно разбитыми и рассланцованными по крутопадающим плоскостям меридионального простирания. На широте Юлукских рудников кристаллические сланцы образуют прекрасно выраженную

¹⁾ Собственно болота севернее оз. Толкач обладают маленьким дренирующим их ручейком с течением непостоянной скорости; он также носит название Таналык.

антиклинальную складку, ось которой погружена на север. В районах севернее с. Юмашевского съёмка захватывает лишь восточное крыло этой антиклинали, осложненное мелкими складками второго порядка.

По составу метоморфическая толща представляет очень пестрый комплекс пород, которые резко делятся на две больших группы: 1) слюдяносланцевая толща, главная роль в которой принадлежит обильным кварцем породам, и 2) зеленые сланцы, характерным признаком каковых является почти полное отсутствие кварца и обычное наличие альбита, эпидота, актинолита и др. минералов, характерных для метаморфических пород, основой для которых является более или менее основной изверженный материал. С зелеными сланцами обычно ассоциируют мраморы, змеевиковые линзы и их сопровождающие хлорито-гранатовые, глаукофановые и тальковые породы. Породы первой и второй групп часто перемежаются и связаны между собою переходными промежуточными образованиями. По этой причине на карте порою не представлялось возможным выделить с точностью полосы зеленых сланцев. Мало того, район метаморфической толщи отличается сильным развитием аллювиально-элювиальных образований, очень затрудняющих точное картирование, и поэтому весьма вероятно, что в действительности зеленые сланцы имеют большее распространение и более сложный характер очертаний, чем это показано на карте. Слюдяносланцевая толща по составу может быть разделена на три количественно не одинаково представленных группы: 1) кварциты, 2) слюдяные, графитовые, амфиболовые и др. сланцы и 3) филлиты.

Кварциты. Породы этой группы часто выделяются из состава метаморфической толщи Урала. Кротов П. (37, 307) и Краснопольский (33, 340) включают их в наиболее древний горизонт метаморфической толщи западного склона сев. Урала. Никитин В. (53, 31) для района Верхисетской и Ревдинской дач выделяет кварциты как производные богатой кварцевым материалом осадочной толщи и делает предположение (53, 34), что они могут стратиграфически залегать выше остальной толщи. Высоцкий (3, 67—68), объединяя кварциты и слюдяные сланцы в одну группу, относит их предположительно к силуру, выше же залегающую филлитовую толщу считает залегающей несогласно с кварцитами и по возрасту относящейся к нижнему девону. На Ю. Урале кварциты так-же обычно выделяются. Исследования Высоцкого (63, 31 и 64, 40—42) в районе хр. Крыкты указывают, что кварциты слагают водораздельные хребты и залегают западнее остальной толщи кристаллических сланцев, т. е. имеют некоторое право на стратиграфическое выделение. Тихонович (66, 42) относит метаморфическую толщу Губерлинских гор к силуру и кремнистые сланцы, залегающие ниже кристаллических сланцев, считает предположительно нижнесилурийского возраста. В последней сводной работе Наливкин (52, 73) считает кварциты образованиями силурийского возраста, а всю остальную метоморфическую толщу относит к докембрию.

Описываемые нами породы не выделяются резко стратиграфически от всей остальной метаморфической толщи и были встречены мною лишь в двух пунктах: 1) р. Шакарады, в километре к востоку от ее впадения в р. Зилаир, и 2) верховья р. Белекей к западу от д. Верхне-Байрамгуловой, расположенной на р. Сагмаре. В обоих случаях эти породы представляют массивные светлоокрашенные образования, состоящие из кварца, к которому примешиваются гранат, слюда (мусковит), альбит и немного магнетита. Чистые кварциты дают под микроскопом отчетливо реликтовую псаммитовую структуру, указывая тем самым осадочное их происхождение. Появление альбита, слюды и граната связывается с наличием у породы великолепной плитчатой отдельности — сланцеватости и гранобластической, приближающейся к паналлотриоморфной, структуры (кварциты р. Белекей). Интересно в этом отношении наблюдение А. Н. Заварицкого (68, 176) в кристаллических сланцах Златоустовского

Горного Округа, где имеется тонкая инъекция гранита в кварциты, «причем местами эта инъекция переходит в своего рода импрегнацию кварцита отдельными кристаллами полевого шпата». Поскольку наши кварциты связаны постепенными переходами с слюдяными сланцами остальной метаморфической толщи, резко инъецированным кварцевым материалом, постольку наличие альбита естественнее всего связать с явлениями инъекционного метаморфизма.

Кварциты р. Белекей связываются с остальными породами слюдяно-сланцевой толщи постепенными переходами. Похожие на них породы наблюдаются и в кристаллических сланцах у с. Темясовского. Более резко и обособленно проявляются кварциты на р. Шакарады, где они приурочены к наиболее западной части исследованной полосы, т. е. расположены ближе к водораздельному хребту и может быть имеют право на выделение. Но к сожалению имеющийся в нашем распоряжении материал не позволяет пока выделить кварциты в самостоятельный стратиграфический горизонт, и поэтому в дальнейших описаниях метаморфической толщи мы будем эти образования, при выяснении стратиграфических соотношений, объединять с породами второй группы кристаллических сланцев.

Породы второй группы, богатые кварцем, являются наиболее распространенными образованиями. По количеству кварца они с одной стороны связываются с вышеописанными кварцитами, с другой — по мере его уменьшения приближаются по минералогическому составу к зеленым сланцам, с которыми они тесно перемежаются (особенно в южной части района). Главной особенностью пород этой группы является форма проявления кварца, который чаще всего обособляется в отдельные полоски, линзочки, варьирующие в своей мощности от одного миллиметра до нескольких десятков сантиметров; в последнем случае мы отчетливо имеем дело с инъецированными кварцевыми жилками. В некоторых случаях такие жилки — ливзы достигают значительных размеров и обладают миаролитообразными пустотами, в которых выкристаллизовываются великолепно ограниченные кристаллы короткопризматического кварца.¹⁾ Таким образом, поскольку в кварцитах мы имеем дело с первичным кварцем, постольку в кварцито-сланцевых сланцах кварц, главным образом, обязан своим происхождением процессам инъекции.

Чаще всего и в количестве существенном к кварцу пород этой группы присоединяются светлая слюда, графит, альбит, гранат и амфибол, в зависимости от чего мы имеем слюдяные, графитовые, амфиболовые и др. сланцы. В некоторых случаях эти компоненты настолько начинают преобладать в породе, что появляются переходные разности к зеленым сланцам.

Слюдяные сланцы в чистом виде встречаются очень редко; в их составе всегда кроме кварца и слюды имеется некоторое количество граната, амфибола, альбита, эпидота и сфена (?).²⁾ Реже встречаются турмалин и апатит и как продукт изменения слюды часто развивается хлорит. Обыкновенно эти породы представляют прекрасно сланцеватые зеленой окраски³⁾ образования, состоящие из тонкоперемежающихся полосок кварца и слюды. Увеличение в мощности полосок и линзочек кварца связывается с развитием в породе сильной пльчатости или бревенчатой отдельности. Особенно хорошо проявляется такая отдельность в районах, подверженных последующим за метаморфизмом тектоническим воздействиям, выразившимся в образовании мелких складочек второго порядка (такие сланцы наблюдались, например, в среднем течении р. Б. Юлук).

Кварц иногда присутствует настолько в большом количестве, что породу в этом случае следовало бы называть кварцитом инъекции в отличие от вышеописанных кварцитов, кварцевый материал которых осадочного происхождения.

1) Д. Куватская, левый берег р. Сакмары.

2) Чаще лейкоксен.

3) Обычно вследствие хлоритизации слюды.

Структура кварца гранобластическая. Величина зерна изменяется от 0,05 мм. до 0,5 мм. в диаметре. Интересно отметить, что в полосках кварца большой мощности развивается и большая величина зерна.

Светлая слюда обычно проявляется в длинных нитевидных агрегатах, примешивается и к кварцу светлых полос, но, главным образом, составляет зеленые прослойки, с которыми ассоциируют все остальные минералы. Структура нематобластическая. Переходит в хлорит. Обычная ширина нити около 0,008 мм. Биотит встречается очень редко.

Альбит образует обычно пойкилобласты с большим количеством включений иголок амфибола, граната, кварца и сфена. Двойники обычно простые по Карлсбадскому закону $2V = +80^\circ$, $BNg = 71^\circ$, $BNm = 19,5^\circ$, $BNp = 84^\circ$: № 0 по [001].

Гранат в мелких не превышающих 0,06 мм. в диаметре зернах. Прозрачный, почти бесцветный, часто великолепно ограниченный, иногда аномально двусный. Приближается к альмандину. Присутствует не во всех породах этого типа.

Сфен и эпидот проявляются чаще граната, обычно ассоциируют с слюдой. Иногда им сопутствует цоизит.

Графитовые сланцы по составу совершенно одинаковы с слюдяными и отличаются от них большим количеством графита, придающего этим породам черную окраску. Среди них также можно выделить графитовые кварциты инъекции, графитово-слюдяные сланцы, гранатовые и альбитовые. Так же как и слюдяные сланцы они бывают идеально сланцеваты или сплюснуты и обладают поленчатой отдельностью. Часто, сохраняя черную окраску, дают переходные образования к зеленым сланцам.

Амфиболовые сланцы встречаются очень редко. Обычно они представляют переходные к зеленым сланцам образования. Сравнительно бедны кварцем и богаты прослойками, состоящими из альбита и актинолита. Последний играет роль мусковита в слюдяных сланцах. Бывают графитовые. Интересен слюдяной глаукофановый сланец, взятый в вершине речки Савалаир, где он ассоциирует с бескварцевыми гранатовыми глаукофановыми породами, по составу стоящими ближе к зеленым сланцам. Массивная с параллельно кристаллической структурой порода обладает светлой несколько пестрой окраской, подчеркивающейся тонкими порфириобластами глаукофана. Состоит в убывающем по количеству порядке из следующих минералов: кварц, слюда (мусковит), глаукофан, альбит, гранат, эпидот и сфен. Замечательным является ассоциация альбита с глаукофаном. Глаукофан обычно развивается в альбите в виде игл, занимающих центральную часть кристалла (фиг. 1). Иногда кристалл глаукофана настолько увеличивается в размере, что альбит остается лишь в виде небольшой зонарной каемки. Такого же характера явление описано Ангелем для содержащих альбит зеленых гнейсового облика сланцев Штейермарка (87, 176—177). Ангель отмечает, что появление альбита в этих породах обычно сочетается с развитием в нем голубых иголок амфибола и считает причину этого явления неизвестной. Можно думать, что источником для образования альбита и глаукофана послужил мигрирующий из инъектировавшего материала натр, который в сочетании с первичным и отчасти привносным в боковую породу материалом дал начало богатым им минеральным образованиям.

Описанные породы часто тесно переплетаются друг с другом, быстро переходят одна в другую и даже в зеленые сланцы. Для иллюстрации я позволю себе привести разрез кристаллических сланцев, великолепно обнажающихся в левом берегу р. М. Юлук, в расстоянии 300 м. от ее устья. Простираение сланцев здесь СЗ 335° с падением на восток 25° . Общая мощность описываемых пород не превышает 120 мтр. Описание ведется от верхних горизонтов к нижним (№№ 67а—к).

Тонкосланцеватый зеленой окраски слюдяной сланец. Состоит из кварца и слюды, отчасти перешедшей в хлорит. Немного эпидота, цоизита и лейкоксена. Мощность не больше 2 метров. Рядом постепенных переходов, заключающихся в увеличении кварцевых прослоек, порода переходит в хлоритизированный альбито-гранатовый слюдяной сланец, сильно пльчатый с хорошо выраженной поленчатой отдельностью. Жилки кварца больше сантиметра. Появляется в слюдистых прослойках узловатая текстура, обусловленная развитием пойкилобластов альбита. Появляются эпидот, гранат и турмалин.

Через 15 метров количество кварцевых прожилков уменьшается, порода как бы состоит только из альбито-хлоритового узловатой структуры материала. Место слюды занимает амфибол, тонко проникающий пойкилобласты альбита. Гранат исчезает. Много эпидота и к жилкам кварца примешивается кальцит. Мы имеем в данном случае породу, приближающуюся по составу к зеленым сланцам. Породы этого типа занимают мощность около 20 метров, после чего их сменяет тонкий прослой хлоритизированного слюдяного гранатового сланца, мощностью 2—3 метра и переходящего в свою очередь в массивные с гнейсовидной текстурой двуслюдистые сланцы. Альбита не замечается, очень много граната, биотит сильно хлоритизирован. Мощность породы около 23 метров. Порода обладает шестоватой текстурой, но в ней не заметно резких жилок инъекционного кварца. Видимо кварцевый материал ее в большей степени первичного характера.

Породы, залегающие на протяжении следующих 60 метров, отличаются от описанных темной окраской, обусловленной наличием графита. По составу они в точности повторяют те-же вариации. В обильных инъекционных кварцем образованиях сильнее развиваются слюда и альбит. Разности, богатые слюдистыми прослойками, при изменении в хлорит слюды, приобретают резко подчеркнутую узловатую текстуру. В этом последнем случае часто появляется наряду с кварцем кальцит. Породы, переходные к зеленым сланцам, отличаются необыкновенным развитием хлорита и амфибола. Очень возможно, что иногда появление хлорита в большом количестве связывается с первичным составом метаморфической породы, но ассоциация этого минерала с кальцитом и амфиболом и переход слюды и амфибола в хлорит указывают, что в громадном большинстве случаев мы имеем дело с процессом последующего изменения пород. Во всяком случае развитие слюды и альбита предшествовало образованию хлорита, кальцита и м. б. амфибола. Насколько разобщены во времени эти процессы—сказать трудно, но очень вероятно, что они связаны с различными по характеру и времени фазами метаморфизма. Исходя из этих соображений, мною не выделены хлоритовые сланцы, т. к. в большинстве случаев их следует считать хлоритизированными разностями описанных пород.

Филлиты. Тонкосланцеватые, обычно в зеленых тонах окрашенные породы с шелковым блеском слюды на плоскостях сланцеватости. Нормально порода состоит существенно из кварца, серицита (мусковата), эпидота, цоизита и хлорита. Очень часто появляются лучистый амфибол, кальцит, гранат и графит. В случае большой примеси графита порода принимает черную окраску. В некоторых случаях этого же характера образования содержит очень большое количество кварца, становятся более массивными и живо напоминают углистые серицито-кварцитовые сланцы, описанные Высоцким (3,75) и характерные для филлитовой толщи западного склона северн. Урала.

С породами этой толщи связаны антофиллитовые сланцы и роговики. По составу это очень близко стоящие к филлитам породы. Отличаются они только резким развитием звездчатых агрегатов чаще в бурых тонах окрашенного плеохроничного антофиллитового амфибола. Среди них имеются тонкосланцеватые и массивные, бедные кварцем или богатые им, светло или темноокрашенные. Интересно отметить, что появление в породах филлитовой толщи

антофиллита ассоциирует с контактами кварцевых жил¹⁾. Массивные, темно-окрашенные роговикового облика породы состоят почти из одного кварца. Темная окраска часто связывается с тонким пропитыванием породы окислами железа, в других случаях пигментом служат грязно бурые хлопья высокополярного материала, напоминающего титаноморфит. Иногда эти породы переходят в известняки, т.-е. являются их окремненными разностями. В районе д. Юмашевой, вверх по р. Кувашлы, примерно в 500 метр. от устья наблюдалась небольшая линзочка немого известняка, переходящего в кремнистые породы описанного типа.

Породы этого комплекса слабо развиты в исследованном районе. Мощность их настолько мала и порою неопределенна, что выделить их на карте не представляется возможным. Выхода филлитов расположены на одной прямой меридионального простирания и приурочены к восточному контакту метаморфической толщи с порфиритами и змеевиками р. Сакмары. Имеющиеся в коллекции образцы взяты в следующих пунктах: д. Юмашево, д. Яратово, первый берег р. Сакмары напротив с. Шармаево, окрестности д. Чингиз, правый берег р. Сакмары напротив д. Тавлукаевой, окрестности д. Н. Иткуд (на р. Савалаир), правый берег р. Сакмары у с. Темясова. Все перечисленные пункты расположены как раз вблизи тектонической границы метаморфической толщи и порфиритов; таким образом, филлиты слагают самые верхние горизонты восточного крыла антиклиналя кристаллических сланцев, что близко отвечает схеме Высоцкого (3, 68), относящего филлиты сев. Урала к низам нижнего девона (D_1 с).

Зеленые сланцы играют существенную роль в составе метаморфической толщи. Переменяясь порою очень тесно с кварцевыми породами, эти образования иногда настолько преобладают, что является возможным выделить на карте районы, где встречаются лишь исключительно зеленые сланцы и сопутствующие им породы. Из числа спутников зеленых сланцев наиболее замечательными являются змеевики, тальковые, богатые хлоритом слюдяно-глаукофановые и гранатовые породы и мраморы. Окрашенные в различные оттенки зеленого цвета описываемые породы обладают то тонкосланцеватым, то массивным строением. Массивные разности по преимуществу ассоциируют с змеевиками.

Нормальным минералогическим составом для зеленых сланцев являются различные по количеству комбинации из альбита, эпидота, лучистого или уралитового амфибола, цоизита, лейкоксена и серпентина. Кое где встречается хромит. Реликтовым минералом является пироксен, встречающийся в разностях, сохраняющих диабазовый облик. В качестве непостоянно присутствующих минералов, но порою играющих в составе породы значительную роль, являются: графит, хлорит, тальк, кальцит, антофиллит и серицит.

Альбит играет всегда очень значительную роль в составе зеленых сланцев. Изометричные, ситовидно проникнутые актинолитом и эпидотом пойкилобласты альбита редко обладают полисинтетическими двойниками, а обыкновенно дают простые двойники по Карлсбадскому закону. $2V$ от $+76^\circ$ до $+82^\circ$. Иногда актинолит настолько густо проникает кристаллы альбита, что из-за густого войлока игол актинолита можно с трудом разглядеть замещаемый минерал.

Эпидот, лейкоксен, серпентин и уралит обычно ассоциируют друг с другом и часто встречаются с обрывками первичного пироксена. Особенно эта ассоциация свойственна последним трем минералам. Эпидот же, видимо, появляется вместе с альбитом, как продукты изменения первичного плагиоклаза. Графит проявляется так-же как в графитовых кварцевых сланцах.

Хлорит играет в зеленых сланцах иногда очень существенную роль. Узловатые альбитовые сланцы обычно состоят из альбита и хлорита. К ним всегда

¹⁾ Розенбуш (99, 352) отмечает, что ромбические амфиболы часто встречаются в контактах кислых интрузивов.

прибавляется в незначительных количествах эпидот, сфен, кварц, тальк, кальцит и иногда хромовая шпинель. Крайне интересна форма проявления кварца в таких породах. Он встречается в виде мелких линзочек, жилок или отдельных зерен (ф. 2), расположенных по окраинам кристаллов альбита или пересекающих его. Часто агрегаты кварца сопровождаются скоплениями лимонита, возможно образовавшихся на месте первичных сульфидов. В таких случаях кварц является типично метасоматическим и вероятно, с его проникновением в породу связывается и образование хлорита. Это положение отчасти подтверждается сильным развитием хлорита во всех породах метаморфической толщи в районе Юлукских рудников.

Примерно такую же роль как кварц играет в зеленых сланцах кальцит, замещающий обычно альбит. Иногда замещение идет настолько далеко, что мы имеем массивные кальцитовые зеленые породы. Такие образования встречаются мною в районе асбестовой жилы, вблизи сев. Юлукского рудника.

Автофиллит, серицит и тальк, как правило, развиваются в наших породах в результате позднейших метаморфических процессов и обычно характерны для пород вблизи рудных районов или мощных кварцевых жил, секущих в большом количестве метаморфическую толщу. Серицит и тальк часто развиваются в узловатых альбитохлоритовых сланцах, проникнутых кварцем. Тальк образуется за счет серпентина, а серицит—альбита.

Таким образом, и в зеленых сланцах так же как в слюдяно-кварцитовой толще мы имеем дело с сложно метаморфизованными породами. Мало того, как в том, так и в другом случае позднейший процесс изменения пород сопровождается примерно одним и тем-же минеральным комплексом и по своему характеру приближаются к явлениям, сопутствующим процессам рудного метасоматизма.

Змеевики являются неперменным членом наиболее значительных толщ зеленых сланцев. Черные или желтоватозеленые, плотные с полиэдрической характерной отдельностью эти породы обычно существенно состоят из серпентина антигоритовой структуры. Почти всегда можно заметить обрывки бастита. В качестве примесей встречаются хромит, хромовая шпинель, лейкоксен и колчеданы. Последние явно вторичны. Лейкоксен развивается в результате распада пироксена. Интересны скопления его, окруженные хромитом (фиг. 3). Видимо, и хромит является вторичным образованием. В редких случаях встречается неразложившийся ромбический пироксен.

Большинство змеевиковых тел, окруженных зелеными сланцами, не содержат участков первичных изверженных пород. Лишь в одном случае, в районе с. Чингиз, по р. Ярмалга встречены бедные оливином верлитовые породы. Поскольку исследования не обнаружили петлевидной структуры серпентина в змеевиках метаморфической толщи, постольку, надо полагать, и все остальные змеевиковые линзы произошли за счет бедных оливином пироксенитовых пород.

Змеевики являются, так сказать, первой стадией изменения изверженных пород. Процесс метаморфизма не останавливается на превращении пироксенов и оливина в серпентин и бастит. Многочисленные тальковые, хлоритовые и хлоритогранатовые породы, тесно связанные пространственно с змеевиками, являются, несомненно, конечными продуктами превращения пироксенитовых пород (98). Превращение змеевиков в подобного рода образования не являются редкостью для Урала. В. В. Никитин (53, 124) отмечает развитие талька в змеевиках, а хлорита в пироксенитах. Наблюдения Кротова Б. (36, 175—187) в Миасской даче над хлоритогранатовыми породами указывают на несомненную связь этих образований с габбропироксенитовыми породами. Наконец Е. А. Кузнецов (39, 7), разбирая процессы окремнения змеевиков в связи с инъекцией кварцевых жил и пегматитов, отмечает образование в змеевиках лейхтенбергита и талька.

Тальковые породы редко бывают массивного строения. Обыкновенно они тонко сланцеватые и окрашены в светлозеленые тона. Интересен выход массивной тальковой породы по р. Маякан, вблизи дороги из с. Юлук в д. Ниязгулову, примерно в 1,5 километрах от с. Юлук. Порода массивна, светло-окрашена, с тонкими иглами лучистого амфибола, иногда замещенного лимонитом и поэтому бурой окраски. Образование талька тесно связано с кварцевой жилой. Необыкновенно отчетливо прослеживаются переходы от талька в молочно белой окраски окремненный змеевик и кварц. В составе породы преобладает тальк, но к нему всегда примешиваются в небольшом количестве серпентин и хлорит.

Такого же характера, только сланцеватого строения взяты тальковые породы в шурфе (видимо на асбест) на левом берегу р. Б. Юлук, вблизи мельницы, на южной окраине с. Юлукского. В этом случае мы имеем тальковые обычного состава сланцы, в некоторых разностях которых вместе с инъекционным кварцем резко развивается лучистый амфибол. Таким образом, наряду с образованием талька появляется и амфибол.¹⁾ Очень вероятно, что некоторое количество амфиболовых сланцев обязано своим происхождением позднейшим процессам метаморфизма, ничего общего не имеющим с широким процессом образования метаморфических сланцев.

Хлориты и хлоритовые сланцы обычно ассоциируют с змеевиковыми линзами. Удивительно хорошо они представлены в широкой по мощности змеевиковой линзе, вскрывающейся по р. Агач-Кургон, впадающей в р. Сакмару у с. Куватского. Темно-до чернотелых, массивные или сланцеватые они редко бывают чисты по своему составу. К ним всегда примешивается некоторое количество эпидота, цоизита, серпентина, кальцита серицита (?) хромита и магнетита. Очень интересен узловатой структуры магнетитохлоритовый сланец, взятый в массиве змеевика по р. Агач-Кургон. Магнетит развивается в виде хорошо ограниченных кристаллов, что создает картину, близкую внешне с порфибластической структурой. Такого же характера образования наблюдал Б. Кротов²⁾ в хлоритогранатовых породах Миасской дачи (36, 185). Надо полагать, магнетит является метасоматически вкрапленным минералом и что процессы, его отложившие, послужили причиной развития в змеевиках хлоритовых пород. Некоторым косвенным подтверждением этого положения являются колчеданы, встреченные в отдельных образцах хлоритогранатовых пород, которые связаны постепенными переходами с описываемыми хлоритами.

Чаше чем хлориты встречаются слюдяно-хлоритовые обычно массивного или неправильно сланцеватого сложения породы. По составу отличаются от предыдущих только обильно выступающей светлой слюдой, к которой прибавляются в небольших количествах метасоматический кварц, тальк, титанит и альбит. Встречаются и среди массивных разностей зеленых сланцев.

Хлоритогранатовые породы встречаются обычно совместно с вышеописанными образованиями. Отличаются от других хлоритовых пород развитием граната и амфибола. Гранат розовый аномальный, близок к альмандину. Амфибол в голубоватых тонах плеохраизма, близок к актинолиту.

Несколько приближаются по внешнему виду к амфиболовым хлоритогранатовым породам различного состава глаукофановые сланцы и роговики, сильно распространенными в верховьях правых притоков р. Сакмары р. Савалаира и р. Талашты (у с. Темясовского). Тонко сланцеватый глаукофановый сланец с примесью эпидота и хлорита был встречен в обнажении

¹⁾ В этом отношении интересно указание Славик (104), отмечающего развитие тремолитового асбеста в результате уралитизации диаллага в гортонолитах Ю. Африки.

²⁾ Б. Кротов параллелизует процесс образования хлоритогранатовых пород с сосюритизацией. Разница по его мнению заключается лишь в интенсивности процесса и некотором различии в конечных минералообразованиях (36, 191).

левого берега р. Б. Юлук, несколько ниже устья р. Бигашь. Во всех трех случаях породы перемежаются с зелеными сланцами, даже с резко выраженными слюдными кварцитами инъекции (р. Талашты) и часто сами содержат кварц в заметном количестве. Связи с змеевиками обнаружено не было. Вероятнее всего считать эти породы как наиболее интенсивно метаморфизованные зеленые сланцы или переходные от них к кварцитам инъекции образования. Интересны в этом отношении соображения Левинсона-Лессинга, высказанные им по поводу генезиса глаукофановых сланцев в окрестностях Денежкина камня на Сев. Урале. Не отрицая мнения Розенбуша о связи глаукофановых образований с габброидными породами, Левинсон-Лессинг отмечает, что согласно химического анализа этих пород, в них содержится слишком много натра, почему исходным материалом для глаукофановых сланцев должны были служить щелочные габбро (41, 89, 90). Принимая во внимание инъекционный характер метаморфизма кристаллических сланцев Урала, нам кажется естественнее допустить для образования глаукофана, а отчасти и альбита, привнос совместно с кварцем некоторого количества натра.

По составу глаукофановые породы очень резко варьируют. Непременными минералами являются: альбит, актинолит, кварц, гранат, глаукофан, титанит, эпидот и светлая слюда. Альбит и гранат часто ситовидно проникнуты амфиболами, кварцем, эпидотом, а гранат и альбитом. Пойкилобластическая структура часто очень резко выражена. Пойкилобласты обычно представлены гранатом или альбитом. Амфиболы часто переходят в яркозеленый хлорит. Процесс идет настолько далеко, что мы имеем хлорито-гранатовые породы, совершенно идентичные вышеописанным. Различие заключается в характере хлорита, который для змеевиковых образований отличается грязно буровато-зеленой окраской и почти изотропен (пеннин)

В некоторых разновидностях этих пород кварца находится так много, что порода становится по своему характеру ближе к амфиболовым сланцам, переходным к кварцитам инъекции, совместно с которыми они выше и были описаны. Интересно отметить для некоторых глаукофановых пород появление голубоватой окраски пироксена, с несколько необычными константами для этих минералов. Угол погасания (CN_g) изменяется от 35° до 45° , $2V = +75^\circ$. Очень вероятно, что в данном случае мы имеем дело с марганцовым или жадеитового типа может быть хромсодержащим диопсидом (99, 472, 496).

Мраморы сравнительно редко встречаются в породах метаморфической толщи. Небольшие выходы этих пород встречаются в окрестностях с. Юлук, с. Иткулово, д. Чингиз и особенно мощные выходы в вершине р. Шулка, впадающей в р. Зилаир. В последнем пункте мрамор разрабатывается и подвергается обжигу на известь. Во всех случаях мраморы или непосредственно соприкасаются с змеевиками или бывают расположены вблизи этих пород. Темносерые, крупнозернистые (до 6 мм. в диаметре зерна) породы эти состоят существенно из кальцита мостовидной структуры. Породы часто сильно разбиты, с многочисленными зеркалами скольжения и тонко проникнуты жилками кварца. Проникновение кварца особенно сильно у мраморов в районе д. Чингиз и с. Иткуловского. Стратиграфическое положение их пока неопределенно. Очень возможно, что эти породы составляли прослойки в порфиритовых образованиях, послуживших исходным материалом для зеленых сланцев Урал-Тау.

В заключении описания пород, слагающих метаморфическую толщу, нельзя обойти молчанием те многочисленные порой в несколько метров мощности кварцевые жилы, которые так часто прорывают все породы этой формации и поразительно выдерживаются по простиранию на далекие расстояния. Обычного типа жильный кварц этих образований не содержит и следов колчеданов. По сообщению техн. директора треста, горн. инж. Л. И. Шаманского опробования этих жил не обнаружили в них золота. Пересекая различные образования, они вызывают, в зависимости от состава породы, хлоритизацию,

оталькование или появление серицита и лучистого иногда антофиллитового амфибола. Иногда встречаются кварцевые жилы, содержащие дымчатый кварц. Окрашенные в серый цвет полосы кварца создают впечатление отдельных жилок, проникающих основное тело белого сливного кварца. Под микроскопом отчетливо обнаруживается одновременность образования этих полос полным однообразием структуры и отсутствием каких либо следов инъекции. Таким образом, мы, видимо, имеем дело с сравнительно низкотемпературными, бедными сульфидами образованиями¹⁾.

Мощные кварцевые жилы, близкие по характеру описанным, видимо, часто встречаются на Урале. А. В. Николаев (54, 149) отмечает мощные лишенные золота кварцевые жилы, залегающие в гнейсах Кыштымского округа и простирающиеся согласно с включающими их гнейсами на далекое расстояние (до нескольких верст). На Ю. Урале в районе Айдырлы отмечаются П. П. Гудковым (9, 26 и 36) лишенные колчеданов, залегающие в змеевиках, порфирах и порфиритах мощные кварцевые жилы. Образование этих жил, по мнению П. П. Гудкова, связывается в некоторых случаях с интрузией гнейсогранита и приурочено к тектоническим трещинам.

Описанные образования необходимо отличать от богатых кальцитом альбитокварцевых жил, обнаруженных мною в работах Юлукских рудников²⁾. Эти последние являются еще более молодыми образованиями и сопутствуют процессам образования колчеданных линз.

Из предыдущего описания горных пород, входящих в состав метаморфической толщи, с достаточной очевидностью обнаруживается сложность генезиса и взаимоотношений между отдельными элементами этой формации. Очень возможно, что настоящая работа во многих отношениях не дает достаточного освещения тех или других вопросов, но все-же имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет прийти к следующим основным положениям.

1. Внутри метаморфической толщи представляется возможным выделить две стратиграфически различные группы пород: а) толща слюдяных и зеленых сланцев и б) филлиты. Последняя группа представлена в районе очень слабо и принадлежит к верхним горизонтам метаморфической толщи.

2. Толща описанных пород является сложно метаморфизованной. Как мы увидим ниже, конгломеративные граувакки, залегающие на яшмах среднего девона, содержат в своем составе гальку кристаллических сланцев, особенно филлитов. П. П. Гудков (9, 9) указывает в составе карбоновых (?) песчаников гальку гнейсов, отличных от гнейсов, прорывающих эту толщу. Наконец, Наливкин (52, 77) в отложениях девона, не моложе D_2^1 , отмечает гальку кристаллических сланцев. Таким образом, к среднему девону описанные породы уже были метаморфизованы. О характере этих первых изменений мы не имеем достоверного материала, т.-е. черты первого метаморфизма могли быть значительно затусшеваны воздействиями мощных, последовавших в конце палеозоя кислых интрузий, с которыми вероятно связывается изменения змеевиков³⁾, включенных в метаморфическую толщу, а так-же и те изменения, каковые носят характер инъекционного метаморфизма. Наконец, процессы рудного метасоматизма, следовавшие вероятно за одной из последних кислых

¹⁾ Гольден (95) указывает, что дымчатый кварц образуется при температуре $110^\circ-225^\circ$ и давлении меньше 100—175 атмосфер.

²⁾ Такие же жилы (только без альбита) разрабатывались на восточном склоне хр. Иреник в районе Султанских россыпей, где они связаны с интрузией диоритов.

³⁾ Большинство исследователей интрузия основных пород Урала связывается с герцинской складчатостью. В пределах исследованной площади мы не имеем указаний на возраст змеевиков; кроме того, далеко не все змеевики даже в пределах метаморфической толщи подвергались одинаковому изменению.

интрузий, произвели в толще метаморфизованных пород достаточно значительные изменения, выражающиеся в образовании талька, хлорита, лучистых амфиболов (антофиллитов), серицита и карбонатов.

Очень вероятно, что мощные кварцевые жилы и, вероятно, более поздние образования—альбито-кварцевые, богатые кальцитом, жилы играли не малую роль в процессах изменения последнего порядка.

3. Породы метаморфической толщи становятся менее измененными на востоке с приближением к порфиритам и эмеевикам Сакмарской полосы и, наоборот, с продвижением к западу мы наблюдаем наиболее сильно измененные образования. Это соображение не касается позднейших, часто связанных с рудным метасоматизмом изменений, которые одинаково хорошо выражены как в филлитах, так и в слюдяно-кварцевой толще. Усиление общего характера метаморфизма к северу, весьма вероятно, связывается с более интенсивными процессами эрозии, обнажившими более глубокие горизонты.

4. Резкой особенностью пород метаморфической толщи является необыкновенное обилие альбита, количество которого ненормально даже для зеленых сланцев, каковые происходят, видимо, на счет изверженных пород. Это обстоятельство легко объясняется, если принять во внимание, что процессы изменения пород сопровождались притоком большого количества щелочей и кремния, как известно, наиболее хорошо мигрирующих элементов (89; 78, 219 и 87). Интересно отметить, что среди щелочей преобладает натр; это вполне согласуется с указанием Чирвинского (82, 48), что при нормальных условиях скорость диффузии натра больше, чем у калия. Обычно указания на миграцию калия легко объяснить тем обстоятельством, что интенсивное развитие слюд в метаморфизованных толщах глинистых сланцев чаще обращало на себя внимание исследователей. Но и в глинистых породах не редко появляется альбит. Интересны в этом отношении описания метаморфической толщи Саян И. К. Баженовым (1. 14—15), где наблюдается интенсивная альбитизация перидотитов и даже глинистых пород в контакте с гранитами¹⁾. Последующие изменения пород характеризуются развитием карбонатов, амфиболитизацией и оталькованием и, видимо, так-же связаны с инъекцией кислой магмы (103), богатой водой и углекислотой (105). Очень возможно, что интрузивные тела, послужившие виновниками всех описанных изменений, еще не вскрыты эрозией и мы имеем дело с верхними богатыми кварцевыми жилами горизонтами²⁾.

5. Первичный характер кварцитов и филлитов устанавливается легко, т.е. породы этой группы обладают достаточно четкими псаммитовой и пелитовой реликтовыми структурами. Несколько труднее дело обстоит с зелеными сланцами слюдяно-кварцевой толщи.

Зеленые сланцы Урала давно привлекают к себе внимание исследователей. По составу они совершенно идентичны с празинитами Шнелля (101), происшедшими за счет изменения габброидных пород. Очень к ним подходят зеленые сланцы Штейермарка, описанные Ангелем (87, 177), как метаморфизованные диабазы. Чернышев (80, 145), Д. Николаев (55, 653), Краснопольский (35, 55), Высоцкий (3, 56), Дюпарк (11, 15 и 90, 34), Кротов (36, 200) и Заварицкий (26, 54) указывают (для различных районов Урала) на определенную связь зеленых сланцев с порфиритовыми породами. Нет никакого сомнения, что и наши породы основой для своего происхождения имели изверженный материал, и очень вероятно, что наиболее массивные их разности отвечают измененным диабазовым интрузив-

¹⁾ Присутствие кислого плагиоклаза в инъектированных сланцах описывает В. Н. Лодочников (45, 431).

²⁾ Никитин (53, 128) развитие слюды и талька в эмеевиках и образование лиственитов из уралитового порфирита связывает с пневматолитом.

ным породам (101). Непосредственных переходов от диабазовых порфиритов р. Сакмары к зеленым сланцам не наблюдалось, хотя эти порфириты в контактах с фельзитами дают подобные зеленым сланцам породы.

2. Порфириты, туфы и яшмы.

Порфириты являются породами, крайне распространенными и встречающимися в разнообразных по возрасту формациях Урала. Согласно исследований Высоцкого в Н.-Тагильском районе (3, 22—23) породы этого состава изливались на протяжении всего девона. Для Ю. Урала наиболее обильной выходами «зеленокаменных пород, вызывающих сильную метаморфизацию и образование яшм и роговиков», является по Наливкину (52, 73, и 76) нижняя часть палеозоя, древнее D_2 . Поскольку в нашем районе порфириты встречаются в исключительной ассоциации с яшмами, я позволю себе несколько остановиться на небольшом имеющемся по этому поводу литературном материале.

Еще Мурчисоном (51, 213 и 232) было обращено внимание на ассоциацию яшм, «зеленокаменных порфиров» и месторождений медных руд на Ю. Урале. Разбирая состав пород Ирландского хребта, Карпинский (28, 325) отмечает тесную связь порфиритовых туфов и яшм. То же самое отмечает Чернышев (80, 145, 81, 206) для областей центрального Урала. В Миасской даче описывает Кротов Б (36, 220, 239, 361—364) плотные туфы, кремнистые сланцы и яшмы и считает эти образования производными туфов и известняков (36, 364). Работы Высоцкого, Заварицкого и Пэрна для 1912—14 г.г. на Ю. Урале неоднократно констатируют ассоциацию яшм и порфиритов (62, 126—127; 63, 33; 64, 40—42 и 46). При этом с одной стороны имеются указания на переслаивание яшм и порфиритов (62, 126—127), с другой на «прорезывание» яшм порфиритами и туфами (63, 33; 64, 40—42). Ассоциацию яшм и порфиритов можно усмотреть из отчетов Чуракова и Тихоновича (66, 35 и 42) об исследовании в районах г. Верхнеуральска и хр. Ирланды. В районе Ирланды Тихонович отмечает переслаивание кремнистых сланцев, порфиритов и их туфов. При чем весь этот комплекс пород покрывается яшмами среднего девона и выше лежащими образованиями верхнего девона.

В последующих работах А. Н. Заварицкого на Ю. Урале связь яшм и порфиритов устанавливается совершенно определенно (17, 375: 20, 6; 21, 37; 23, 378; 25, 104; 26, 4) причем почти во всех работах А. Н. Заварицкий подчеркивает более молодой, чем яшмы, возраст порфиритов, и только в одном случае указывает на переслаивание этих пород (25, 104). Для района Верхнеуральска, Магнитной и Баймака (23, 373 и 376) порфириты этого типа являются древнейшими из изверженных пород. Интересно отметить, что совместное появление яшм и порфиритов оказывается характерным и для Мугоджарских гор. Пригоровский неоднократно отмечает (72, 895, 901—903), что главная масса порфиритов Мугоджар прорывает яшмы. При этом, констатируя в нижних частях яшмы содержащей толщи гальки порфиритов, делает предположение о существовании и более древней фазы извержений (72, 912), не позже D_2 .

Таким образом, большинство исследователей, констатируя совместные выходы яшм и порфиритов, отмечают более молодой возраст изверженных пород. Только в редких случаях указывается переслаивание этих образований, и лишь Тихонович (66, 42) и Пригоровский (72, 912) дают некоторый материал, позволяющий предполагать существование более древних чем яшмы порфиритов.

Порфириты и их туфы в пределах изученного района встречаются в следующих пунктах: а) р. Сакмара, где порфириты залегают совместно с змеевиками на границе с филлитовым горизонтом метаморфической толщи, и б) Ирендыкский хребет.

Рассматривая соотношение яшм и порфиритов, приходится отметить, что наиболее значительные массы яшм в пределах изученного района, располагаются на границе граувакковой толщи и порфиритов хр. Ирендык и р. Сакмары, отвечая, таким образом, наиболее верхним горизонтам описываемой формации. С другой стороны в пределах мощной толщи порфиритов и туфов хр. Ирендык также приходится наблюдать тонкие прослойки измененных зеленых яшм, часто импреньированных колчеданами. Наконец, мощная полоса резко разбитых яшм, отделяет породы Ирендыка от «нижней зеленой свиты», которая согласно исследованиям Л. С. Либровича (44, 74) принадлежит к верхним горизонтам среднего девона и черные кремнистые сланцы которой в районе наших исследований по своему составу являются очень близкими к яшмам образованиями, т. к. обнаруживают под микроскопом в своем составе характерные для радиолярий овальные стяжения кварца и халцедона. Все эти наблюдения позволяют отметить, что яшмы являются образованиями характерными для всей толщи среднего девона, но наибольшим развитием они пользуются в верхних горизонтах формации, где они в некоторых случаях тесно перемежаются с туфогеновыми образованиями.¹⁾ Мало того, поскольку главная часть туфов содержит обломки авгитовых порфиритов, в данном случае—пожалуй—будет правильнее считать, что большая часть порфиритов принадлежит к более глубоким горизонтам, чем яшмы. Не принимая во внимание зеленых сланцев метаморфической толщи, исходным материалом для которых могли служить подобного рода образования, авгитовые порфириты в пределах изученного района являются, как это было отмечено для Ю. Урала А. Н. Заварицким (23, 373), наиболее древними из изверженных пород, возраст которых в данном случае не выходит за пределы среднего девона.

а) Порфириты Сакмары тянутся почти непрерывной полосой вдоль восточной границы кристаллических сланцев через весь район. Кое где они соприкасаются с яшмами, но чаще бывают разобщены интрузивными телами габброперидотитовой магмы. Взаимоотношения порфиритов и габброидных пород неясны. Очень вероятно, что диабазовые жилы, прорывающие порфириты, являются производными габбро-перидотитовой магмы. Соотношения пород очень затрудняются сходством краевых фаций габбро и диабазовых порфиритов.²⁾ В некотором случае совершенно невозможно отличить, имеем ли мы дело с эффузивной или интрузивной породой, особенно если принять во внимание, что и те и другие образования подверглись вдоль этой полосы сильной милонитизации и пронизаны кварцевыми фельзитами, инъекция которых сопровождалась явлениями окремнения и импреньации боковых пород колчеданами.

Обычно плотные, с слабо выраженной порфировой структурой, окрашенные в различные оттенки зеленого цвета порфириты Сакмары редко бывают более или менее хорошо сохранившимися. Большая часть их резко милонитизирована и пронизана тонкими кварцевыми жилками с альбитом и кальцитом. Мило-

¹⁾ Это обстоятельство вполне согласуется с наблюдениями А. Н. Заварицкого (25, 104), который считает переслаивание яшм и туфов явлением характерным для Ю. Урала, где по его словам «встречаются непрерывные переходы между этими породами, при чем происходит быстрая смена типичных афанитовых радиоляриевых слоев сравнительно грубыми псамитовыми туфогеновыми осадками».

²⁾ Крайне интересно в этом отношении отметить наблюдение В. Дервиз (10, 1442) в Гороблагодатском районе где она отмечает габбро с постепенными переходами к порфиритам. Кроме того в массиве Денежкина камня описывает Е. Молдаванцев (49, 1145—1147) мелкозернистые порфиритовые разности габбро, очень близкие по составу к секущим порфириты диабазам.



нитизация и последующий метаморфизм настолько изменяют эти породы, что они становятся несколько похожими на зеленые сланцы метаморфической толши.

По составу порфириты очень однообразны. Порфировые выделения представлены пироксеном и плагиоклазами. В очень редких случаях наблюдается амфибол, причем породы, содержащие этот минерал, отличаются более светлой, слегка желтоватой окраской. Основная масса чаще пилотакситовой, реже офитовой структуры и состоит из тех же компонентов.

Пироксен в порфировых выделениях редко превышает 0,8 мм. в диаметре, иногда отсутствует совсем; в основной массе величина его зерен понижается до 0,04 мм. в диаметре и меньше. В свежем состоянии встречается сравнительно редко. Обычно превращен в серпентинохлорит, который в свою очередь замещается кальцитом и кварцем. Превращение в серпентин сопровождается выделением лейкоксена, часто тонкой сыпью пронизывающего всю породу. В результате этих процессов мы имеем часто псевдоминдалекаменное строение. $2V = +56^\circ$, $CNg = 46^\circ - 55^\circ$. В некоторых случаях превращается в уралит.

Порфировые выделения плагиоклаза достигают в отдельных случаях до 2 мм. в диаметре. Чаще господствует над пироксеном. Обычно превращен в соссюрит, реже в один цоизит или серицит. Двойниковое строение заметно довольно отчетливо, но зонарность не сохраняется. По составу изменяется от № 35 до 52. Часто наблюдаются сложные двойниковые законы.

Кое где встречаются вариолитовые породы, близкие по характеру описанным Левинсон-Лессингом (12, 141—146 и 42, 220) вариолитам Бохтыбая Мугоджарских гор. Вариоли от 1,5 до 2 мм. в диаметре представляют радиально-лучистого строения круглые образования, состоящие из бледно-зеленого амфибола и плагиоклаза. Основная масса состоит из одного амфибола.

Милонитизация порфиритов очень распространена и сопровождается большим количеством кварцевых, кварцеальбитовых и кальцитовых жилков. В основной массе милонитизированных пород редко можно заметить первичные минералы. Обыкновенно мы имеем резко разсланцованные, с пятнистой грязно-зеленой окраской плотные породы. Под микроскопом тонко-раздробленный материал порфировых выделений плагиоклаза и пироксена представляется погруженным в сложный агрегат альбита, цоизита, эпидота, серицита, кварца, лейкоксена, хлорита и преобладающего над всеми этими компонентами лимонно-желтого серпентина, характерного для милонитизированных змеевиков (76, 82—83). Выполнение трещин кварцевыми жилками часто сопровождается амфиболитизацией, развитием эпидота, импреньяцией колчеданов и окремнением породы. Те же самые изменения наблюдаются у порфиритов в контакте с фальзитовыми порфирами. На этот раз происходят настолько интенсивные изменения, что мы имеем зеленые богатые тонко распределенной сыпью лучистого амфибола и альбита породы, очень напоминающие по составу некоторые разновидности амфиболовых зеленых сланцев метаморфической толши.

Крайне интересно выражаются процессы окремнения, сопровождающие инъекцию кварцеальбитовых жилков. Многочисленные наблюдения над милонитами указывают, что обычно мы имеем дело с пересекающимися жилками разного состава. Наиболее ранние по возрасту прямолинейные кварцевые жилки всегда бывают разбиты и пересечены прихотливо извивающимися альбитокварцевыми жилками (ф. 4—5), сопровождающимися сильными раздувами и быстро выклинивающимися¹⁾. В некоторых случаях порода бывает настолько густо пронизана тонкими этого состава кварцевыми жилками, что принимает гнейсовидный облик. Обычно такие породы бывают заметно импренъированы колчеданами (окрестности д. Юмашевой). Часто наблюдается, что импреньяция кварцем

¹⁾ Жилки часто не заполняют трещины по всей длине, в результате чего получают близкие к четковидным жилам образования, характерные для зон смятия.

ограничивается поражением порфировых выделений породы (ф. 6). Часто в таких случаях кварц сопровождается кальцитом и хлоритом. Наконец, проникновение породы кварцем бывает настолько тонкое, что мы имеем пропитывающий всю породу серой интерференционной окраски базис тонко лучистого строения, которое обуславливается тончайшими нитями—жилками кварца.

Принимая во внимание резкую милонитизацию, сильные изменения, слабо выраженную порфировую структуру, порфириты Сакмары правильнее назвать диабазовыми порфиритами.

Туфы диабазовых порфиритов встречаются в районе р. Сакмары сравнительно редко. Их выхода замечены в окрестностях д. Искакова на р. Савалаир и в вершине р. Белекей, впадающей справа в р. Сакмару несколько выше д. Мулдакаевой. Обычно это темные с зеленоватым оттенком породы, состоящие из угловатых порфировых обломков, сцементированных лимонножелтым хлорит—серпентиновым, реже кальцитовым или железистым материалом. В некоторых случаях эти образования трудно отличить от разбитых порфиритов.¹⁾ Совместно с этими породами наблюдаются яшмы и туфогеновые песчаники, очень похожие по характеру и составу на граувакки верхнего (?) девона. Наконец, кое где встречались небольшие выхода слюдяных кварцевых песчаников, в составе которых среди зерен кварца попадаются окатанные зерна турмалина и листочки слюды²⁾. Выхода всех этих образований представляющие окруженные змеевиком участки сильно разбитых—милонитизированных пород.

б) Порфириты и туфы хребта Ирендык. Насколько диабазовые порфириты р. Сакмары бедны туфами, настолько богаты ими авгитовые порфириты Ирендыка. Вся северная часть исследованного участка, пересекаемая трактом с Тубинского рудника на д. Кусееву, сложена почти исключительно из эпидотизированных и импреньированных колчеданами туфов авгитовых порфиритов, содержащих кое где тонкие прослои принявших зеленую окраску, часто импреньированных кубиками пирита, ровно окрашенных или ленточных яшм.

По составу и структуре эффузивы Ирендыка являются более разнообразными, чем породы р. Сакмары. Преобладают с резко выраженной порфировой структурой авгитовые порфириты. Несколько реже встречаются порфириты, фенокристаллы которых представлены только плагиоклазом и, наконец, в некоторых случаях встречаются кварцсодержащие кератофирового типа образования³⁾. Все породы подверглись сильному изменению, выразившемуся в резкой эпидотизации, сопровождающейся отложением кварца и колчеданов.

Пироксен в некоторых разностях достигает 1 см. в диаметре и обладает в этом случае овальной почти круглой формой. Удивительно хорошо сохраняется как в туфах, так и в порфиритах. Очень распространены двойники. $2V = +60^\circ - 59^\circ$, $CNg = -45^\circ$. Авгит. Также как и в диабазовых порфиритах р. Сакмары, часто наблюдаются псевдоморфозы кварца по авгиту. К кварцу очень часто прибавляются эпидот и серпентин.

Плагиоклаз или резко серицитизирован или оказывается альбитом. Видимо, в этом случае мы имеем дело с декальцифицированным плагиоклазом, с явлением очень характерным для девонских порфиритов Урала (36, 208—209).

Основная масса почти всегда пилотакситовая и лишь в более кислых разностях становится фельзитовой или андезитовой с заметным флюидальным расположением лейст плагиоклаза. Часто изменение породы идет настолько далеко,

¹⁾ На то же самое обстоятельство обращает внимание Левинсон-Лессинг (41, 85) при исследованиях в Южно-Заозерской даче.

²⁾ Породы близко напоминают серицитовые песчаники филлитовой толщи С. Урала, описанные Р. К. Висоцким (3, 74).

³⁾ В громадном большинстве случаев эти породы имеют характер жильных эффузивов и совершенно идентичны нижеописанным кварцевым альбитофирам. Вероятнее всего, что в данном случае мы имеем дело с более молодыми, чем авгитовые порфириты, образованиями.

что основная масса породы представляет сплошной войлок эпидота, хлорита, серпентина, и лейкоксена. Кварц в подавляющем большинстве случаев является вторичным.

Наиболее развитым из вторичных минералов является эпидот, располагающийся в породе в виде скоплений—агрегатов или жилок. В некоторых случаях количество его бывает настолько велико, что мы имеем почти из одного эпидота состоящую породу. В громадном большинстве случаев эпидот также как и кварц является метасоматическим минералом.

Туфы авгитовых порфиритов крайне однообразны по составу, но очень варьируют по величине обломков, которые в некоторых случаях достигают до 5—10 см. в диаметре, образуя потоковые бракции, описанные Заварицким (20, 6). Псаммитовые разности встречаются чаще пелитовых. Обычным компонентом туфов являются многочисленные угловатые обломки описанных порфиритов, чаще авгитовых. Основная масса не сохраняет и следов первичного состава и целиком превращена в сложный агрегат эпидота, актинолита, хлорита, альбита и лейкоксена. Очень много метасоматических кварца и эпидота. Характерной особенностью является наличие в большом количестве обломков авгита, поражающего свою свежестью. Обломков яшм не замечалось.

Яшмы. Породы этого типа очень распространены в нашем районе и ничем не отличаются от радиоляриевых яшм, описанных Чернышевым (81, 207) и Заварицким (15, 60, 16, 222 и 21, 42—44) для различных районов Ю. Урала и отнесенных Э. Я. Пэрна. (64, 51) к верхнему отделу среднего девона. Слагают узкие гряды сопок меридионального простирания. Часто по простиранию выклиниваются и переходят в кремнистоглинистые породы. Обычно мощность яшм не велика, но иногда достигает 1000 мтр. Вероятно в этом последнем случае мы наблюдаем преувеличенную мощность, обусловленную пологим залеганием яшм. В громадном большинстве случаев это плотные с ровным изломом, окрашенные в различные цвета породы. Наиболее часто встречаются красные и черные яшмы, реже розоватые, желтоватые, серые и полосчатые. При выветривании распадаются на угловатый параллелопипедальный щебень. Под микроскопом главным минералом является кварц, различный по величине зерна в зависимости от степени перекристаллизации породы. В наиболее раскристаллизованных породах зубчато-ограниченный кварц являет структуру, близкую мостовой; среди мало измененных пород встречаются разности из тонкого кремнисто-глинистого, почти изотропного материала. В качестве второстепенных компонентов являются глинистый материал, кальцит и хлопья окрашивающего пороку коллоидального материала. В некоторых случаях этот последний заменяется гематитом. Судя по частому присутствию в яшмах марганца, вероятно, и этот элемент играет в окраске пород не малую роль.

Самой характерной особенностью этих пород является наличие овальных, почти круглых образований, выполненных в зависимости от степени изменения породы кварцем, халцедоном или глинистым изотропным материалом. Диаметр этих образований удивительно постоянен и колеблется от 0,06 до 0,1 мм. В миловитизированных яшмах эти включения бывают также деформированы и сильно сплюснуты, в наиболее раскристаллизованных разностях яшм очень слабо заметны и то лишь не при скрещенных николях. Наконец, в нескольких хорошо сохранившихся кремнистых породах удалось наблюдать у некоторых таких телец (фиг. 7) придатки, похожие на иглы. Нет никаких сомнений, что в этих случаях мы имеем дело с органического происхождения материалом тождественным радиоляриевым яшмам, обычным для Ю. Урала.

В процессе метаморфизма яшмы прежде всего раскристаллизовываются. Появляется большое количество кварцевых жилок, чертящих порою очень причудливый узор. Затем появляется серицит, особенно в глинистых разностях, и, наконец в пределах измененных порфиритов и туфов Ирендыка встречаются

окрашенные в зеленый цвет яшмовые породы, содержащие в большом количестве колчеданы, хлорит, эпидот и титанит. И в этих измененных разностях хорошо заметны овальные радиоляриевые тельца. Особенно хорошо проявляются измененные яшмы на левом берегу р. Сапсал, вблизи дороги с Тубинского рудника в д. Кусеево.

3. Кремнистые сланцы и туффы среднего (?) девона.

На восточном склоне хр. Ирендык описанная толща порфиритов сменяется полосой яшм, на которых залегает свита тесно перемежающихся туфогеновых песчаников и кремнистых сланцев. Породы эти залегают согласно с яшмами, с восточным падением, выполаживающимся к востоку¹⁾. В сравнении с туфами хр. Ирендык породы этой толщи являются слабее измененными метасоматическими процессами, причем отчетливо измененными являются лишь непосредственно примыкающие к яшмам нижние горизонты свиты.

По составу и характеру пород описываемая свита занимает промежуточное положение между толщей хр. Ирендык и нижеописанными граувакками верхнего девона. Кремнистые сланцы представляют обычно плотные черносерые породы, состоящие из тонкого туфогенового материала, к которому примешивается в том или другом количестве кремнистый (иногда аморфный) материал. Часто наблюдаются кальцит и овальные, выполненные кварцем образования, совершенно тождественные таковым радиоляриевых яшм. Туфогеновые песчаники обычно состоят из очень слабо окатанных или угловатых обломков порфиритов, альбитофиров²⁾ и яшм, сцементированных глинистым материалом и часто все проникающим хлорит—серпентином. Иногда попадаются крупные обломки кварца, напоминающие фенокристаллы альбитофиров.

В верхних горизонтах этой свиты, около пруда на р. Султанке (в килом. к востоку от с. Кусеево) залегают сравнительно свежие туфы пироксеновых порфиритов. Горизонтальная мощность туфов не превышает 400 метр. и такой узкой полосой эти породы протягиваются далеко, на север, вдоль западной окраины небольшой меридиональной гряды сопок. На всем протяжении туфы сопровождаются обрывками сильно дислоцированных и измененных яшм. Кроме того с ними ассоциируют небольшие линзы неопределенного залегания темно-серых строматоповых известняков³⁾. По составу и строению эти породы отличаются от туфов р. Сакмары и хр. Ирендык. Обыкновенно мы имеем грязно-зеленоватые грубо-или среднезернистые породы, состоящие из угловатых обломков порфиритов и в некоторых случаях яшм. В последнем случае в качестве цемента появляется кальцит, иногда преобладающий в составе породы. В более мелкозернистых разностях часто наблюдается эллипсоидальная скорлуповатая отдельность. В грубозернистых разностях отдельные обломки достигают 5 и более сантиметров и очень напоминают по первому взгляду потоковые бракчи в порфиритах Ирендыкского хребта. Породы часто совершенно не метаморфизованы и состоят из крайне разнообразного порфиритового материала. Преобладают диабазовые и авгитовые порфириты, но очень часто к ним прибавляются и более кислые разности, близкие по составу к фельзитовым порфиритам и даже кварцевым альбитофирам.

Как по литологическому составу, так и по положению (залегает на яшмах) толща этих пород очень близка к описанной Л. С. Либровичем (44, 74) «нижней зеленой свите», залегающей на яшмах южной части восточного склона хр. Ирендык и отнесенной им к верхним горизонтам среднего девона. Сход-

¹⁾ В районе Сунарского рудника часто можно наблюдать почти горизонтальное залегание пород.

²⁾ Обломки этих пород часто преобладают.

³⁾ Напоминают темные с пелициподо-гастрополовой фауной известняки, описанные Л. С. Либровичем для нижних горизонтов верхнего девона (44, 75).

ство это усугубляется присутствием в верхних горизонтах нашей толщи строматопоровых известняков, присутствие которых, согласно исследований Э. Я. Пэрна (74, 350), характерно для самых нижних горизонтов верхнего девона¹⁾. Исходя из этих соображений, мною условно выделены на карте в верхний девон примыкающие с востока к полосе туфов с обрывками яшм и известняков, прорванные диоритами туфогеновые песчаники и сланцы, сходные по составу с породами ниже описанной граувакковой толщи.

4. Граувакковая толща верхнего девона.

Описываемая толща принимает довольно значительное участие в строении изученного района. Все пониженные равнинные участки между Урал-Тау и Ирендыком, а также некоторые участки слабо всхолмленной степи к востоку от Ирендыка²⁾ сложены преимущественно граувакковыми песчаниками и глинистыми сланцами. Полосы этих пород тянутся далеко на юг и уже за пределами нашей съемки на р. Зирян-агач, впадающей справа в р. Таналык у с. Юлбарсовского, граувакки содержат прослойки угля и перекрываются криноидными известняками нижнего карбона (C_1^1), содержащего обильную фауну, в которой предварительными определениями препод. Сиб. Технолог. Института П. М. Рыжкова зафиксированы следующие формы: *Reticularia lineata* Mart., *Spirifer bilobatus* Janich, *Spirifer* cf. *duplicicosta* Phill., *Spirifer* cf. *crassus* Kon., *Productus mesolofus* Phill., *Productus plicatilis* Sow., *Productus pustulosus* Phill., *Orthis resupinata* Mart., *Pugnax triplex* M'Coу. Граувакки, содержащие пласты угля, связаны с описываемой толщей незаметными переходами, но отличаются необыкновенным обилием разнообразной формы конкреций, из числа которых преобладают сферические, достигающие в отдельных случаях до 0,5 мтр. в диаметре. Породы восточной полосы совершенно идентичны западной³⁾, но отличаются большим количеством прорывающих их силообразных тел авгитовых диоритов и не содержат в заметном количестве обломков пород метаморфической толщи.

По своему характеру описываемая свита очень близка к подобным-же образованиям верхнего девона, отмеченным различными исследователями (60, 257, 61, 147, 62, 127, 70, 226—228, 74, 366—368) для близких к нашему району Ю. Урала. Надо полагать, что главная толща этих пород, особенно в северных участках, имеет более древний возраст, чем на юге. Очень возможно, что граувакки р. Зирян-Агач принадлежат горизонту песчаников, относимых Либровичем (70, 226) к основанию нижнего карбона. Но зато очень возможно, что некоторые участки пород, непосредственно прилегающих к яшмам, принадлежат еще к верхам среднего девона, следовательно примерно соответствуют отмеченной на восточном склоне хр. Ирендык «нижней зеленой свите». В пользу этого положения говорят следующие обстоятельства. В громадном большинстве случаев непосредственных контактов между яшмами и породами граувакковой толщи наблюдать не приходится, т.-к. мелкий щебень яшм покрывает значительные пространства, засыпая обычно выхода смежных с яшмами пород. Но все-же в некоторых участках как западной полосы яшм, так и восточной приходилось отмечать между яшмами и граувакками, правда небольшие по мощности, неопределенного залегания выхода порфириров или

1) Для западного склона Урала Наливкин (70, 224—225) отмечает строматопоровые известняки для D_2^2

2) В последнем случае мы—видимо—имеем дело с маломощной пологозалегающей в центре синклинали толщей туфогеновых песчаников, метаморфизованных диоритами.

3) В данном случае эти породы соответствуют «верхней зеленой свите» Л. С. Либровича (44, 76).

их туфов. Маломощные выхода порфиритов наблюдались в западной полосе яшм, в 1 км. к ю.-в. от д. Тавлукаевой. В восточной гряде яшм, в крайнем северном участке заснятого района, к северу в 2-3 км. от д. Габейдуллиной, между яшмами и граувакками наблюдались небольшие выхода туфов.

Интересно отметить находку фузулинового известняка в области широкого развития граувакк. Известняк был взят в выбросах ямы для землянки среди вспаханного поля, к западу в 5—2 килом. от с Воскресенского, расположенного в вершине р. Белекей-Бузувлук. Коренных выходов не наблюдалось, т.-к. в этом месте граувакки прикрыты наносами. В тонком шлифе из этой породы отчетливо видны разрезы отдельных раковин. На восточном склоне хр. Ирендык Л. С. Либрович (44, 84) отмечает наличие фораменифер в нижне-каменноугольных известняках. Возможно, что и в этом случае мы имеем дело с того-же возраста образованием.

Грязносерые с зеленоватым или желтоватым оттенком, с хорошо выраженной плитковатой отдельностью граувакки представляют породы, сильно изменяющиеся по величине зерна. Вблизи яшмовой гряды р. Сакмары, особенно в окрестностях д. Исаковой, приходится наблюдать крупные конгломераты, переходящие постепенно через конгломеративные граувакки в тесно чередующиеся пласты граувакковых песчаников и глинистых сланцев. Галька конгломератов достигает до 25—30 см в диаметре.

Главную особенностью состава граувакк является большое количество слабо окатанного изверженного материала наряду с хорошо окатанными галечками кварца, кварцитов, филлитов, диабазовых порфиритов, эпидота, граната, яшм и др. пород, характерных для пород метаморфической толщи и среднего девона. Угловатые или слабо окатанные обломки эффузивов встречаются всегда в очень большом количестве, преобладают по величине зерна над окатанными компонентами и придают породе напоминающую туффы структуру. Среди не окатанного изверженного материала преобладают кислые, кварцсодержащие альбитофировые породы. Диабазовые порфириты встречаются обычно в виде хорошо окатанной гальки и присущий им серпентинохлоритовый материал часто входит в состав цемента. Присутствие большого количества обломков кварцсодержащих пород является главным отличием этих образований от порфиритовых туфов хр. Ирендык. Среди кварцсодержащих пород помимо кислых эффузивов большую роль играют обломки яшм и кристаллических сланцев, особенно кварцитов. Крупная галька филлитов в большом количестве входит в состав конгломеративных граувакк. Чистой кварцевой гальки в конгломератах совершенно не встречается. Надо полагать, что отдельные галечки или угловатые обломки кварца, иногда заметные в мелкозернистых разностях, имели своим исходным материалом изверженные породы или кварциты метаморфической толщи. Отсутствие гальки жильного кварца становится особенно знаменательным в сравнении с третичными конгломератами, в составе которых с галькой кристаллических сланцев встречается в очень большом количестве галька жильного кварца. Видимо, большая часть кварцевых жил метаморфической толщи произошла после верхнего девона.

В составе тонкозернистых пород преобладающим материалом является глинистое вещество, совместно с которым всегда встречается некоторое количество обломков кварца, полевых шпатов, блесок серицита, кальцит, эпидот и лейкоксен. Этот же материал часто является и цементом граувакко-туффовых образований.

Кроме глинистого цемента очень распространенным связующим материалом является кальцит. Иногда породы настолько обогащаются кальцитом, что переходят в близкие известнякам образования; особенно хорошо развиты известковые граувакки в южной части района, в обнажениях р. Белекей-Бузувлук. Некоторое обогащение известью замечается вообще в граувакковой толще по мере удаления от подстилающих ее яшм. Очень возможно, что известковые

образования характеризуют более молодые верхние горизонты грауваккотуф-фитовой толщи.

Крупнозернистые или конгломеративные граувакки, приуроченные чаще к низам этой свиты, характеризуются обилием обломков яшм и диабазовых порфиритов. В таких случаях цементом этих пород является тот-же, тонкоизмельченный диабазовый материал, погруженный в лимонножелтый агрегат серпентин-хлоритового материала. В таких случаях породы становятся очень близки по составу к туфам авгитовых порфиритов р. Султанки и надежно отличить их можно только по окатанной гальке порфиритов и филлитов, которые, следует отметить, в силу тонкой сланцеватости редко дают хорошо заметные под микроскопом псевхроности обтачивания.

Рассматривая состав этой толщи, невольно приходится отметить, что главной отличительной ее чертой является наличие хорошо окатанных галечек порфиритов, яшм и филлитов наряду с слабо окатанными обломками кварцевых альбитофиров, часто выделяющихся по своей величине в отношении других компонентов.

Таким образом, имеется основание полагать, что к моменту образования нашей свиты яшмы и порфириты подверглись значительному размыву, что к этому-же времени были вскрыты денудацией и породы метаморфической толщи и, наконец, уже существовали излияния кварцевых альбитофиров. Теперь возникает вопрос—когда же происходили эти извержения кислых пород? Мне думается, судя по наличию в «нижней зеленой свите» туфогеновых образований, богатых обломками альбитофиров, что главная фаза их излияний относится еще к верхам среднего девона. Вероятно, ко времени отложения граувакковой толщи вулканическая деятельность почти прекратилась или если и проявлялась, то очень слабо и в времена, соответствующие образованию самых нижних ее горизонтов.

В пределах изученного района несомненно эффузивного типа альбитофиров не наблюдалось. В лучшем случае встречающиеся в породах хребта Ирендык кварцевые альбитофиры принадлежат к типу «так называемых жильных эффузивов» (76, 277—282) и чаще повидимому связываются с авгитовыми диоритами. Весьма вероятно, что источником для туфогенового материала послужили излияния фельзитовых, обычно зеленокаменно преобразованных пород, столь распространенных в южных частях Т. Баймакского района, в пределах главных сульфидных месторождений, где они часто совершенно не отличимы от интрузивных кварцевых альбитофиров.

4. Интрузивные породы.

Интрузивные породы изученного района естественно делятся на следующие три группы: 1) ультраосновные интрузивные породы габброперидотитовой магмы, очень распространенные в районе р. Сакмары; 2) авгитовые диориты, слагающие небольшие интрузивные тела почти во всех формациях района, но наиболее обильно выступающие среди граувакк верхнего девона к востоку от хр. Ирендык, и 3) кварцевые или фельзитовые альбитофиры, встречающиеся в виде небольших интрузивных тел в перидотитах и среди метасоматически измененных пород хр. Ирендык.

Перидотиты р. Сакмары слагают почти непрерывный ряд небольших интрузивных тел, обладающих формой, подобной эллипсоиду, меньшая ось которого редко превышает 2 км., а большая достигает 7—10 км. По минералогическому составу описываемые породы принадлежат к группе пироксеновых перидотитов, характерных, согласно указаний Высоцкого (4, 212), для восточного склона Урала и занимающих по платиноносности последнее место среди оливиновых пород Урала. В пределах отдельных интрузивных тел пироксениты довольно значительно варьируют по минералогическому составу. Нор-

мально периферические части тел состоят из габбро, тогда как центральные представлены разного состава пироксеновыми перидотитами, часто почти нацело превращенными в змеевики.

Габброидные породы довольно однообразны по минералогическому составу, но сильно изменяются по величине зерна. Наряду с крупно—или даже грубозернистыми породами часто встречаются средне—и мелкозернистые разности, отстоящие от первых на очень незначительное расстояние. Вообще следует заметить, что краевая габброидная зона перидотитовых тел отличается незначительной мощностью и часто совсем отсутствует. Главными компонентами этих пород являются пироксен и плагиоклаз в типичном габброидном сочетании; в мелкозернистых разностях наблюдается офитовая и порфировая структуры. Изредка встречались кварцевые габбро.

В свежем состоянии габброидные породы не встречаются. Лучшее всего сохранившимся был взят образец кварцевого габбро¹⁾, где удалось определить номер плагиоклаза, оказавшегося андезином № 38. (Залегание этой породы неопределенно; очень возможно, что она представляет жилу в пироксенитовом перидотите). Обычно же плагиоклаз нацело переходит в соссурит, а пироксен в уралитовую роговую обманку. В мелкозернистых разностях часто наиболее сохранившимся минералом является только уралитизированный пироксен порфировых выделений. В некоторых случаях бесцветный уралит обладает тонкими полисинтетическими двойниками, которые придают ему поразительное сходство с плагиоклазом, особенно в тонком шлифе²⁾. Основная же масса представляет сплошной войлок хлорита, серпентина, титанита (чаще лейкоксена) и соссурита. В этом последнем случае, особенно если порода милонитизирована, мы имеем образование, крайне трудно отличимое от измененных диабазовых порфиритов. Милонитизация часто сопровождается инъекцией тонких альбитокварцевых жилок.

К габброидным же породам следует отнести амфиболиты, часто заменяющие нормальные уралитовые габбро, особенно вдоль контакта альбитофиров, секущих тела пироксеновых перидотитов. Особенно хорошо выражены эти породы в западной части интрузивного тела в районе с. Шармаево. Нормально это—черные или пестрые гнейсовидной текстуры полосчатые породы, состоящие существенно из амфибола и плагиоклаза, к каковым часто присоединяются гранат, слюда, эпидот и титанит. Амфибол чаще в бурых цветах плеохроизма, иногда принимает, видимо, в результате изменения зеленую окраску. $C_{Ng}=14^\circ$, $2V=76^\circ$. Приближается к грюнериту. Плагиоклаз не сохраняется в свежем состоянии.

Поскольку амфиболиты сопутствуют альбитофирам, вероятнее всего считать эти образования метаморфическими породами, исходным материалом для которых являются габброидные разности пироксеновых перидотитов. Интересно отметить, что амфиболиты часто сами бывают сильно деформированы и изменены. В таких случаях порода зеленеет, часто наблюдаются зеркала скольжения трещины выполняются иногда альбитокварцевыми жилками и развиваются хлорит, эпидот, лейкоксен, серпентин, соссурит и тальк.

Главную массу пироксенитовых тел составляют разнообразные породы, являющие разнообразные комбинации из моноклинного и ромбического пироксенов, к которым всегда прибавляется некоторое количество оливина. В качестве примесей иногда в значительном количестве проявляются хромит и шпинель. Чистых оливиновых пород не встречается. Обыкновенно мы имеем верлитогарцбургитовый ряд пород, переходящих в почти чистые пироксениты—диаллагиты. Моноклинные пироксены вообще преобладают над ромбическими. Последние чаще представлены энстатитом, присутствие которого в поро-

¹⁾ Восточная окраина змеевикового тела около д. Чингиз на р. Сакмаре.

²⁾ Такое же явление отмечает Коленко (32, 257) в перидотитах Крутой губы.

дах всегда сопровождается моноклинным пироксеном и оливином. В разностях, богатых оливином, ромбический пироксен преобладает. Структура чаще всего пойкилитовая. Обыкновенно мы имеем крупные (не больше 3 см.) кристаллы пироксена, пойкилитово прорастающие оливином в виде небольших овальных зерен. В качестве вторичных минералов играют большую роль: уралит, бастит, хлорит, тальк и серпентин. При интенсивном озмеевиковании породы принимают черную окраску; последняя приобретает голубоватые и зеленые тона при изменении всех компонентов породы. В таких случаях в шлифе кроме серпентина наблюдается часто только бастит, подчеркивающий первичную природу породы. В отличие от змеевиков метаморфической толщи серпентин описываемых пород чаще обладает типичной петлевидной, чем антигоритовой решетчатой структурой. В наиболее богатых оливином породах (окрестности с. Шармаево) среди черных озмеевикованных гарцбургитов часто встречаются тонкие (1 см.) жилки хризотила.

Взаимоотношение пироксенитов и вмещающих их боковых пород крайне неопределенно. Выше уже неоднократно упоминалось о поразительном сходстве краевых габброидных фаций и граничащих с ними диабазовых порфиритов. Мало того, вся полоса пироксенитовых пород и диабазов сильно милонитизирована. В самой толще змеевиков очень часто встречаются типичные змеевиковые сланцы, состоящие из столь мелкоиздробленного материала, что под микроскопом он не действует на поляризованный свет¹⁾. Раздробление породы часто сопровождается окремнением, в результате которого мы имеем под микроскопом полное замещение кварцем серпентина с сохранением характерной для последнего структуры. Милонитизация и метаморфизм, связанный с инъекцией альбитофиров и следующими за ними поствулканическими процессами, очень заглушают явления контактового воздействия габброперидотитовой магмы на боковые породы, которые в данном случае на западе представлены слабо отличающимися по составу порфиритами, а в восточном контакте яшмами.

Наблюдения над контактами змеевиков с яшмами и граувакками верхнего девона дают крайне двусмысленный материал. Изменение в яшмах наблюдается только в связи с резкой милонитизацией этих пород. Такие охристые и окремненные, сильно разбитые яшмы мы встречаем около с. Темяковского, у с. Чингиз (крутая сопка напротив с. Иткуловского) и в др. местах, привлекавших внимание поисковых партий²⁾. Кое где в таких случаях наблюдаются кварцевые жилы и актинолитизированные разбитые породы граувакковой толщи. Мы не считаем возможным приписывать эти явления метаморфизма влиянию габбро-перидотитовой магмы³⁾, т. к. наблюдения в наиболее спокойных участках восточного контакта указывают полную сохранность яшм и даже известковых граувакк. Интересен в этом отношении контакт перидотитов и яшм в северной окраине д. Мурзакаевой. В данном пункте озмеевикованные перидотиты отделяются от известковых граувакк небольшим выклинивающимся прослойком яшм, мощность которых не превышает здесь 5—6 метров. Микроскопическое исследование констатировало поразительную свежесть тех и других пород. В яшмах, например, почти совершенно не раскристаллизован составляющий их кварцевый материал. Отсутствие заметных признаков метаморфизма можно объяснить: механическим контактом этих образований, крайне слабым проявлением метаморфизма, свойственного ультраосновным породам, или полным отсутствием его. Таким образом, наблюдения над контактами не дают материала для установления возрастных соотношений яшм, порфиритов и змеевиков; однако, принимая во внимание большую литературу по этому

¹⁾ Такое же явление отмечает проф. Усов (76, 83), для змеевиков пограничной Джунгарии.

²⁾ Сохраняются еще заметные следы шурфования.

³⁾ Самый характер метаморфизма, выражающийся в окремнении и актинолитизации, не свойственен основным породам (103).

вопросу, можно пока условно принять господствующее по этому поводу мнение. За исключением Федорова (77, 90), связывавшего время образования ультраосновных пород северного Урала с низами палеозоя, все остальные исследователи в лице Высоцкого (3, 35; 4, 194; 63, 31; 64, 40—42), Заварицкого (23, 383—384), Кротова (36, 400), Баклунда (2, 95—96) и др. считают наиболее ранним временем интрузии оливиновых пород Урала начало герцинской складчатости¹⁾. Поэтому при дальнейших геологических построениях мы будем иметь в виду вероятный ниже-или среднекаменноугольный возраст интрузии габбро-перидотитовой магмы, т. е. считать диабазовые порфиры и яшмы более древними образованиями.

Авгитовые диориты. Под этим названием подразумеваются сильно варьирующие по составу, структуре и величине интрузивных тел типичные гипабиссальные породы, встречающиеся почти во всех формациях района. В пределах метаморфической толщи, вблизи д. Алгазиной на р. Малый Юлук имеются выхода кварцевого авгитового диорита, причем сильное развитие рыхлых образований не позволяет установить форму интрузивного тела. В районе Тубинского рудника, на левом берегу р. Сапсал имеются неопределенного очертания выхода авгитовых диоритов, отмеченных еще Заварицким (20, 13). В северо-западной окраине озера Толкач обнаружены авгитовые диориты, залегающие в виде меридионально вытянутого интрузивного тела. В обоих случаях эти породы залегают на границе туфов Ирндыка и верхнедевонских граувакк и заметно метаморфизуют эти последние²⁾. Большое количество жильно-образных масс диоритов, мощность которых изменяется от 500 и до 1 метра, наблюдается в районе рудника Сунар и Султанского озера.

Описываемые породы редко обладают порфировой структурой. Чаще это — ровно — и среднезернистые, пестроокрашенные образования. Встречаются и темные разности, с сильным развитием темноцветных компонентов, из каковых всегда преобладает амфибол. Очень часто наблюдается такситовое строение, которое проявляется в обособлении мелких богатых кварцем и альбитом шпир, отмечающихся большей величиной зерна, чем вмещающая их порода. Иногда в пределах одного интрузивного тела можно наблюдать все разновидности этих пород, составляющих полную гамму от кварцевого мангерита до горнблендитов, но бывают случаи, когда эти последние слагают самостоятельные тела.

В составе диоритов обычно присутствуют следующие минералы: пироксен, плагиоклаз, амфибол, альбит, сфен, апатит, и ильменит; в наиболее кислых образованиях — кварц и биотит. Крайне распространены колчеданы и кальцит, появление которых сопровождается развитием серицита, хлорита, серпентина, пренита и эпидота. В некоторых случаях в теле диорита наблюдается развитие тонких кальцито-кварцевых жил, служивших предметом эксплуатации на золото.

Пироксен почти всегда с розоватой окраской, очень редко бесцветный $2V = +62^\circ$, $CNg = 39^\circ - 40^\circ$. Часто обрастает амфиболом и иногда почти нацело им замещается. Изменяется в серпентинохлорит. Амфибол в красно-бурых до желтого тонах плеохроизма является непременным членом этих пород. Оптические константы крайне непостоянны. Угол погасания изменяется от 2° до 40° , $2V = -60^\circ$ до -87° . В одном случае $2V = +86^\circ$. Видимо, мы имеем дело с рядом переходных членов от базальтической роговой обманки к катафориту. Базальтическая роговая обманка с малым углом погасания чаще встречается в горнблендитах, тогда как в наиболее кислых богатых кварцем и альбитом породах появляется типичный катафорит.

¹⁾ Хотя в одном случае Высоцкий (63, 31) указывает, что в конгломерате нижнего карбона наблюдается галька змеевика. Тут же имеется указание, что свита C_1 сильно нарушена и прорвана змеевиками, которые в свою очередь пересечены порфирами.

²⁾ Восточный контакт недоступен для наблюдения, т. к. проходит в болоте.

Наиболее резко сказывается склонность пород к дифференциации на составе плагиоклаза. В пределах одного шлифа почти всегда имеется возможность наблюдать две генерации этого минерала. Первая выделяется вскоре за пироксеном и колеблется в составе от № 50 до № 10. Вторая представлена альбитом и по времени образования относится к более поздним стадиям застывания породы. Образование альбита непосредственно предшествует появлению кварца и—может быть биотита. В наиболее кислых разностях альбит не уступает по количеству плагиоклазу, который в этих случаях чаще бывает представлен олигоклазом. В основных породах он занимает узкие, угловатые промежутки между призмами плагиоклаза или обрастает их тонкой каемкой. В богатых кварцем разностях наблюдался антипертит и иногда щелочной полевой шпат.

Кварц типично остаточный, чаще занимает треугольного очертания промежутки между призмами плагиоклаза в виде тонких микропегматитовых агрегатов. Иногда наблюдаются свободные от полевого шпата кристаллы кварца. В таких случаях в породе сильно развивается биотит.

Ильменит и сфен в появлении своем тесно связаны друг с другом. Выделение ильменита постоянно ассоциирует с появлением роговой обманки. Кое где наблюдается взаимное срастание этих минералов.

Кальцит и колчеданы¹⁾ принадлежат по времени к процессам быстро следующим за последними стадиями формирования породы. Особенно богаты этими минералами породы окрестностей Сунарского месторождения и Султанского озера. В этих случаях замечается сильное изменение всех компонентов. Темноокрашенные минералы превращаются обычно в хлорит; в горнблендитах кроме того развиваются уралит, серпентин и тальк; плагиоклазы переходят в серицит, иногда развиваются пренит и эпидот.

Таким образом, описываемые образования, как это было уже отмечено А. Н. Заварицким (20, 13), в наиболее кислых разностях приближаются к сиенитовым породам с преобладанием в химическом составе натра над калием. Появление в таких случаях остаточного кварца и гипабиссальный характер пород позволяют с полным правом назвать их кварцевыми мангеритами. С другой стороны, по р. Султанке, вблизи д. Кусеевой, на ряду с обычными диоритами наблюдались выхода горнблендитов, состоящих почти исключительно из амфибола, среди кристаллов которого сохраняются островки реликтового пироксена, создающего впечатление пойкилитовой структуры. Кварцевый мангерит и горнблендит являются для диоритовых пород крайними членами, связанными между собою тесным рядом переходных образований.

Нормально контактовые воздействия диоритов на боковые породы проявляются довольно слабо²⁾ и сводятся к явлениям контактового метасоматизма. Обычно граувакки подвергаются заметному окремнению. Полевые шпаты в обломках порфиритов переходят в серицит или пренит. В районе р. Султанки, где имеется густая сеть диоритовых тел, явления контактового метаморфизма совершенно затухиваются метасоматическими процессами, в результате которых мы имеем черные массивные роговики, богатые ситовидным альбитом, эпидотом, кальцитом и рудами. Последние, видимо, обуславливают темную окраску этих пород. Иногда в боковых породах развиваются пренит, эпидот, лейкоксен и лучистый амфибол.

Альбитофиры. В нашем районе выхода альбитофировых пород часто ассоциируют с авгитовыми диоритами и следуют тектоническим линиям³⁾.

¹⁾ Пирит и халькопирит.

²⁾ Представилось возможным проследить только контакты диорита с граувакками, т. к. контакты диоритов с породами Ирланды в районе Тубинского рудника закрыты большим болотом.

³⁾ То же самое указывает В. С. Соцкий (3, 64) для С. Урала, где „кварцевые ке-рофиры“ отмечают сбросы узкими полосами.

Намечается три полосы этих образований. Первая полоса приурочена к диабазовым порфирирам и змеевикам р. Сакмары. Альбитофиры этой полосы в контакте с змеевиками отмечаются развитием амфиболитов. Вторая полоса проходит вдоль западной границы порфиритов и яшм хр. Ирендык с граувакковой толщей. В этом случае альбитофиры ассоциируют с диоритами, часто контактирующими с граувакками. Ясных контактов альбитофиров и граувакк не наблюдалось. Вмещающими породами чаще являются туфы хр. Ирендык. В большинстве случаев мы совершенно ясно имеем дело с интрузивными образованиями, напоминающими «жильные эффузивы» (36, 277—284). Наконец, небольшие выхода кварцевых альбитофиров наблюдались вдоль узкой полосы туфов и яшм, проходящих примерно в 1 км. к западу от Сунарского рудника.

О возрасте этих пород не имеется достаточного материала. Поскольку альбитофиры секут перидотиты р. Сакмары, мы вправе их считать одними из наиболее молодых (если принять карбоновый возраст основных пород) образований в нашем районе. Но, как уже раньше упоминалось, у нас имеется достаточно оснований полагать, что такого же примерно состава породы могут присутствовать и в верхних горизонтах среднего девона. Наиболее сомнительными в этом отношении являются породы второй полосы, т. к. вмещающими их являются туфы хр. Ирендык. Однако, поскольку некоторые из этих тел явно следуют тектоническим линиям, захватывающим и граувакки, имеется больше оснований полагать, что и в этом случае (по крайней мере большая часть), альбитофиры являются более молодыми, чем граувакки, образованиями.

Непосредственной связи между диоритами и альбитофирами не наблюдалось, но, поскольку и те и другие отмечают своим появлением зоны одних и тех же нарушений, генетическая связь этих образований становится очень вероятной. В пользу этого же обстоятельства говорят хорошо выраженные явления метасоматизма, сопутствующего инъекции и тех и других пород. В обоих случаях метасоматические процессы, отличаясь по интенсивности, крайне сходны по составу отлагающихся минералов, из которых наиболее часто встречаются кварц, эпидот, колчеданы и карбонаты¹⁾.

Альбитофиры представляют плотные богатые кварцем иногда с слабой порфировой структурой породы разнообразной окраски. Чаще всего встречаются светлоокрашенные с желтоватым, розовым или зеленоватым оттенками, но бывают и темные почти черные или черно-зеленые породы. Зеленая окраска обыкновенно связывается с вторичными изменениями: оруденением и пропилитизацией.

В порфировых выделениях—обыкновенно кварц и альбит, реже один из этих минералов. Основная масса состоит из тех же компонентов, к которым прибавляется хлорит, развивающийся за счет неясного темноокрашенного минерала. В качестве примесей встречаются сфен и магнетит. Вторичные минералы: кварц, пирит, серицит, хлорит, эпидот и, может быть, в некоторых случаях бывает вторичным и сфен. Структура основной массы очень разнообразна. В более основных бедных кварцем породах мы имеем часто структуры, приближающиеся к трахитовой или андезитовой. В кислых разностях очень распространены микрофельзитовая, микрогранитовая и сферолитовая структуры.

Кварц порфировых выделений редко превышает 1 мм. в диаметре, иногда очень правильно ограничен кристаллографическими гранями, часто сильно разъеден основной массой и окружен (особенно в сферолитовых разностях) резко выраженной каймой, состоящей из параллельно волокнистого агрегата (кварцево-полевошпатового), свойственного сферолитам основной массы. В основной

¹⁾ Интересно в этом отношении наблюдение А. Н. Заварицкого (14, 365) в районе г. Магнитной, где часто наблюдаются переходы гранитов в гранитовые порфиры, «ничем не отличимые от некоторых жильных кварцевых кератофинов». Тесная связь фельзитовых порфиритов с гранитами отмечается также Чернышевым и Карпинским (29, 104) для 139 листа.

массе кварц проявляется крайне разнообразно в зависимости от его происхождения. Первичный кварц обыкновенно сочетается с полевыми шпатами в вышеуказанных структурных соотношениях. Заслуживают некоторого внимания сферолитовые образования. По величине сферолиты редко превышают в диаметре 0,15 мм., но обычно бывают и гораздо меньше. По форме приближаются к сферической, но редко их сечения достигают правильных круглых очертаний. Это обстоятельство, видимо, объясняется не только стеснением окружающей среды при росте сферолита. Наблюдается, что материал сферолита совершенно идентичен по строению кайме, одевающей порфиновые выделения кварца. Иногда в центре сферолита сидит еще не растворившийся кристаллик кварца (иногда сфена). В этих последних случаях форма сферолита бывает особенно неправильной, будучи видимо обусловленной очертаниями резорбируемого минерала. Наиболее распространено у сферолитов радиальнолучистое строение (фиг. 8), но встречаются в некоторых случаях (совместно с нормальными сферолитами) эллипсоидальные агрегаты кварца концентрически—скорлуповатого строения (ф. 9—10). Отдельные зоны этих образований отличаются друг от друга по величине зерна.

Вторичный кварц очень часто встречается в альбитофирах в виде жил, отдельных скоплений или оторочек около зерен пирита (ф. 11). Иногда кварц появляется в столь значительном количестве, что совершенно затемняет первичное строение породы. В некоторых случаях бывает совершенно невозможно отличить окремненные фельзиты от окремненных яшм и граувакк.

Полевой шпат нормально представлен альбитом, но в некоторых породах совместно с альбитом встречаются и плагиоклазы. К сожалению, в таких случаях мы имеем дело с сильно разрушенными фенокристами, у которых сохранилась только наружная альбитовая каемка, внутренняя же часть бывает заполнена бурым серпентино-хлоритовым материалом с примесью блесков слюды, эпидота и глинистого (м. б. цоизита) вещества. Обыкновенно в породах, где встречаются плагиоклазы, они образуют фенокристаллы большей величины, чем присутствующий альбит.

Внедрение альбитофиров сопровождалось интенсивными метасоматическими процессами, в результате которых мы имеем пропилитизацию самих альбитофиров и резкие явления метасоматизма в боковых породах. Процессы минерализации выражаются, главным образом, в эпидотизации, окремнении и импреньяции колчеданами¹⁾. В районе фельзитовой полосы, проходящей через озеро Толкач и Тубинский рудник, наиболее пораженными процессами метасоматизма являются порфириты и туфы Ирендыка, падающие на восток и, таким образом, как бы слагающие висячий бок альбитофировых жил. В районе змеевиковой полосы р. Сакмары кроме обычных явлений окремнения и пиритизации инъекция альбитофиров сопровождается сильным развитием в боковых породах альбито-кальцито-кварцевых жил. Это обстоятельство имеет значительный интерес, особенно если принять во внимание, что на восточном склоне Ирендыка кальцито-кварцевые жилы сопровождают интрузию диоритов.

5. Третичные отложения.

В заключение описания формаций исследованного района следует упомянуть о сравнительно редко встречающихся галечниках и даже конгломератах. Этого характера образования были встречены по р. Сакмагуш, в 1,5 км. к северу от д. Исаковой, где они залегают довольно высоко над долиною реки в виде небольших скоплений—островков, сохранившихся от современного

¹⁾ В данном случае мы имеем дело с типичными явлениями вулканического рудного метасоматизма (91). В. В. Никитин (53, 54) также указывает (для средн. Урала), что при внедрении порфиров не только происходит изменение уралитовых порфиритов и габброзмеевиков, но изменяются и сами порфиры.

размыта. Галька, составляющая эти породы, великолепно окатана и представлена, главным образом, жильным кварцем и породами метаморфической толщи. Повидимому, наши галечники совершенно идентичны такого-же рода образованиям, описанным Высоцким (59, 163) для хребта Крыкты на восточном склоне Ю.-Урала, где они являются остатками неогенового бассейна. Очень возможно, что как-бы разбросанная по равнине между Урал-Тау и хр. Ирндык галька кварца и яшм имеет своим источником третичные образования, почти совершенно уничтоженные современной эрозией.

ТЕКТНИКА И СТРАТИГРАФИЯ.

Район Верхнеуральска назван Мурчисоном (51, 252) «гнездилищем беспорядков». Разбирая стратиграфию Ю. Урала этот ученый (51, 251—252) отмечает, что «среди толщ, равномерно сильно переломанных и измененных, напрасный труд доискиваться порядка пластов по наложению», т. е., говорит он дальше, «толща находится нередко в превратном положении, при чем юнейшие слои падают под древнейшие». В последующей литературе по Уралу, особенно южной его части, мы постоянно встречаем указания на развитие изоклинальной складчатости (86, 424; 34, 48; 30, 277; 64, 48—49), сопровождающейся в некоторых случаях интрузией кислой магмы (86, 424—425). Такая же картина отмечается Пригоровским (73, 530) для района Мугод-жарских гор. А. Н. Заварицкий (22, 55—58) в сводной работе по тектонике Урала определенно подчеркивает сосуществование наклоне и опрокинутости складок с разрывами взбросового характера. Такие же тектонические соотношения формаций на западном склоне Ю.-Урала отмечаются последними работами Наливкина (70, 224—225), указывающего, между прочим, интенсивную дислоцированность типа шарьяжей для низов палеозоя (52, 73).

Дислокационные процессы этого типа, по крайней мере на Ю.-Урале, распространяются на все формации палеозоя (63, 34) и относятся по времени, главным образом, к среднему карбону. Но орогенические процессы Урала этим не ограничиваются. Последняя работа Е. А. Кузнецова и Е. Е. Захарова отчетливо указывает на существование третичного возраста нарушений типа надвигов на восточном склоне Урала (40, 23). Перекрытие только этих двух систем нарушений в существовании которых пока не приходится сомневаться,¹⁾ должно создать довольно сложную картину тектоники Урала. Однако в литературе по Уралу имеются указания на существование и более древней фазы орогенических движений, предшествующих основному горообразовательному процессу Урала. Федоров (77, 86) считал, что древняя меридиональная складчатость С.-Урала была приурочена к ниже-девонской трансгрессии. Для северного же Урала Высоцкий допускает существование пликтивных дислокаций, сопровождавшихся сбросами, по которым происходили извержения авгитовых порфиритов начала верхнего девона (3, 23 и 64). Наконец, крайне интересные соображения приводит Тихонович (67, 43) для тектоники южного Урала. Констатируя в составе Ирндыка литологическую группу «среднего и, быть может, нижнего девона, представленную чрезвычайно мощными отложениями глинистых и кремнистых сланцев, чередующихся с порфиритами и их туфами», Тихонович²⁾ высказывает предположение о существовании в области южного Урала «особой фазы орогенических движений, предшествовавших задолго основному уральскому горообразовательному процессу».

¹⁾ На уфимском плато, в районе Красноуфимска зарегистрированы Фредериксом (79, 527) третичного возраста ступенчатые сбросы меридионального простирания.

²⁾ Опираясь на указание Э. Я. Перна о несогласии в залегании верхнего и среднего девона в районе Верхнеуральска.

Таким образом, подходя к вопросу изучения тектоники нашего района, мы обязаны помнить о вероятной сложности тектонических соотношений отдельных формаций. Материал этого года не является исчерпывающим и приведенные ниже схемы разрешают вопросы только в первом приближении. Весьма вероятно, что в действительности разбираемые вопросы окажутся много сложнее, но вряд ли можно их представить проще, чем они изложены. Приступая к описанию стратиграфии и тектоники слагающих район формаций, я позволю себе для удобства описания начать с наиболее древних по возрасту образований.

Наиболее древними образованиями в районе являются кристаллические сланцы. Непосредственных указаний на их возраст не имеется, если не считать присутствия их гальки в конгломератах верхнего девона. Во всяком случае по возрасту они древнее среднедевонских яшм, и породы, их составляющие, к началу верхнего девона не только были метаморфизованы, но и вскрыты денудацией. В пределах исследованного района кристаллические сланцы образуют антиклинальную складку, особенно хорошо проявляющуюся на юге. Падение пластов пологое, но западное крыло заметно круче восточного. Обычно угол падения в западном крыле изменяется от 20° до 25° , а в восточном от 10° до 18° . К северу падение заметно увеличивается. В восточном крыле наблюдаются часто складки второго порядка, сопровождающиеся нарушениями. Ось складки повидимому погружена на север.

Вдоль восточного контакта метаморфической толщи залегает широкая полоса прорванных альбитофирами змеевиков и диабазовых порфиритов, к которым всегда присоединяются обрывки яшм, слюдистых и туфогеновых песчаников, иногда совершенно тождественных по своему составу породам граувакковой толщи. Все породы, входящие в состав этой широкой полосы, несут на себе признаки сильного раздробления, которое не минует и альбитофиров. Широко распространенные явления смятия сильно затушевывают взаимоотношения порфиритов, змеевиков и кристаллических сланцев. С большою долею вероятности можно утверждать, что альбитофиры следуют тектонической линии, вероятно возникшей в эпоху герцинской складчатости. Что же касается интенсивных явлений раздробления, которых не избежали и альбитофиры, то можно только предполагать, что они связаны с позднейшими передвижками.

На основании того материала, который имеется в нашем распоряжении, трудно сказать с уверенностью, имеем ли в этом последнем случае дело с вертикальным-горстовым перемещением масс или надвигового типа нарушениями. Наличие горстового нарушения на границе порфиритов и кристаллических сланцев прекрасно объясняет соприкосновение древней западной толщи с более молодыми формациями опустившегося восточного участка. Но если обратить внимание на широкое развитие явлений милонитизации, поражающей перидотиты и включенные в них разнообразные породы, то присутствие так же и надвигового типа нарушений становится в достаточной степени вероятным и даже подтверждается некоторыми наблюдениями. В районе д. М. Алгазин имеется старое заброшенное медное месторождение, залегающее в граувакках (ф. 12). На западе граувакки отделяются небольшим пластом сильно разбитых яшм от превращенных в амфиболиты габброидных пород. Граувакки так же как и яшмы сильно милонитизированы. Старые выработки, забитые в граувакках, отчасти завалились, но в выбросах их имеется большое количество змеевикового щебня. Наличие этого последнего становится еще более знаменательным, если принять во внимание, что к западу на этой широте полоса древних пород представлена только амфиболитами. Такое явление легче всего объясняется перекрыванием основных пород яшмами и граувакками, с чем прекрасно гармонирует отмеченное выше отсутствие контактовых изменений в яшмах и граувакках на границе с перидотитами. Видимо в этой полосе мы имеем дело с сложным комплексом различного возраста и характера нарушений,

при чем весьма вероятно, что движения происходили неоднократно и в разные эпохи примерно в пределах одних и тех же поверхностей, так—что альбитофиры, может быть следующие взбросового типа нарушениям герцинской складчатости, сами впоследствии были разбиты такого-же характера передвижками, из которых самым последним было горстовое поднятие Урал-тау (ф. 17 и 18).

Среднедевонская толща хребта Ирэндик залегает исключительно с восточным падением. Вероятнее всего считать, что однообразное падение пластов связывается с наличием в западной окраине хр. Ирэндик взбросовых нарушений (ф. 17). В западном склоне Ирэндика довольно хорошо прослеживаются две линии нарушения, ограничивающие состоящий из яшм и граувакк клин, простирающийся от Тубинского рудника к югу до р. Шакарады, правого притока р. Таналык. Восточная окраина этого клина великолепно отмечается интрузивными телами диоритов и кварцевых альбитофиров, а западная—непрерывной полосой окремнения, часто включающей золотосодержащие кварцевые жилы. Нарушение видимо продолжается и к югу, о чем можно судить по обрывкам сильно разбитых и минерализованных яшм, часто ассоциирующих с небольшими телами кварцевых альбитофиров. Возможно, что с такого же типа нарушениями совпадают наблюдающиеся в восточном склоне хр. Ирэндик меридионального простираения полосы минерализаций. Такая линия минерализации проходит по восточной границе порфиритов и к ним прилегающих сильно разбитых и окремненных яшм и порфиритов. На этом направлении между прочим расположено Ишбердинское золоторудное месторождение. Наконец, весьма возможно, что намечающаяся минерализованная полоса, проходящая в километре к западу от Сунарского рудника совпадает с подобного-же типа нарушением. Описанные тектонические линии принадлежат к одного возраста образованиям, поскольку они всегда связаны с появлением диоритов и сопутствующим их интэкцией явлениям метасоматизма. В данном случае мы уже имеем дело с древними (м. б. герцинского возраста) нарушениями, плоскости которых являются залеченными последующими интэкциями изверженных пород и метасоматическими процессами.

Граувакки верхнего девона обычно не дают хороших разрезов, т. е. прикрыты большим количеством рыхлых образований. Маршрут по р. Сапсал, пересекающей почти всю толщу граувакк, указывает, что преобладающим направлением падения является восточное. Изредка встречающееся западное всегда связывается с наличием мелких складочек второго порядка. Эти последние довольно хорошо заметны в берегах р. Сакмары, около д. Тавлукаевой. Породы здесь как всегда сильно рассланцованы. Простираение сланцеватости обычно мало отклоняется от меридионального и всегда с восточным, редко превышающим 60° падением. Прослеживание слоистости отчетливо указывает наличие мелких складочек с небольшими нарушениями явно взбросового характера. Не менее интересен разрез по р. Сапсалу в пределах Тубинского рудника, где восточная небольшая грядка яшм залегает определенно с взбросовым нарушением на граувакках. Взброшенная пачка граувакк, лежащих на яшмах, обладает иногда пологим залеганием и сложена в мелкие складочки второго порядка. Надо полагать, что породы граувакковой свиты сложены в сравнительно пологие складки, может быть осложненные дизъюнктивными нарушениями, каковые возможно не вскрыты только из за слабой обнаженности.

Принимая во внимание изложенный материал, можно себе представить следующую схему стратиграфии исследованного района. Метаморфическая толща включает в себя, главным образом, додевонского возраста (52, 72), а может быть отчасти и нижнедевонские (филлиты), образования. На протяжении среднего девона мы имеем зафиксированную отложениями яшм, эффузивных пород и их туфов эпоху интенсивной вулканической деятельности, на протяжении которой состав изверженных пород подвергался некоторым изменениям. Главная масса эффузивов представлена авгитовыми порфиритами и

только в конце среднего девона (в пределах «нижней зеленой свиты») мы встречаем туфогеновые образования кислых альбитофировых пород часто кварцевых.

В составе пород граувакковой толщи мы уже наблюдаем окатанные обломки всех образований среднего девона и даже пород метаморфической толщи. Наличие в некоторых пунктах района в основании этой свиты конгломератов, а также почти полное отсутствие пород нижней зеленой свиты в западном крыле Ирендыкской антиклинали (явление необъяснимое удовлетворительно тектоническими смещениями) заставляют думать о значительном континентальном перерыве между отложениями этих формаций. Очень возможно, что замечающемуся перерыву предшествовала допускаемая Тихоновичем (71, 43) древняя фаза складчатости.

Из интрузивных пород наиболее древними являются ультраосновные породы р. Сакмары. Альбитофиры секут эти породы и являются более молодыми образованиями, так же как более молодыми вероятно являются и генетически связанные с альбитофирами авгитовые диориты, метаморфизующие граувакки верхнего девона. С этим же комплексом пород правильнее всего связывать процессы интенсивного метасоматизма, поражающего породы вмещающих альбитофиры и диориты формаций.

Если принять во внимание, что огромное большинство исследователей принимает для оливиновых пород Урала карбоновый возраст—начала герцинской складчатости, то можно предположить, что появлению описанного комплекса изверженных пород предшествовал период герцинских дислокаций, на протяжении которых образование складок сопровождалось рядом различных нарушений послуживших впоследствии путями для проникновения магм. Очень вероятно, что эти инъекции происходили не раз, принаравливаясь к моментам ослабления тангенциальных усилий. Огромные массы кварцевых жил, дополнительно метаморфизующих кристаллические сланцы района, может быть, отмечают такого характера интрузию, тела которой еще не вскрыты денудацией.

В течение, вероятно, большей части мезозоя на территории района господствовал континентальный режим. Море снова появляется лишь в третичную эпоху о чем свидетельствуют остатки третичных галечников. Когда произошло образование надвига граувакковой толщи и пород среднего девона на змеевики р. Сакмары—сказать трудно. Во всяком случае это нарушение моложе всех палеозойских пород района, но видимо древнее совсем недавнего поднятия хребта Урал-тау (ф. 17 и 18).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ.

В программу работ 1926 года не входило детальное изучение рудных месторождений. Поэтому ниже приводимый материал о медных месторождениях является недостаточно полным и может страдать некоторыми неточностями, поскольку его сбору и обработке в силу необходимости было уделено недостаточно времени. Но т. к. геологический материал по этим месторождениям имеет большое значение в освещении геологии, тектоники и рудоносности района, то я считаю необходимым на нем остановиться.

1. Медные месторождения.

Среди полезных ископаемых исследованного района медные месторождения играют выдающуюся роль. На площади, занятой исследованиями этого года, расположены следующие месторождения: 1) Тубинский рудник, подвергающийся в настоящее время эксплуатации; 2) не разрабатывающиеся Юлукские рудники; 3) разведывающееся месторождение Сунар-узак и, наконец, 4) вдоль змеевиковой полосы р. Сакмары имеются кое где заброшенные небольшие слабые месторождения окисленных медных руд.

Тубинское месторождение расположено примерно в 3,5 километрах к северу от оз. Толкач. Месторождение в общих чертах описано А. Н. Заварицким (20, 24), во время посещения которого рудник не работался. Работами последних лет колчеданная линза месторождения вскрыта до горизонта 79 метр, почему в дополнение к материалу Заварицкого я позволю себе сказать несколько слов для характеристики этого месторождения.

В районе Тубинского рудника хороших естественных разрезов не имеется. Материал, легший в основу прилагаемой геологической карточки (ф. 13), получен, главным образом, из наблюдений над почвенными выходами горных пород. Лучшие обнажения обнаруживаются в маршруте по р. Сапсал, протекающей вкрест простирания пород, и в некоторых пунктах течения которой имеются небольшие естественные разрезы. Поскольку этим маршрутом вскрывается основная толща осадочных образований, я позволю себе начать с него геологическое описание.

В северозападном участке карты р. Сапсал течет среди граувакк, пласты которых падают на восток под углом, изменяющимся от 45° до 60° . Продвигаясь вверх по течению реки, по мере приближения к западной яшмовой полосе мы наблюдаем в породах некоторые признаки уплотнения¹⁾. Вблизи яшм граувакки сильно разбиты, так-же как разбиты и сплоены и сами яшмы. Нет никакого сомнения, что яшмы в этом месте залегают на граувакках с нарушением взбросового характера. Очень вероятно, что прежде отмеченная линия интенсивного окремнения, обнаруженная к югу от Тубинского рудника между двумя полосами яшм и захватывающая их западную гряды, является продолжением этого взброса.

Дальше к востоку, до самых восточных окраин пруда мы встречаем многочисленные почвенные выхода граувакк, залегающих с простиранием от NW 320° до меридионального и с восточным падением, колеблющимся в пределах от 30° до 60° . Западных наклонов пластов не наблюдалось.

К югу от пруда, среди граувакк обнаруживаются выхода глинистых яшм. Яшмы эти являются продолжением восточной яшмовой гряды, и есть все основания догадаться, что к северу они уходят под граувакки, являя, таким образом, замок зарождающейся антиклинальной складочки, ось которой погружена на север. В самом верхнем течении р. Сапсал, по мере приближения к диоритам, в граувакках наблюдается снова уплотнение и, наконец, окремнение. Вероятно, с этим обстоятельством связывается наличие в этом участке, в правом берегу Сапсала прекрасного обнажения, где на протяжении 150 метров граувакки образуют ряд мелких складочек с погружением осей на север. Сланцеватость, прекрасно выраженная в граувакках на всем протяжении маршрута, чаще всего с слоистостью не совпадает и имеет простирание NO 25° с крутым падением на восток. Крайне интересно отметить, что в северной оконечности восточной яшмовой гряды, в месте наиболее интенсивной изогнутости этих пород сланцеватость (NO 25°) граувакк располагается почти под прямым углом к простиранию яшм (NW 280° с пологим падением на север). Точно такие же элементы залегания обнаруживают граувакки в правом берегу р. Сапсала, вблизи контакта с диоритом. В этом последнем случае граувакки имея простирание NW 285° , обладают очень пологим падением к северу²⁾.

Появление альбитофиров в промежутках между двумя полосами яшм отмечается интенсивными явлениями рудного метасоматизма. Все породы этого участка представляют резко выраженную зону оруденения, в состав которой кроме яшм и альбитофиров входят сильно каолинизированные туфогеновые песчаники и сланцы, залегающие главным образом висячем боку интрузивного тела. Небольшие клинышки этих пород встречаются и в самом теле альбито-

¹⁾ Иногда ясно окремнения.

²⁾ Обращаясь к горизонтальным разрезам рудной линзы, приходится отметить, что простирание ее (ф. 14) следует преобладающей здесь с.-в. направления сланцеватости.

фира. Первичный характер этих пород сильно затемнен явлениями окремнения импреняции колчеданами и серицитизации. Однако в главной своей части эти породы по своему характеру ближе всего подходят к грауваккам. Очень возможно, что вместе с последними в процессе взбросового движения были затерты и первично залегающие ниже яшм туфы¹⁾. Действию метасоматических процессов подверглись и сами альбитофиры. Метасоматическими минералами, как и для всей толщи Ирландика, являются кварц, эпидот и колчеданы, вызывающие интенсивную серицитизацию пород. В ближайших к рудным линзам участках пород явления оруднения сильно затемняются каолинизацией, как это бывает часто (85, 784), связанной с процессом вторичного сульфидного обогащения, выраженного в этом месторождении необыкновенно резко.

В пределах Тубинского рудника имеются три, пространственно разобщенных рудных тела: северное, среднее и южное. Северное вскрыто лишь в зоне окисления открытыми работами и шахтой. Железная шляпа, как обычно для уральских месторождений (97), богата в нижних горизонтах баритом и работает на золото. Золото почти белого цвета с слабым желтоватым оттенком, всегда с большою примесью серебра. В длину залежь, судя по открытым работам, не превышает 40 метров. В висячем боку залегают яшмы, в лежащем — фельзитовый кварцевый альбитофир. Этот последний встречается и в висячем боку.

Средняя линза захвачена небольшими поверхностными разведочного характера выработками лишь в зоне окисления и недостаточно прослежена по простиранию. Из прилагаемой геологической карточки легко усмотреть, что эта линза, так же как и южное рудное тело, приурочена к контакту альбитофиров и клина туфогеновых песчаников.

Южная, главная линза, на которой в настоящее время базируются основные эксплуатационные работы, залегает в висячем боку альбитофира (кварцевого). В висячем боку линзы до горизонта 40 метр. залегают туфогеновые песчаники, которые ниже сменяются альбитофиром. Линза обладает неправильной формой и выклинивается как по простиранию так и по падению с образованием ответвлений. Интересно разветвление на горизонте 73 мтр., где мы имеем три небольших линзочки, соединяющихся выше на горизонте 63 мтр. в одно разветвленное на юге и на севере рудное тело (ф. 14). Максимальная длина залежи не превышает 140 мтр., при нормальной мощности не больше 20 мтр. По мере углубления колчеданная залежь, видимо, также выклинивается, уменьшаясь в мощности. Общий характер этого изменения легко усматривается из прилагаемых разрезов.

Рудное тело в главной своей массе следует разделить на две части: 1) зона окисленных руд, достигающих горизонта 55-го метра, и 2) руд зоны вторичного сульфидного обогащения. Первичных руд, совершенно не затетых процессами сульфидного обогащения, в пределах работ почти не наблюдалось. Граница между зонами выражена неясно и не ровна,²⁾ что стоит в полном согласии с Шнейдергеном указывающим, что в трудно проницаемых породах (каковыми являются яшмы) обычно границы зон бывают выражены очень неправильно (100). Нередко среди типичных баритовых песков встречаются желваки колчеданных руд, правда, в громадном большинстве случаев, зоны сульфидного обогащения. Окисленные руды представлены бурыми железняками и баритом. Зона окисного обогащения слабо развита. Из минералов, ее характеризующих, встречается, главным образом, куприт. Зона сульфидного обогащения развита необыкновенно резко. Остаточными первичными рудными минералами являются: пирит, халькопирит, цинковая обманка, теннантит и свинцовый блеск. Последний встречается только в верхних горизонтах рудного тела. Цинковая обманка и

¹⁾ В висячем боку средней линзы наблюдались небольшие линзочки каолинизированных лиловых пород, напоминающих туфы (?).

²⁾ На разрезах (ф. 14) отмечены максимальные глубины зоны окисления.

халькопирит наиболее обильно проявляются на горизонте 63 метра. В образцах руд с горизонта 79 метров преобладает пирит и слабо проявляются цинковая обманка и халькопирит. Из минералов зоны вторичного сульфидного обогащения исключительно развит ковеллин, к которому прибавляется всегда некоторое количество медного блеска. Оба минерала замещают одинаково как халькопирит, так цинковую обманку и даже пирит. Наиболее богатые руды состоят почти из чистого ковеллина. Ковеллин заметно встречается на всех работающих горизонтах. Бедные ковеллином руды с глубоких горизонтов рудного тела бывают бедны и медью, что, видимо, связывается с первичным обеднением руд халькопиритом (90).

В заключение необходимо отметить нарушения, часто хорошо проявляющиеся в некоторых местах рудной линзы. К сожалению, никакой регистрации таких нарушений за время эксплуатации не велось, и установить их связь с формой линзы совершенно невозможно. Очень вероятно, что резкое изменение в падении линзы, отмеченное еще Заварицким (20, 24), связано с такими нарушениями. Одно из таких нарушений наблюдалось мною на горизонте 63 метра в выработке № 14, которая проведена по с.-з. ответвлению от главной линзы. Руда ответвления сильно давленная. Особенно милонитизированные участки резко обогащены ковеллином. Следует отметить, что вообще руды этого ответвления отличались большим содержанием меди. В конечном забое руда срезается линией нарушения, проходящей, повидимому, на всем протяжении этой боковой линзы в плоскости, близкой к плоскости падения самого рудного тела. Очень возможно, что трещины нарушения, благоприятствующие циркуляции грунтовых вод, способствовали интенсивному развитию зоны сульфидного обогащения. В этом отношении интересен характер микроструктуры руды с 63 горизонта. Деформации явственно наблюдаются только в травленных шлифах, богатых сфалеритом. Последний представлен агрегатом мелких зерен (от 0,02 до 0,05 мм. в диам.). Обычно искривлений у двойников сфалерита не наблюдается, но иногда в участках, где ковеллин особенно сильно замещает этот минерал, искривления заметны довольно отчетливо и проявляются только в прилегающих к ковеллину зернах.

Современный уровень грунтовых вод расположен значительно выше границы зоны окисления (ф. 14). Это обстоятельство до некоторой степени согласуется с соображениями Нокса (97), по поводу влияния климатических изменений на поверхностное изменение Кыштымских рудных месторождений, а также, весьма вероятно, зависит и от движений литосферы, особенно если принять во внимание сравнительно недавнее воздымание Урал-тау.

Юлукские месторождения в настоящее время не работают. В момент моего посещения я застал их совершенно в том же состоянии, что и А. Н. Заварицкий (20, 36 и 37).

Северное месторождение, расположенное в 5 км. к югу от села Юлукского, как это отмечено Заварицким (20, 36) и отчетами Кенсбери¹⁾, целиком выработано. Поэтому не останавливаясь на его характеристике, прекрасно сделанной А. Н. Заварицким (20, 36), я позволю себе отметить лишь следующие обстоятельства. Боковые породы этого месторождения представлены резко хлоритизированными зелеными сланцами метаморфической толщи. Развитие хлорита связывается с отложением метасоматического кварца, как это было выше указано для узловатых альбитовых сланцев. Кроме того замечается сильная карбонатизация пород; чаще всего карбонаты замещают альбит зеленых сланцев. Наконец в выбросах из штольни наблюдаются куски крупнозернистой альбитовой породы, составляющей, видимо, жилу в зеленых

¹⁾ Консультанта английской компании, владевшей рудниками до 1917 года. Отчеты имеются в тресте и в Уральском Отд. Геолог. Ком.

сланцах. Здесь же замечены обломки породы, состоящей из альбита и биотита, с преобладанием последнего. Видимо, в данном случае мы имеем близкое к пегматитам жильное образование.

Южное Юлукское месторождение расположено в 1,5 м. к северу от д. Алгазинской на р. Юлук. Судя по старым английским планам (см. разрез на ф. 15), оно представляет ряд тонких колчеданных жил, залегающих согласно с сланцами метаморфической толщи и обладающих пологим западным падением. Боковыми породами являются хлоритизированные зеленые сланцы, причем висячем боку месторождения развиты графитовые их разности. Зона окисления представлена железняками и сланцами, пропитанными окислами и углекислыми солями меди. Иногда процесс этого замещения идет настолько далеко, что мы имеем в результате массивные рудные образования, состоящие сплошь из окислов и карбонатов меди; первичная же природа породы обнаруживается только по сохраняющейся тонкосланцеватой текстуре. Видимо, в противоположность Тубинскому руднику на Юлуке мы имеем резко выраженную зону окисного обогащения. Колчеданные руды были взяты в выбросах разведочной шахты. Главными минералами являются пирит и медный колчедан, цинковая обманка встречается в небольшом количестве. Из сульфидов вторичных развит ковеллин. По внешнему виду руды Юлука значительно беднее медным колчеданом и цинковой обманкой, чем Тубинские.

Крайне интересно отметить часто наблюдаемые в выбросах капитальной шахты кварцевые альбито-кальцитовые жилы, мощность которых достигает 50 см. Иногда альбит и кальцит исчезают и мы имеем дело с прекрасными псевдоморфозами кварца по кальциту¹⁾. Наконец, к югу от д. Алгазиной, примерно в 200—300 метрах наблюдаются выходы кварцевых авгитовых диоритов. Породы разбиты и обладают зеленой окраской. Изменения заключаются в сильно развитом пелитовом налете на полевых шпатах и хлоритизации пироксена и амфибола. По составу породы совершенно одинаковы с авгитовыми диоритами Тубинского рудника и восточного склона хр. Ирэндик.

Сунарское месторождение расположено в 3,5 килом. к западу от Султанского озера в области сильного развития диоритовых жил. Месторождение было вскрыто разведками в зоне окисления. Рудное тело расположено в контакте диоритов и туфогеновых сланцев. Форма залежи очень неопределенна и неправильна. Наиболее богатые руды залегают в самом контакте, но все же жильной массой служит тело диорита, а не сланцев. Часто бывает, что рудой является каолинизированный и пропитанный окислами меди диорит, в котором еще заметны многочисленные псевдоморфозы бурого железняка по пириту. Типичные охристые руды связаны с описанными рядом переходов и в большинстве случаев сохраняют даже структуру изверженной породы. Видимо рудное тело представляет обогащенный колчеданами участок диорита. Обычные окисленные руды представлены тонкопористыми железняками с порошкообразным лимонитом, создающим угловатые узоры, столь характерные для железняков, образовавшихся из богатых халькопиритом первичных сульфидных руд (92, 613—618). В большинстве случаев к лимониту примешиваются в заметном количестве куприт и карбонаты меди, часто заполняющие тонкие ячейки. Кое-где встречаются сульфидные руды, представленные, главным образом халькопиритом. При микроскопическом исследовании этой руды обнаружены в небольшом количестве пентландит, пирротин (?) и магнетит. Пентландит обычно наблюдается в виде мелких реликтовых зерен, окруженных и разведенных халькопиритом. В некоторых случаях встречаются окруженные лимонитом розовой окраски зерна сульфида, похожего на пентландит, но бурящего от азотной кислоты (50%). Этот минерал и назван мною пирротинитом.

¹⁾ Псевдоморфозы кварца по кальциту часто отмечаются для месторождений, связанных с молодыми эффузивами (93, 94 и 102). Отличие заключается лишь в том, что вместо адуляра в данном случае присутствует альбит.

Магнетит кое-где встречается в идиоморфных кристаллах. Порядок выделения минералов установить трудно, т. к. вторичные ковеллин, куприт и особенно лимонит очень затемняют первичный характер границ и формы минеральных зерен. Определенно можно лишь сказать, что халькопирит выделялся позже пентландита и, вероятно, и магнетита. Заводские анализы руд дают следующие колебания в содержании главных металлов: Ni—от 1% до 2,2%; Fe—от 19% до 35%; Cu—от 2% до 9% и Zn—от 1,5% до 3,5%¹⁾.

Своеобразный состав руды и тесная ассоциация рудного тела с авгитовым диоритом резко отграничивают это месторождение от обычных сульфидных месторождений Таналык-Баймакского района. В данном случае мы, вероятно, имеем дело с магматическим рудным образованием, приближающимся по классификации А. Н. Заварицкого (24, 69) к типу фузивных месторождений, возникающих в процессе кристаллизационной дифференциации²⁾.

Наконец, целый ряд слабых месторождений окисленных медных руд имеется в змеевиковой полосе р. Сакмары. Наиболее интересным является разрабатывавшееся когда-то месторождение таких руд вблизи д. Алгазинской на р. Сакмаре, в километре к северу от устья речки Лаимберды. Месторождение представляет из себя тонкие жилки малахитовых руд, расположенных в трещинах граувакк, залегающих совместно с обрывками яшм в контакте с амфиболитами змеевиковой полосы (ф. 12). Как яшмы, так и граувакки сильно разбиты. Исследование милонитизированных граувакк под микроскопом обнаруживает сильное окремнение. Часто замечаются альбитокварцевые жилки, сопровождающиеся отложением сульфидов. Амфиболиты по мере приближения к яшмам становятся резче выраженными. Уменьшение метаморфизма замечается к западу. В выбросах выработок, заложенных в граувакках, встречаются змеевики и бурые железняки, напоминающие таковые Юлукских месторождений. Видимо, в данном случае мы имеем тектоническую границу яшмограувакк и змеевиков.

Выцветы медных солей часто встречаются в породах змеевиковой полосы. Около д. Яратовой, в южной ее окраине встречаются сильно окремненные диабазовые порфириты с окислами меди. В данном случае мы имеем отчетливую связь отложений колчеданов с кварцевыми альбитофирами, метаморфизующими змеевики в амфиболиты и сами прсниженные альбитокварцевыми жилками.

Около с. Юмашевского наблюдаются целые зоны диабазовых порфиритов, настолько густо пронизанных альбитокварцевыми жилками, что породы принимают гнейсовидный облик. И в этом случае инъекция этих жилок сопровождается отложением колчеданов. В некоторых участках этих образований были забиты шурфы. Видимо, этого же типа месторождение встречено в змеевиках на берегу небольшого ручейка, к юго-востоку от д. Аминовой, в 400 метрах к западу от яшмовых сопок. В змеевиках забиты глубокие шурфы, в выбросах которых попадаются обломки жильного кварца с примазками медной зелени. Поскольку альбитофиры часто (с. Шармаево и Тубинск) сопровождается кварцевыми жилами, вызывающими в боковых породах заметную минерализацию, очень вероятно, что и в данном случае мы имеем дело с такого-же рода образованием.

Заканчивая описание мелких месторождений изученного района, следует отметить следующие основные положения.

1. Громадное большинство месторождений, независимо от возраста вмещающей формации, ассоциируют с появлением интрузивных тел авгитовых диоритов или альбитофиров.

1) За время печатания работы доцентом С. Т. И. В. Г. Агеенковым в рудах Сунара установлено присутствие палладия, платины и др. элементов этой группы.

2) Особенно если принять во внимание, что обычно наблюдаемые в диоритах рассеянные колчеданы выделяются, как выше было указано, в последние стадии формирования пород.

2. Появление рудных месторождений тесно ассоциирует с интенсивным развитием метасоматических процессов, вероятно являющихся главным фактором в зеленокаменном преобразовании туфов и порфиритов хр. Ирендык. Метасоматическими минералами являются обычно кварц, эпидот, колчеданы, кальцит и может быть альбит. Интересным в этом отношении указанием являются часто ассоциирующие с рудными залежами кальцито-кварцевые иногда с альбитом жилы. Эти образования одинаково хорошо бывают развиты как в области исключительного развития альбитофиров (полоса р. Сакмары), так и в районах, где авгитовые диориты являются почти единственными изверженными породами (Юлук и район р. Султанки).

3. По составу рудных минералов принципиально руды Юлука не отличаются от Тубинских руд. Мало того, в Юлукских рудах, согласно анализов, приведенных Заваицким (20, 36—37), присутствует барит, правда в небольших количествах. Несколько особенное положение занимает Сунарское месторождение, где в состав руды входит пентландит.

4. Таким образом, все медные месторождения нашего района генетически связаны с интрузией авгитовых диоритов, а также альбитофиров, вероятно представляющих дополнительную инъекцию первых. Различие в составе руд естественнее всего связывать, как это часто бывает (91), с различной степенью проявления отдельных стадий процессов минерализации.

2. Золото и платина.

Золотые месторождения исследованного района в значительной степени имеют только исторический интерес, т. к. громадное большинство их к настоящему времени является выработанными. Точно так же, как и медные месторождения района, золотоносные россыпи ассоциируют с областями развития тех же авгитовых диоритов и альбитофиров.

Вблизи д. Шармаевой, на р. Сакмаре, в пределах широкой в этом месте змеевиковой полосы, в устьях маленьких речек, левых притоков р. Сакмары, старательскими работами обнаружены были золотые россыпи типа «верховиков». По словам башкир-старателей золото встречалось, как это обычно для Ю.-Урала (26, 85; 46, 328), прямо в черноземе. Изучение этой полосы обнаружило, что россыпное золото¹⁾ было приурочено исключительно к узкой полосе амфиболитов, разделенных с востока от остальной массы змеевиков альбитофирами. Альбитофиры сопровождаются окремнением и колчеданами. Колчеданы развиты слабо; замечен обычно один пирит, изредка встречается медный колчедан. К северу альбитофиры выклиниваются и вместо них появляется большое количество неправильных кварцевых жил. Верхушки таких кварцевых жил к северу от д. Шармаевой, напротив д. Иткул работали на золото старателями. Поскольку участки речек восточнее альбитофировой полосы не содержат золота, постольку не остается никаких сомнений в том, что источником мелких россыпей золота на р. Сакмаре являются полосы окремнения и кварцевые жилы, сопровождающие инъекцию альбитофиров.²⁾ Очень возможно, что такого же рода образования могут быть встречены и в районе р. Савалаира и его притоков, где альбитофиры слагают довольно мощные тела.

Принимая во внимание связь альбитофиров с россыпями, нетрудно представить себе генезис пресловутых «примазковых» жил, иногда встречающихся среди оталькованных змеевиков. Образования этого рода представляют обычно золото содержащие полосы талька; иногда в этих последних заметны тонкие

¹⁾ По словам старателей золото было очень низкопробным.

²⁾ Связь месторождений золота на Урале с породами, близкими по характеру к нашим альбитофирам, отмечается многими исследователями (13, 124—125; 26, 91—96; 53, 199 и 72, 914).

жилки кварца и колчеданы, порою-же кварц почти отсутствует и «жила» отмечается охристой полоской в тальковых змеевиках. В зависимости от того, присутствуют-ли кварцевые жилки или нет, местные золотопромышленники различали «примазковые» или «полупримазковые» жилы, подчеркивая в последнем случае переходные образования к нормальным кварцевым жилам¹⁾. Вероятно, настоящие «примазковые» жилы представляют собою богатые кальцитом кварцевые жилки²⁾. Внедрение таких богатых углекислотой образований естественно сопровождалось оталькованием змеевиков, а последующие процессы выветривания прежде всего уничтожили кальцит, что крайне способствовало образованию богатых золотом гнезд, столь характерных для «примазковых» жил.

На восточном склоне хр. Ирндык, по р. Султанке, впадающей в Султанское озеро, работали когда то богатые золотые россыпи, отвалы которых перемываются еще до сих пор старателями. Как выше уже указывалось, район этих россыпей пронизан большим количеством жилообразных тел авгитовых диоритов, часто слагающих плотик россыпей. Диориты и их разности всегда содержат большое количество колчеданов и местами прорезаны кальцитокварцевыми жилами. Эти последние отличались порою большим содержанием золота (Туканский рудник). Залегание их варьирует в широких пределах, но чаще бывает приурочено в кварцевом диорите Тукана к отдельности с западным падением. Очень возможно, что помимо этих жил, источниками россыпного золота р. Султаяки, явились сами диориты, а также железные шлапы такого рода месторождений, как Сунар.

Платина в пределах изученного района встречается редко. В районе описанных Шармаевских россыпей в промывных ковшах встречалась и платина. Поскольку бесполовошпатовые породы р. Сакмары принадлежат к группе пироксенитовых перидотитов, пород менее всего характерных для платиновых месторождений (4, 151 и 633; 106), постольку трудно рассчитывать на серьезные месторождения платины в районе Сакмарской полосы. Генетическая обстановка крайне напоминает бедные платиной с преобладанием золота месторождения Баранчинской дачи (66, 28—29).

Кроме того по указанию Высоцкого (4, 634—635) платина встречалась в россыпях Султанского и Гадальшинского приисков. Так как в районе этих месторождений змеевики отсутствуют, генезис этой платины, видимо, связывается с другого типа изверженными породами. Таковыми могут оказаться или диориты, проявляющиеся и в том и в другом районе, или авгитовые порфириты хр. Ирндык³⁾.

3. Магнетит, асбест и хромит.

В змеевиковой полосе р. Сакмары, вблизи д. Шармаевой имеется известное в литературе Шармаевское месторождение магнетита (18, 4, 56, 314). Магнетит залегает в виде небольших гнезд в змеевиках, на дне глубокой котловины, ограниченной с запада грядой альбитофинов, а с востока яшмами. Гнезда по величине довольно разнообразны, но не превышают обыкновенно 30 метров в диаметре по поверхности и 5 метров в глубину. Отыскиваются такие гнезда очень легко, т. к. обычно они слагают небольшие сопочки, выдающиеся над мелкими холмами змеевиковой котловины. На юге змеевико-

¹⁾ Образования этого рода отмечены многими геологами (26, 77—80; 28, 331; 47, 30 и 15; 65, 63).

²⁾ А. Н. Заварицкий отмечает даже полевой шпат в кварцевых жилах (26, 41). В этом случае по составу эти образования очень близки к альбито-кварцевым жилам Юлука и альбитофинов р. Сакмары.

³⁾ Наличие платины в рудах Сунара заставляет определенно считать диориты платиноносными породами.

вого штока, около д. Мурзакаевой в озмеевикованных пироксенитах верлитового типа можно часто наблюдать густую сеть магнезитовых жил. Маленькие гнезда магнезита, увенчивающего вершинки мелких змеевиковых сопот, можно наблюдать и в северной части змеевикового штока, в районе д. Кинзебулатовой и тракта из д. Иткуловой в Баймак. В одном из гнезд магнезита найдены великолепные лучистые агрегаты арагонита.

Генезис магнезитов, связанных с змеевиками, не одинаково толкуется различными исследователями. Карпинский (28, 328) еще в 1884 году сделал предложение, что «вероятно, магнезит произошел вследствие действия на эту породу (змеевик) воды, содержащей углекислоту, причем кремнезем дал материал для сопровождающих магнезит кремнистых скоплений»; мало того, иногда процесс этот идет так интенсивно, что «способствует превращению змеевика в кварцевую пористую массу». Кузнецов (39, 8—9), разбирая процессы окремнения участков змеевиков, связанных с близостью кварцевых и пегматитовых жил, устанавливается распад серпентина с образованием опала и углекислого магния. Бэн (88) полагает, что изменения в змеевиках происходят под действием карбонатных магматических вод, отлагающих $MgCO_3$ в виде жил и скоплений. Наконец, Гейслер (5, 34) полагает, что Халиловские магнезиты (Ю.-Урал) в своем образовании связываются «с процессами поверхностного выветривания змеевика и приурочены главным образом к наиболее разрушенным участкам вмещающей породы».

Гнезда магнезита в районе Шармаевой также как и в Халиловском районе расположены в поверхностных участках змеевиковых тел и с этой стороны генетическая связь магнезита с процессами поверхностного выветривания кажется наиболее простой и естественной. Однако, ассоциация магнезитовых гнезд в Шармаево с участками змеевиков, наиболее минерализованных инъекцией альбитофиров¹⁾ и наличие в магнезите арагонита (19, 18)²⁾ позволяют предполагать, что образование магнезита может быть связано с более высокими, чем при поверхностном выветривании, температурами.

Весьма вероятно, что внедрение альбитофиров сопровождалось образованием в змеевиках часто наблюдающихся тонких жил магнезита³⁾, а скопление его в виде гнезд в пониженных участках поверхности явилось последующей стадией, связанной с процессами поверхностного выветривания. При этом следует отметить, что характер залегания этих гнезд (вершинки мелких сопотек) указывает, что современные процессы денудации не повинны в образовании магнезита, а лишь отпрепарировывают создания какой-то из предшествующих эпох.

Асбест часто встречается в змеевиках метаморфической толщи и р. Сакмары. Поскольку благонадежные месторождения асбеста на Урале связаны в громадном большинстве случаев с инъекцией кислых пород в оливиновые перидотиты или дуниты (38, 59; 48, 154—155; 71, 5; 75, 6—7), трудно рассчитывать на благонадежные месторождения его в пределах наших сравнительно бедных оливином пироксенитовых пород. Все до сих пор зарегистрированные месторождения асбеста слабы и лишены промышленного значения.

По характеру проявления этих месторождений, их можно разбить на две части: 1) месторождения асбеста змеевиков метаморфической толщи и 2) хризотиловые жилки в наиболее богатых оливином перидотитах в районе с. Шармаевского. В первом случае мы обычно имеем жилы тремолитового асбеста,

¹⁾ Описанные выше россыпи золота были обнаружены в период разработки магнезита.

²⁾ Хотя у Розенбуш-Мюгге (199, 293) имеется указание, что арагонит в некоторых исключительных случаях может образовываться при 70° и ниже.

³⁾ С этой точки зрения происхождения магнезита не лишены некоторого интереса наблюдения Гордиенко (8, 11—12) в районах Сысертской и Н.-Исетской дач, где им отмечается залегание магнезита в змеевиках четырьмя параллельными полосами.

часто ассоциирующего с кварцевыми жилами, превращающими змеевики в талько-тремолитовые породы. Такого рода асбестовая жила в окрестностях с. Юлук была разведена б. управляющим Треста Габитовым небольшой штоленкой, в которой еще и теперь можно видеть тонкую (от 3 до 5 см.), выклинивающуюся жилку асбеста. По словам местного жителя М. Адигимова жила впервые была обнаружена в нижней части берега р. Б. Юлук, у воды и обладала большой до 1 метра мощностью. Правлением Треста образцы были посланы на испытание, результатов которого не имеется. Кроме этого месторождения грубый волокнистый асбест имеется в змеевиках по р. Тугану севернее с. Юлук и неправильно волокнистый асбест встречен в змеевиках среднего течения р. Ярмалга, к западу от Чингизской. Все эти месторождения обладают или заведомо низкосортным асбестом или небольшими его запасами.

В змеевиках Сакмарской полосы асбест наблюдался лишь в виде тонких в несколько миллиметров жилочек, ассоциирующих преимущественно с богатыми оливином разностями пироксенитовых перидотитов. Промышленного значения месторождений не наблюдалось. Принимая во внимание малое распространение оливиновых пород, не приходится особенно рассчитывать на находку крупных месторождений асбеста.

В среднем течении р. Шулки, вблизи ломов мрамора на известь, в змеевиках встречаются гнезда хромита, напоминающие месторождения Капратинского района, описанного Гейслером (6, 33—34). Больших гнезд не замечалось.

4. Уголь.

В пределах исследованного района месторождений угля не наблюдалось. Описываемые ниже месторождения расположены за пределами геологической съемки, но поскольку эти месторождения имеют некоторое значение, я позволю себе изложить имеющийся в этом отношении фактический материал. Осмотрены были два месторождения: 1) р. Зирян-Агач, правый приток р. Таналык между деревнями старой и новой Юлбарсовыми и 2) р. Аюлы, в 5 километрах выше по течению от д. Аюлы-Томак.

Выхода угольных пластов на Зирян-Агач не раз упоминаются Тихоновичем (58, 75; 67, 241; 68, 165); при этом им указываются обнажения двух пластов угля, мощность которых достигает 1,5 арш. Мне удалось вскрыть небольшими канавами пласт углистого сланца, залегающего в правом берегу р. Зирян-Агач и не превышающего 20 см. мощностью. Боковыми породами служат известковые песчаники с большим количеством сферических конкреций, достигающих 0,5 метр. в диаметре. На песчаниках залегает нижнекаменноугольный известняк (C_1^1) с богатой фауной. Простираение пород NW 300°—

310° с падением на восток 45°—60°. Вся толща задета нарушением взбросового характера. Брекчии, ее отмечающие, состоят из обломков песчаников, углистого сланца и известняка. По простираению пласт угля быстро выклинивается. По характеру залегающих формаций близко к нашему подходит описанное В. Голубятниковым Сухоложское каменноугольное месторождение на восточном склоне Урала (7, 640), где песчаноглинистые каменноугольные отложения постепенно переходят в образования верхнего девона.

Месторождения угля на р. Аюлы значительно отличаются по характеру слагающих формаций от предыдущего. Месторождение было мне указано жителем д. Юлук М. Адигимовым. В месте, им указанном, непосредственных выходов угля не наблюдалось. Обломки угля были встречены в большом количестве на широкой пляжеобразной площадке в месте падения в р. Аюлы с левой стороны небольшого ключика. Площадка покрыта довольно мощным слоем рыхлых почвенных образований, при распахке которых было выпажано около 3 пудов угля. Обломки угля и в момент моего посещения наблюдались в этой почве в большом количестве. Форма их всегда угловатая и совершенно

не несет на себе признаков обработки водою. Несколько забитых шурфов вскрыли алые пески, иногда переходящие в песчаники. Кое где по речке наблюдаются цветные глины. Вверх по речке в нескольких метрах выходят граувакки верхнего девона. Очень вероятно, что мощность песков здесь незначительна, но пробиться шурфами до граувакк не позволил сильный приток грунтовой воды. Возможно, что в данном случае источником для обломков угля послужил угольный пласт в рыхлых породах. Образования такого характера в восточном склоне Урала связываются или с рэтическими углями челябинского типа (43, 15) или неогенового возраста образованиями (70, 227), к каковым принадлежат Яковлевские копи, расположенные в 50—60 килом. к востоку от Баймака. Поскольку предприятия Баймака крайне нуждаются в топливе и поскольку месторождение углей этого возраста обычно обладают спокойным залеганием, месторождение на р. Аюлы заслуживает легкой буровой разведки.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ.

1. В строении исследованного района принимают участие следующие формации: а) метаморфическая толща; б) отложения среднего девона; в) толща глинистых сланцев и граувакковых песчаников верхнего девона; г) пироксенитовые перидотиты, авгитовые диориты и альбитофиры и, наконец, сравнительно редко встречающиеся д) третичные галечники.

2. Внутри метаморфической толщи представляется возможным выделить две стратиграфически различные группы пород: а) толща слюдяных и зеленых сланцев и б) филлиты. Породы последней группы представлены в районе очень слабо и—возможно—принадлежат к более молодым образованиям.

3. Породы кристаллической полосы являются сложно метаморфизованными образованиями. Ко времени отложения граувакковой свиты верхнего девона они уже были метаморфизованы. О характере этих первых изменений мы не имеем достоверного материала, т.-к. черты первого метаморфизма могли быть значительно затупшеваны воздействием мощных, последовавших в конце палеозоя кислых интрузий, с которыми вероятно связывается изменение змеевиков, включенных в метаморфическую толщу, а также и те изменения, каковые носят характер инъекционного метаморфизма. Наконец, процессы рудного метасоматизма, следовавшие вероятно одной из последних кислых интрузий, произвели в толще метаморфических пород достаточно значительные изменения, выражающиеся в образовании талька, хлорита, лучистых амфиболов, серицита и карбонатов.

4. В составе отложений среднего девона намечаются две свиты. Нижняя из них представлена преимущественно авгитовыми порфиритами и их туфами, переслаивающимися с тонкими пластами яшм. Верхняя—по Либровичу (44, 74) «нижняя зеленая свита», отделяется от предыдущей мощным пластом яшм и представляет тесное чередование кремнистых сланцев и туфогеновых песчаников, в составе которых кроме обломков порфиритов часто наблюдается большое количество угловатого матерьяла альбитофиров, часто кварцевых.

5. Граувакковая толща наиболее развита в пониженной равнинной полосе между хребтами Урал-тау и Ирендыком. Вероятно, что близкие к ее породам по составу песчаники и сланцы района рудника Сунар представляют того же возраста образования. В первом случае чаще всего нижней границей этой свиты служат мощные пласты яшм, во втором же—свита этих пород залегает на «нижней зеленой свите» среднего девона, отделяясь от нее небольшими прослойками строматопоровых известняков. Верхней границей этих пород служат нижнекаменноугольные известняки (C_1^1), наблюдающиеся на юге, в районе р. Зиян-Агач, где западная полоса граувакк незаметно переходит в известковые песчаники и сланцы, содержащие прослой угля.

6. В состав граувакк входит большое количество не окатанного изверженного материала, в котором преобладают кислые, кварц содержащие альбитофиры. Более мелкий и окатанный материал состоит из обломков диабазовых порфиров, кристаллических сланцев и яшм. Кварцевой гальки не встречается. Таким образом, ко времени верхнего девона не только произошло образование метаморфической толщи, но последняя была в значительной части вскрыта денудацией. Кроме того, почти полное отсутствие пород «нижней зеленой свиты» в западном крыле Ирендынской антиклинали, а также наличие в некоторых пунктах района в основании граувакковой свиты конгломератов, заставляют думать о возможном перерыве между отложениями среднего девона и граувакками. Возможно, что намечающемуся перерыву предшествовала и допускаемая Тихоновичем фаза складчатости.

7. Интрузивные породы района делятся на три группы: а) ультраосновные интрузивные породы габброперидотитовой магмы, распространенные в районе р. Сакмары; б) авгитовые диориты, слагающие небольшие интрузивные тела почти во всех формациях района, но наиболее обильно выступающие среди граувакк верхнего девона к востоку от хр. Ирендык, и в) кварцевые или бескварцевые альбитофиры, выступающие в виде небольших интрузивных тел, следующих тектоническим линиям. Наиболее древними по времени являются габброперидотиты, авгитовые-же диориты и альбитофиры представляют наиболее молодые образования в исследованном районе (исключая третичные отложения).

8. По минералогическому составу породы габбро-перидотитовой магмы принадлежат к группе пироксеновых перидотитов, характерных (4, 212) для восточного склона Урала и занимающих по платиноносности последнее место среди оливиновых пород Урала.

9. Преобладающими породами в составе перидотитовых тел являются верлитогарцбургитового ряда образования, переходящие в почти чистые пироксениты-диаллагиты. Краевая-же зона пироксеновых перидотитов представлена габброидными породами, отличается незначительной мощностью и даже иногда совсем отсутствует.

10. Взаимоотношение пироксенитов и вмещающих их боковых пород неопределенно. Явлений контактового метаморфизма или совсем не наблюдается или исследование этого явления крайне затрудняется резкой милонитизацией и контактовым метаморфизмом кварцевых альбитофиров, прорезающих змеевики и пироксениты.

11. Августовые диориты представляют сильно изменяющиеся по составу, структуре и величине интрузивных тел типичные гипабиссальные породы. Кварцевый мангерит и горнблендит являются для диоритовых пород крайними членами, связанными между собой тесным рядом переходных образований.

12. Жилообразной формы тела диоритов встречаются во всех формациях района. Контактные воздействия обычно слабы и сводятся к контактовому метасоматизму, выражающемуся в окремнении и серицитизации. Но в районе р. Султанки, где в граувакках имеется густая сеть диоритовых тел, явления контактового метасоматизма необычно сильно выражены, в результате чего мы имеем черные массивные роговики, богатые сидовидным альбитом, эпидотом, кальцитом и рудами. Кроме того в породах граувакковой толщи почти всегда присутствуют в том или другом количестве пренит, сфен и лучистый амфибол.

13. Альбитофиры района по возрасту должны быть разделены на две группы. Наиболее древние обычно фильзитового облика породы входят в состав верхних горизонтов среднего девона. Кварцевые же интрузивного характера альбитофиры принадлежат к более молодым образованиям.

14. Инъекция интрузивных альбитофиров обычно сопровождается интенсивными контактно-метасоматическими процессами, в результате которых мы имеем изменение и самих альбитофиров и вмещающих их боковых пород.

Процессы минерализации выражаются, главным образом, в эпидотизации, окремнении и импреняции колчеданами. Наиболее пораженными процессами метасоматизма являются порфириты и туфы хр. Ирндык, слагающие висячий бок альбитофировых жил.

15. Непосредственной связи между диоритами и альбитофирами не наблюдалось, но, поскольку и те и другие отмечают своим появлением зоны одних и тех же нарушений и сопровождаются одинаковым метасоматизмом, генетическая связь этих образований становится очень вероятной.

16. Третичные отложения крайне слабо развиты и представлены галечниками неогенового возраста.

17. Породы района испытали неоднократно воздействия различного возраста дислокаций. Породы метаморфической толщи вероятно подверглись еще древней отмеченной Федоровым (77, 86) меридиональной складчатости, приуроченной к нижедевонской трансгрессии. Возможно следующая фаза складчатости произошла в конце среднего девона и, наконец, в карбоне мы имеем отчетливо проявившуюся герцинскую эпоху дислокаций. В результате столь сложных воздействий мы наблюдаем все-же сравнительно в пологие складки сложенный палеозой—обстоятельство легко объясняющееся наличием трудно поддающихся изгибанию порою мощных прослоев яшм и порфиритов.

Гораздо интенсивнее и резче проявляются дизъюнктивные формы дислокаций. Наиболее древние из них взбросового характера принадлежат еще ко времени герцинской складчатости и отмечаются поясами минерализации и интрузиями авгитовых диоритов и кварцевых альбитофиров. В районе р. Сакмары мы имеем более молодые надвигового типа нарушения, действию которых подвергались и сами альбитофиры и, наконец, быть может сравнительно совсем недавно происходило поднятие хр. Урал-тау по трещине, отделяющей породы метаморфической толщи от порфиритов среднего девона.

18. В пределах изученного района имеются разнообразные полезные ископаемые. Наиболее важную роль играют месторождения меди и отчасти золота, генетически связанные с инъекцией авгитовых диоритов и кварцевых альбитофиров. Кроме того заслуживает серьезного внимания месторождение магнетита в змеевиках д. Шармаевой. Месторождения платины, асбеста, хромита и угля в громадном большинстве случаев незначительны или в крайнем случае могут иметь лишь местное значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Баженов, И. К. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1924 г в юго-западных Саянах.—Изв. Сиб. О. Г. К., т. IV, в. 5, 1925.
2. Баклунд, О. О. Петрографические провинции Ильменских гор.—Геол. Вестн. т. III, 1917.
3. Высоцкий, Н. К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале.—Тр. Г. Ком.; нов. серия; вып. 62, 1913.
4. Егоров, П. П. Платина и районы ее добычи.—Ком. по изуч. ест. произв. сил России, Петрогр., 1923—25.
5. Гейслер, А. Магнетит в Халиловском районе.—Вестн. Геол. Ком., № 4, 1925.
6. Егоров, П. П. Новые хромитовые районы в Южном Урале.—Вестн. Геол. Ком. № 4, 1925.
7. Голубятников, В. Сухоложское каменноугольное месторождение на восточном склоне Урала.—Горн. Журн., № 8, 1925.
8. Гордиенко, М. Месторождения магнетита в Сысертской и Нижне-Исетской дачах. Горн. Журн., 1924, № 11—12.
9. Гудков, П. П. Район золотых приисков А. С. Антонова и О. П. Вишневской в Орском уезде, Оренбургской губ.—Изв. Томск. Т. И., т. XXXIX, № 3, 1915.
10. Дервиз, В. М. О геологических исследованиях в Гороблагодатском районе в 1923—24 годах.—Изв. Г. К., т. 43, № 10, 1924.
11. Дюпарк, Л. и Сигг, Г. Медные месторождения в Сысертской даче на Урале.—Тр. Геол. К., нов. сер., в. 101, 1914.

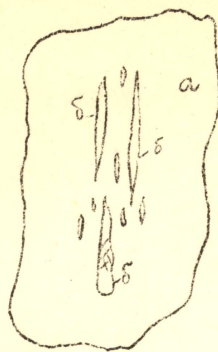
12. Еремина, Е. В. и Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Материалы для петрографии Мугоджарских гор.—Тр. С. Пб. Общ. Ест., т. XXXIII, в. 5, 1905.
13. Заварицкий, А. Н. Некоторые горные породы окрестностей Царево-Александровского прииска в Миасской даче.—Зап. Горн. Ин-та, т. III, 1912.
14. Его-же. Об исследовании горы Магнитной в 1911 году.—там-же.
15. Его-же. Петрографические наблюдения в окрестностях Миасского завода.—там-же.
16. Его-же. Геологические исследования в окрестностях горы Магнитной в Южном Урале. Изв. Г. Ком., т. XXXI, 1912.
17. Его-же. Геологические исследования в Южном Урале, произведенные в 1913 г. Изв. Г. К., т. XXXIII, 1914.
18. Его-же. Магнезит.—Ест. производ. силы России, т. IV; полезные ископаемые, Петроград, 1917.
19. Его-же. Результаты исследования месторождений магнезита в Саткинском районе в 1918.—Горное Дело, № 2—3, 1920.
20. Его-же. Таналыкско-Баймакский меднорудный район.—Горное Дело; приложение № 4, Москва, 1920.
21. Его-же. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд.—Тр. Геол. Ком., нов. серия, вып. 122, 1922.
22. Его-же. К тектонике Урала.—Изв. Г. Ком., т. 42, № 2, 1923.
23. Его-же. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале.—Изв. Геол. Ком., т. 43, № 3, 1924.
24. Его-же. О классификации магматических рудных месторождений.—Изв. Г. К., т. 45, № 2, 1926.
25. Его-же. Описательная петрография, ч. II. Осадочные породы.—Ленинград, 1926.
26. Его-же. Материалы для изучения золотоносных районов Урала.—Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 16, 1926.
27. Золотых, И. Прошлое и настоящее Таналык-Баймакского округа на землях Башреспублики. Горное Дело № 6, 1921.
28. Карпинский, А. Геологические исследования, произведенные в Южном Урале летом 1884 года.—Изв. Г. Ком., т. IV, 1885.
29. Карпинский, А. и Ф. Чернышев. Общая геологическая карта Европейской России лист 139.—Тр. Геол. Ком., т. III, № 2, 1889.
30. Карпинский, А. Месторождения ископаемого угля на восточном склоне Урала.—Изд. Геол. Ком.; Очерк ископаемых углей России, 1913.
31. Его-же. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях Московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях.—Изв. Имп. Акад. Наук., 1915.
32. Коленко, В. З. Петрографические эскизы. Породы обнажений на Кругобайкальском жел. дор. между ст. Байкал и Култук. 1. Перидотит Крутой губы.—Зап. Мин. Общ.; втор. серия, ч. 61, вып. 1, 1918.
33. Краснопольский, А. Пермь—Соликамск.—Тр. Геол. Ком. т. XI, № 1, 1889.
34. Его-же. Геологический очерк окрестностей Лемезинского завода.—Тр. Геол. Ком., нов. сер. вып. 17, 1904.
35. Его-же. Геологический очерк окрестностей Верхне и Нижне-Туринского завода и горы Качканар.—Тр. Геол. К.; нов. серия, вып. 52, 1909.
36. Кротов, В. П. Петрографические исследования южной части Миасской дачи.—Тр. Общ. Ест. при Казанском Ун., т. 47, в. 1, 1915.
37. Кротов, В. П. Геологические исследования на западном склоне Чердынского и Соликамского Урала.—Тр. Геол. Ком., т. VI, 1888.
38. Крыжановский, В. И. Месторождение серпентин-асбеста в Березовской, Каменской, и Монетной дачах на Урале.—Тр. Геол. Музея им. Петра В. б. Имп. Акад. Наук, т. 1, в. 3, 1907.
39. Кузнецов, Е. А. Горные породы озера Увильды Кыштымской дачи.—Тр. Инст. Прикладн. Мин. и Петр., вып. 2, 1923.
40. Кузнецов, Е. А. и Е. Е. Захаров. К тектонике восточного склона Урала.—Бюл. Моск. Общ. испыт. природы; нов. серия, т. XXXII, 1926.
41. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Засерской Дачи и Денежкина Камня на сев. Урале.—Тр. С.-П.-Б. Общ. Ест., т. XXX, вып. 5, 1900.
42. Его-же. Успехи петрографии в России.—Петерб., 1923.
43. Либрович, Л. С. Челябинские буроголистые месторождения.—Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 60, 1923.
44. Его-же. Геологические исследования на восточном склоне Южного Урала в 1925 г.—Изв. Г. К., т. 46, № 2, 1927.
45. Подочников, В. Н. Несколько интересных пород с южных отрогов Алтая.—Зап. Мин. Общ., Вт. сер., ч. 51, в. II, 1923.
46. Меглицкий и Антипов. Геогностическое описание южной части Уральского хребта.—С.-Петербург. 1858.
47. Мейстер, А. К. Золото.—Обзор минеральных ресурсов С.С.С.Р.; Геол. Ком. вып. 18, 1926.

48. Михеев, Н. С. К вопросу о строении месторождений асбеста на Урале.—Г. Ж., 4 т., 1909.
49. Молдаванцев, Е. П. Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1923 году.—Изв. Г. К., т. 43, № 9, 1924.
50. Егоров. О присутствии платины в диабазах и пироксеновых порфиритах Северного Урала.—В. Геол. Ком., № 5, 1925.
51. Мурчисон, Р. И. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского.—Санктпетерб., 1849.
52. Наливкин, Д. В. О геологическом строении Южного Урала.—Зап. Горн. Ин-та. т. VII, 1926.
53. Никитин, В. В. Геологические исследования центральной группы дач Верх-Исетских заводов, Ревдинской дачи и Мурвинского участка.—Тр. Геол. Ком., новая серия, вып. 22, 1907.
54. Николаев, А. В. Очерк месторождений кыштымита в Кыштымском горном округе.—Зап. Мин. Общ., втор. серия, ч. 61, вып. 1, 1918.
55. Николаев, Д. Геологические исследования, произведенные в Южном Урале в 1901 и 1902 годах.—Изв. Геол. Ком., т. XXII, 1903.
56. Ответы на запросы учреждений и лиц, сообщенные Московским Отд. Геол. Ком.,—Изв. Г. К., т. 37, 1918.
57. Отчет о состоянии и деятельности Геологического Комитета за 1902 год.—Изв. Г. К., т. 22, 1903.
58. То-же. За 1907 год.—И. Г. К., т. 27, 1908.
59. То-же. За 1909 год.—И. Г. К., т. 29, 1910.
60. То-же. За 1910 год.—И. Г. К., т. 30, 1911.
61. То-же. За 1911 год.—И. Г. К., т. 31, 1912.
62. То-же. За 1912 год.—И. Г. К., т. 32, 1913.
63. То-же. За 1913 год.—И. Г. К., т. 33, 1914.
64. То-же. За 1914 год.—И. Г. К., т. 34, 1915.
65. То-же. За 1915 год.—И. Г. К., т. 35, 1916.
66. То-же. За 1916 год.—И. Г. К., т. 36, 1917.
67. То-же. За 1917 год.—И. Г. К., т. 37, 1918.
68. То-же. За 1918 год.—И. Г. К., т. 38, 1919.
69. То-же. За 1919 год.—И. Г. К., т. 39, 1920.
70. То-же. За 1925 год.—И. Г. К., т. 45, 1927.
71. Преображенский, П. И. и Чураков, А. Н. Асбест.—Ест. Произв. Силы России, т. IV; полезные ископаемые; Петроград. 1917.
72. Пригоровский, М. М. Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и смежных частей Тургайской и Уральской степи.—Изв. Г. Ком., т. 33, 1914.
73. Егоров. О некоторых осадочных толщах к западу и востоку от Мугоджарских гор.—Изв. Г. К., т. 31, 1912.
74. Пэрна, Э. Я. Палеозой восточного склона Урала между г. Верхнеуральском и Магнитной станицей.—Изв. Г. К., т. 31, 1912.
75. Татаринцов, П. М. К геологии Баженовского асбестового района.—Вестн. Геол. Ком-та, № 5, 1925.
76. Усов, М. А. Описание горных пород (Пограничная Джунгария).—Изв. Томск. Т. И., т. II, вып. 1, 1911.
77. Федоров, Е. С. и В. В. Никитин. Богословский горный округ.—С.-Пет. 1901.
78. Ферсман, А. Е. Драгоценные и цветные камни С. С. С. Р. Т. II.—Изд. Ком. по изуч. ест. произ. сил С. С. С. Р. при Акад. Наук СССР, 1925.
79. Фредерикс, Г. Поездка в Красноуфимский уезд летом 1915 года.—Изв. Г. К., т. 34, 1915.
80. Чернышев, Ф. Геологические исследования, произведенные на Урале летом 1884 года.—Изв. Г. Ком., IV, 1885.
81. Егоров. Описание центральной части Урала и западного его склона.—Тр. Геол. Ком., т. III, № 4, 1889.
82. Чирвинский, П. Н. Родоначальная магма глубинных пород Ильменских гор.—Зап. Рос. Мин. Общ. ч. IV, вып. 1, 1925.
83. Штукенберг, А. Геологические исследования в Южном Урале.—Изв. Г. К., т. 15, 1886.
84. Егоров. Геологические исследования в Южном Урале, произведенные в 1898 году.—Изв. Г. К., т. 18, 1889.
85. Яговкин. Вторичное обогащение сульфидов.—Г. Ж., №№ 1, 2, 3, 4—5, 1924 и № 12 1923.
86. Яковлев, Н. Геологический очерк рудоносной области сменитов в Нижне-Тагильском округе на Урале.—Изв. Г. К.; т. 25, № 8, 1906.
87. Angel, F. Gesteine der Steiermark.—Graz, 1924, B. 60, der Mitteil. des Nat. Vereins für Steiermark.
88. Bain, G. W. Types of Magnesite Deposits and Their Origin.—Econ. Geol., № 5, 1924.

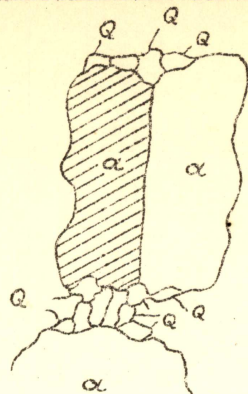
89. Becke F. Stoffwanderung bei der Metamorphose.—Tsch. Min. Petr. Mitt., XXXVI, 25, 1923.
90. Behaghel, G. Die Kupfererzvorkommen im Uralischen Bergrevier von Sissertsk.—Zeitschr. f. prakt. Geol., Heft 4, 1923.
91. Berg, G. Genetische Beziehungen vulkanischer Erzmetasomatosen.—Zeitschr. f. prakt. Geol., 33, 1925.
92. Blanchard, R. and P. F. Boswell. Notes on the oxidation Products Derived from Chalcopyrite.—Econ. Geol., Vol. XX, № 7, 1925.
93. Fergusson, H. G. The Limestone Ores of Manhattan, Nevada.—Econ. Geol., 1921., Ref. N. J. Bd. II, Abt. A, 1925.
94. Jdem. Geology and Ore Deposits of The Manhattan District, Nevada.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, 723.
95. Holden, E. F. The Temperature—pressure Conditions During The Formations of Smoky Quartz and Amethyst.—Amer. Miner. 10, 1925. Ref. N. J. Bd. I, 1926.
96. Kalb, G. Kristalltracht, Vorkommen und Bildungstemperatur der Mineralien.—Centr. f. Min., 1923.
97. Knox, H. H. An Effect of Climatic Changes on The Superficial Alteration of Ore Deposits.—Econ. Geol., XVII, 1922.
98. Parker, R. L. Serpentin und Talk von Disentis—Surrhein.—Schw. Min.—Petr. Mitteil., 1921. Ref. N. J. Bd. I, 1926.
99. Rosenbusch—Mügge. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine—Bd. 12. 1926.
100. Schneiderhöhn, H. Die Oxydations und Zementations—Zone sulfidischer Erzlagerstätten.—Fortschr. der Min., Kristall. und Petr., 9, 1924. Ref. N. J. Bd. II, 1925.
101. Schnell, J. R. Les roches basiques des nappes penniques.—Schweiz. Min. Petr. Mitteil., 1921. Ref. N. J. Bd. I 1926.
102. Schrader, F. C. The Jarbidge Mining District, Nevada.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1923. Ref. N. J. 1925. Bd. II, Abt. A.
103. Schwartz, G. M. The Contrast in the Effect of Granite and Gabbro Intrusions on the Ely Greensone. —Journ. of Geol., 32, 1924.
104. Slavik, Fr. Über zwei anchimonomineralische Fazies des Westböhmischen Gabbromasivs.—Rozpravj České Akademie 31, Ref. N. J., Bd II, Abt. A. 1925.
105. Spurr. Ore Injection at Edward.—Eng. Min. Journ., 1924. 684.
106. Wagner, P. A. and E. F. Mellor. On Platinum—bearing Hortonolite Dunite of The Lydenburg District.—Trans. Geol. Soc. S. Africa. 28, 1925. Ref. N. J. Bd II, 1925.

Описание рисунков и чертежей.

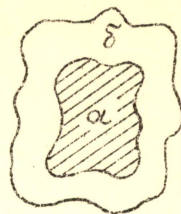
- Ф. 1. Включение глаукофана в кристалле альбита. *a* — альбит, *b* — глаукофан.
- Ф. 2. Форма проявления метасоматического кварца в узловатых альбито-хлоритовых сланцах. *a* — альбит, *Q* — кварц.
- Ф. 3. Обрастание сфена хромитом в амеевиках метаморфической толщи. *a* — агрегат сфена; *b* — хромит.
- Ф. 4—5. Формы и соотношения кварцевых и альбитокварцевых жилков в милонитизированных диабазовых порфиритах р. Сакмары. I—I—кварцевая жилка, II-II—альбитокварцевые жилки.
- Ф. 6. Форма агрегата кварца, видимо, представляющего псевдоморфозу по фенокристаллу пироксена в диабазовом порфирите.
- Ф. 7. Остаток радиоляриевых скелетов в яшме.
- Ф. 8—10. Формы сферолитов в кварцевых альбитофирах.
- Ф. 11. Обрастание пирита метасоматическим кварцем. *Qu* — кварц, *Pu* — пирит.
- Ф. 12. Схема распределения горных пород на руднике у д. М. Алгазын.
- Ф. 13. Геологическая карта Тубинского рудника.
- Ф. 14. План и разрез по колчеданной линзе Тубинского месторождения.
- Ф. 15. План и разрез Южно-Юлукского месторождения.
- Ф. 16. Геологическая карта Таналык-Баймакского района.



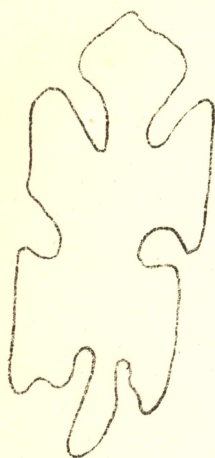
Фиг. 1.



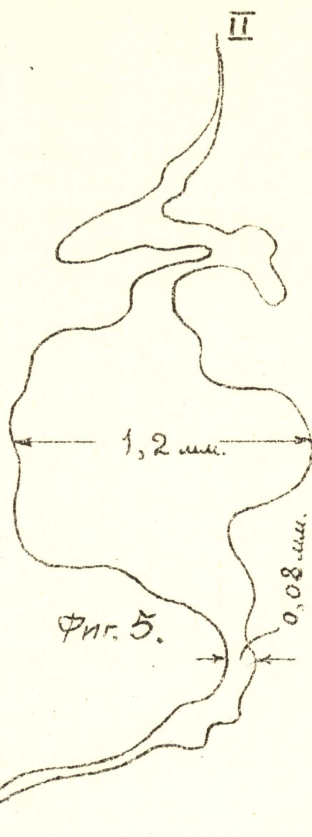
Фиг. 2.



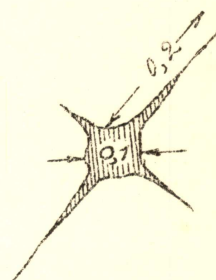
Фиг. 3.



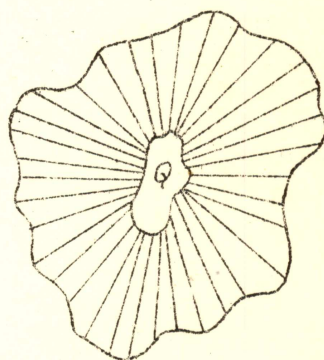
Фиг. 6.



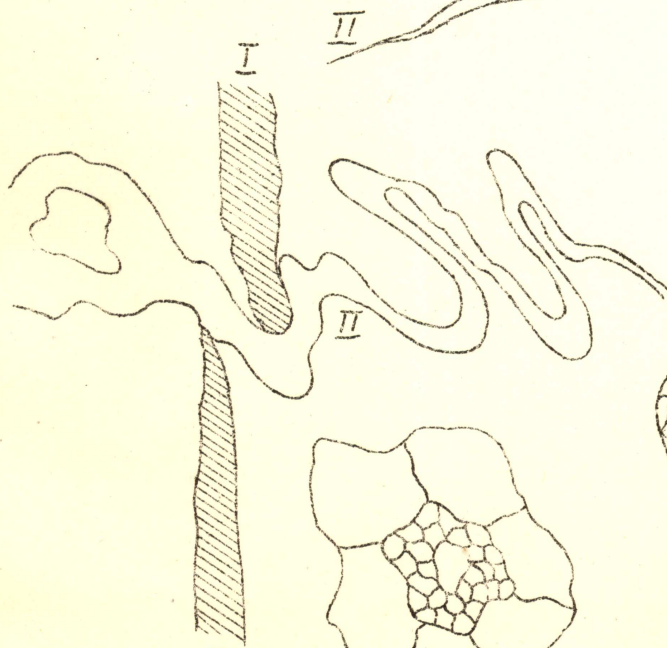
Фиг. 5.



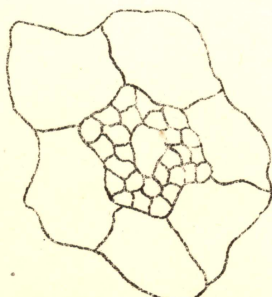
Фиг. 7.



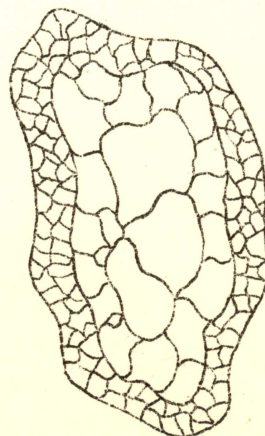
Фиг. 8.



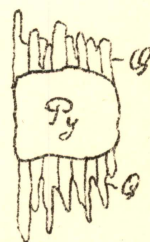
Фиг. 4.



Фиг. 9.



Фиг. 10.



Фиг. 11.

Схема распределения горных
пород на руднике у деревни
М. Агазин.
(Лазаверная селка)

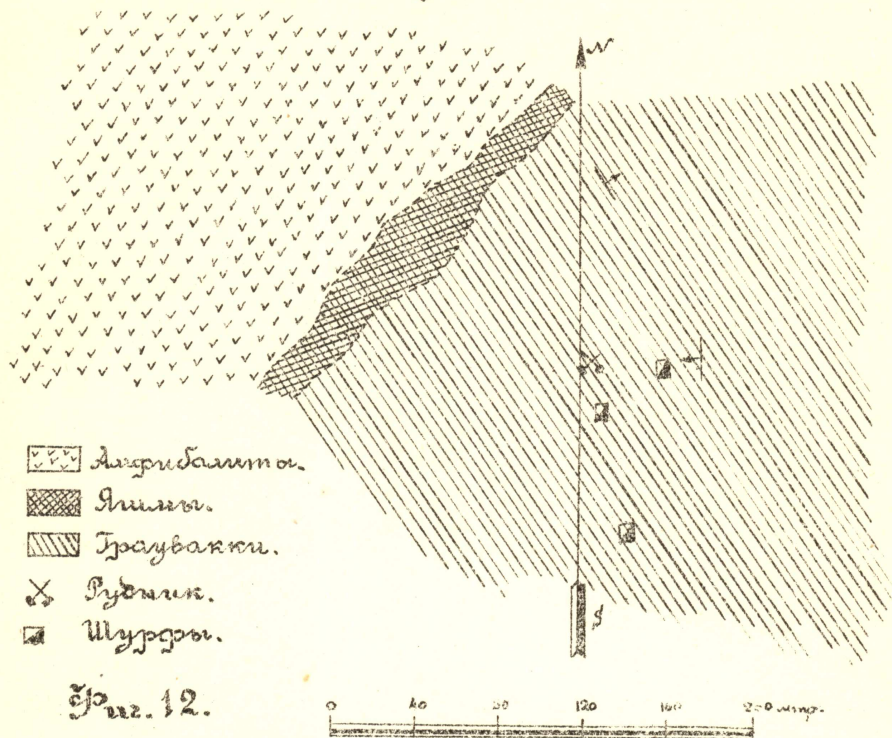
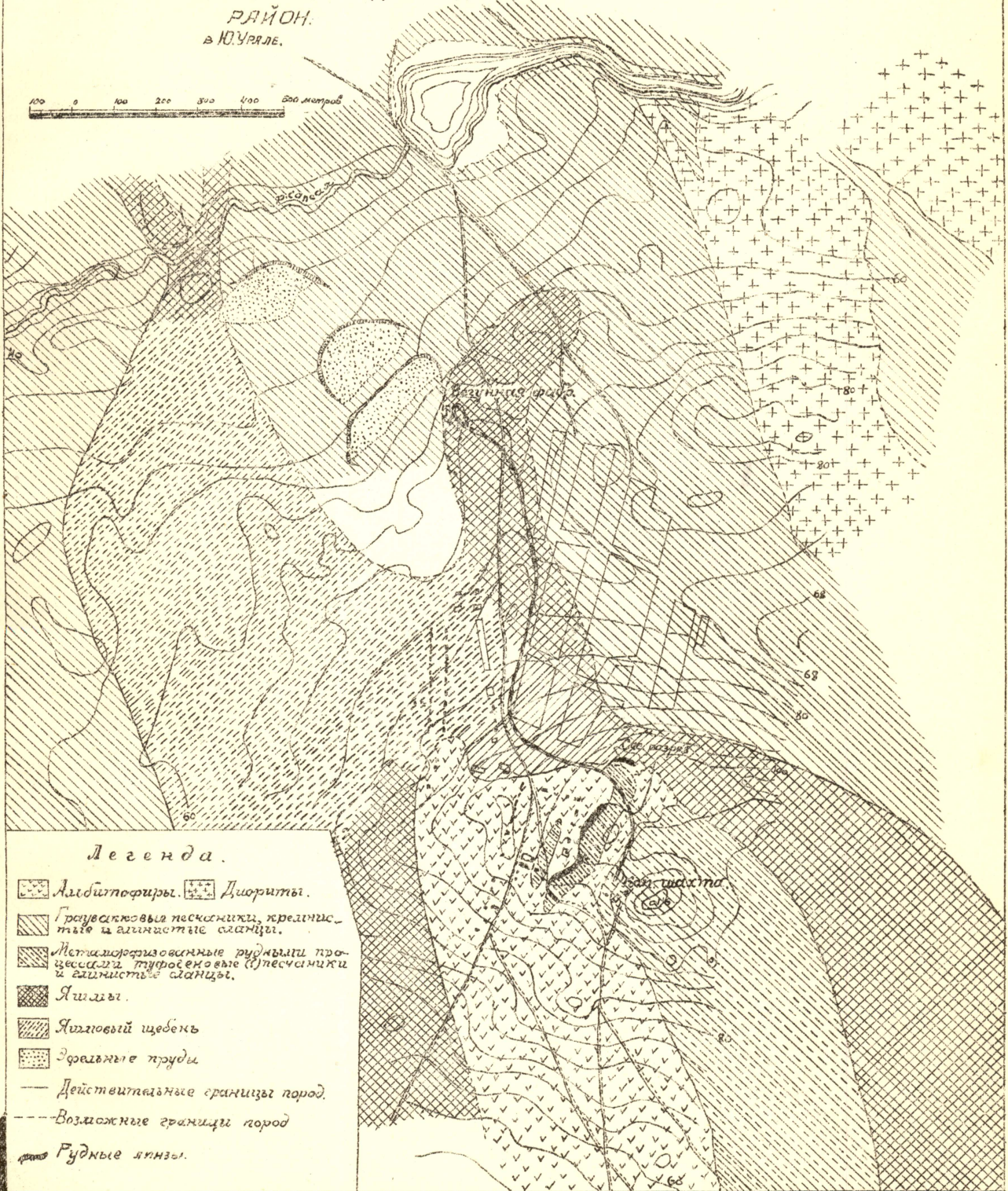


Рис. 12.

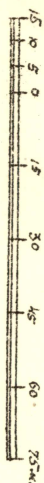
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ТУБИНСКОГО РУДНИКА. Таналын-Баймакский меднорудный район. в ЮУрале.

Fig 13.

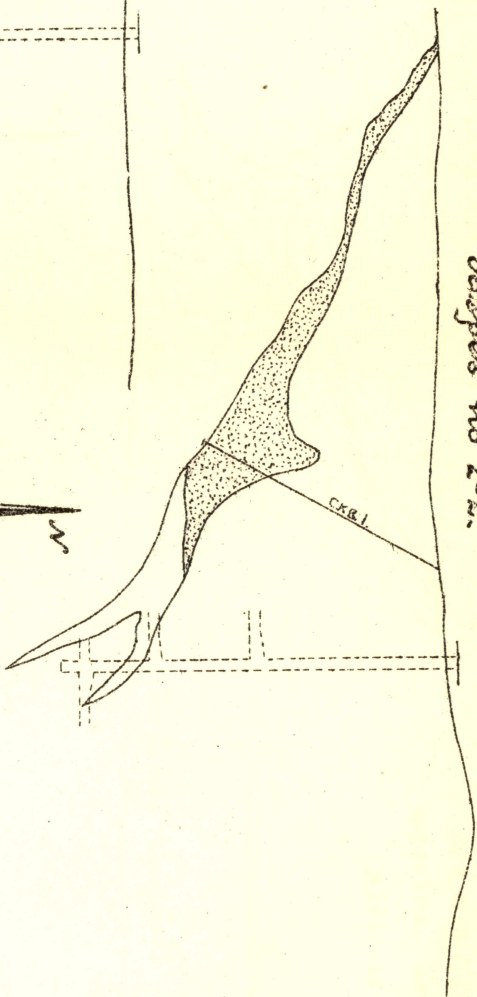
100 0 100 200 300 400 500 метров



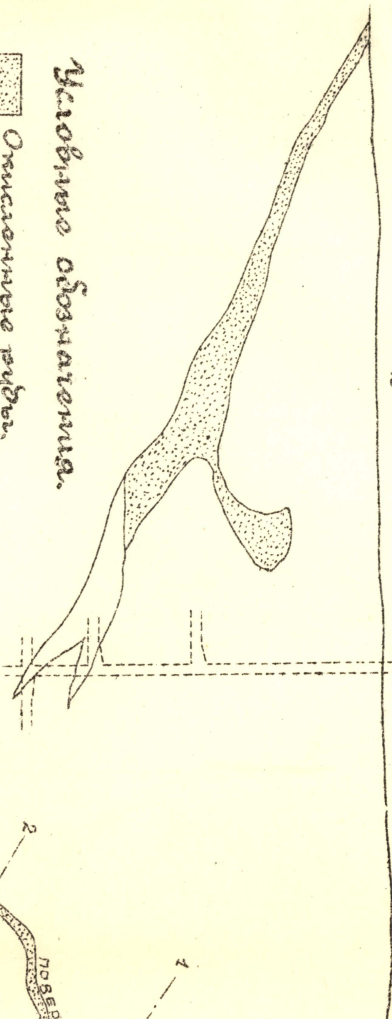
План и разрез
по карстовой ямке
Глубинского и-и-и.



Разрез по 2-2.



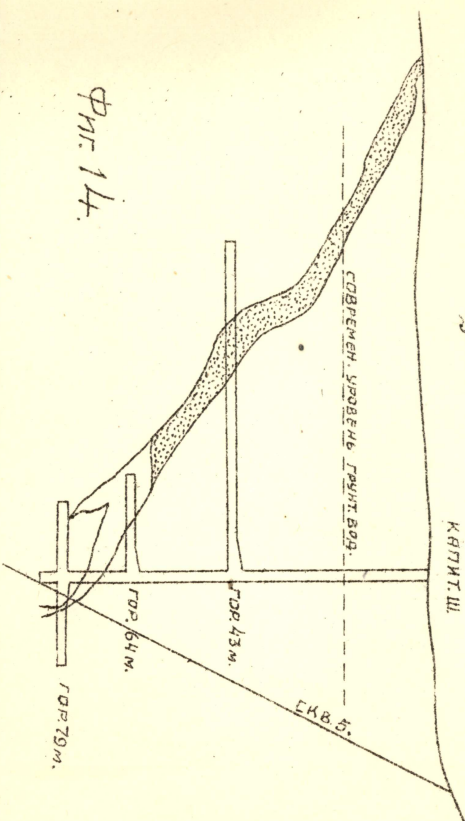
Разрез по 3-3.



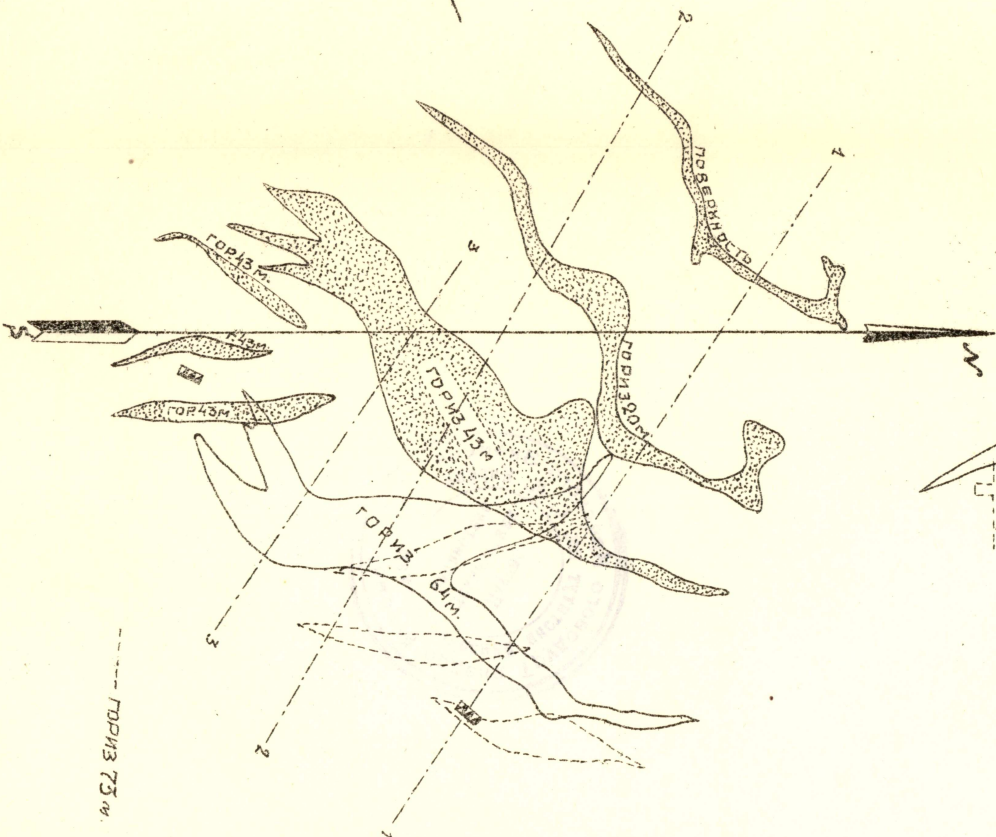
Условные обозначения.

- Ормационные руды.
- Диагенозные руды.

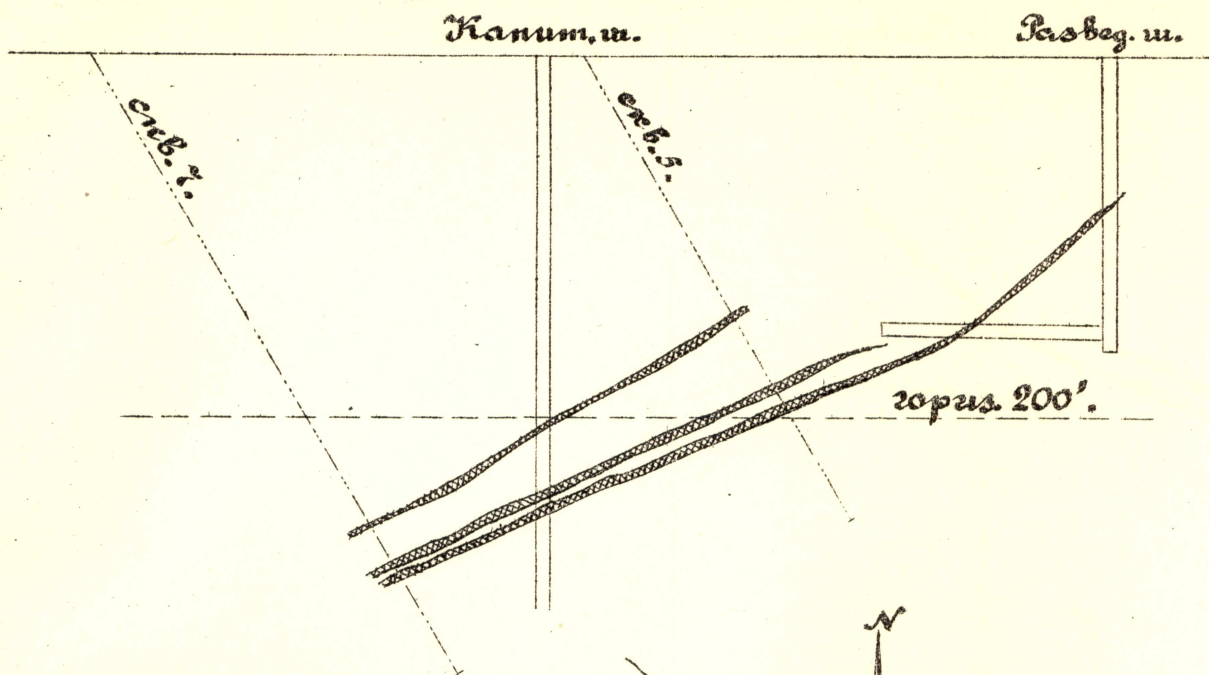
Разрез по 1-1.



Фиг. 14.

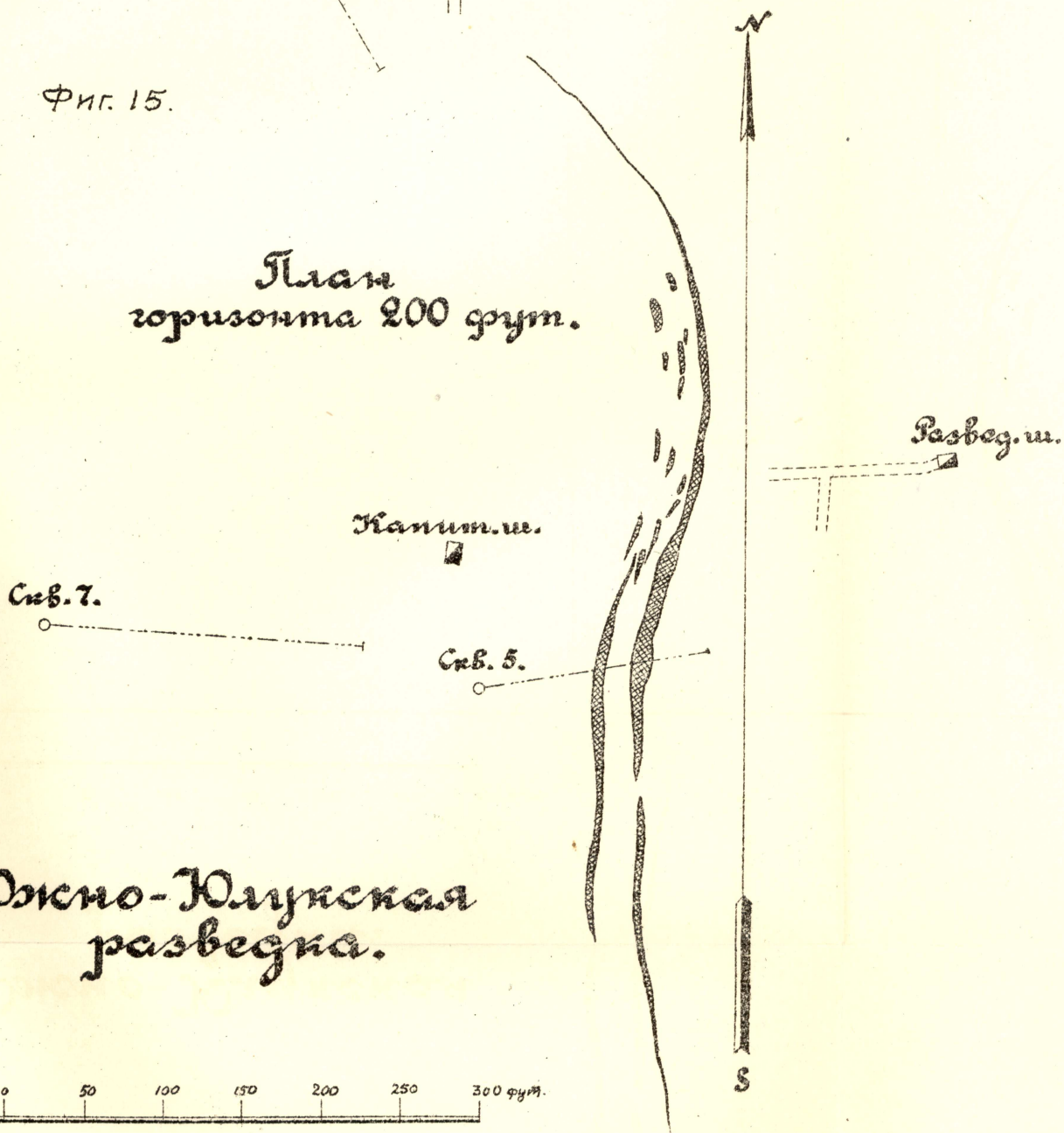


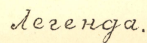
Разрез вкрьст простирания.



Фиг. 15.

План горизонта 200 футов.



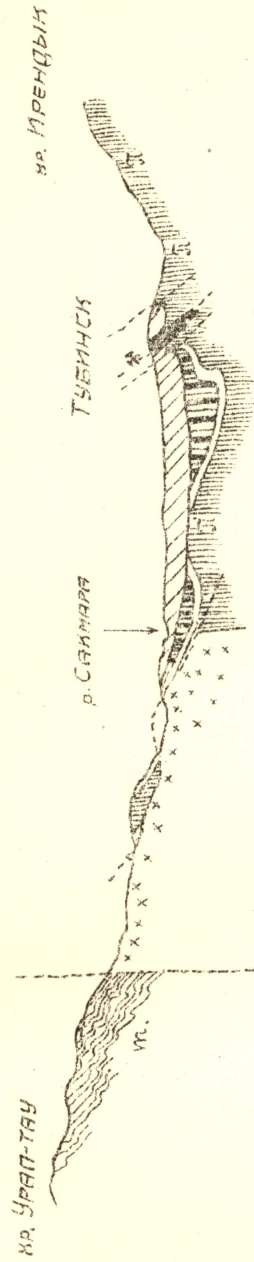


- | | |
|---|---|
|  | Металлогенетическая толща с преобладанием слюдяных сланцев и кварцитов. |
|  | Металлогенетическая толща с преобладающим зелеными сланцами. |
|  | Граувактовые толща берегового (?) докона. |
|  | Гиллы. |
|  | Кремнистые сланцы и туфриты среднего докона (В). |
|  | Мраморы и известники. |
|  | Перидотиты и энзевилы. |
|  | Порфириты и их туфы. |
|  | Лавбитопири. |
|  | Жвары и баствары, асбестовый диорит. |

Aug. 16.

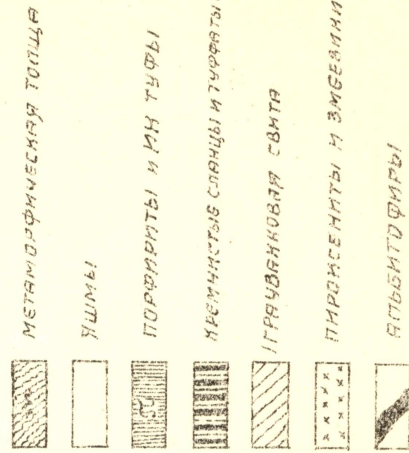
СХЕМАТИЧЕСКИЙ ШИРОТНЫЙ РАЗРЕЗ

(широта Тувинского рудника)

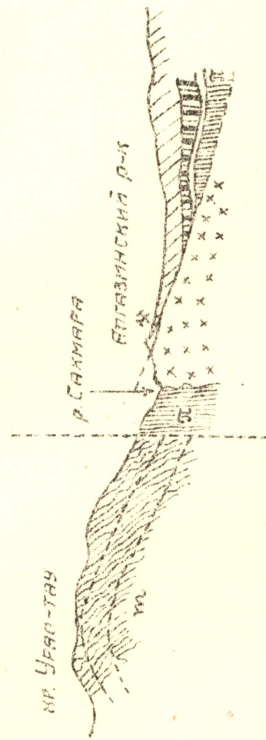


Фиг. 17.

УСТОЙНЫЕ СЕОЗНАЧЕНИЯ:



ДИЗЪИНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ



Фиг. 18.

СХЕМАТИЧЕСКИЙ ШИРОТНЫЙ РАЗРЕЗ
ЧЕРЕЗ М.-АЛДАЗИНСКОЕ М-ИЕ.

