

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 75, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 23), 1946

В. С. КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ, О. П. ОГЛОБЛИНА, М. Е. ЯКОВЛЕВА

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
МАЙКАИНСКОГО РУДОНОСНОГО РАЙОНА
(Центральный Казахстан)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

В. С. КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ, О. П. ОГЛОБЛИНА, М. Е. ЯКОВЛЕВА
ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МАЙКАИНСКОГО
РУДОНОСНОГО РАЙОНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

I. ВВЕДЕНИЕ

Майкаинское золоторудное месторождение, в районе которого работал Майкаинский отряд Центрально-Казахстанской экспедиции Академии Наук, расположено к югу от областного центра г. Павлодара.

Майкаинский рудник находится в ведении Майкаинского рудоуправления, ведающего также золотыми приисками Александровской группы, расположенными к югу от Майкаина.

По имеющимся сведениям, первая заявка на месторождение относится к 1869 г., однако, как показали находки в пределах рудника так называемых чудских выработок, месторождение было известно еще в глубокой древности (Чудинов, 1937).

Впервые в значительных размерах месторождение начало эксплуатироваться английской концессией, когда бурые железняки Майкаина употреблялись в качестве присадки на Экибастузском медном заводе. Ценность окисленных руд Майкаина и большие запасы содержащегося в них золота были выявлены разведочными работами, поставленными в конце первой пятилетки.

Геологическая изученность Майкаинского района до 1937 г. была весьма слабой и не соответствовала его промышленному значению. Несмотря на то, что Майкаинский рудник является крупнейшим объектом, он не имел удовлетворительной геологической карты, т. е. не имел основы для развития правильно поставленных поисково-разведочных работ.

В 1932 г. вышла из печати работа Д. С. Коржинского, производившего в Экибастузском районе общую геологическую съемку в масштабе 1:200 000. Эта работа имеет и достоинства, и недочеты, особенно в отношении стратиграфии, но в общем она — определенное достижение в познании интересующего нас района.

После 1932 г., несмотря на наличие разведочных и широкое развитие горных работ, геологическое изучение рудника и его района в течение ряда лет продвинулось очень слабо. Исключением являются работы П. М. Геронина, изучавшего детально для целей водоснабжения девоно-карбонную мульду и составившего структурную геологическую карту для площади около 500 км.² На основе этих работ построен майкаинский водопровод.

В 1937 г. на территории Майкаинского рудника начали работать партия НИГРИЗ (Д. А. Тимофеевский) и минералогический отряд Центрально-Казахстанской экспедиции (ЦККЭ), руководимый Ф. В. Чухровым.

В задачу партии НИГРИЗ входило исследование структуры рудного поля Майкаина, а задачей минералогического отряда являлось изучение вещественного состава окисленной зоны месторождения. Исследования эти привели к уточнению формы рудных тел, что позволило уточнить и подсчеты запасов.

Но если в 1937 г. была внесена некоторая ясность в представления о строении рудной зоны Майкаина и минералогии его окисленных руд, то геологическая изученность района продолжала быть отстающим участком.

Еще зимой 1937—1938 гг. с НИГРИЗ было достигнуто соглашение, по которому работы НИГРИЗ и ЦККЭ в Майкаине в 1938 г. должны были производиться в тесной увязке и без ненужных повторений. В этой общей работе на ЦККЭ возлагалось изучение стратиграфии, тектоники и петрологии и составление геологической карты в масштабе 1 : 50 000.¹ В задачу работ НИГРИЗ (Д. А. Тимофеевский) в 1938 г. входило продолжение исследований структуры рудного поля рудника.

В связи с этим рудное поле Майкаина нами не изучалось и его геологическое строение изображено на нашей карте по данным Д. А. Тимофеевского и А. П. Божинского. Не располагая собственными материалами, мы по той же причине не касаемся разнообразных метаморфических образований, связанных с рудным процессом, характеристику которых читатель найдет в отчете упомянутых авторов.

В том же 1938 г. в Майкаине производились дополнительные наблюдения минералогическим отрядом Центрально-Казахстанской экспедиции (Ф. В. Чухров), а также начала работать над составлением плана капитальных разведочных работ на 1939 г. партия Золоторазведки (Б. К. Брешинов). Проведенными этой партией геофизическими исследованиями были установлены аномалии по соседству с известными рудными контурами. Все перечисленные отряды работали в тесном контакте между собой и с ГРО рудоуправления. В конце периода полевых работ в пределах района работал стратиграфический отряд экспедиции (Н. А. Штрейс), который в связи со своим тематическим заданием занимался сборами фауны нижнего палеозоя.

II. ОРО-ГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Майкаинский район расположен на южном склоне Иртышского водораздела, в области развития мелкосопочника, более полого-холмистого, чем обычно в Центральном Казахстане. Район лишен речной сети и характеризуется засушливым климатом. Количество годовых осадков в среднем около 250 мм при испаряемости 740 мм в год.

На западе района расположена широкая долина, выходящая на северо-востоке к оз. Ангрэн-сор. Другая долина расположена на юго-востоке. Она тянется вдоль Кайдаульской дороги, к колодцам Ак-кудук, а отсюда поворачивает в широтном направлении мимо горы Чаган-тубе и уходит на северо-запад. Эта полоса пониженных точек местности располагается вдоль границы выходов пород среднего девона. К югу и к северу от нее местность отчетливо повышается. В долину впадают многочисленные второстепенные лога, которые в верховьях теряются в мелкосопочнике.

По характеру рельефа район распадается на две части: западную и восточную.

В западной части, в области развития песчаников ангрэнсорской

¹ Настоящая работа была сдана для печати весной 1941 г.

эзиты (S_2^a) местность полого-холмиста и представляет типичную травянистую степь. Развитые здесь многочисленные низкие увалы вытянуты согласно с простиранием пород главным образом в северо-восточном направлении. К юго-западу от горы Джуван-тюбе, около тектонического контакта песчаников, в связи с более крутыми углами их залегания и развитием сети долин и логов, рельеф становится более изрезанным и появляются хорошо выраженные гряды холмов.

Некоторое разнообразие в рельеф вносят выходы пород нижнего девона, которые трансгрессивно налегают на силурийские песчаники. Их значительные поля в северной части района вместе с третичными песчаниками слагают повышенные участки местности. Выходы нижнедевонских пород, особенно кремнистых сланцев, образуют мелкие крутосклонные холмы и значительные высоты, примером которых служит гора Джуван-тюбе с относительной высотой около 50 м.

В восточной части района, где широко развиты эффузивы нижнего силура и нижнего девона, мы видим несколько более сложный рельеф мелкосопочника. Здесь часто пониженные элементы рельефа слагает нижнесилурийская толща, а склоны долин и водоразделы между ними — нижнедевонские породы. Объясняется это тем, что разрыв затронул более раздробленные антиклинальные структуры палеозоя и вскрыл залегающий в их основании нижний палеозой. В наиболее структурно-приподнятых зонах, в рудном поле Майкайна и на юго-востоке района, породы ордовича слагают гряды значительных холмов, относительная высота которых достигает 20 м. На рудной площади, кроме того, имеются две высокие крутосклонные сопки — Большой и Малый Майкайн, достигающие абсолютной отметки 298 м. Они сложены устойчивыми к выветриванию вторичными кварцитами. Относительная высота сопки равна 35—40 м. Широко развитые в пределах рудного поля рассланцованные породы располагаются в отрицательных элементах поверхности, почти лишенных коренных выходов.

На площадях, занятых нижнедевонскими породами, обычно наблюдаются многочисленные мелкие холмы с выходами альбитофиров, кремнистых сланцев и яшм.

В северной половине района элементы рельефа имеют северо-восточное простирание, в то время как к югу от Майкайна, в связи с изменением простирания складчатых структур, они становятся широтными. Эта часть района, сложенная главным образом диабазами, сильно сглажена. Среди всхолмленной степи выделяются низкие увалы, вдоль вершин которых тянутся выходы альбитофиров, кремнистых сланцев или даек габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров.

На юго-западе района, в связи с мелкой складчатостью на поверхности, происходит частая смена различных типов эффузивов. Положительные элементы рельефа представлены увалами и сложены альбитофирами. Между ними располагается пологохолмистый мелкосопочник, развитый на порфиритах и верхнедевонских песчаниках. Севернее оз. Эльток среди плоской долины отчетливо выделяется большая гряда известняков нижнего девона.

Несколько иную картину мы видим на юго-востоке. Здесь, двигаясь на юг от долины, в которой расположен колодец Ак-кудук, пересекаем очень пологий склон, сложенный верхнесилурийскими песчаниками. На площадях распространения эффузивов среднего девона и осадочных пород карбона развит мелкосопочник или ровная травянистая степь.

Указанные выше долины (одна на юго-востоке, другая — выходящая к оз. Ангрэн-сор) образовались в результате работы водных потоков. Об этом свидетельствуют находки в верховьях и на склонах долин

иногда мощных конусов выноса, состоящих из трубообломочного материала верхнесилурийских песчаников. Эти скудные факты говорят в пользу того, что главные элементы рельефа нашего района сформировались при наличии достаточно мощных потоков воды.

На дне бессточных долин располагаются «соры» — пересыхающие озера. На севере находятся два больших озера Уш-куль, на западе — оз. Ангрэн-сор, на юго-западе — оз. Эльток и на юге — оз. Сары-куль. Из них наиболее крупным является оз. Ангрэн-сор. Озера мелкие (0,5—1,5 м), с илистым дном. Они заполняются водой в весенний период, а в летнее время пересыхают, причем их дно покрывается выцветами солей. Происхождение озерных впадин трактуется как результат химического и эолового выветривания в условиях полупустынного климата. Такое объяснение для мелких бессточных котловин является весьма вероятным. Однако, очевидно, «соровый» процесс, динамика которого с сопутствующими явлениями описана Д. С. Коржинским (1930), уже накладывался на поверхность, испытавшую до этого размыв.

В связи с наличием четвертичных движений, констатированных в Центральном Казахстане, древние системы долин могли подвергнуться значительному переустройству, с чем могут быть связаны их отличительные черты (присутствие выходов коренных пород, видимое отсутствие аллювиальных отложений и пр.).

На дне долин и логов образуются многочисленные солончаки. Нередко в долинах имеются плохо выраженные русла, связанные с деятельностью весенних потоков.

Формирование рельефа нашего района имеет сложную историю. В мезозое он подвергся энергичному размыву, подготовившему пологую поверхность, на которую легли третичные осадки. В четвертичный период вначале происходило формирование нормальной речной сети и долин, а в последующие эпохи полупустынного климата получили развитие процессы дефляции. Последние, по Д. С. Коржинскому (1930), в настоящее время выражены слабо. Эта схема развития рельефа, вероятно, очень далека от истинного хода событий, поскольку геоморфологически Центральный Казахстан изучен очень слабо.

III. СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района принимают участие породы, образование которых обнимает промежуток времени от ордовича до нижнего карбона включительно. Помимо этого, пользуются распространением и более молодые отложения третичного возраста, а за пределами изученной площади известен мезозой (угленосная юра).

Среди палеозойских образований следует выделить два комплекса: ордовичский и вышележащий, включающий породы готландия, девона и нижнего карбона. Породы этих двух комплексов различаются по степени метаморфизма и дислоцированности.

Палеозойские образования обладают главным образом северо-восточными простираниями, за исключением юга, где, в связи с замыканием и погружением в южном направлении брахиантиклинальной структуры каледонского основания, простирание складок становится широтным. Примыкающая к указанной брахиантиклинали синклиналь выполнена верхнесилурийскими, девонскими и каменноугольными образованиями. Последние развиты в наиболее глубокой ее части, расположенной к югу от Майкаина.

Палеозойские породы распределены по площади неравномерно. Вдоль северной и западной границы района развита толща песчаников готландия, на которой сохранились трансгрессивно лежащие участки

девонской эффузивной толщи, а также третичных песчаников. Более полный разрез палеозоя мы наблюдаем на остальной площади района. Здесь в основании залегают сильно дислоцированные вулканогенные породы ордовича. Они обладают северо-восточными простираниями и крутыми падениями в обе стороны. Породы каледонского основания прорезаны гипабиссальными нижнепалеозойскими интрузиями кварц-диорит-порфиристов района озер Уш-куль.

На юго-востоке на каледонском основании лежит несогласно более полого дислоцированная толща песчаников готландия. На остальной же площади на ордовиче залегают эффузивы нижнего девона. С востока и юга область развития ордовича, готландия и нижнего девона опоясана выходами среднего и верхнего девона, принадлежащими северному крылу девоно-карбоневой мулды.

Рудная зона Майкаина с юга ограничена широтной тектонической линией, существование которой подтверждается выходами вдоль нее кливажированных и рассланцованных пород. Образование этой тектонической линии, а также рудоносных рассланцованных и раздробленных зон Майкаина и месторождений Эльток и Джерик-кудук обусловлено герцинским тектогенезом. С последним связано образование зон смятия, широтных, северо-восточных, а также запад-северо-западных направлений, вдоль которых получили развитие гидротермальные рудные процессы. При этом северо-восточные зоны нарушений Майкаинского рудника, сравнительно с зонами других направлений, отличаются большой мощностью и интенсивной гидротермальной проработкой.

Герцинские интрузии представлены Майкаинским массивом габбро-диабазов и серией даек того же состава. Кроме этого, встречены небольшой выход сиенитов и дайки диорит-порфиристов. Самыми поздними образованиями этого отрезка геологической истории являются лейкократовые жильные породы, среди которых преобладающим развитием пользуются плагиограниты. Последние местами пиритизированы, и весьма вероятно, что их образование приурочено к тому этапу развития герцинского интрузивного процесса, с которым генетически связаны и рудоносные растворы.

Такова схема геологического строения изученного района. Переходим теперь к его более подробной характеристике:

А. Силур

Силурийские образования в нашем районе представлены нижнесилурийской вулканогенной свитой и тремя верхнесилурийскими толщами. Среди последних главную роль играют осадочные породы.

1. Нижний силур

К наиболее древним образованиям района принадлежит интенсивно дислоцированная зеленокаменная толща. Ее возраст определен Н. А. Штрейсом (1939) в соседнем Чидертинском районе. Там на сильно дислоцированных слоях эффузивной и яшмо-кварцевитовой свиты фаунистически охарактеризованного нижнего силура (шландейльский ярус) несогласно залегает аналогичная зеленокаменная свита, которая, как и в нашем районе, перекрыта известняками, содержащими фауну конца карадока. Последние залегают в основании песчаников верхнего силура, отвечающих ангресорской свите (S_2^a) нашего района. Таким образом, по возрасту описываемая нижнесилурийская толща соответствует карадокскому ярусу ордовича.

Выходы нижнесилурийских пород, прерываемые большими площадями залегающих на них нижнедевонских эффузивов, приурочены к трем полосам. Наиболее мощная из них, с простираемием СВ 25—35°, расположена в юго-восточной части района, где она прослежена на протяжении 12 км. На юге это простираемие сменяется широтным, причем происходит погружение нижнесилурийской толщи под верхнесилурийские и девонские образования. Ширина восточной полосы нижнего силура в среднем равна 3 км.

В северо-восточном углу района вследствие размытия нижнедевонских эффузивов восточная полоса сливается с центральной. Очертания последней, соответственно сложным контурам нижнедевонской толщи, очень неправильны. В районе озер Уш-куль она имеет ширину около 6 км, и здесь ей подчинена каледонская интрузия диорит-порфиристов. К системе центральной полосы принадлежат большие выходы нижнего силура в окрестностях Майканского рудника. Простираемие пород в центральной полосе также северо-восточное, с местными отклонениями до широтных. Выходы западной зоны расположены вблизи контакта с верхнесилурийскими песчаниками ангренсорской свиты и представлены небольшими площадями, в пределах которых нижний силур выходит среди размытых пород нижнего девона.

Таким образом, в нашем районе нижнесилурийские породы образуют структурно приподнятый участок, на поверхности которого сохранились нижнедевонские эффузивы. На северо-западе нижний силур граничит с песчаниками верхнего силура, а с юга и с востока карадокская толща уходит под верхний силур, нижний и средний девон. Из анализа карты Д. С. Коржинского (1932) следует, что северо-восточнее, за пределами нашего района, нижнесилурийская свита испытывает погружение и перекрывается песчаниками ангренсорской свиты верхнего силура.

Вулканогенные породы нижнего силура слагают пологие холмы и увалы, вытянутые согласно их простираемию. Наиболее хорошо они обнажены в юго-восточной части района, где их выходы приурочены к системе довольно высоких сопок, а также в пределах рудной площади Майканна. В остальной части района нижнесилурийские породы слагают пологохолмистые пространства или вскрыты на дне долин, врезающихся в эффузивы нижнего девона. Выходы пород часто представлены отдельными гребешками, высыпками обломков и щебенкой. На характере обнаженности нижнего силура сказался литологический состав свиты, в которой главную роль играют сравнительно легко выветривающиеся туфы.

Хотя нами всюду велись наблюдения над условиями залегания первичных элементов свиты, но отсутствие маркирующих горизонтов и плохая обнаженность в общем однородной нижнесилурийской толщи, испытавшей зеленокаменное перерождение, не позволяет дать полного разреза, выделить определенные структурные элементы и более дробные стратиграфические единицы этой толщи, мощность которой, по данным Н. А. Штрейса, равна приблизительно 1 км.

Имея в виду, что известняки карадокской толщи с фауной *Leptaena sericea* Sow. залегают в верхних частях нашего разреза, мы можем допустить существование в восточной части района двух синклинальных складок, разделенных антиклинальным поднятием, к которому приурочены выходы нижнего силура в широкой полосе на востоке и юго-востоке района.

Майканская полоса представляет сильно нарушенную приподнятую антиклинальную зону, погружающуюся в северо-восточном направлении. В пределах рудной зоны нижнесилурийские породы пользуются значи-

тельным распространением и слагают ее центральную часть. Здесь площади, занятые сравнительно слабо измененными карадокскими образованиями, ограничены как продольными, так и поперечными зонами смятия и разрывами. Разобщенные выходы западной полосы, очевидно, также принадлежат приподнятой зоне каледонского складчатого основания.

Преобладающими породами нижнего силура являются продукты излияния роговообманково-плагиоклазовых андезитовых лав, среди которых главную роль играют туфовые образования; в подчиненном количестве развиты пироксен-плагиоклазовые порфириты.

В схеме строения зеленокаменной свиты в восточной полосе ее развития можно выделить две толщи, связанные постепенными переходами. Из них нижняя, в составе которой заметную роль играют покровы эффузивов, развита в антиклинальной структуре восточной части района, а также в пределах рудной зоны. Верхняя толща представлена главным образом туфами роговообманково-плагиоклазовых порфиритов; ей в верхней части подчинены характерные гематитизированные роговообманково-плагиоклазовые порфириты и их грубообломочные туфы, распространенные в северо-восточном углу района.

Среди эффузивов нижней части свиты из магматических образований преобладают роговообманково-плагиоклазовые порфириты и подчиненную роль играют пироксен-плагиоклазовые. Наряду с этим, местами, например в пределах Майкаинского рудника, преобладающее значение получают пироксен-плагиоклазовые порфириты, иногда вместе с плагиоклазовыми.

Среди верхней туфовой толщи эффузивы пользуются небольшим распространением, и только на севере района появляется большое количество гематитизированных роговообманково-плагиоклазовых порфиритов в сопровождении грубообломочного туфового материала.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы, залегающие в нижней части разреза свиты, пользуются в районе небольшим распространением. Они подчинены толще роговообманково-плагиоклазовых порфиритов с их туфами и не образуют самостоятельного горизонта. Сравнительно с туфами пироксен-плагиоклазовые порфириты встречаются значительно чаще. Они образуют ряд небольших полос шириной не свыше 100 м на юго-востоке, северо-востоке и северо-западе района. Значительно большим распространением, в виде полос шириной до 500 м и длиной до 1.5 км, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы пользуются в пределах рудной зоны. Здесь они слагают сопки между месторождением «С» и Малый Майкаин и образуют небольшой выход, расположенный к востоку от последнего. Отдельные прослои порфиритов прослеживаются и в других частях района, на протяжении 1—1.5 км. При движении от рудника на северо-восток выходы порфиритов довольно быстро исчезают, в соответствии с имеющимся здесь общим погружением зеленокаменной толщи в этом направлении.

Туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов, обнаруженные на юго-востоке и северо-востоке района, образуют небольшие прослои шириной около 200 м и протяженностью не свыше 1 км, приуроченные к местам развития самих порфиритов или подчиненные выходам туфов роговообманково-плагиоклазовых порфиритов.

Вблизи Кайдаульской дороги, вдоль западной границы известняков карадока, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы слагают полосу шириной около 300 м. Пироксен-плагиоклазовые порфириты образуют тонкие прослои, подчиненные зернистым и плотным туфам. Среди последних наблюдались кремнистые туфиты. Выходы туфов и туфитов

известны также и среди порфиров в рудной зоне, однако, будучи метаморфизованными, они часто неотличимы от эффузивов.

Пироксен-плаггиоклазовые порфиры по внешнему виду массивны и обладают серо-зеленой или темносерой окраской. Они состоят из порфировых выделений, размер которых колеблется от 1 до 3 мм, и основной массы то плотной, то тонкозернистого строения. Туфы пироксен-плаггиоклазовых порфиров характеризуются мелкозернистым строением и серо-зеленой окраской. В них можно наблюдать осколки зерен плаггиоклаза, измененного пироксена и кварца, размер которых не превышает 2—3 мм.

Среди пироксен-плаггиоклазовых порфиров имеются производные базальтовых и андезитовых лав. Внешне эти породы неотличимы и выделить их при масштабе нашей работы не представлялось возможным. Существование диабазовых порфиров отмечено также в рудной зоне, где, кроме того, значительно распространены порфиры андезитового типа, развитые в северной части изученного Д. А. Тимофеевским и А. П. Божинским (1939) района. Эти породы содержат вкрапленники сосюритизированного плаггиоклаза и довольно много миндалин, выполненных кварцем и хлоритом. Под микроскопом в них обнаружено постоянное присутствие редких мелких вкрапленников пироксена. В основной массе пород, сравнительно с диабазовыми пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами, содержится меньшее количество вторичных эпидота и хлорита. Порфиры сопровождаются небольшим количеством туфов. Кроме северной части рудной зоны, аналогичные эффузивы известны в ее южной половине, где они сохранились в виде небольших участков среди кварцево-серицитовых сланцев.

Наибольшим развитием среди пород свиты нижнего силура пользуются продукты излияний роговообманково-плаггиоклазовых порфиров, представленные главным образом туфами. Среди них порфиры играют незначительную роль, хотя и большую, чем пироксен-плаггиоклазовые порфиры. В местности, прилегающей к северному окончанию выходов известняков около Кайдульской дороги, туфы и сами роговообманково-плаггиоклазовые порфиры пользуются большим распространением и слагают полосу шириной около 2 км, которая при движении на юго-запад перекрывается известняками карадока. Кроме того, в этой же части района наблюдается ряд более узких прослоев порфиров.

Роговообманково-плаггиоклазовые порфиры обладают зеленой или светлозеленой окраской и то плотной, то тонкозернистой основной массой. Вкрапленники сосюритизированного плаггиоклаза и хлоритизированной роговой обманки достигают 5 мм. Очень часто невооруженным глазом они неразличимы, и присутствие их обнаруживается только под микроскопом. По сравнению с пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами основная масса этих пород обладает более светлой окраской, обусловленной цветом распыленного в ней хлорита, а также меньшим содержанием эпидота. Изредка в породах наблюдаются деформированные порфировые выделения, вытянутые в направлении сланцеватости.

В пределах рудной зоны роговообманково-плаггиоклазовые порфиры и их зернистые туфы констатированы в юго-западной части, к западу от месторождения «Е», где они слагают площадь шириной около 500 м, длиной в 1 км. Довольно значительным развитием на северо-востоке района пользуются гематитизированные разности порфиров, образующие ряд далеко прослеживающихся полос шириной около 200—250 м. Эти разности порфиров ассоциируются с грубообломочными и зернистыми, а местами также гематитизированными туфами.

Гематитизированные порфиры по внешнему виду отличаются от обычных зеленых лучшей сохранностью первоначального состава: зеле-

ные разности — это типичные породы, претерпевшие зеленокаменное перерождение, в то время как в гематитизированных иногда сохраняется первоначальный плагиоклаз и роговая обманка. В некоторых выходах можно было наблюдать, как гематитизированные порфириды, теряя свою фиолетовую окраску, переходят в зеленокаменные.

По сравнению с зернистыми туфами роговообманково-плагиоклазовых порфиритов, преобладающими породами зеленокаменной свиты нижнего силура, остальные породы играют вполне подчиненную роль. Толща туфов имеет слоистое строение, обусловленное тем, что в наиболее распространенных среднезернистых туфах встречаются прослои мелкозернистых и, значительно реже, плотных разновидностей.

Наибольшим развитием среди зернистых туфов роговообманково-плагиоклазовых порфиритов пользуются разности с размером зерен от 0.5 мм и выше. Эти туфы, состоящие из обломков минералов и пород, обладают зеленой и светлозеленой окраской, обусловленной содержанием эпидота и хлорита. В более мелкозернистых туфах составные части невооруженным глазом едва различимы, а окраска их более темная, серо-зеленая и зеленая. Нередко в зернистых туфах наблюдаются прожилки эпидота шириной до 5 мм. Плотные туфы резко отличаются от зернистых. Это плотные породы, составные части которых невооруженным глазом совершенно неразличимы. Окраска их зеленая или светлозеленая. Часто наблюдается тонкое переслаивание плотных и тонкозернистых разностей, придающее породам полосчатый вид. Характерным отличием их от зернистых является отсутствие фиолетовых разностей. Выходы этих пород наблюдались на северо-востоке района, где в связи с ними был обнаружен небольшой выход светлосерых и белых, местами окварцованных известняков, содержащих очень скудные и сильно перекристаллизованные органические остатки. Ширина полосы известняков около 20 м, а по простиранию с перерывами они прослежены на расстоянии 1 км.

Небольшим распространением в районе также пользуются грубообломочные агломератные и брекчиевидные туфы, развитые главным образом на северо-востоке района, где они переслаиваются с зелеными зернистыми туфами и гематитизированными разностями порфиритов и слагают ряд полос шириной до 200 м, прослеженных в некоторых случаях на большое расстояние. В более южных частях грубообломочные туфы встречаются значительно реже. Переслаивание агломератных и зернистых туфов говорит о том, что первые не представляют какого-либо самостоятельного горизонта, а входят в состав одной и той же толщи.

По внешнему виду грубообломочные туфы обладают различной окраской в зависимости от входящего в их состав пирокластического материала. Среди последнего преобладают обломки измененных стекловатых разностей порфиритов и вулканического стекла плотного сложения, окрашенные в зеленые цвета развитыми в них эпидотом и хлоритом. Наряду с этим в северной части района часто встречаются агломератные и брекчиевидные туфы, которые содержат обломки гематитизированных порфиритов, вследствие чего в их окраске появляются фиолетовые оттенки. Наконец, в ряде пунктов встречались грубообломочные породы типа вулканических брекчий, в составе которых наблюдаются обломки как зеленых, так и гематитизированных разностей. Этот факт указывает на то, что гематитизированные и зеленые порфириды являются в общем синхроничными образованиями и что содержание в первых большого количества гематита обусловлено характером и составом излившихся лав. Действительно, изучение гематитизированных порфиритов показывает, что они обладают микролититовыми структурами при полном отсутствии стекловатого базиса. Отсутствием стекла, которое способ-

ствует молекулярной перегруппировке первоначального вещественного состава, объясняется лучшая сохранность первичных минералов этих пород.

Переслаивание эффузивных и туфогенных образований свидетельствует о повторности излияний. Вулканические процессы то усиливались, то ослабевали, проявляясь взрывной деятельностью, во время которой отлагались туфы. Вероятно, этим моментам отвечает накопление плотных туфов, состоящих из мелкообломочного пеплового пирокластического материала. Впрочем, возможно и то, что такой материал доставлялся из более удаленных центров извержений. Судя по условиям залегания и ассоциации пород, излияния нижнего силура имели покровный и подводный характер. Каких-либо следов эруптивных аппаратов и подводных магму каналов ни в одном случае нами обнаружено не было. Только на основании значительного развития грубообломочных туфов в северной части района мы можем думать, что здесь был расположен один из центров вулканической деятельности.

Эффузивные процессы временами прекращались, и тогда создавались условия для отложения известняков, а процессы размыва, столь характерные для вулканических областей, приводили к появлению туфогенных песчаников. Последние пользуются небольшим распространением. Они констатированы на юге, к северо-востоку от пункта Чаган-тюбе, а в пределах рудной зоны вскрыты карьером месторождения «А», где материал мелкозернистых песчаников отвечает пироксен-плагноклазовым порфирирам. Песчаники обладают серо-зеленой окраской и ясно выраженной слоистостью, вызванной чередованием материала различной крупности. В карьере «А» песчаники имеют очень небольшую мощность и перекрыты пироксен-плагноклазовыми порфирирами и их туфами. В районе пункта Чаган-тюбе песчаники образуют небольшие выходы в пониженной и плохо обнаженной местности. Они представлены мелкозернистыми серо-зелеными разностями, в основной массе которых можно заметить мелкие скопления эпидота, хлорита и гематита. Песчаники содержат материал роговообманково-плагноклазовых порфиритов.

Изучение обломочного материала нижней верхнесилурийской песчанниковой толщи показывает (см. ниже), что, кроме андезитовых лав в нижнем силуре, в соседних районах имели место также и дацитовые эффузии, за счет которых образовались кварцевые порфириды. В нашем районе из более кислых эффузий, которые возможно, относятся к этому времени, обнаружены альбитофиры, залегающие в виде очень узкого прослоя вдоль восточной границы полосы известняков карадока, в 2 км к юго-востоку от Павлодарской дороги. По внешнему виду эти альбитофиры отличаются от аналогичных девонских пород интенсивным кливажем, местами смятием, серо-зеленой окраской и плотным сложением. С запада к альбитофирам прилегают сильно рассланцованные гематитизированные кремнистые туфиты. Стратиграфическое положение этих пород остается неясным. Отметим, что среди туфогенных пород нижнего силура ни в одном случае не было констатировано обломочного материала альбитофиров.

Поэтому можно предполагать, что альбитофиры принадлежат верхним горизонтам вулканогенной свиты. Однако не исключена возможность и того, что их извержения отвечают кратковременному эпизоду на общем фоне широко развитых излияний андезитовых лав нижнего силура.

Вулканогенные свиты нижнего силура до отложения известняков с фауной конца карадока уже подверглись складчатости и зеленокаменному перерождению, что подтверждается характером обломочного мате-

риала, входящего в состав нижней песчаниковой свиты верхнего силура. Зеленокаменное изменение пород сопровождалось процессами сосюритизации плагиоклаза, актинолитизацией и хлоритизацией темноцветных компонентов и замещением стекловатого базиса пород хлоритом и эпидотом. Очень небольшое распространение имеет карбонатизация.

Помимо тех больших складчатых структур нижнего силура, которые были указаны выше, вулканогенная свита осложнена мелкой складчатостью второго порядка. Присутствие последней доказывается наличием выходов с пологим залеганием пород, которые, очевидно, отвечают местам местных перегибов складок и вполне подчинены общему фону крутой складчатости. В наблюдавшихся трех случаях эти пологие углы падения имели величину от 15 до 25°. Наиболее распространены крутые юго-восточные углы падения слоистости туфов 60—70°. Такие же крутые залегания с северо-западными и юго-восточными наклонами констатированы в пределах рудной зоны (Тимофеевский и Божинский, 1939).

После того как вулканогенная толща была сложена в складки, она подверглась размыву, и в самом конце нижнего силура начался осадочный цикл, сопровождавшийся отложением известняков с *Leptaena sericea* Sow.

По данным Н. А. Штрейса (1939), эти известняки залегают в основании нижней свиты песчаников верхнего силура. Последние в восточной части района почти не сохранились. В нашем случае известняки налегают трансгрессивно на различные литологические горизонты вулканогенной свиты. Так, на востоке района у Павлодарской дороги они перекрывают гематитизированные разности роговообманково-плагиоклазовых порфиритов и их туфы, а на юго-востоке — роговообманково-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты. Известняки слагают две довольно широкие полосы. Одна из них, протягивающаяся вдоль Кайдаульской дороги, имеет длину 9 км при ширине, равной 200 м на юге и увеличивающейся к северу до 1 км. Другая полоса, расположенная у Павлодарской дороги, прослеживается на 10 км, а ее ширина колеблется от 150 м до 1.5 км. Кроме того, в качестве небольшого выхода, уцелевшего от размыва, немного севернее обнаружена еще небольшая полоска известняков, длиной около 800 м и шириной около 100 м. По внешнему виду известняки серые, до белых, мелкозернистые или плотные, а около Кайдаульской дороги сланцеватые и мраморизованные. Известняки обычно сильно кливажированы и местами несут отчетливые признаки раздробления и смятия. К этим участкам нарушений в краевых частях выходов часто приурочено окварцевание с образованием серых, реже белых, а местами и бурых ноздреватых кремнистых пород. Вблизи участков окварцевания, а также вне связи с ними наблюдаются тонкие прожилки кварца и кальцита, шириной от 0.5 до 5 мм.

Вследствие верхнепалеозойских движений вулканогенные породы нижнего силура в отдельных зонах подверглись раздроблению и интенсивному смятию. Областью наиболее интенсивного смятия с наличием многочисленных разрывов является рудная зона Майкаина.

По данным Д. А. Тимофеевского и А. П. Божинского (1939), зеленокаменные породы нижнего силура претерпели интенсивное раздробление и смятие, с образованием разрывов и зон рассланцованности как продольных, так и поперечных направлений. Движения сопровождались относительными вертикальными поднятиями отдельных участков зеленокаменных пород, вследствие чего в непосредственных тектонических контактах на один уровень выведены различные литологические типы пород нижнего силура. В пределах рудной зоны можно проследить все переходы от более массивных разностей пород через катаклазированные

и порфиритоиды к типичным зеленым и кварц-серицитовым сланцам. Нарушенные участки пород подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму. В катаклазированных разностях сначала появляются прожилки кварца, эпидота и хлорита; затем эти минералы метасоматически развиваются в самой массе пород, в связи с чем ближе к рудным участкам они подвергаются окварцеванию, эпидотизации, хлоритизации, и местами в них появляется пренит, карбонат и пирит.

В сильно рассланцованных зонах зеленокаменные породы превращены в порфиритоиды и зеленые сланцы, окраска которых обусловлена широким развитием хлорита, к которому присоединяются эпидот и вторичный кварц и немного серицита. Порфиритоиды отличаются от зеленых сланцев наличием реликтов первичных структур измененных пород. В тех участках, где наиболее интенсивно проявились процессы метаморфизма, зеленокаменные породы окварцованы и серицитизированы с превращением их во вторичные кварциты и кварцево-серицитовые сланцы, содержащие вкрапленность сульфидов. Среди кварцево-серицитовых сланцев сохраняются небольшие участки порфиритоидов и менее измененных эффузивов, с которыми они связаны постепенными переходами. Такие переходы отмечены, например, в шурфах между сопками Большой и Малый Майкаин. В продольных зонах рассланцованности сланцеватость вторичных пород имеет северо-восточное простирание и крутые, до вертикальных, северо-западные углы падений.

Таким образом, в пределах рудной зоны, в связи с рудным гидротермальным метаморфизмом, на минеральные ассоциации зеленокаменных пород накладываются процессы хлоритизации, эпидотизации, окварцевания и серицитизации. Меньшее значение имеют пренитизация и карбонатизация. К северу от площади рудника явления смятия довольно быстро затухают и сказываются в проявлениях слабой рассланцованности и интенсивном кливаже без признаков рудного метаморфизма. Небольшая рассланцованность с явлениями серицитизации и осветления пород констатирована в туфах у восточной границы южного конца каледонской интрузии диорит-порфиритов. К ней приурочено месторождение Джерик-кудук. С теми движениями, которые имели место при формировании рудной зоны Майкаина, следует связывать также возникновение сильно кливажированных участков северо-западного и широтного направлений с крутыми ($65-70^\circ$) юго-западными падениями, наблюдавшимися на юго-востоке района. Наряду с этим встречаются продольные зоны смятия с крутыми юго-восточными и юго-западными углами падений. Гидротермальный метаморфизм в остальной части района проявился слабо. Вполне возможно, что он происходил неоднократно и сказался в образовании тонких прожилков эпидота, кварца и карбоната, обычно имеющих очень ограниченные масштабы распространения. Состав вулканической толщи нижнего силура свидетельствует о том, что в это время в нашем районе были широко развиты излияния, главным образом андезитовых и, в небольшой степени, базальтовых лав. Это были отчасти пироксеновые базальты и пироксеновые, но преимущественно роговообманковые андезиты. Если судить по изложенным фактам, то все же можно заметить, что при движении в верхние части разреза количество пироксеновых лав явно сокращается. У нас нет данных для выделения пироксен-плагиоклазовых порфиритов в самостоятельную толщу, и мы можем лишь говорить о преобладающем их развитии в нижней части разреза.

Сравнивая состав пород андезитового ряда, мы видели, что в одних случаях в них был развит пироксен, в других — роговая обманка. Такая качественная смена метасиликата, очевидно, зависела не только от температурной обстановки излияний, но и от состава лав и богатства их лету-

чими. Действительно, в роговообманково-плагиоклазовых порфиритах мы постоянно находим апатит в количествах, значительно больших, чем в пироксен-плагиоклазовых.

В связи с содержанием летучих находится и количественная роль пирокластического материала. Последний при излиянии пироксен-плагиоклазовых порфиритов не давал таких больших накоплений, какие сопровождают роговообманково-плагиоклазовые порфириды.

Если принять указания на наличие (см. стр. 73) в нижнем силуре дацитовых излияний, а в нашем районе — альбитофиров и общую смену пироксеновых андезитов роговообманковыми, то в этих фактах можно видеть подтверждение тем обычным схемам смены состава лав (от основных к кислым), которые часто приводятся для эффузивных толщ. Складчатость, имевшая место до отложения известняков с *Leptaena sericea* Sow., сопровождалась зеленокаменным метаморфизмом.

Все последующие тектонические движения вызвали усложнение складчатых структур, но выделить эти элементы не представляется возможным. Верхнепалеозойские движения окончательно сформировали основные черты наблюдающихся структур ордовича и в отдельных нарушенных зонах в связи с рудообразованием дали довольно сложную гамму вторичных пород.

2. Верхний силур

Сравнительно с нижнесилурийскими верхнесилурийские породы дислоцированы и метаморфизованы значительно слабее. Верхнему силуру принадлежат три свиты: две песчаниковых и одна вулканогенная. Более древняя свита песчаников, названная Д. С. Коржинским ангресорской, развита в северной и западной частях района, две другие свиты пользуются распространением только на юге, между пунктами Чаган-тубе и могилой Кызыл-там.

Д. С. Коржинский (1932) отнес ангресорскую свиту к верхам ордовича на основании сборов нижнесилурийской фауны, найденной А. К. Мейстером и им в известняках окрестностей оз. Кара-сор.¹ При нашем совместном посещении окрестностей оз. Кара-сор с Н. А. Штрейсом выяснилось, что породы ангресорской свиты налегают на известняки ордовичской фауны несогласно, с размывом, и что гальки известняков наблюдаются в конгломератах, подчиненных толще песчаников ангресорской свиты. Из окрестностей оз. Кара-сор определены следующие формы: *Strophomena corrygatella* Dav.; *Rhynchonella (?) portlockiana* Dav., *Rh. scotica* Dav., *Watsella testucinaris* Dalm.; *Hathyorrus destegium* Web., *Glaphurina dulanensis* Web., *Hileus* sp., указывающие на принадлежность этих отложений к лландейльскому ярусу ордовича.

В соседних районах, изученных Н. Г. Кассиным и его сотрудниками (1933) и расположенных непосредственно к западу от Майканна, мы также встречаемся с широким развитием верхнесилурийских песчаников, лежащих несогласно на нижнем силуре. При этом для самой нижней песчаниковой толщи имеются сборы фауны из окрестностей оз. Шан-сор, указывающие на принадлежность ее к лландоверийскому ярусу. Район оз. Шан-сор был осмотрен Н. А. Штрейсом, по наблюдениям которого в этом пункте пользуются развитием песчаники, литологически тождественные ангресорским.

Приведенные данные говорят о том, что ангресорская свита моложе нижнего силура и по возрасту может быть отнесена к лландоверийскому ярусу готландия.

¹ Оз. Кара-сор находится в 35 км к юго-западу от Майканна.

Верхняя свита песчаников готландия, развитая на юге района, датируется на основании фауны из подчиненных ей известняков. В выходах известняков, расположенных в 1 км к востоку от пункта Чаган-тюбе около дороги на Баян-аул, Н. А. Штрейсом (1939) собраны следующие формы, указывающие на принадлежность их к верхней половине уинлокского яруса: *Palaefavosites asper*, var. *borealis* Tschern., *Heliolites* ex gr. *interstinctus* L.; *Spirifer elevatus* Dalm., *Favosites gothlandicus* Lam., *Haly-sites* sp. Эти известняки залегают в основании песчаников верхней свиты. В известняках, подчиненных песчаникам и вскрытых в 6,5 км восточнее пункта Чаган-тюбе, Д. С. Коржинским (1932) была найдена фауна, которую еще ранее Д. В. Наливкин по совокупности форм отнес к верхнему силуру. Сборы фауны, произведенные Н. А. Штрейсом (1939), указывают на наличие форм, отвечающих низам лудлоу. Здесь определены *Pentamerus oblongi formis* Nin., *Conchidium* cf. *knighiti* Sow. и др. Таким образом, для нашего района устанавливается наличие двух свит песчаников верхнего силура, отличающихся не только различным стратиграфическим положением и пространственной разобщенностью площадей развития, но, как увидим ниже, и различным литологическим составом.

Помимо песчаниковых свит, к верхнему силуру нами отнесена небольшая по мощности эффузивная толща, развитая в южной части района к северо-востоку от пункта Чаган-тюбе, где она подстилает породы верхней песчаниковой свиты.

а) Лландоверийский ярус (ангрэнсорская свита). Песчаниковая толща этого возраста занимает большие площади в западной части нашего района. Полоса ее имеет простирание близкое к СВ 60°. Восточная граница ангрэнсорской свиты образует две большие, сочленяющиеся дуги, выпуклые к юго-востоку. Место схождения дуг лежит немного северо-восточнее горы Джуван-тюбе. В северной части района песчаники обладают простиранием СВ 20—30°, в южной же части площади их развития простирание, благодаря наличию брахи-структур, очень непостоянно. Породы ангрэнсорской свиты дают плохие обнажения. Ряд замеров слоистости указывает на пологие углы падений как северных, так и южных румбов с преобладанием наклонов от 30 до 50°. В составе ангрэнсорской свиты выделены две толщи: нижняя представлена зернистыми песчаниками, верхняя — плотными микропесчаниками.

Небольшим распространением в изученном районе пользуется нижняя толща мелко- и среднезернистых песчаников. В нижних горизонтах последних встречается много прослоев грубообломочного материала. Для всех пород характерен зеленокаменный облик. Наибольшим распространением пользуются песчаники, в которых различными осколками плагиоклаза от 0,2 до 2 мм и зерна черной роговой обманки, иногда настолько обильной, что породы приобретают диоритовидный облик. Размер зерен колеблется от десятых долей до 2 мм. Важную роль в составе пород играют мелкие обломки темносерых и зеленоватых хлоритизированных порфиритов, к которым присоединяются остроугольные или окатанные зерна желтоватых эпидотизированных туфов размером до 5 мм. Иногда заметны остроугольные осколки туфитов, плотных туфов и сургучных яшм. Зерна цементируются небольшим количеством более мелкозернистой массы, в которой, судя по наличию то желтых, то зеленых оттенков, пользуются развитием то агрегаты эпидота, то хлорит. Для всех песчаников следует отметить довольно хорошую водную сортировку их материала. Песчаники различной зернистости переслаиваются и нередко обнаруживают постепенные переходы. Наряду с этим границы прослоев бывают и резкими, что, очевидно, связано с быстрым

изменением условий размыва и осаждения. В участках с прослоями конгломератов распространены крупнозернистые песчаники. В конгломератах обычно преобладает однотипный обломочный материал. Встречаются прослои, содержащие только обломки зеленых, иногда полосчатых кремнистых туфитов и плотных туфов.

К востоку от оз. Ангрэн-сор встречены прослои, которые напоминают брекчиевидные кремнистые туфиты. На самом деле эти псефиты состоят из остроугольных обломков зеленых кремнистых туфитов, сцементированных очень небольшим количеством песчаного материала. Состав галек конгломератов иногда однороден, в других случаях они содержат разнообразный обломочный материал из порфиритов, туфов, туфитов, сургучных яшм и известняков. Среди галек преобладают довольно окатанные, неправильные, сплюснутые или округлые формы. Размер галек обычно не превышает 4 см, но иногда достигает 10 см. Грубообломочный материал, содержание которого доходит в конгломератах до 25%, отсортирован плохо, и наряду с большими гальками встречаются мелкие, которые при дальнейшем уменьшении размеров сливаются с зернистым цементом пород, по составу и характеру отвечающему средне- и мелкозернистым песчаникам. Наиболее часто встречаются конгломераты с гальками пироксен-роговообманково-плаггиоклазовых и роговообманково-плаггиоклазовых порфиритов. Из редких находок отметим гальки слюдяных кварцевых диорит-порфиритов.

Состав крупнообломочного материала конгломератов и их зернистого цемента всегда одинаков. Аналогичную картину преобладания обломочного материала одного какого-либо состава мы наблюдаем и в песчаниках, но в них эта картина становится менее отчетливой.

Эти данные приводят к выводу, что обломочный материал песчаников и конгломератов не испытал больших перемещений, вследствие чего в отдельных прослоях сосредоточен материал, сохраняющий индивидуальные особенности источников размыва. Судя по составу породы ангрэнсорской свиты образовались путем размыва вулканогенной нижнесилурийской карадокской толщи.

К юго-западу и востоку от оз. Ангрэн-сор мы наблюдаем частое чередование конгломератов и песчаников. Конгломераты образуют линзы и прослой шириной до 30 м, прослеживающиеся в отдельных случаях на расстояние до 1 км. Прослой конгломератов иногда связаны с песчаниками постепенными переходами. Мощные выходы конгломератов содержат тонкие линзы и прослой песчаников. Конгломераты, состоящие главным образом из обломков туфитов, плотных туфов и кремнистых туфитов, залегают в песчаниках с порфириновым материалом. Это может свидетельствовать о том, что размыву подвергались небольшие туфогенные прослой, подчиненные нижнесилурийским эффузивам.

Часто выходы конгломератов среди песчаников по простиранию исчезают, а последние из грубозернистых становятся мелкозернистыми и в них появляются прослой и линзы микропесчаников. Такая быстрая смена литологического состава песчаников по вертикали разреза и по простиранию является характерной для областей с быстрым накоплением обломочного материала в условиях мелких бассейнов при наличии расчлененного рельефа и быстро меняющихся условий размыва и накопления. Эти изменения приводились временами к тому, что в толще песчаников с подчиненными конгломератами появлялись тонкие прослой микропесчаников, мощностью от долей метра до нескольких метров. Количество этих прослоев в этой части разреза невелико, но значительно возрастает среди лежащих выше, средне- и мелкозернистых песчаников, пользующихся наибольшим распространением.

Весьма типично в этом отношении строение песчаников в северо-

восточной половине площади, занятой ангрensorской свитой. Здесь мощность прослоев микропесчаников или горизонтов песчаников с преобладающим их развитием колеблется от нескольких метров до 100—150 м. Многочисленные прослои и линзы микропесчаников наблюдаются также к северу от оз. Эльток, к юго-западу от горы Джуван-тюбе.

Местами наблюдалось частое переслаивание мелкозернистых песчаников и микропесчаников, образующих довольно резко отграниченные слои шириной от 1 до 10 см. Наряду с этим иногда в пределах одного штупфа можно видеть переслаивание плотных тонко- и среднезернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов.

Верхняя толща ангрensorской свиты представлена микропесчаниками, залегающими в центральной, размытой части небольшой широтной синклинали к западу от горы Джуван-тюбе в виде полосы шириной 3 км. Они слагают повышенные части рельефа, причем на дне долин, врезающихся в их толщу, выходят песчаники, иногда с подчиненными конгломератами. Наблюдения над элементами залегания слоистости приводят к выводу, что микропесчаники сложены в мелкие пологие складки с северо-западными и юго-восточными углами падения от 15 до 30°.

Микропесчаники ангрensorской свиты отличаются большим разнообразием. Это плотные зеленовато-серые породы, в окраске которых заметную роль играют то зеленые, то желто-зеленые оттенки, обусловленные содержанием тонко распыленных хлорита и эпидота. Излом пород плоскокоряковистый или занозистый. Местами в них отчетливо выражена тонкая слоистость, обусловленная неравномерным распределением хлорита и эпидота, обогащающих слои толщиной от 0,5 до 2 см. Иногда слоистость заметна благодаря чередованию таких же тонких прослоев плотного и тонкозернистого материала. Среди микропесчаников выделяются отдельные, более трудно выветривающиеся светлосерые разности, которые, по сравнению с другими, содержат под микроскопом значительно больше примеси осадочного кремнистого материала.

Местами в песчаниках наблюдаются кварцевые жилы или породы, пронизанные сетью тонких волосных прожилков кварца, около которых происходит усиленная эпидотизация прилегающих участков пород. Мощность кварцевых жил не превышает 2 м, а длина их колеблется от 5 до 100 м. Среди жил встречаются согласные и секущие; наиболее часто развиты жилы с простиранием СВ 15—35° и СВ 60°. В жильном кварце отмечено присутствие скоплений желто-зеленого эпидота и небольших неправильных пустот, стенки которых усеяны мелкими призматическими кристаллами кварца. Песчаники, прилегающие к кварцевым жилам, нередко эпидотизированы и окварцованы и превращены в эпидозиты. В выходах жил, расположенных в 2,5 км к юго-западу от горы Джуван-тюбе, жильный кварц местами охристый и брекчиевидный и проникнут гидрооксидами железа, не исключена возможность наличия здесь сульфидной минерализации.

Ограниченность изученной части разреза ангрensorской свиты не дает данных для суждения о ее мощности. По Н. К. Кассину и др. (1933), верхнесилурийские песчаники в Чидертинском районе слагают толщу мощностью около 3 км. В нашем случае мы можем предполагать, что мощность изученной части разреза не превышает 800 м, из которых около 200 м падает на верхнюю толщу микропесчаников. В неполном разрезе около р. Чидерты (верхняя часть разреза смыта) мощность песчаников, по данным Н. А. Штрейса (1939), близка к 1 км. Он указывает на обогащенность нижних горизонтов ангрensorской свиты конгломератовым материалом, состоящим из обломков лландейльских и карадокских осадочных и эффузивных пород.

Широкое развитие карадокских эффузивов в восточной части нашего района и отсутствие вскрытых лландейльских отложений дают основание думать, что области питания обломочным материалом пород ангрensorской свиты лежали где-то рядом, но не в непосредственной близости. Такой наиболее вероятной областью размыва является зона развития нижнесилурийских, в том числе лландейльских пород, расположенная к северу от оз. Ангрен-сор. Быстро менявшиеся условия размыва и накопления могут быть объяснены не только наличием мелкого моря, но и существованием достаточно расчлененного рельефа морского дна и системы островов. Присутствие в микропесчаниках осадочного кремнезема, характерного для вулканогенных свит, может являться указанием на наличие в соседних районах эффузивных процессов.

Песчаники ангрensorской свиты подверглись метаморфизму, который вызвал в них новообразование эпидота, хлорита, серицита и кварца. Втретий этап метаморфизма имеет гидротермальный характер и связан с проникновением в породы кварцевых жил, вызвавших в них дополнительные явления окварцевания и эпидотизации. Из рассмотрения геологической карты Д. С. Коржинского (1932) следует, что ангрensorские песчаники развиты вдоль юго-восточного крыла нижнесилурийской синклинали. Общее погружение карадокской свиты нашего района в северо-восточном направлении приводит к тому, что последняя значительно севернее Майкаина, между могилкой Каратели и оз. Донгулек, перекрыта ангрensorской свитой. Песчаники последней в восточной половине нашего района встречены только в одном небольшом выходе. Вероятно, мощность их здесь была значительно меньшей, чем на западе, и они были смыты, о чем свидетельствует непосредственное налегание песчаников уинлока на зеленокаменную толщу нижнего силура. В работе Д. С. Коржинского (1932) в составе ангрensorской свиты отмечены яшмы, кремнистые сланцы, диабазы и альбитофиры, которые, как мы увидим ниже, принадлежат девону и залегают на песчаниках трансгрессивно.

б) Эффузивная свита верхнего силура. К верхнему силуру мы относим эффузивную свиту, обнаруженную в южной части района к северо-востоку от пункта Чаган-тюбе, где она залегают между карадокскими эффузивами и верхнесилурийскими песчаниками уинлока и лудлоу. Ширина полосы верхнесилурийских эффузивов достигает 1 км; она вытянута почти в широтном направлении, параллельно северной границе площади развития верхнесилурийских песчаников, из-под которых она выступает.

Верхнесилурийские эффузивы несогласно перекрывают нижнесилурийскую толщу, от которой резко отличаются фиолетовыми окрасками, обусловленными присутствием в них тонко распыленного гематита. На вулканогенные породы налегают трансгрессивно верхнесилурийские песчаники уинлока, что подтверждается тем, что материал эффузивов входит в состав песчаников.

Вулканогенные породы верхнего силура образуют небольшую синклинали, южное крыло которой имеет пологие северо-западные углы падения с наклонами 20—30°. Вдоль самой южной границы площади, сложенной эффузивами, расположена небольшая широтная антиклинальная складка, на размытую поверхность которой налегают трансгрессивно песчаники уинлока.

Общая мощность уцелевшей от размыва части вулканогенной свиты не превышает 200 м. В ее основании располагается толща туфов, содержащая прослойки измененных стекловатых андезитовых лав. Количество последних кверху заметно увеличивается.

Туфы порфиритов представлены плохо отсортированными зернистыми

и агломератовыми разностями, обладающими фиолетово-зеленой окраской. Агломератные туфы, в которых размер обломков стекол достигает 5—10 см, постепенно переходят в зернистые. Туфам подчинены тонкие (10—15 м) прослои измененных стекловатых лав. Мощность туфогенного горизонта, вероятно, не превышает 50 м. Из-за плохой обнаженности эта часть разреза малодоступна для изучения.

Стекловатые разности измененных лав представлены фиолетовыми, иногда сургучными плотными гематитизированными плагиоклазовыми порфиритами. В их основной массе заметны редкие мелкие (до 2 мм) вкрапленники белого плагиоклаза и небольшие (до 5 мм) округлые миндалины, выполненные хлоритом и кварцем. С увеличением количества миндалин породы принимают характер мандельштейнов. Значительно реже среди стекловатых лав встречаются породы с крупными, до 1 см, табличатыми вкрапленниками зеленоватого плагиоклаза. Ориентировка порфировых выделений указывает на то, что остывание пород происходило при наличии явлений течения.

В центральной части синклинали повышенные точки рельефа слагает сохранившийся от размыва покров более раскристаллизованных порфиритов, отвечающих верхней части разреза свиты. Они имеют зеленый цвет и содержат многочисленные вкрапленники зеленоватого сосюритизированного плагиоклаза размером до 5 мм. Порфировые выделения составляют до 20—30% объема пород. Основная масса порфиритов тонкозернистая и проникнута небольшим количеством гематита, что придает ей фиолетовый оттенок. Редкие мелкие миндалины, заполненные хлоритом, дополняют картину строения основной массы. Исследование пород под микроскопом показывает, что они были представлены типичными андезитами с ничтожным содержанием пироксена.

Эффузивные породы и их туфы обладают массивным сложением. По степени метаморфизма они резко отличаются от зеленокаменных нижнесилурийских образований и по внешнему облику скорее напоминают девонские породы. Наличие плохо отсортированных туфов наводит на мысль, что их образование происходило в обстановке мелководного бассейна.

Стратиграфическое положение свиты эффузивов в разрезе верхнего силура остается неясным. Из взаимоотношений с песчаниками уинлока следует, что она к этому времени обладала слабо нарушенным залеганием, поэтому более вероятно образование эффузивов свиты относить к нижней половине верхнего силура. Однако вопрос о соотношении ее с ангресорской свитой, по нашим данным, решен быть не может.

Из сопоставления с другими районами следует, что эффузивные процессы происходили в начале верхнего силура. Можно поэтому думать, что и наша эффузивная свита отвечает основанию лландоверийского яруса; тогда, имея в виду отсутствие соответствующего обломочного материала в песчаниках ангресорской свиты, можно высказать предположение, что эффузивная деятельность в верхнем силуре в нашем районе имела ограниченные масштабы.

Основываясь на составе и характере обломков порфиритов в песчаниках уинлока, мы можем утверждать, что те явления зеленокаменного перерождения, которые наблюдаются в эффузивах, произошли в них до размыва.

в) Уинлокский и лудлоуский ярусы. Возраст верхней свиты песчаников верхнего силура определяется находками фауны верхов уинлока в известняках, залегающих в основании толщи кластических пород. Песчаники верхней свиты развиты в юго-восточной части района, где они слагают полосу шириной около 2,5 км, простирающуюся параллельно направлению складчатых образований нижнего силура. На

Восточнее района простирание слоистости имеет направление СВ 25°, по мере движения на юго-запад оно отклоняется к востоку (СВ 40—50°) и местами становится почти широтным (СВ 75°). Песчаники сложены в складки с пологими углами падения северо-западных и юго-восточных румбов. Преобладают углы наклона 35—45°, но наряду с ними встречаются более пологие (20—30°) и более крутые (50—60°). Толща песчаников явно слоиста и налегает с юго-восточными углами падения (около 45°) на верхнесилурийскую, а там, где последняя целиком смыта, на зеленокаменную карадокскую свиту. Основание песчаниковой толщи удалось наблюдать в двух пунктах, причем в обоих случаях ее разрез начинался мелкогалечными конгломератами, в которых значительным распространением пользуется материал верхнесилурийских эффузивов. Конгломераты, мощность которых колеблется в пределах до 10 м, не образуют выдержанного горизонта и содержат многочисленные прослои среднезернистых песчаников. В 1 км к северо-востоку от пункта Чагантубе на вершине небольшого холма выходят гребни круто поставленных наголову и тонко кливажированных в двух направлениях среднезернистых песчаников. Слоистость песчаников имеет простирание СВ 35° и юго-восточнее падение 70°. Интенсивный кливаж пород в направлении СВ до 70° и их крутое падение объясняются тем, что здесь проходит тектоническая зона, ограничивающая северное крыло южной синклинали.

На северном склоне холма песчаники сменяются конгломератами, образующими прослой около 3 м, которые подстилаются верхнесилурийскими эффузивами. В залегающих над песчаниками известняках найдена указанная выше фауна (стр. 14), отвечающая верхам уиньлока.

Известняки представлены кливажированными белыми и светлосерыми разностями, образующими высыпки. Ширина линзы известняков около 40 м, по простиранию она прослежена на расстоянии около 200 м. Выше известняков залегает толща средне- и мелкозернистых серо-зеленых, светлоокрашенных, иногда тонкослоистых песчаников, в которых очень часто содержатся мелкие рассеянные гематитизированные зерна порфиритов, в связи с чем в окраске пород появляются фиолетовые оттенки. Одновременно более резко выступают и зеленые оттенки, очевидно, связанные с повышенным содержанием в породах хлорита.

Грубозернистые песчаники, переходящие в мелкогалечные конгломераты, наблюдались главным образом в северо-восточной части полосы верхнего силура. В них заметно увеличивается содержание фиолетовых зерен порфиритов, которые в конгломератах дают мелкие, до 1—2 см, хорошо окатанные гальки. Наряду с гематитизированными порфиритами в гальках встречаются их зеленые разности. Содержание в конгломератах галек не превышает 20% объема пород. Мелкогалечные конгломераты представляют отдельные горизонты песчаников, обогащенные грубообломочным материалом, и связаны с последними постепенными переходами. Мощность прослоев конгломератов не превышает 10 м. По простиранию они прослеживаются на небольшие расстояния, до 100—200 м и по форме залегания отвечают тонким выклинивающимся линзам. Микроскопическое изучение песчаников показывает, что они образовались из материала верхнесилурийской толщи плагиоклазовых порфиритов. В толще песчаников изредка встречались тонкие прослои микропесчаников до 5 м мощности, иногда явно слоистых и содержащих чередующиеся тонкие (до 5 мм) полосы, обогащенные то эпидотом, то зеленым хлоритом.

Микроскопическое исследование показывает, что в песчаниках при их метаморфизме развиваются такие новообразования, как эпидот, хлорит, кварц и серицит.

В средней части полосы песчаников проходит шарнир небольшой антиклинальной складки, в южном крыле которой над описанной толщей песчаников залегает прослой серых доломитизированных известняков с фауной низов лудлоу (стр. 14). Мощность этих известняков близка к 50 м, но местами снижается до 10 м. Известняки слагают ряд низких увалов, вытянутых согласно их простиранию в северо-восточном направлении, и прослежены на расстоянии 3 км. Они представлены белыми, серыми и темносерыми, то массивными, то смятыми разностями, в которых местами встречается обильная фауна *Pentameridae*. На известняки лудлоу, являющиеся в изученном районе самым верхним горизонтом готландия, налегают несогласно среднедевонские эффузивы.

Таким образом, имея в виду наши замечания относительно стратиграфического положения эффузивной свиты, можно разрез верхнего силура нашего района представить в следующем виде:

Верхняя свита песчаников (в метрах)

Известняки с фауной низов лудлоу	50
Песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов и микропесчаников . . .	500—700
Известняки с фауной верхов уинлока	30—40
Песчаники и конгломераты	10—20

Нижняя свита песчаников

Размыв (верхняя часть ангренсорской свиты неизвестна)	
Микропесчаники	150—200
Песчаники, внизу с прослоями конгломератов (основание свиты неизвестно) . .	500—600

Эффузивная свита

Верхняя часть свиты размыта	
Плагноклазовые порфириды	50
Иаменевые стекловатые порфириновые лавы	80—100
Туфы зернистые и агломератовые с прослоями порфиритов	20

Общая мощность сохранившейся от размыва части разреза верхнего силура около 1800 м.

Попытаемся вкратце набросать историю событий верхнего силура, принимая во внимание данные Н. А. Штрейса (1939) по соседнему Чидертинскому району. Там на интенсивно дислоцированную карадокскую зеленокаменную толщу ложатся песчаники ангренсорской свиты, в основании которых залегают известняки с фауной верхних горизонтов карадока. Известняки залегают согласно с песчаниками, которые, как мы видели относятся к лландоверийскому ярусу. Таким образом, мы имеем непрерывный разрез осадочной толщи, формирование которой началось в самом конце нижнего силура и продолжалось в готландии. В нашем районе известняки конца нижнего силура присутствуют только в его центральной части, где они налегают на зеленокаменную толщу нижнего силура. Следовательно, образованию указанной осадочной толщи предшествовали тектонические движения, имевшие место в конце карадокского века, когда эффузивная толща этого возраста приобрела складчатые структуры и испытала зеленокаменное перерождение.

В дальнейшем на складчатом карадокском основании возникли депрессии, в которых локализовались отрицательные движения и затем произошло накопление мощных песчаниковых толщ начала верхнего силура. Такая синклиналь, расположенная к западу от нашего района, захвачена нашими работами по ее восточному краю, вдоль которого развиты пес-

чаники ангрensorской свиты. Возможно, что с отрицательными движениями этого времени связано образование местных вулканических центров, создавших эффузивные толщи небольшой мощности, аналогичные той, которая имеется в нашем районе.

Отсутствие известняков верхов карадока в основании ангрensorской свиты и наличие их в центральной части района, для которой мы предполагаем небольшую мощность смытых ангрensorских песчаников, позволяют думать, что условия формирования осадочной свиты были весьма разнообразны и неодинаковы и зависели от характера поверхности складчатого карадокского основания. Выше были приведены соображения, по которым мы считаем, что карадокские эффузивы нашего района подверглись относительно слабому размыву, а области питания обломочным материалом песчаников ангрensorской свиты лежали где-то за его пределами, но в непосредственной близости.

Начало верхнего силура характеризовалось вертикальными движениями, создавшими условия для быстрого накопления обломочных пород ангрensorской свиты. Периоды ослабления размыва характеризуются отложением микропесчаников.

В конце формирования свиты эти периоды были весьма длительными, что привело к накоплению мощной толщи микропесчаников, содержащих небольшое количество прослоев более грубообломочного материала. Это свидетельствует об общем ослаблении процессов размыва или об их смещении в более отдаленные части страны. Отсутствие в центральной части нашего района ангрensorских песчаников и случаи налегания песчаников уинлока непосредственно на зеленокаменную толщу карадока говорят о том, что отложению последних также предшествовали движения и процессы размыва.

Сравнивая песчаники ангрensorской свиты с песчаниками уинлока и лудлоу, мы должны отметить, что в составе первых значительно большую роль играет грубообломочный материал. Породы верхней песчанниковой толщи в общем отличаются лучшей водной сортировкой и окатанностью материала, накопление которого происходило медленнее, чем при образовании песчаников ангрensorской свиты. Об этом свидетельствуют также и перерывы в процессах размыва, которым в верхней свите отвечает отложение известняков. Степень дислоцированности всех пород, относимых нами к верхнему силуру, одинакова. Песчаники обеих свит имеют зеленокаменный облик, обусловленный характером входящего в их состав обломочного материала, а также дополнительно развитыми процессами хлоритизации и эпидотизации. Более поздние явления гидрогермального метаморфизма (окварцевание, эпидотизация) развиты в верхнесилурийских породах слабо и связаны с появлением кварцевых жил.

Б. Девон и нижний карбон

Породы девона пользуются в районе большим распространением. К нижнему девону мы относим свиту диабазов и альбитофиров, к среднему — толщу порфиринов и альбитофиров. Верхнему девону принадлежат песчаники с подчиненными фаунистически охарактеризованными известняками. Последние, по определению Д. В. Наливкина, содержат фауну нижних горизонтов верхнего девона (Коржинский, 1932).

Нижняя возрастная граница девонских образований определяется тем, что девонские эффузивы налегают на песчаники верхнего силура с фауной низов лудлоу.

Наличие двух литологически отличающихся эффузивных толщ, относимых к девону, констатировано работами экспедиции во многих пунк-

тах Центрального Казахстана. Из них нижняя свита, отвечающая нижнему девону, характеризуется подводными излияниями сначала базальтовых, затем андезитовых и, наконец, альбитофировых и трахитовых лав.

Для среднего девона характерно широкое развитие кислых эффузий, происходивших на фоне начавшихся положительных движений, вызвавших общее поднятие страны. Нижней эффузивной толще подчинены известняки с фауной одиночных кораллов и со сферическими водорослями. Иногда в известняках, залегающих в верхней части свиты, содержится фауна кобленца. В нашем районе в основании разреза девона залегают известняки с одиночными кораллами и водорослями, причем фауна в них отличается очень плохой сохранностью и, несмотря на специальные сборы, не дала определенных данных относительно их возраста. Лишь для известняков известкового завода, к юго-западу от Майкаина, имеются указания у Д. С. Коржинского на находки *Tabulata*; *Rhynchonella* sp. gastropoda, и отсюда был определен коралл *Heliolites interstinctus* L., встречающийся как в силуре, так и в девоне. Кроме того, Е. Д. Сошкиной из выходов известняков, расположенных в 4 км к юго-востоку от Майкаина у Баян-Аульской дороги, определен коралл *Microplasma* sp., характерный для нижнего девона.

Несмотря на некоторую неопределенность фаунистической характеристики этих известняков, совершенно ясно, что эффузивная свита, относимая нами к нижнему девону, лежит выше песчаников лудлоу, в соответствии с чем ее возрастное определение является достаточно вероятным.

Что касается среднего девона, то для этого периода в Центральном Казахстане отмечено существование мелководных бассейнов и участков суши, когда в отдельных районах страны имели место вулканические процессы, а в других происходило накопление красноцветных толщ. В связи с этим наблюдаются фаунальные изменения, при которых эффузивные толщи сменяются песчаниковыми образованиями, содержащими остатки флоры. Этому периоду в нашем районе отвечает эффузивная свита с широким развитием альбитофиров. Характер среднедевонских эффузивов и сопровождающих их туфов указывает на наземный тип излияний, что было отмечено еще Д. С. Коржинским (1932).

Среднедевонская эффузивная свита пользуется значительно меньшим распространением, чем нижнедевонская, будучи развита в пределах синклинали структуры южной и восточной части района.

1. Нижний девон

Свита нижнего девона широко распространена в пределах исследованной площади, особенно в центральной, в меньшей степени—в северо-восточной ее части. В центральной части района нижний девон ложится непосредственно на нижний силур, откуда следует, что к началу формирования нижнедевонской эффузивной толщи песчаники верхнего силура оказались смытыми. От последующего размыва породы нижнего девона сохранились в отдельных небольших, иногда замкнутых структурах, в которых из-под них выступают эффузивы нижнего и песчаники верхнего силура. На юге и юго-западе нижний девон слагает основание южной синклинали, центральная часть которой выполнена эффузивами среднего и песчаниками верхнего девона.

Свита нижнего девона представлена главным образом эффузивными и в меньшей степени осадочными образованиями. Ее можно расчленить

на две толщи—на толщу диабазов и толщу альбитофиров. Разрез нижнего девона имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Толща альбитофиров с подчиненным развитием кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров 250—300 м.

2. а) Толща диабазов с подчиненным развитием осадочных пород и альбитофиров, мощность непостоянная, в среднем около 400 м; б) горизонт известняков, мощность 1—50 м.

Мощность выделенных толщ и горизонтов непостоянна, кроме того, в отдельных площадях района имеются фациальные изменения. Наибольшим развитием среди пород пользуются диабазы и альбитофиры.

Породы нижнего девона в сравнении с подстилающими их силурийскими образованиями дислоцированы слабее. Они сложены в пологие мелкие складки, причем местами пологое залегание пород подчеркивается прямой зависимостью пространственного расположения выходов от рельефа. В окрестностях Майкаинского рудника, в связи с усложнением структур под влиянием верхнепалеозойских движений, наблюдаются крутые углы падения. Нижнедевонские образования метаморфизованы слабее, чем породы нижнего силура. Их метаморфизм выражается в региональном зеленокаменном перерождении с наложением гидротермального метаморфизма, широко развитого лишь в пределах тектонически нарушенной рудной зоны Майкаина.

Наиболее крупные выходы известняков в основании нижнего девона констатированы к северу от оз. Эльток и в 4 км к югу от Майкаина по Баянаульской дороге. В первом случае известняки трансгрессивно лежат на песчаниках нижней (ангренсорской) свиты верхнего силура, а во втором — на эффузивах нижнего силура. Небольшие выходы карбонатных пород были встречены в пределах рудной зоны, где они образуют очень тонкие прослои среди диабазов. Кроме того, известняки обнаружены в основании толщ кремнистых сланцев юго-восточного склона горы Джуван-тюбе. Многочисленные мелкие обнажения известняков, иногда в сочетании с кремнистыми сланцами, яшмами и диабазами, обнаружены в пределах площадей, сложенных верхнесилурийскими песчаниками ангренсорской свиты. В центральной части района выходы известняков нередко оконтуривают площади развития нижнедевонских эффузивов. Известняки имеют белую или светлосерую окраску и массивное, реже, сланцеватое сложение. Они обычно сильно кливажированы. Метаморфизм их выражается в интенсивном окварцевании, причем в участках окварцевания появляются прожилки кальцита и кварца. Из окварцованных разностей, в результате последующего выщелачивания участков карбоната, образуются ноздреватые породы. Окварцованные известняки пользуются широким распространением. Они констатированы в 2 км к северо-западу от пункта Чаган-тюбе, а также в юго-западной части района к северо-востоку от известкового завода, где они иногда содержат в трещинах тонкие пленки медной зелени и представлены, наряду с белыми и серыми, также и буроватыми кремнистыми породами. В восточной части рудной площади в пределах месторождений «А», «В» и «F» наблюдаются сургучно-красные кремнистые породы, представляющие окварцованные и гематитизированные ракушечные известняки, состоящие из раковин пелелипод. Значительные выходы окварцованных известняков имеются в основании диабазовой толщи у западной границы массива габбро-диабазов.

Окварцованные известняки рудной зоны пересечены большим количеством трещин, заполненных кварцевыми и кварцево-баритовыми прожилками с пиритом.

В других случаях изменение известняков ограничивается перекристаллизацией и гематитизацией. Это относится к тонким прослоям их, зале-

гающим в фиолетовых гематитизированных диабазов и содержащим пылевидные рудные частицы, концентрирующиеся главным образом по границам зерен кальцита.

На известняки налегает толща переслаивающихся кремнистых пород и диабазов. В тех случаях, когда известняки отсутствуют, породы этой толщ лежат непосредственно на силурийских образованиях, т. е. на эффузивах нижнего и песчаниках верхнего силура и на диорит-порфири-тах (около озер Уш-куль). В центральной части района в этой толще широким распространением пользуются диабазы с подчиненными прослоями кремнистых пород. В диабазовых залегающих к западу от Кай-даульской дороги, кремнистые осадки почти совершенно отсутствуют.

В северной и северо-восточной части района толща переслаивания диабазов и кремнистых пород претерпевает фашиальное изменение, заключающееся в более широком развитии кремнистых пород, содержащих редкие прослои диабазов. Наиболее крупные выходы кремнистых пород этой толщ встречаются к северо-западу от озер Уш-куль, где они трансгрессивно лежат на песчаниках верхнего силура. Они же слагают гору Джуван-тюбе площадью 2.5×1 км. У южного подножья горы Джуван-тюбе кремнистые породы налегают непосредственно на горизонт более или менее окварцованных известняков. Аналогичную картину налегания кремнистых сланцев и яшм на известняки мы наблюдаем около Баян-аульской дороги в 4 км к югу от Майкаина. Большое количество более или менее значительных выходов кремнистых туфитов и яшм в виде останцев песчаников встречается среди ангренсорской свиты и эффузивов нижнего силура, причем во многих случаях вместе с кремнистыми породами были встречены обломки подстилающих их известняков. Кроме того, кремнистые породы обнаружены в виде окон среди эффузивов среднего девона около оз. Эльток.

В центральной части района, где преобладают диабазы, наблюдается чередование выходов их с кремнистыми породами, причем ширина выходов кремнистых пород варьирует в пределах 0.5—2 м, а длина их выходов не превышает 200—250 м. Выходы кремнистых пород образуют гребни, россыпи обломков и большие со сглаженной поверхностью глыбы, особенно характерные для яшм. Кремнистые породы представлены кремнистыми сланцами, кремнистыми туфитами и сургучными яшмами, причем наибольшим распространением пользуются кремнистые туфиты. По внешнему виду это массивные и плотные породы, нередко обладающие хорошо выраженной слоистостью с отчетливым чередованием различно окрашенных полос, свидетельствующих о различном их составе. Ширина отдельных слоев не превышает 8 см. Они состоят из тонкозернистого кремнистого материала. Окраска—светложелтая, почти белая, розовая, светлосерая, серая—до различных оттенков красного и бурого, характерных для яшм. Равномерно окрашены только яшмы, кремнистые же сланцы и особенно кремнистые туфиты имеют пестрый вид, благодаря неравномерному распределению в них гематита, хлорита и эпидота. Содержание примеси вулканогенного материала падает от кремнистых туфитов к яшмам и совсем исчезает в кремнистых сланцах, а примесь гематита возрастает от кремнистых туфитов к яшмам и отсутствует в кремнистых сланцах. Таким образом, имеются постепенные переходы от кремнистых сланцев к кремнистым туфитам и сургучным яшмам.

Кремнистые породы рассеяны сетью тонких, иногда волосовидных, различно ориентированных трещин, заполненных молочно-белым кварцем, что нередко придает им брекчиевидный облик. Характерна приуроченность кварцевых прожилков к кремнистым породам и яшмам, нередко при отсутствии их в окружающих породах, из чего можно вывести за-

ключение, что в формировании этих прожилков главную роль играл материал, заимствованный из самих кремнистых пород.

Диабазы представлены зелеными и в нижних горизонтах гематитизированными разностями. Последние обладают вишнево-красной и вишнево-серой окраской, обычно массивны, реже рассланцованы. Нередко диабазы содержат тонкие прожилки кальцита и эпидота. В гематитизированных диабазах широко развита карбонатизация, причем карбонат иногда образует крупные скопления, нередко выветрелые до охристой массы. Большим развитием среди диабазов пользуются мандельштейновые разности, в которых миндалины выполнены кальцитом и, реже, эпидотом.

Более высокие горизонты, а также отдельные прослои среди гематитизированных диабазов представлены зелеными диабазами. Это также массивные, реже слабо рассланцованные породы, окрашенные в серовато-зеленые, зеленые, серые и зеленовато-серые цвета. Иногда они имеют хорошо выраженную скорлуповатую отдельность. Среди диабазов встречаются зернистые разности, которые представляют либо корни диабазовых покровов, либо трещинные заполнения. Миндалины в зеленых диабазах в одних случаях совершенно отсутствуют, в других содержатся в небольших количествах и имеют округлые или неправильные формы. Изредка среди зеленых диабазов встречаются мандельштейны с пустотами, выполненными кварцем, хлоритом, эпидотом и кальцитом.

Зеленым диабазам подчинены почти отсутствующие в гематитизированных разностях диабазовые порфириды. Они окрашены в серо-зеленые цвета, массивные, реже раздробленные и рассланцованные. Порфириды вкрапленники принадлежат пироксену, реже плагиоклазу. Размер вкрапленников не превышает 5 мм. Микроструктуры зеленых диабазов указывают на то, что они содержали мало стекла и были более раскристаллизованы, чем гематитизированные разности, содержавшие много стекловатого базиса.

К более высоким частям разреза нижнедевонской толщи относится горизонт переслаивания тонких покровов диабазов и альбитофиридов. Мощность этих покровов часто бывает совершенно ничтожной и для альбитофиридов иногда падает до нескольких метров. Такая перемежаемость диабазов и альбитофиридов наблюдалась к юго-западу от озер Уш-куль и к северо-западу и к югу от Майкаина, причем в последнем случае этот горизонт тянется в северо-восточном направлении до Павлодарской дороги.

Там, где нижележащая толща переслаивания диабазов и кремнистых туфитов отсутствует, этот горизонт ложится на известняки нижнего девона (к югу и северо-западу от Майкаина), на диорит-порфириды (к юго-западу от озер Уш-куль) и, кроме того трансгрессивно залегает на эффузивах нижнего и песчаниках верхнего силура.

В горизонтах переслаивания альбитофиридов и диабазов присутствует небольшое количество тонких прослоев кремнистых сланцев, кремнистых туфитов и сургучных яшм. Характерным является также наличие редких прослоев туфов альбитофиридов, свидетельствующих о том, что тонкие прослои альбитофиридов действительно являются эффузивами. Однако не исключена возможность, что часть этих выходов представляет собой заполнения трещин и подводные каналы для лежащих выше покровов альбитофиридов.

В выходах мы наблюдаем чередование альбитофиридов и диабазов, причем ширина прослоев альбитофиридов иногда падает до 1 м, длина же по простиранию достигает в некоторых случаях 600 м. У оз. Уш-куль породы этой толщи слагают небольшую синклинальную размытую структуру и ложатся непосредственно на лежащую ниже толщу кремнистых

туфитов с редкими прослоями диабазов. В южной части синклинали можно видеть, как на прослой туфов альбитофиров налегают яшмы мощностью около 500 м. Углы падения пород здесь не превышают 35—40°.

Альбитофиры зоны переслаивания часто обладают более зеленым цветом, обусловленным присутствием в них хлорита и эпидота; в отдельных участках они значительно эпидотизированы. Неравномерное распределение хлорита и эпидота нередко придает альбитофирам пятнистый характер. Однако содержание этих вторичных минералов неодинаково, а местами они совершенно отсутствуют, что, повидимому, связано с миграцией окислов железа, кальция и магния из окружающих диабазов.

Диабазы этого горизонта имеют такой же характер, как и лежащие ниже, причем преобладающим развитием пользуются зеленые разности, среди которых выходят тонкие покровы гематитизированных.

Выше горизонта переслаивания диабазов и альбитофиров залегает толща альбитофиров, кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров с подчиненными прослоями туфового материала. Среди альбитофиров встречаются внешне неотличимые базокварцевые разности, иногда связанные с ними постепенными переходами. Возможно, что базокварцевые разности принадлежат различным участкам одних и тех же покровов альбитофиров, но более вероятно, что они образуют самостоятельные эффузивные горизонты. Верхние горизонты альбитофировой толщи сложены кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами. Альбитофиры пользуются широким распространением в центральной и в северо-восточной частях района. Кварцевые альбитофиры сохранились в виде небольших участков, а кварцевые порфиры были встречены только в пределах рудной площади. Небольшие выходы альбитофиров широко развиты в исследованном районе и встречаются в виде останцев среди пород как нижнего, так и верхнего силура. На юго-западе альбитофиры в виде окон обнажены среди пород среднего девона.

В тех случаях, когда горизонты переслаивания диабазов и альбитофиров отсутствуют, описываемая свита ложится на более глубокие слои вплоть до пород нижнего и верхнего силура. Размер площадей, сложенных альбитофирами, не превышает 10—15 км², причем наблюдается вытянутость выходов в северо-восточном направлении. В южной же части района северо-восточное простираение пород сменяется на широтное, что стоит в связи с направлением нарушений в подстилающих нижнесилурийских породах. Альбитофиры всегда слагают положительные элементы рельефа, сопровождаясь выходами подстилающих их диабазов в соседних долинах. Количество вкрапленников альбита непостоянно. В одних разностях они очень редки, в других количественно преобладают над основной массой. Величина вкрапленников варьирует в пределах от 1 до 4 мм и в редких случаях достигает 10 × 4 мм. Иногда встречаются кубики лимонита по пириту, размером около 2—3 мм. Редким исключением являются альбитофиры, имеющие флюидальную текстуру. В основной массе пород можно встретить миндалины, выполненные молочно-белым кварцем, эпидотом и хлоритом. Нередко встречаются вытянутые пустотки размером до 2 см, которые бывают выполнены хлоритом. Присутствие в некоторых разностях большого количества таких вытянутых в одном направлении миндалин говорит о явлениях флюидальности в альбитофировых лавах. Иногда альбитофиры имеют хорошо выраженное вариолитовое строение, причем размер отдельных вариолей достигает 20 мм в диаметре.

Кварцевые альбитофиры преимущественным распространением пользуются в северо-восточной части района. Отличительной особенностью

их является присутствие небольшого количества мелких вкрапленников кварца, имеющего в одних случаях округлые, в других идиоморфные очертания.

Кварцевые порфиры известны только в пределах рудного поля, где они слагают участок 1.5×0.5 км, к которому приурочена группа довольно высоких сопок. Внешне они сходны с кварцевыми альбитофирами, при микроскопическом исследовании в них был обнаружен анортклаз (?). Д. А. Тимофеевский и А. П. Божинский (1939) считают, что условия образования этих пород неясны и что их можно причислить как к эффузивным, так и к интрузивным, застывшим вблизи поверхности породам. Наличие миндалин и облик этих пород все же дают основание предполагать, что они эффузивного, а не интрузивного происхождения.

Туфы альбитофиров, констатированные в центральной части района, пользуются ничтожным развитием. Породы эти окрашены в красновато-серые, зеленовато-серые и серые тона. Макроскопически в туфах различимы обломки альбитофиров и их стекол, розового альбита и опаловидного кварца. Одни разности туфов состоят из обломков и цементирующей плотной массы, другие имеют равномернозернистый характер и пятнистую окраску, благодаря различному цвету обломков и цемента.

В описаниях геологического строения рудной зоны Д. А. Тимофеевский и А. П. Божинский выделяют две толщи: нижнюю, представленную диабазовыми гематитизированными породами с прослоями осадочных пород, и верхнюю, в составе которой диабазы и диабазовые порфириты отличаются серыми и серо-зелеными окрасками. Такое подразделение в общих чертах намечается и нами. Учитывая непостоянную и сильно колеблющуюся мощность диабазовой толщи, можно думать, что объяснение всем отклонениям в ее строении следует искать в обстановке вулканического процесса, составе и структурах базальтовых лав, количестве и мощности их покровов и фациальных изменениях разреза.

К юго-востоку от Майкайна нижнедевонская толща, залегающая между габбро-диабазовым массивом и нижним силуром, слагает синклинали, в основании которой расположена толща известняков. Выше последних лежат гематитизированные диабазы с прослоями кремнистых осадочных пород и на последних — плотные темносерые диабазы и диабазовые порфириты. В крыльях этой синклинали породы падают под углом $60-70^\circ$.

Кроме того, Д. А. Тимофеевский и А. П. Божинский (1939) отмечают эти две толщи в ядре небольшой, нарушенной разрывом антиклинали, расположенной к юго-западу от месторождения «Е». По их данным, крылья этой складки падают под углами около 40° . Мощность нижней толщи авторы оценивают в 350 м, а верхней — в 400 м. Думается, что эта мощность преувеличена, так как здесь не учтено наличие мелкой складчатости, которая, несомненно, имеется в породах нижнего девона.

В остальной части района выделить две толщи диабазов не удастся. Наоборот, мы часто наблюдаем переходы зеленых и серых диабазов в фиолетовые гематитизированные мандельштейновые разности. Многочисленные прослои кремнистых сланцев, туфитов и яшм среди гематитизированных диабазов скорее говорят за то, что вначале нижнедевонские излияния давали тонкие покровы базальтовых лав, в промежутках времени между появлением которых отлагались кремнистые осадки. Более мощные покровы лав отличались более высокой кристалличностью, содержали меньше стекловатого базиса.

Наше внимание останавливает постоянная связь кремнистых гематитсодержащих пород с гематитизированными диабазами. Количество рудных частиц в последних связано с обогащением их лав соединениями

железа, что в связи с их большей легкоплавкостью может объяснить залегание в более тонких покровах, мощность которых в некоторых случаях не превышает нескольких метров. Наряду с этим на поверхность изливались мощные покровы базальтов, из которых образовались серо-зеленые диабазы. В их верхних частях местами удавалось наблюдать признаки шаровых текстур и развитие мандельштайнов.

Итак, образование гематита в диабазах следует связывать с составом лав и теми процессами окисления, которые шли при остывании их покровов. Фумарольно-гидротермальная деятельность обусловила обогащение морских вод кремнеземом и окислами железа и привела к отложению гематитсодержащих кремнистых осадков. В южной части района, в северном крыле южной синклинали, количество мощных покровов было, очевидно, значительно больше, они преобладали в конце формирования толщи. Быть может, с этим следует поставить в связь увеличение здесь мощности диабазовой толщи и ее строение. В северной части района мы таких соотношений не наблюдаем, и в районе озер Ушкуль на диабазы и кремнистые сланцы с прослоями альбитофиров налегает непосредственно толща последних. Таким образом, можно думать, что на юге количество лавовых потоков и объем излившихся масс были значительно большими. Вместе с тем присутствие прослоев альбитофиров среди серо-зеленых диабазов говорит о изменениях в ходе вулканического процесса, т. е. приближает нас к той картине вулканизма, которая наблюдается теперь на земной поверхности, когда расположенные в непосредственной близости вулканические центры дают в некоторые моменты, отличные по составу магмы.

Если, однако, как уже отмечалось, толща диабазов наиболее распространена в центральной части района, где она обладает и наибольшей мощностью, то и здесь толща альбитофиров иногда отделяется от нижнесилурийских эффузивов прослоем диабазов и известняков мощностью в 10—20 м.

В пределах площади развития песчаников ангренсорской свиты (S_2^a) диабазы пользуются небольшим распространением и значительная роль выпадает на долю кремнистых осадков. Это может быть поставлено в связь с удалением от центра излияний, который, очевидно, был расположен где-то в средней части района. Ко времени трахитовых излияний (альбитофиры) картина изменяется, и весь район становится ареной интенсивного вулканизма. Таким образом, непостоянство мощности диабазовой толщи может быть объяснено, с одной стороны, неодинаковым количеством изверженных масс в различных участках района, а с другой — процессами размыва.

Туфы в диабазах пользуются ничтожным распространением и констатированы лишь в единичных случаях в виде плотных разностей, образующих тонкие прослои в кремнистых сланцах. Какие-либо вулканические аппараты, выводящие базальтовые лавы на поверхность, нами не обнаружены. Лишь в окрестностях Майкаинского рудника констатированы редкие тонкие дайки диабазов, прорезающие зеленокаменные породы нижнего силура. Они представлены серо-зелеными разностями и содержат много крупных миндалинов, размером до 20 см, выполненных кальцитом, хлоритом и эпидотом. Эти дайки служили, очевидно, подводными каналами к покровам диабазов. Вероятно, аналогичное значение имеют и некоторые тела альбитофиров среди диабазов, но выделить их определенно не представляется возможным.

Выше уже указывалось на существование мелких складчатых структур в нижнедевонской толще. Их присутствие констатировано к юго-западу от оз. Ушкуль, где эффузивы слагают мелкие брахисинклинальные структуры с падением крыльев под углами в 30—40°. В 7 км к се-

веро-востоку от Майкаина удалось наблюдать небольшую замкнутую брахисинклиналь, поперечник которой равен примерно 300 м.

На основании изложенного и принимая во внимание характер пород нижнего девона, мы приходим к выводу, что период нижнего девона является периодом широкого развития вулканизма, образовавшего в подводных условиях вулканогенную толщу, целиком покрывавшую наш район. Эффузивная деятельность нижнего девона началась с излияния базальтовых лав, несколько обогащенных железом, но последующие порции ее становились все менее и менее железистыми. Излияния базальтовых лав чередовались с отложением кремнистых пород, причем для эффузий было характерно отсутствие туфового материала. При движении с юга на север описываемая толща претерпевает существенные фациальные изменения: в южной части района происходило излияние базальтовых лав, и в небольшом количестве накапливался кремнистый материал, в центральной части района количество последнего возрастало и к северу, на площадях, занятых песчаниками ангренсорской свиты, доминирующее развитие приобретают кремнистые породы с подчиненными прослоями диабазов.

Позднее, наряду с базальтовыми лавами, происходило излияние лав трахитового и липаритового состава, в результате чего появился горизонт переслаивания альбитофиров, их туфов и диабазов. Вулканическая деятельность нижнего девона закончилась извержениями трахитовых и липаритовых лав. В других частях Центрального Казахстана появлению последних предшествовали эффузии андезитов, за счет которых образовались типичные пироксен-плагиоклазовые порфириты. В нашем районе такие породы не констатированы, но для окрестностей Майкаина указано присутствие олигоклазофиров. По внешнему виду они сходны с альбитофиром и содержат редкие вкрапленники пироксена. Судя по малому количеству продуктов распада, первичный полевошпат был представлен довольно кислыми членами ряда плагиоклазов. Вероятно, эти эффузивы отвечают кратковременному излиянию трахиандезитовых лав в девоне и являются членами альбитофировой толщи.

Характерной особенностью эффузивной деятельности нижнего девона является почти полное отсутствие туфовых образований базальтовых лав и ничтожное их развитие для лав трахитового и липаритового состава. Незначительное количество туфов альбитофиров в исследованном районе — его отличительная черта, так как для целого ряда районов Центрального Казахстана отмечается их более широкое развитие. Можно предполагать, что в исследованном нами районе туфы альбитофиров присутствовали, но что для их накопления не было благоприятных условий, и вслед за их образованием, вероятно, шел их размыв.

В дальнейшем нижнедевонская свита была сложена в складки и подверглась метаморфизму. В диабазах имеет место зеленокаменное переобразование, заключающееся в сосюритизации плагиоклаза, новообразовании актинолита, хлорита, эпидота и вторичного кварца. Сравнительно с нижнесилурийскими породами в них, как и в альбитофирах, признаки первичных структур сохранились значительно лучше. В альбитофирах изменения сказываются в появлении серицита, хлорита, примеси эпидота и вторичного кварца. Судя по соотношениям верхнедевонских песчаников с подстилающими девонскими эффузивами, перед их отложением имела место складчатость, но отделить точно структуры этого возраста от более поздних верхнепалеозойских не представляется возможным.

Об упоминавшейся пологой складчатости в нижнедевонских эффузивах мы можем судить по тому, что в пределах площадей, сложенных песчаниками ангренсорской свиты, нижнедевонские породы налегают на

ровную размытую поверхность верхнего силура и слагают точки местности, отличающиеся по высотным отметкам не более чем на 50 м. Каких-либо следов усложнения складчатых структур верхнего силура в участках залегания нижнего девона мы не наблюдаем. Характер залегания широкой полосы известняков к северу от оз. Эльток также говорит об их пологом залегании на западной окраине южной синклинали. Об этом же свидетельствует характер контуров и ширина площадей, сложенных различными породами нижнего девона на севере. Вместе с тем в отдельных выходах слоистых кремнистых пород, которые иногда в виде обелисков возвышаются среди верхнесилурийских песчаников, можно видеть крутые до 60° углы падения. Это указывает на то, что при смятии нижнедевонской толщи в складки она, вероятно, испытывала некоторое скольжение и ее отдельные ослабленные участки оказались осложненными крутой мелкой складчатостью. Попутно отметим, что такие же крутые углы падения иногда наблюдались в кремнистых туфитах и полосатых яшмах среди диабазов к северу от Майкаина. Однако в районе оз. Уш-куль и ближе к Майкаину наблюдались углы падения от 20 до 40°. Значительно более крутые углы, от 40 до 70°, констатированы в окрестностях Майкаина, где нижнедевонская толща особенно интенсивно затронута верхнепалеозойскими движениями. Судя по перечисленным фактам, можно думать, что еще в эпоху среднедевонских движений нижнедевонская толща была сложена в пологие складки с углами наклона порядка 20—30°, а затем эти складчатые структуры были усложнены в верхнем палеозое. При этом верхнепалеозойская складчатость в нижнедевонской толще проявилась неравномерно и с разной интенсивностью. Особенно сильно нарушены породы в пределах рудной зоны, где к явлениям динамометаморфизма присоединяются гидротермальные превращения. На первых стадиях смятия и раздробления породы еще сохраняют первоначальный облик, но затем изменяются до неузнаваемости.

Вдоль тектонической линии, ограничивающей рудную зону с востока, расположена область развития сильно рассланцованных диабазов, превращенных в зеленые, богатые хлоритом сланцы. Их окраска непостоянна и наряду с зеленой часто бывает фиолетовой, как следствие высокого содержания гематита в первоначальных породах. В сланцах можно подметить следы миндалин, выполненных карбонатом. Гематит, который в диабазах обычно распределен равномерно, в сланцах испытывает перемещение и иногда обильно пропитывает в породах отдельные полосы. Среди зеленых сланцев содержатся деформированные и раздробленные слои яшм и яшмовидных кварцитов, образовавшихся за счет окварцевания известняков и содержащих остатки фауны. Наконец, в местах, где диабазы оказались в непосредственном соседстве с рудными телами, они превращены в кварцево-серицитовые и кварцево-серицит-хлоритовые сланцы, нередко связанные постепенными переходами с зелеными сланцами.

Смятие и раздробление альбитофиров, кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров сопровождается развитием окварцевания и серицитизации и превращением их в кварцево-серицитовые сланцы и вторичные кварциты, пользующиеся широким развитием на участках оруденения.

Вдоль широтной тектонической линии, ограничивающей рудную зону Майкаина с юга, нижнедевонские породы также оказываются сильно рассланцованными. Двигаясь вдоль этой тектонической линии на запад, мы попадаем в область интенсивного окварцевания известняков нижнего девона. Такое же окварцевание известняков имеет место и вдоль северо-западной тектонической зоны, ограничивающей с севера

область сплошного развития пород среднего и верхнего девона. Здесь, к северо-востоку от пункта Чаган-тубе, выходят сильно рассланцованные известняки, большей частью превращенные во вторичные кварцевые породы, сохраняющие сланцеватую текстуру измененного субстрата. Вне зоны смятия, ближе к Баянаульской дороге, **окремнение** в известняках исчезает. Таким образом, если принять во внимание данные по рудной зоне, явления интенсивного окварцевания известняков оказываются приуроченными к тектонически нарушенным зонам. Разница заключается в том, что в рудной зоне окварцевание пород сопровождается гематитизацией с образованием железистых вторичных кварцитов. В остальной части района процессы метаморфизма в нижнедевонских породах ограничены почти повсеместно распространенными явлениями незначительного окварцевания известняков и другими, сравнительно слабыми гидротермальными проявлениями.

Нередко наблюдалось появление в диабазах кварц-эпидотовых и кварцевых тонких ветвящихся прожилков, в связи с которыми породы оказываются в большей или меньшей степени эпидотизированными или окварцованными. Эпидотизация захватывает отдельные мелкие неправильные участки диабазов, или последние оказываются целиком замещенными кварцем и эпидотом. Несколько меньшим развитием пользуется процесс окварцевания, причем окварцованные разности имеют зеленовато-серую окраску. Местами в диабазах широко развита карбонатизация, в результате которой образуются зернистые карбонатные породы. Кроме перечисленных изменений, диабазы нередко подвергаются вторичной гематитизации, которая протекает или по трещинкам в виде ветвящихся прожилков вишнево-красного цвета, или имеет характер неправильных участков с постепенным переходом окраски пород в зеленую.

Вероятно, частично материал для этих процессов был заимствован гидротермальными растворами из толщи самих эффузивов. Так, карбонатизацию можно связывать с наличием известняков, в соседстве с которыми она действительно и наблюдается. Что касается SiO_2 , то кремнезем, очевидно, является главным образом привнесенным.

В альбитофирах явления гидротермального метаморфизма заметны слабее. Так, в 8 км к северо-востоку от Малого Майкаина и к югу от Павлодарской дороги, в связи с присутствием даек плагιοгранитов, в альбитофирах наблюдались узкие и короткие полосы осветления, в которых они слегка окварцованы, серицитизированы и содержат редкую вкрапленность пирита. Щебенка таких же осветленных пород наблюдалась на крайнем севере района в водораздельной части местности. Помимо этого, для альбитофиров могут быть еще отмечены спорадически встречающиеся прожилки кварца. Если исключить из рассмотрения рудную зону, то в остальной части района указанные явления гидротермального метаморфизма в нижнедевонских породах проявляются более ярко, чем в силурийских толщах. Очевидно, это можно объяснить и тем, что условия циркуляции растворов в нижнедевонских, менее сжатых толщах были более благоприятными.

2. Средний девон

Породы среднего девона развиты в южной синклинальной структуре и в виде сравнительно небольших выходов были констатированы в пределах рудного поля (Тимофеевский и Божинский, 1939). В последнем случае они трансгрессивно лежат на эффузивах нижнего девона и нижнего силура.

В окрестностях оз. Эльток видно, что в основании среднедевонской толщи залегают известняки и эффузивные породы нижнего девона, затем при движении на юго-восток происходит попружение оси синклинали, и на поверхность выходят все более и более высокие горизонты среднего и верхнего девона и, наконец, карбона. На востоке района средний девон непосредственно налегает на песчаники верхнего, а местами, повидимому, на эффузивы нижнего силура, причем нижний девон из разреза выпадает. Это обстоятельство говорит о том, что перед образованием свиты среднего девона имели место перерыв и размыв пород как нижнего девона, так и силура.

Породы среднего девона представлены исключительно эффузивными образованиями. Разрез свиты имеет следующее строение (сверху вниз):

1. Пластовые и секущие тела микроплаггиогранитов, которыми заканчивается среднедевонский вулканический цикл.
2. Толща альбитофиров с подчиненным развитием кварцевых альбитофиров, порфинов, кварцевых порфиров и туфов до 300 м
3. Горизонт диабазов и диабазовых порфиритов 100 .
4. Толща плаггиоклазовых, реже, пироксен-плаггиоклазовых и роговообманково-плаггиоклазовых порфиритов с подчиненными прослоями туфов до 500 м

Наибольшим распространением среди пород среднего девона пользуется толща порфиритов, подчиненное значение имеет горизонт диабазов и диабазовых порфиритов.

Эффузивы среднего девона в сравнении с породами силура дислоцированы значительно слабее. Около оз. Эльток они имеют пологое залегание с углами падения около 30—35°, но в центральной и, особенно в краевых частях синклинали, углы падения их достигают 75—80°. Большая дислоцированность пород объясняется наложением верхнепалеозойских движений и подвижностью краевых частей синклинали на границе с подстилающими породами, что вообще характерно для окраин мульд Центрального Казахстана, сложенных девонскими образованиями.

Большая степень дислоцированности пород среднего девона в южной части района отражается на карте в полосчатом распределении отдельных толщ. На востоке последние слагают широкие площади менее правильных очертаний и развиты в повышенных частях рельефа, тогда как в неглубоких долинах выходят верхнесилурийские песчаники, что свидетельствует об очень пологом залегании среднего девона. В кислых эффузивных фациях и, реже в стекловатых разностях порфиритов, иногда отчетливо выражена полосчатая флюидалность, с простиранием которой совпадает направление гряд, холмов и увалов, сложенных этими породами. Среднедевонские образования метаморфизованы слабее, чем породы нижнего девона. Они имеют нередко хорошую сохранность первичных структур и первоначального минералогического состава. Кроме того, в них изредка сохраняется вулканическое стекло. Метаморфизм пород выразился в краснокаменном перерождении. Более поздний гидротермальный метаморфизм, так же как и в породах нижнего девона, развит лишь в пределах тектонически нарушенных зон.

Как видно из разреза, в основании среднего девона залегает толща плаггиоклазовых, реже пироксен-плаггиоклазовых и роговообманково-плаггиоклазовых порфиритов с подчиненными прослоями туфов, причем в пределах рудной площади в одном случае наблюдались конгломераты, лежащие на диабазах нижнего девона и подстилающие толщу порфиритов, что свидетельствует о наличии размыва на границе нижнего и среднего девона.

Наиболее крупные выходы описываемой толщи констатированы в северо-западной части южной синклинали, где они слагают большие площади и трансгрессивно налегают на эффузивы нижнего девона. Значительно меньшим развитием эта толща пользуется на северо-востоке, где она непосредственно лежит на песчаниках верхнего силура.

Порфириты окрашены в фиолетовые, бурые, грязнобурые, темносерые, серовато-зеленые и иногда зеленые цвета.

Наиболее широким распространением пользуются плагиоклазовые порфириты, среди которых выделяются три типа:

1) порфириты, содержащие небольшие вкрапленники плагиоклаза и довольно много миндалин, выполненных кварцем, халцедоном, эпидотом и кальцитом;

2) порфириты, содержащие крупные вкрапленники плагиоклаза белого, желтоватого или зеленоватого цвета, величина которых не превышает 1,5 см; форма зерен табличатая или призматическая;

3) группа плотных зеленых афировых порфиритов с небольшим количеством миндалин.

Из этих трех типов наиболее распространен первый, значительно реже встречаются афировые разности. Плагиоклазовые порфириты с крупными вкрапленниками развиты главным образом в юго-западном углу исследованной площади; кроме того, редкие выходы их были констатированы в восточной части района.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты, кроме вкрапленников плагиоклаза, содержат редкие зерна пироксена, не превышающие 2 мм. Миндалины в них выполнены кварцем, халцедоном, эпидотом и кальцитом. Пироксен-плагиоклазовые порфириты значительно менее распространены, чем плагиоклазовые, а роговообманково-плагиоклазовые разности встречаются еще реже. Последние, наряду с вкрапленниками плагиоклаза, содержат большое количество роговой обманки, имеющей длинно-призматические очертания, темнозеленую окраску и размеры, не превышающие 2 мм. Основная масса всех порфиритов плотная, с неразличимыми простым глазом составными частями. Необходимо отметить, что разделение в поле типов порфиритов по составу метасиликатов, т. е. выделение пироксен-плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых разностей, затруднено, так как вкрапленники темноцветных компонентов плохо различимы в темноокрашенной основной массе пород.

Верхние горизонты толщи представлены порфиритами, образовавшимися за счет стекловатых лав. Эти разности развиты в районе колодца Кызыл-там и к востоку от пункта Чаган-тюбе и слагают площади, не превышающие 5 км². Породы окрашены в темнофиолетовые, темнобурые и серые цвета. Из составных частей различимы очень редкие порфирные вкрапленники плагиоклаза, размер которых не превышает 2—3 мм. Состав породы макроскопически неразличим. Очень редкие миндалины выполнены кварцем, халцедоном и эпидотом. Породы обладают плоско-раковистым изломом.

Все порфириты в значительной степени гематитизированы и путем постепенного перехода сменяются породами зеленокаменного облика. Гематитизация падает от порфиритов, образовавшихся за счет стекловатых лав, к разностям с крупными вкрапленниками плагиоклаза, содержащим меньше стекла. Афировые порфириты также стекловатые, но в отличие от вышеописанных, в них не заметно краснокаменного переорождения.

Туфы порфиритов пользуются небольшим распространением. Они образуют среди эффузивов прослой, окрашенные в фиолетовые, бурые и грязнофиолетовые тона, обладают хорошо выраженной обломочной структурой и представлены грубообломочными разностями с плохо от-

сортированным материалом. Значительно реже встречаются зернистые разности. Цементирующая масса обычно зернистая, иногда содержит неправильные участки эпидота и хлорита. В редких случаях цемент бывает тонкозернистым и однородным.

В пределах рудного поля роговообманковые порфириды, отнесенные к среднему девону, развиты в его центральной части и образуют довольно значительные выходы. Они представлены главным образом роговообманковыми, иногда пироксен-роговообманковыми разностями. По внешнему виду и по развитию в них гематитизации они аналогичны порфиридам южной части района. Кроме порфиритов, Д. А. Тимофеевский и А. П. Божинский (1939) выделяют еще роговообманковые порфиры, содержащие, по их данным, очень небольшое количество мелких зерен ортоклаза. Соответствующих пород в разрезе среднего девона нами встречено не было. Имея в виду трудности диагностики мелких зерен ортоклаза в разложенных эффузивах, можно думать, что мы и в данном случае имеем также роговообманковые порфириды.

По данным указанных авторов, среднедевонские порфириды и их туфы несогласно залегают на нижнем силуре и толще диабазов нижнего девона. В одном случае в вулканических брекчиях, подстилающих порфириды, наблюдались обломки зеленокаменных пород, а также самих гематитизированных порфиритов. Наряду с этим авторы отмечают залегание порфиритов под нижнедевонскими эффузивами, однако присутствие в порфиридах брекчий с обломками зеленокаменных пород и яшм ясно указывает на их посленижедевонский возраст. Такие противоречия в условиях залегания пород могут быть объяснены тем, что одна часть порфиритов представляет собой покровные образования, другая — дайковые и штоковые тела, являющиеся подводящими к ним каналами. Вероятно, в связи с условиями залегания в этих выходах породы имеют неравномерную структуру, приближающуюся к микродиоритовой, и иногда содержат шпиры, обогащенные роговой обманкой. Эти трещинные выполнения особенно охотно локализируются вдоль границы зеленокаменных пород и эффузивов нижнего девона. Попутно отметим, что аналогичные трещинные заполнения порфиритов в виде небольших дайк с простиранием СВ 50—55° обнаружены около медного месторождения, в 5 км к востоку от оз. Эльток.

Выше толщи порфиритов и их туфов залегает горизонт диабазов и диабазовых порфиритов. Они пользуются небольшим распространением и обычно залегают в виде более или менее значительных полос, развитых по границам порфиритов и лежащих выше кислых эффузивов. В других случаях они сохраняются в уцелевших от размыва участках среди площадей, сложенных порфиритами, а на востоке непосредственно налегают на песчаники верхнего силура. Такая приуроченность выходов диабазов к определенному стратиграфическому горизонту говорит о принадлежности их к отдельному периоду излияний, когда в нашем районе изливались базальтовые лавы. Налегание диабазов непосредственно на верхний силур в краевой части синклиальной структуры свидетельствует о наличии размыва, который предшествовал появлению базальтов, однако, других более убедительных доказательств в пользу этого вывода мы привести не можем. Мощность диабазов не превышает 100 м.

Диабазы и диабазовые порфириды окрашены в серые, темносерые и, значительно реже, темнофиолетовые цвета, обусловленные присутствием гематита. Макроскопически в породах различимы вкрапленники плагиоклаза, величина которых не превышает 1 мм, и плотная основная масса. Значительно реже встречаются тонкозернистые разности. Миндалины в диабазах и диабазовых порфиридах выполнены кварцем и эпидо-

том, но часто они отсутствуют. Породы очень свежи, метаморфизм их выражается в незначительном краснокаменном перерождении.

Выше диабазов и диабазовых порфиритов залегает толща альбитофи-ров с подчиненными прослоями кварцевых альбитофи-ров, порфиритов, кварцевых порфиритов и их туфов. Эта толща состоит из двух горизон-тов. В состав нижнего входят главным образом альбитофиры, реже кварцевые альбитофиры, порфиры, кварцевые порфиры и туфы. Все эти разности обладают фиолетовыми окрасками, обусловленными присут-ствием гематита, образовавшегося в них при раскристаллизации стекло-ватого базиса. Верхний горизонт сложен белыми альбитофирами.

Наиболее широко распространен нижний горизонт альбитофи-ров. Простирается пород в северо-восточной и центральной части южной син-клинали близко к широтному, в северо-западной же они вытянуты почти в меридиональном направлении. Породы окрашены в фиолетовые, гряз-нофиолетовые, серые, светлосерые, розовые и грязнорозовые цвета. Макроскопически в них различимы полевые шпаты светлорозового, бе-лого и светлосерого цвета, размер которых не превышает 3—4 мм, и редкие вкрапленники кварца округлой формы, светлосерого цвета, имею-щие около 2 мм в в поперечнике. Миндалины выполнены кварцем, иногда растущим в виде друз, и эпидотом. Значительно реже встре-чаются пустотки, вытянутые в одном направлении и заполненные квар-цем.

Лавы, за счет которых образовались перечисленные породы, содер-жали большое количество вулканического стекла, которое иногда в них сохраняется. Лавы были достаточно вязкими, благодаря чему очень часто встречаются фельзитовые разности с хорошо выраженным полосчатым строением, с чередованием в некоторых разностях очень тонких (до 2 мм) светло- и темноокрашенных полос, обогащенных гематитом. Иногда «слои» в флюидалных разностях фельзитов бывают несколько изогнуты и сгофрированы.

По внешнему облику при полевых наблюдениях альбитофиры, пор-фиры и их кварцевые разности неотличимы. Небольшое распространение калийных эффузивных фаций, вероятно, отвечает последним этапам вулканической деятельности. Для всех этих пород характерно развитие их как в плотных массивных разностях, так и в стекловатых, фельзито-вых и флюидалных. Иногда можно наблюдать переходы от разностей с резко выраженной флюидалностью к массивным породам. Это указы-вает на то, что структурно различные разности эффузивов существо-вали в пределах одних и тех же эффузивных покровов.

Различный состав изливавшихся лав и разнообразие текстурных при-знаков свидетельствуют о том, что при формировании этой толщи сред-него девона покровные излияния лав происходили неоднократно. В не-которых случаях во флюидалных фельзитовых покровах наблюдались вулканические брекчии с большим количеством стекловатых изменен-ных обломков лав.

Туфы альбитофи-ров, наиболее распространенные в юго-западной части района, образуют маломощные прослои, часто залегающие над диабазами, местами над порфиритами и в более редких случаях в виде прослоев среди альбитофи-ров. Туфы альбитофи-ров, как и туфы порфи-ритовой толщи, представлены главным образом грубообломочными разностями с плохо отсортированным материалом. Обломки угловатые, слабо окатанные, величиной в отдельных случаях до 15—20 мм. Встре-чаются также и зернистые разности, но значительно реже. Цемент туфов обычно однородный и плотный, но иногда он имеет зернистый характер.

Верхний горизонт альбитофи-ров резко отличается от подстилающего

отсутствием гематита. Эти породы развиты преимущественно в восточной части района, где они в одних случаях налегают на диабазы, порфириды, нижнюю альбитофировую толщу, а в других — на песчаники верхнего силура. Такое разнообразие соотношений с более древними породами может служить указанием на то, что в восточной части района периоды формирования отдельных эффузивных толщ среднего девона были отделены промежутками, во время которых вулканическая страна подвергалась размыву, что, как известно, является характерной чертой для истории формирования вулканических областей. Альбитофиры верхнего горизонта представлены полнокристаллическими рваностями с микролитовыми структурами основной массы. Они окрашены в белые, грязнобелые, сероватые, желтые, грязножелтые тона и обладают массивным сложением. Макроскопически в них различимы вкрапленники полевого шпата, длиной до 2—3 мм, белого, бледнорозового и светложелтого цвета. В очень редких случаях наблюдались порфиристые выделения табличек хлоритизированного биотита размером до 4 мм. В небольшом количестве в породах присутствуют миндалины, выполненные кварцем. Мощность описанной толщи до 300 м.

Из всего сказанного о характере, распространении и метаморфизме эффузивных пород среднего девона можно сделать следующие выводы.

Период среднего девона является периодом широкого развития вулканизма, причем излияния происходили в наземных условиях, в отличие от подводных эффузий нижнего девона. О наземном характере вулканических процессов свидетельствует отсутствие среди них каких-либо осадочных пород, широкое развитие амигдалоидных лав, а также грубообломочный характер туфов, отличающихся плохой сортировкой пирокластического материала. С этим хорошо согласуется и краснокаменный облик пород, свойственный диагенетическим процессам вулканических толщ, формировавшихся в континентальной обстановке. Краснокаменное перерождение пород имело место до отложения песчаников и конгломератов верхнего девона, так как материал последних уже содержит обломки измененных эффузивов. Вместе с тем новообразование гематита, несомненно, связано и с первичным составом лав, так как выделенный нами верхний горизонт альбитофиров характеризуется полным отсутствием фиолетовых окрасок.

Излияния среднего девона начались с андезитов, последние порции которых дали стекловатые лавы. Они сменились базальтовыми лавами, образовавшими маломощный горизонт диабазов и диабазовых порфиритов, характерная особенность которого — отсутствие туфовых образований. Базальтовые лавы в свою очередь сменились значительно более кислыми покровами липаритового и трахитового состава, давшими альбитофиры, кварцевые альбитофиры, порфиры и кварцевые порфиры.

Характерной особенностью среднедевонской толщи является ничтожное развитие туфов. Если это сопоставить с указанными выше фактами налегания различных горизонтов среднего девона на разнообразные по возрасту породы (от S_1 до D_1 включительно), то можно сделать вывод о широко развитых процессах размыва, имевших место в промежутках между отдельными этапами вулканической деятельности. Это обстоятельство, очевидно, и привело к уничтожению рыхлых пирокластических накоплений, которые в других частях Центрального Казахстана пользуются в аналогичных свитах более широким распространением.

Поствулканические процессы в порфиритах среднего девона сопровождались новообразованием актинолита, вторичного альбита, минералов группы эпидота, хлорита, серицита, гематита, карбоната и вторичного кварца. Эти новообразования пользуются региональным распространением.

В более кислых лавах постмагматические процессы сопровождались образованием за счет стекол фельзитовых агрегатов и появлением гематита, хлорита, серицита, вторичного кварца и небольшого количества эпидота.

Магматические процессы среднего девона закончились появлением тел плагиогранитового состава. Наибольшим развитием эти породы пользуются в юго-восточной части района. Частью они представлены дайками, которые прорезают песчаники верхнего силура и эффузивы среднего девона, частью образуют, вероятно, маломощные пластовые залежи. Отличительная особенность этих пород — большое внешнее сходство с альбитофирами, настолько близкое, что в поле при картировании они были отнесены к эффузивным образованиям. Вместе с тем это обстоятельство говорит о том, что несмотря на значительные площади, которые эти породы занимают, мощность их залежей должна быть небольшой, вероятно не больше 100—150 м. Не исключена возможность, что расположенные среди песчаников верхнего силура значительные выходы микроплагиогранитов также являются остатками размытых пластовых (межформационных) залежей, проникших вдоль контактовой поверхности песчаников и лежащей выше толщи эффузивных пород. В таком случае наблюдающиеся среди песчаников дайки можно рассматривать как подводящие каналы к пластовым залежам.

Юго-восточная часть района отличается плохой обнаженностью, а потому сказать что-либо более определенное об условиях залегания микроплагиогранитов невозможно.

Наиболее крупные залежи микроплагиогранитов расположены среди эффузивов среднего девона, у северной кромки сплошного поля их развития. В самом южном выходе микроплагиогранитов они слагают значительную площадь шириной около 2 км и длиной около 3 км. Породы этой залежи представлены преимущественно светлыми, желтоватыми, иногда почти белыми разностями с плотной или мелкозернистой основной массой. В последней заметно довольно много вкрапленников таблитчатого светложелтого плагиоклаза, величиной в 2—3 мм. Иногда гранитоиды становятся среднезернистыми, и в них различимы лишь мелкие зерна плагиоклаза величиной около 1 мм. Кварц заметен невооруженным глазом. Значительным распространением в южном выходе пользуются сферолитовые разности гранитоидов, содержащие много округлых белых сферолитов величиной около 2 мм. Из других минералов в породе заметны тонкие рудные выделения и мелкие чешуйки бесцветной или зеленоватой слюды.

Другой большой выход микроплагиогранитов расположен к северо-востоку от первого. В нем мы наблюдаем те же мелкозернистые, иногда порфировые породы, но серого, слегка фиолетового цвета, обусловленного присутствием тонко распыленного гематита. Изредка в микроплагиогранитах этого типа заметны мелкие сферолиты.

Аналогичными породами сложены более или менее значительные выходы микроплагиогранитов, расположенные среди песчаников верхнего силура и альбитофиров среднего девона, где они слагают небольшие крутосклонные холмы. Здесь площади с крайне извилистыми неправильными очертаниями, занятые гранитоидами, вытянуты в северо-восточном направлении, согласно простиранию верхнесилурийских песчаников. Неправильные очертания говорят в пользу того, что здесь мы скорее имеем остатки размытой межформационной пластовой залежи, а не большие секущие тела.

Мелкие дайки гранитоидов наблюдаются как среди песчаников, так и в эффузивах среднего девона.

Часть жильных пород представлена светлыми мелкозернистыми пла-

гиогранитами, иногда обладающими резко выраженным сферолитовым строением. В центральных частях сферолитов, достигающих местами 5 мм, заметны вкрапленники кварца величиной до 2 мм. В других случаях в редких вкрапленниках присутствуют полевые шпаты, иногда принадлежащие ортоклазу.

Другая часть жильных пород характеризуется серыми разностями, также обладающими сферолитовым строением. Как показало микроскопическое исследование, во многих жильных породах содержится значительная примесь калиевого полевого шпата, и только в одном выходе было констатировано такое содержание последнего, которое позволяет отнести породу к сферолитовому граниту.

Отметим также, что аналогичные плагиогранитовые жильные породы встречены на крайнем севере района и к юго-западу от оз. Ангрэн-сор среди верхнесилурийских песчаников ангрэнсорской свиты.

Среднедевонский возраст микроплагиогранитов устанавливается на основании того, что их обломки встречены в песчаниках верхнего девона. Внешний облик микроплагиогранитов, близкий к эффузивам, а также присутствие в них гематита говорят об их кристаллизации на очень небольшой глубине.

Выходы микроплагиогранитов хотя и распределены неравномерно, но тем не менее отчетливо приурочены к местам развития среднедевонских поднятий трахитов и липаритов. Если бы магма микроплагиогранитов достигла поверхности, она образовала бы покровы типичных кварцевых альбитофиров, которые в других частях Центрального Казахстана в верхах среднедевонской эффузивной свиты пользуются широким распространением. Отметим, что и в других районах страны среднедевонские излияния иногда также заканчивались образованием гипабиссальных пород.

Наличие микроплагиогранитных залежей и секущих тел можно поставить в связь с происшедшими в это время структурными изменениями нашего участка земной коры. Вероятнее всего эти изменения были вызваны напряжениями, обусловленными слабым проявлением начавшихся складчатых процессов. Благодаря последним, доступ магмы к поверхности был затруднен, и она была вынуждена распространяться вдоль межпластовых поверхностей. Нельзя отрицать и того, что одновременно с образованием залежей гранитоидов в отдельных пунктах магма могла получить доступ на поверхность и дать эффузивные образования. В пользу этого может говорить обилие больших зерен кварца в верхнедевонских песчаниках, материал которых был, несомненно, заимствован при размыве среднедевонских эффузивов. Как мы видели, в последних кварцевые разности (с вкрапленниками кварца) являются очень мало распространенными, а потому естественно думать, что кварц песчаников образовался из эффузивов, уже уничтоженных размывом.

Как указывалось выше, судя по условиям залегания верхнедевонских песчаников, девонская толща во время их отложения оказалась сложенной в складки.

Верхнепалеозойские движения вызвали усложнение девонских структур и образование нарушенных зон, которые оказались наиболее доступными для развития процессов гидротермального метаморфизма. Последний особенно интенсивно проявился в рудной зоне в рассланцованных участках, где порфириды иногда превращены в порфиритоиды. Ближе к рудным телам они видоизменены в хлоритовые, хлорит-эпидотовые сланцы, переходящие в серицитовые и кварц-серицитовые сланцы (месторождение «Е»). В месторождении «В» порфириды подвергаются эпидотизации, пренитизации, серицитизации, хлоритизации, окварцеванию и карбонатизации. В них появляется пирит, и они также переходят в квар-

цево-серицитовые сланцы. Местами в эпидотизированных разностях образуется марганцовый эпидот-пьемонтит.

Вне рудной площади процессы гидротермального метаморфизма развиты значительно слабее. В порфиритах и диабазах содержатся тонкие прожилки эпидота, кварца и карбоната. В медном месторождении, расположенном в 5 км к востоку от оз. Эльток, порфириды интенсивно хлоритизированы и эпидотизированы и содержат в трещинах и выходях довольно обильные натеки медной зелени. В выходах диабазов в окрестностях горы Кызыл-там они местами сильно рассланцованы, хлоритизированы и импрегнированы пиритом. В магистральной водопроводной канаве иногда наблюдалось сильное смятие и рассланцованность порфиритов, сопровождавшаяся серицитизацией или появлением кварцевых и карбонатных прожилков.

В месторождении Эльток около жил барита порфириды подверглись окварцеванию и небольшой серицитизации.

В юго-западной части района альбитофиры в нескольких пунктах превращены в белые и светлосерые массивные вторичные кварциты, содержащие вкрапленность пирита, и вполне аналогичны тем, которые развиты в рудных зонах. В поле можно проследить все этапы превращения альбитофиров, начиная с появления в них прожилков кварца, затем окварцованных и серицитизированных осветленных участков, вплоть до вторичных кварцитов. В остальной части района гидротермальные явления в толще альбитофиров выражены значительно слабее и сказываются в развитии тонких и редких прожилков кварца.

В ходе развития вулканических процессов в течение нижнего и среднего девона мы можем подметить некоторые черты сходства. В том и другом случае намечается общая закономерность смены состава лав от более основных к более кислым, иногда калийным фациям. Однако в среднем девоне имеются и некоторые отклонения. Так, после излияния андезитовых пород перед появлением альбитофиров происходили эффузии базальтов, а эффузии нижней альбитофировой толщи, которой подчинены калийные фации, вновь сменились альбитофирами. Последние магматические проявления вызвали образование микроплагитогранитов.

3. Верхний девон

Еще А. Краснопольский (1898) отмечал, что девонские осадочные образования в пределах Баянаульского района представлены известняками верхнего и среднего отдела системы, а также красными и зеленовато-серыми, обыкновенно мелкозернистыми песчаниками, причем палеонтологически охарактеризованными являются только известняки верхнего отдела системы. Д. С. Коржинский (1932) верхнедевонскую толщу Экибастузского, в том числе и нашего района, считает прибрежным образованием. Он указал, что разрез верхнего девона начинается с базальных конгломератов, мощностью до 2 м, содержащих обломки кислых эффузивов и лежащих несогласно на эффузивных толщах. Базальные конгломераты переходят в грубые песчаники, а затем в мелкозернистые, местами плотные, с подчиненными прослоями глинистых и песчаных известняков. Прибрежный характер этой свиты автор обосновывает наличием диагональной слоистости песчаников и нахождением в них неясных растительных отпечатков. Мощность песчаниковой толщи в Ащиккульской мульде, по мнению автора, около 400 м. В известняках среди песчаниковой толщи собрана фауна D₃.

Н. Г. Кассин, Г. И. Водорезов и Г. Ц. Медоев (1933) при описании соседних Средне-Чидертинского и Улентинского листов отмечают, что

огромная толща красноцветных песчаников и конгломератов накапливалась с конца нижнего девона, весь средний девон и захватила значительный промежуток верхнего девона. В разрезе девонских отложений в районе Мурзачеку, к западу от Уленты, они выделяют толщу конгломератов и песчаников, мощностью около 0.5 км, возрастное положение которой условно определено как D_3 на основании промежуточного ее положения между двумя флористически охарактеризованными толщами D_2 и D_3 .

Н. Г. Кассин и его сотрудники (1933), учитывая присутствие стратиграфически выдержанных горизонтов конгломератов в девонской толще, указали на возможность тектонических движений в верхней части системы. Более определенные сведения по этому вопросу мы находим в отчетах Центрально-Казахстанской экспедиции АН (Коптев, Мирлин и Кочуров, 1937; Кочуров, Маркова и др., 1938), согласно которым тектонические движения имели место в основании верхнего девона. Это положение подтверждается и на примере нашего района. Породы верхнего девона развиты в центральной части южной синклинали и слагают площадь около 30 км². Они трансгрессивно лежат на эффузивах среднего девона, причем их граница несогласно, почти под прямым углом срезает направление складок среднего девона.

Простирание пород верхнего девона в западной части северо-западное, в восточной части — северо-восточное, т. е. как в том, так и в другом случае согласное с простираем мульды. Сплошное поле развития верхнедевонских песчаников, слагающих центральную часть южной синклинали, прерывается местами выходами подстилающих среднедевонских эффузивов.

Мощность песчаниковой толщи непостоянна. В юго-восточной части района песчаники подстилают лежащую выше толщу $D_3^{21}+C_1$ и прослеживаются вдоль границы последней в виде узкой полосы мощностью около 100—150 м. Значительно большую мощность, оцениваемую нами в 300—400 м, песчаники имеют в юго-западной части района, где ширина их площади достигает 3—4 км.

Породы верхнего девона дислоцированы почти в такой же степени, как и эффузивы среднего девона, причем в центральной части синклинали они имеют углы падения около 25—40°, но с приближением к тектонической линии, ограничивающей северное крыло южной синклинали, они смяты интенсивнее, и углы падения достигают 70—75°. Одновременно в породах появляются признаки смятия и расланцованности.

Породы верхнего девона представлены песчаниками с подчиненными прослоями конгломератов и известняков. В основании толщи залегают конгломераты, окрашенные в фиолетовые тона. Обломки, входящие в их состав, почти не окатаны и не отсортированы по величине. Размеры отдельных обломков иногда достигают 12 см в поперечнике. В состав конгломератов входят главным образом обломки альбитофиров с трахитовыми и микропойкилитовыми структурами, реже встречаются туфы альбитофиров, измененные стекла альбитофиров, порфиры и туфы кварцевых порфиритов. Наиболее редко встречаются обломки плагиоклазовых порфиритов с андезитовыми и микролитовыми структурами, гематитизированные стекла порфиритов и обломки диабазов с хорошо выраженными диабазовыми структурами. Из интрузивных пород были встречены обломки сферолитовых среднедевонских микроплагногранитов.

Выше горизонтов конгломератов залегают песчаники, окрашенные в серые и грязно-розовые цвета. Текстуры массивные, иногда слабо слоистые. Породы обычно мелкозернистые, реже грубые, переходящие в конгломераты. Песчаники представлены главным образом яркозовыми раз-

ностями, состоящими из зерен альбита, кварца, эпидота, чешуек хлорита с известковистым, реже кварцевым, хлоритовым и серицитовым цементом.

Вдоль контактов песчаникозой толщи с эффузивами среднего девона песчаники приобретают фиолетовую окраску, благодаря тому что в их составе появляются обломки гематитизированных эффузивных пород. Состав и характер этих обломков такие же, как и у входящих в состав конгломератов.

Метаморфизм пород верхнего девона выражен слабо. Песчаники и конгломераты состоят из альбитизированных, хлоритизированных и эпидотизированных пород. Это свидетельствует о том, что эффузивы среднего девона подвергались региональному метаморфизму еще до отложения песчаников.

В песчаниках отмечено наличие кварцевых прожилков с пиритом и отдельных рассланцованных зон с развитием в цементе пород серицита.

4. Верхний девон — нижний карбон

Наши работы не захватили площади развития более высоких горизонтов девона и карбона, которые нанесены на нашу схему по данным П. М. Геронина (см. фиг. 3, схему геологического строения района).

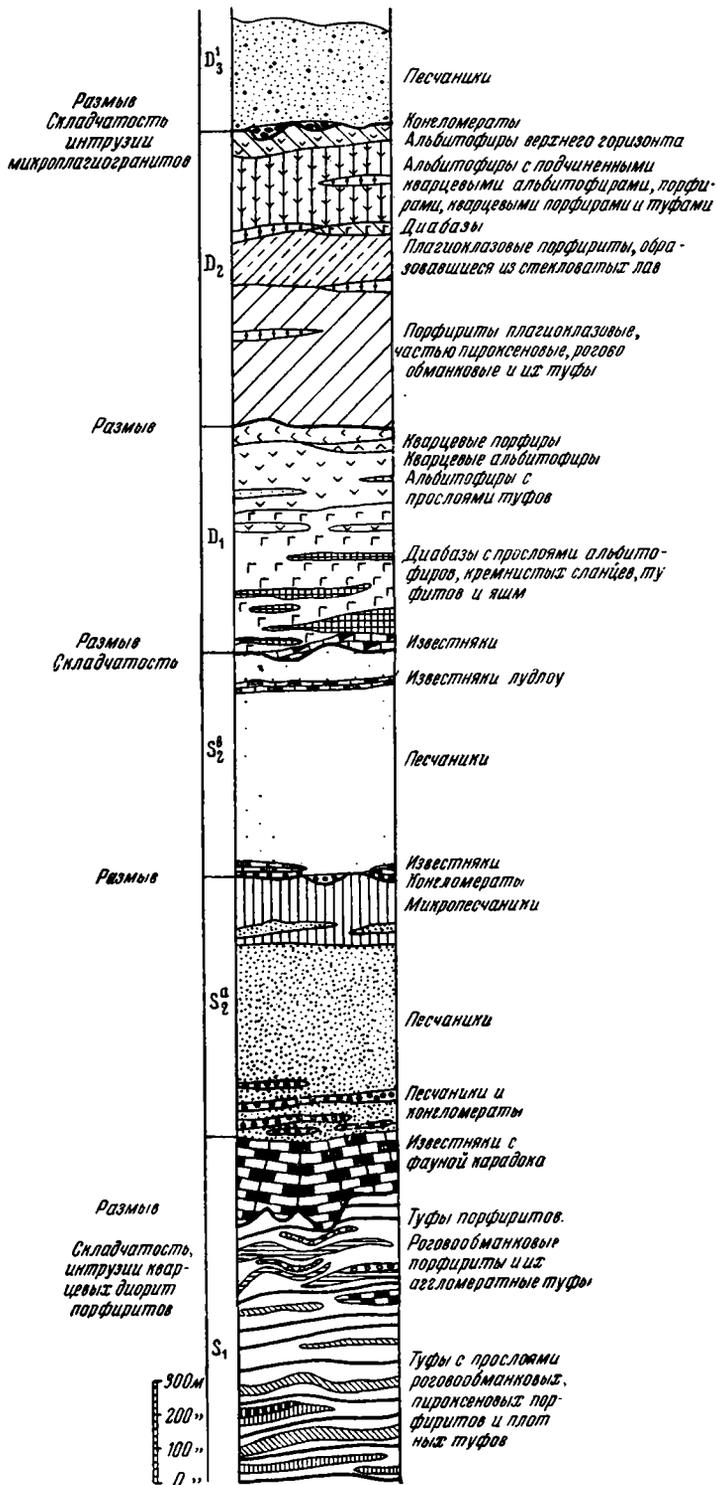
Эти горизонты девона и нижнего карбона слагают непрерывную толщу и залегают в центральной части южной синклинали, где образуют ряд более мелких брахиструктур. Среди пород наибольшим распространением пользуются песчаники и глинистые сланцы, которым подчинены мощные прослой известняков. Последние в основании толщи содержат фауну верхней части верхнего девона D_3^2 , а в более высоко залегающих слоях — органические остатки нижнего карбона C_1^1 (Коржинский, 1932).

В. Мезозойские, третичные и четвертичные образования

Послепалеозойские события в нашем районе оставили скудные геологические документы.

Значительно южнее нашего района на каменноугольных осадках или эффузивных породах залегают юрские отложения, которые, согласно Д. С. Коржинскому (1932), представлены пресноводными песчано-глинистыми отложениями и подстилающими их конгломератами. Возраст этих пород на основании флористических находок определяется как нижне- или среднеюрский. Песчано-глинистым отложениям подчинены прослой углей, которые используются в качестве топлива Майкаинским рудником. Юрские осадки налегают на различные породы: на граниты, эффузивы палеозоя и на нижнекаменноугольные отложения. Этот факт говорит о том, что уже к юрскому времени эта часть Центрального Казахстана испытала глубокий размыв, вскрывший интрузивные породы и уничтоживший ряд палеозойских толщ.

Довольно широким распространением в нашем районе пользуются третичные осадки, условно отнесенные к эоцену. Они представлены главным образом сливными белыми или слегка серыми плотными, иногда тонкослоистыми кварцитовидными песчаниками и залегают преимущественно на северо-западе района, где слагают значительные площади, особенно в повышенных частях рельефа.



Фиг. 1. Стратиграфическая колонка отложений палеозоя Майкаинского района.

Ряд выходов песчаников констатирован в северо-восточной части изученной площади среди пород нижнего силура. Сравнительно с западными эти небольшие поля песчаников расположены на более низком уровне, что может говорить в пользу существования пологих неровностей на дне третичного бассейна.

Нам ни в одном случае не удалось наблюдать разреза третичной толщи. По Д. С. Коржинскому, в ее основании залегает тонкий прослой железистых песчаников, выходы которых в виде щебня нами были встречены в нескольких пунктах. Расположенные над железистыми песчаниками базальные брекчии нами также наблюдались в редких случаях.

В исследованном районе третичные отложения дают выходы в виде отдельных глыб песчаников или небольших скалистых площадок и выступов. Участки местности, сложенные третичными осадками, имеют мягкие, пологие формы рельефа, свойственные рыхлым осадочным образованиям. Это может найти себе объяснение в том, что кварцитовидные песчаники, по наблюдениям Д. С. Коржинского, не образуют самостоятельной толщи, а залегают в виде пластов среди кварцевых спонгиозных песков. Присутствие последних, вероятно по причинам плохой обнаженности, нами нигде не обнаружено.

Мощность третичных осадков, если судить по гипсометрическим отметкам, не превышает 40—50 м.

Также мало данных мы имеем и для суждения о характере четвертичных образований, так как изученный район расположен в бессточной области и характеризуется отсутствием размыва. Однако в свое время и наш район был ареной интенсивных процессов денудации, о чем свидетельствует наличие широких, хорошо выработанных долин.

Одна из крупных долин расположена на юго-востоке, вдоль восточного подножья полосы известняков S_1 , у Кайдаульской дороги, и выходит к колодцам Ак-кудук. С северо-запада в эту долину впадает ряд второстепенных долин, на дне и склонах которых вскрыты нижнесилурийские породы. Дальнейшее продолжение главной долины трудно установить, так как карта для этой части района отражает рельеф очень неточно. Но из полевых наблюдений следует, что полоса пониженных точек рельефа от колодцев Ак-кудук тянется почти в широтном направлении, мимо горы Чаган-тубе, до Баянаульской дороги. Трудность восстановления древней гидрографической сети заключается не только в отсутствии хорошей основы, но и в том, что после превращения нашего района в бессточную область древние долины подверглись переработке.

Вторая отчетливо выраженная долина тянется на северо-восток от оз. Ангрэн-сор. Она обладает также большой шириной и хорошо проработанными склонами, и трудно представить, чтобы в ее формировании решающую роль играли только процессы дефляции или потоки весенних вод. Действительно, на склонах этой долины мы находим местами мощные конусы выноса, состоящие из обломков верхнесилурийских песчаников, причем величина их отдельных глыб достигает 20—30 см и свидетельствует о мощности тех потоков, которые отлагали конусы. Последние наблюдались также и на крайнем севере района, где они прислонены к холмам, сложенным третичными песчаниками, и содержат в изобилии обломки нижнедевонских яшм и кремнистых сланцев. Эти общие сообщения позволяют предполагать, что в более древние этапы четвертичного периода в нашем районе имелась довольно развитая гидрографическая сеть. Превращение этой части Центрального Казахстана в бессточную область, вероятно, произошло позднее и связано, быть может, с вертикальными четвертичными движениями.

На дне долин мы не видим типичных аллювиальных отложений. Их дно покрыто бурыми суглинками, содержащими мелкий, плохо окатанный материал. Иногда в долинах встречались обломки и даже глыбы третичных песчаников, далеко от тех пунктов, где они находятся в коренном залегании.

Делювиальные песчано-глинистые образования пользуются широким распространением. Их мощность на склонах холмов и увалов достигает 4 м. При наличии пологого рельефа и широко развитого делювиального покрова наш район в общем отличается слабой обнаженностью.

IV. ГЕОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

1. Каледонские интрузии

К каледонским интрузиям относятся кварцевые диорит-порфириды, развитые в районе озер Уш-куль, где они слагают большой массив. Последний начинается у месторождения Джерик-кудук и, продолжаясь к северу, за озерами Уш-куль уходит под эффузивы нижнего девона. Наблюдающиеся среди кварцевых диорит-порфиритов обрывки отчетливо трансгрессивно лежащего нижнего девона ясно указывают на донижнедевонский возраст интрузии.

Д. С. Коржинский (1932) указывает на присутствие диорит-порфиритов в гальках конгломератов ангренсорской свиты. Нами бескварцевые разновидности ни в одном случае не встречены. Обнаруженные в конгломератах породы, в отличие от ушкульских, содержат вкрапленники кварца. Если принять во внимание приуроченность наших гипабиссальных пород к области развития нижнего силура, наиболее вероятным становится отнесение их к тем интрузивным проявлениям, которые сопровождали складчатые движения конца ордовича.

Соотношения интрузии и известняков с фауной верхов карадока, которые при правильности нашего вывода сравнительно с кварцевыми диорит-порфиритами являются более молодыми образованиями и залегают в основании ангренсорской свиты (см. выше), остались неясными. Ни в одном случае непосредственный контакт известняков с кварцевыми диорит-порфиритами не наблюдался.

Около южного конца массив имеет ширину около 500 м, севернее ширина его увеличивается до 1 км и в районе озера достигает 4 км. Массив вытянут согласно простиранию окружающих пород на СВ 40°. Д. С. Коржинский считает этот факт доводом, позволяющим приписать интрузии форму лакколита или факолита. К югу от озер Уш-куль вдоль западного контакта кварцевых диорит-порфиритов развита толща туфов и гематитизированных порфиритов. Эти же породы примыкают к массиву и с востока. В районе озер в том месте, где интрузия испытывает резкое расширение, направление ее контакта становится секущим по отношению к простиранию пород нижнего силура. Таким образом интрузия имеет скорее форму штока, погружающегося в южном направлении и переходящего в менее мощных своих частях в пластовую залежь на юге.

Вторжение кварцевых диорит-порфиритов сопровождалось отпрысками, образовавшими в одних случаях небольшие залежи, в других — почти широтные дайки, развитые по поперечной отдельности туфов. Длина даек достигает 100 м, а ширина 10 м.

Учитывая конфигурацию массива и присутствие его отпрысков в местности, прилежащей к западному контакту, более естественно предположить, что интрузивное тело обладает северо-западным падением.

Особенности строения массива были отмечены Д. С. Коржинским

(1932). К ним он относит большую однородность слагающих его пород и видимое отсутствие каких бы то ни было жильных образований. Действительно, на всем протяжении массива преобладают однородные зеленовато-серые разности с большими табличатыми вкрапленниками белого плагиоклаза, размером до 1.5 см. Выделения плагиоклаза составляют до 30% объема пород. В тех случаях, когда плагиоклаз сосюртитизирован, в его окраске появляются зеленоватые оттенки. Иногда в диорит-порфиритах заметны вкрапленники плагиоклаза двух генераций, причем более мелкие обладают размерами около 3—5 мм. Из порфировых выделений темноцветных присутствуют (до 10% по объему от всей породы) зелено-черные призмы роговой обманки, длина которых не превышает 10 мм. Значительно реже и преимущественно в северо-западной части интрузии в породах наблюдаются шестиугольные таблички хлоритизированного биотита, размером до 5 мм. Основная масса пород имеет зеленовато-серую окраску, мелкозерниста или обладает плотным сложением. В ней иногда различимы скопления чешуек хлорита и мелких зерен эпидота.

Наряду с описанными разностями встречались и такие, в которых размер вкрапленников значительно уменьшается и породы становятся мелкозернистыми. Изредка наблюдались мелкозернистые породы темно-серого цвета, содержащие скопления роговой обманки. Однако все эти разности имеют очень небольшое распространение, измеряемое единицами квадратных метров, и постепенно переходят в обычные для массива породы.

Резко выраженная порфировая структура пород свидетельствует об их остывании на небольшой глубине, а само интрузивное тело даже и в его северной части, вероятно, имеет по вертикали небольшую мощность.

Кварцевые диорит-порфириды разбиты большим количеством трещин отдельностей. Среди них наиболее хорошо выражена продольная система с простиранием СВ 40° и преимущественно крутыми юго-восточными углами падения от 50 до 75°. Реже встречаются пологие и почти вертикальные наклоны. В трещинах простирания СВ 20° и СВ 80° одинаково развиты крутые (50—60°) как северо-западные, так и юго-восточные падения. Поперечные трещины с направлениями СЗ 310—330° имеют преимущественно крутые северо-восточные наклоны около 80°. Очень редко среди массива наблюдались тонкие прожилки кварца и эпидота, около которых породы подверглись слабой эпидотизации.

Д. С. Коржинский считает кварцевые диорит-порфириды корнями эффузий роговообманково-плагиоклазовых порфиритов. Наши наблюдения не подтвердили этого вывода. Действительно, в поле некоторые эффузивные разности можно принять за диорит-порфириды, однако по структурам и составу основной массы эти породы резко от них отличаются, и диагностика не вызывает затруднений. Интрузивный характер кварцевых диорит-порфиритов подтверждается также нахождением их в секущих, почти широтных (северо-восток 80°) дайках среди агломератных туфов порфиритов.

Около северного озера Уш-куль, среди нижнего силура, имеются выходы жильных лейкократовых кварцевых диорит-порфиритов. Местность здесь обнажена очень плохо, а потому более подробно охарактеризовать условия их залегания мы не можем. Эти породы представлены светлыми желтовато-серыми разностями, содержащими до 60% вкрапленников белого плагиоклаза величиной от 1 до 3 мм. Изредка наблюдаются контуры мелких (до 2 м) выделений роговой обманки. Основная масса пород светлая, обладает плотным сложением, в ее изломе блестят чешуйки хлоритизированного биотита. Иногда породы несут

признаки смятия и катаклаза. Как показало микроскопическое исследование, по минералогическим и структурным признакам лейкократовые породы вероятно принадлежат к жильной серии ушкульской интрузии.

2. Породы герцинского интрузивного комплекса

а) Габбро-диабазы и кварцевые сиениты. К верхнепалеозойскому интрузивному комплексу в нашем районе относятся разнообразные породы, однако об их возрасте нам приходится судить лишь по косвенным соображениям.

Значительно южнее Майкаина в Баянаульских горах, расположена мощная интрузия герцинских гранитов.

Ближе к нашему району количество интрузивных гранитных тел заметно сокращается; они образуют небольшие штоки, в краевых частях которых развиты диориты и реже габбро (Коржинский, 1932). Еще меньшими количеством и размеры выходов интрузивных пород становятся в Майкаинском районе. На указанном пространстве мы находим значительные рудные объекты (Александровская группа), в том числе и Майкаин, которые, несомненно, связаны с этим герцинским магматическим комплексом.

Среди интрузивных пород нашего района следует выделить два типа образований. Одни из них являются производными главного этапа интрузивного процесса, другие представляют жильные отщепления. К первым относятся массивы габбро-диабазов и выход кварцевых сиенитов, ко вторым — разнообразные породы, о которых будет сказано ниже.

Габбро-диабазы слагают довольно значительный интрузив, расположенный вдоль восточной границы рудной площади Майкаина. Длина массива около 4 км, максимальная ширина около 1.5 км. Он вытянут в направлении СВ 40° и залегает согласно с простиранием окружающих пород. Обращает на себя внимание изгиб южного конца интрузии в западном направлении, что следует поставить в связь с широтными простираниями пород кровли, которые в свою очередь отражают направления нарушений в нижнепалеозойском складчатом основании.

Габбро-диабазы являются типичными гипабиссальными породами и представлены преимущественно мелкозернистыми серо-зелеными массивными разностями, в которых можно различить мелкие зерна сосюритизированного зеленоватого плагиоклаза, с неправильными серо-зелеными участками пироксена и актинолита между ними. Иногда в породах имеется некоторая порфирированность, обусловленная присутствием более крупных (до 3 мм) выделений полевого шпата и пироксена. Последний в свежем состоянии обладает черной окраской и блестящими плоскостями спайности.

В северной части массива породы нередко представлены среднезернистыми разностями, с размером компонентов до 3 мм. В них, кроме плагиоклаза, присутствует до 50% пироксена. Макроскопически заметно, как за счет черных зерен пироксена образуются волокнистые сростки актинолита, среди которых иногда поблескивают мелкие чешуйки зеленого хлорита.

Вдоль восточной окраины массива пользуются большим развитием микрогаббро-диабазы с плохо различимыми составными частями. Внешне эти породы напоминают диабазы, от которых отличаются с трудом. В микрогаббро нередко присутствуют мелкие вкрапленники желтоватого плагиоклаза и черного пироксена, благодаря чему они могут быть названы габбро-порфиритами. Все указанные типы пород в массиве связаны между собой постепенными переходами.

Под микроскопом в габброидах, помимо обычных для таких пород минеральных компонентов, нередко содержится первичный кварц и, по-видимому, присутствовал также и биотит.

Оба минерала довольно типичны для тех габброидов, которые в других местах Центрального Казахстана генетически связаны с гранитными интрузивными комплексами.

Интрузия габбро-диабазов прорывает нижнедевонскую эффузивную свиту. На юге она интрузирует диабазы, на севере — альбитофиры. В разрезе габбро-диабазы оказываются приуроченными к местной антиклинальной структуре, крылья которой сложены главным образом диабазами.

Вдоль западного контакта массива залегают катаклазированные или рассланцованные нижнедевонские диабазы, превращенные в зеленые сланцы. Судя по крутым северо-западным углам падения последних, западный склон интрузии крутой. На восток и юг интрузия, вероятно, погружается более полого, так как среди пород нижнего девона присутствует большое количество ее отпрысков в виде пластовых жил габбро-диабазов, особенно часто встречающихся южнее Майкаина, но в одиночных выходах наблюдающихся также к северо-востоку от Майкаина и к западу от рудной площади. Во всех случаях они залегают среди нижнедевонских пород, преимущественно диабазов, и вытянуты согласно простиранию. Так, к югу от Майкаина они простираются почти в широтном или северо-западном направлении, обладают крутыми (65—70°) северо-восточными падениями, аналогичными тем, которые наблюдаются в окружающих нижнедевонских породах, и следовательно, образуют пластовые залежи. В местности, расположенной к северо-востоку от Майкаина, жилы габбро-диабазов обладают простиранием СВ 30—40°. Границы габбро-диабазов с породами, в которых они залегают, резкие, ровные, без каких-либо контактовых явлений. В редких случаях в диабазах (D₁) около залежей можно подметить увеличение содержания хлорита.

Мощность жил габбро-диабазов колеблется от 1 до 10 м. По длине одни прослеживаются на сотни, другие всего лишь на 10—20 м. Среди жильных пород преобладают мелкозернистые, часто плотные разности, значительно реже наблюдаются габбро-порфиры и в исключительных случаях вблизи самого массива — жилы среднезернистых габбро. В породах массива и залежах присутствуют тонкие прожилки кварца и эпидота, в связи с которыми появляются мелкие кубики лимонитизированного пирита.

Кварцевые сиениты обнаружены в очень небольшом выходе в 6 км к северо-востоку от Майкаина. Здесь, на дне долины, у южного подножья скалистого холма, сложенного туфами нижнего силура, на поверхности обнаружено большое количество щебенки и плохо заметные каменные выходы этих пород. Кварцевые сиениты представлены массивными лейкократовыми, розоватыми среднезернистыми разностями, в которых невооруженным глазом различимы зерна белых и розовых полевых шпатов и мелкие (до 1 мм) редкие выделения темноцветных. Изредка заметны чешуйки хлорита и тонкие рудные зерна.

В краевых частях выхода породы становятся мелкозернистыми и в их окраске не так выражены розовые оттенки. Под микроскопом они содержат меньше ортоклаза и кварца и, таким образом, представляют мелкозернистую и более основную краевую фацию выхода. Размеры последнего очень невелики: длина около 300 м, ширина не превышает 150—200 м. Вследствие плохой обнаженности выяснить отношение кварцевых сиенитов к окружающим нижнесилурийским породам не оказалось возможным.

Сказать что-либо о возрастных отношениях габбро-диабазов и сиенитов весьма трудно, не прибегнув к существующим для Центрального Казахстана схемам. Дело в том, что связанные с гранитами более основные породы — габбро-диориты в одних случаях принадлежат краевым фациям их массивов, а в других образуют небольшие самостоятельные иньекции, немного опережающие граниты. Сиенитовые фации, как правило, наблюдаются только в пределах эндоконтактных зон гранитных массивов и связаны с ними постепенными переходами. Такие соотношения мы имеем как в девонских, так и верхнепалеозойских интрузивных комплексах Центрального Казахстана (Коптев, Мирлин и др., 1937; Кочуров, Маркова и др., 1938; Коптев, 1940). Поэтому можно думать, что и в нашем случае образование габбро-диабазов предшествовало образованию сиенитов. Любопытно, что, несмотря на малый размер интрузии последних, в них, в соответствии с планом строения больших гранитных массивов, краевая часть является более основной.

Таким образом, в нашем районе породы герцинского интрузивного комплекса представлены или более ранними его отщеплениями (габбро-диабазы), или теми фациями, которые характеризуют краевые зоны гранитных массивов. Все это говорит за то, что в направлении от Баянаульских гор к Майкайну «поверхность» интрузивных проявлений понижается, и поэтому в нашем районе мы видим лишь отдельные отпрыски оставшегося на глубине гранитного плутона.

б) Жильная серия герцинского интрузивного комплекса. На примерах изучения гранитных массивов Центрального Казахстана работами экспедиции установлено, что после их остывания имеет место раздробление как самих интрузивов, так и окружающих пород, с образованием серии жильных пород. По составу последние отвечают габброидным, диоритовым и гранитным магмам. При этом в жильных габбро-диабазов, залегающих в гранитах, иногда содержится оливин. Последовательность вторжения жильных пород в одних случаях устанавливается от основных к более кислым, в других случаях наблюдаются обратные соотношения.

В общем аналогичную картину мы наблюдаем и в Майкайинском районе. Жильные породы появились в нем после остывания массива габбро-диабазов и, преимущественно развиты в его окрестностях. Среди них мы выделяем диорит-порфириды, кварцевые диорит-порфириды и серию гранитоидов. Большая часть этих пород прорезает массив габбро-диабазов и образует также большое количество выходов в местности, лежащей к югу от Майкайна.

Диорит-порфириды наблюдались очень редко. Из пород диоритового ряда преимущественным развитием пользуются кварцевые диорит-порфириды. Последние встречены к югу от Майкайна, затем их отдельные выходы известны среди нижнедевонских эффузивов, в 6 км к северу и 7 км к северо-востоку от Майкайна. Всего нам известно около 10 выходов жильных диоритовых пород. Мощность жил иногда достигает 20 м, а по простиранию в одном случае одна из них прослежена на 500 м. Так же как и габбро-диабазы, они представлены пластовыми жилами, вытянутыми вдоль простирания окружающих пород, и значительно реже образуют секущие дайки.

По внешнему виду кварцевые диорит-порфириды иногда напоминают габбро-диабазы, но в большинстве случаев легко отличаются от них по меньшему содержанию темноцветных и по наличию более светлых зелено-серых окрасок. Среди них встречаются плотные и мелкозернистые разновидности, обладающие отчетливо выраженным порфировым сложением и содержащие то редкие, то довольно многочисленные вкрапленники пла-

пироклаза величиной до 3 мм. Только в одном случае, в 5 км к северо-западу от Майкаина, был обнаружен выход лейкократового мелкозернистого кварцевого диорита, состоящего из зерен желтоватого плагиоклаза, серо-зеленой роговой обманки и редких выделений светлосерого кварца.

Под микроскопом в составе пород наблюдаются вариации. В одних разностях из темноцветных присутствует вместе с роговой обманкой пироксен, в других — только роговая обманка и в третьих, кроме амфибола, содержится довольно много биотита.

Жильные лейкократовые гранитоиды распространены главным образом в пределах массива габбро-диабазов и в местности, прилегающей к нему с юга. Д. А. Тимофеевский и А. П. Божинокий (1939), изучавшие эту часть района, отмечают свыше ста выходов гранитоидов. Дайки имеют мощность от долей метра до 20 м и длину в пределах 20—50 м и реже до 300 м.

По данным микроскопического изучения, эта группа лейкократовых пород является неоднородной, и из нее должны быть выделены альбитовые плагиогранит-порфиры и плагиограниты, плагиогранит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты и гранит-порфиры. Диорит-порфириты встречаются редко, а гранит-порфиры известны только в одном выходе. Судя по карте указанных выше авторов, в массиве габбро-диабазов плагиогранитные дайки образуют как продольные, так и поперечные тела. К югу от Майкаина они развиты там же, где габбро-диабазы.

Выходы плагиогранитов констатированы также в нескольких пунктах, в 2 км к северо-востоку от Майкаина. В 5 км к западу от рудника, вблизи контакта нижнего девона и ангренсорской свиты песчаников, встречена дайка плагиогранит-порфиров мощностью около 40 м. Вдоль западного контакта дайки протягиваются развалы жильного кварца. Небольшие дайки плагиогранит-порфиров обнаружены на месторождении Эльток и среди альбитофилов среднего девона, в 6,5 км к юго-западу от Майкаина, около выходов вторичных кварцитов.

По внешнему виду все указанные породы очень сходны и макроскопически неразличимы. Они окрашены в светлые серовато-желтые и зеленоватые тона и обладают плотным массивным сложением основной массы. Зеленоватые оттенки окраски пород связаны с наличием в них хлоритизированного биотита. В других случаях они представлены почти белыми или розоватыми разностями. В плотную основную массу пород погружены вкрапленники белого или светложелтого плагиоклаза длиной от 2 до 5 мм. В редких выходах встречались также мелкие, до 1,5 мм, фенокристаллы кварца. Количество порфировых выделений очень разное. Встречаются, с одной стороны, афировые разности, с другой — имеются такие, в которых количество вкрапленников достигает 50% и, наконец, известны равномерно- и мелкозернистые плагиограниты. Плагиогранитные породы по внешнему виду чрезвычайно напоминают альбитофиры и от последних часто отличимы с трудом.

Границы даек с окружающими породами отчетливые. В зальбандах жильные породы иногда сменяются тонко-зернистыми и плотными разностями. Одновременно, в связи с обогащением чешуйками биотита, их окраска становится более темной.

Структуры основной массы пород весьма разнообразны. Преобладают микрогранитовые, но наряду с этим развиты сферолитовые и микропойкилитовые. Разнообразие структур объясняется, очевидно, неблагоприятными условиями кристаллизации магмы в небольших объемах. Наличие сферолитовых и микропойкилитовых структур говорит о большой вязкости магмы и бедности летучими. С последним выводом хорошо

согласуется и отсутствие следов видимых контактовых воздействий на окружающие породы.

Гранит-порфиры были обнаружены в небольшой интрузии месторождения Эльток. По внешнему виду они совершенно не отличимы от плагиогранитов. Это розоватые и желтоватые светлые породы, которые легко можно принять за эффузивные образования. В них заметны вкрапленники плагиоклаза и небольшие скопления зеленого хлорита, возникшие на месте порфировых выделений биотита. Кроме гранит-порфиров, на территории месторождения Эльток имеются небольшие дайки плагиогранит-порфиров.

В 1,5 км к востоку от месторождения Эльток среди порфиров среднего девона встречена небольшая дайка оливинового габбро. Порода эта образует здесь развалы больших сглаженных глыб, которые своим расположением намекают СВ 30° простирание дайки. Длина последней около 300 м, мощность около 40 м. По внешнему виду оливиновые габбро представляют массивные темносерые, почти черные породы, в которых хорошо различимы спайные зерна серого лабрадора и зеленоватого пироксена. Между этими минералами расположены темноокрашенные зернистые агрегаты, в которых, как показало микроскопическое исследование, содержится оливин.

Подводя итоги, мы должны отметить, что верхнепалеозойские интрузии и жильные породы распределены на исследованной площади неравномерно. Самый крупный «центр» магматической деятельности этого возраста находился около Майкаина. Здесь и к югу от рудника расположен интрузив габбро-диабазов и обильная серия жильных пород. К северу от Майкаина выходы последних быстро исчезают. Второй пункт — это окрестности месторождения Эльток, где известны мелкие инъекции оливиновых габбро, плагиогранит-порфиров и гранит-порфиров. Третий пункт характеризует выходы кварцевых сиенитов и габбро-диабазов и находится в 6 км к северо-востоку от Майкаина. Намечается и еще один участок, где известны довольно мощные дайки плагиогранит-порфиров и кварцевых диоритов, в области контакта нижнего девона с песчаниками ангренсорской свиты верхнего силура.

Общим по условиям залегания признаком для большинства выходов жильных пород является, по видимому, согласное залегание с породами кровли. Во всяком случае простирания их обычно совпадают с направлением складчатых структур вулканогенных пород. Вероятнее всего, что жильные тела образуют преимущественно пластовые залежи, но наряду с этим имеются и секущие инъекции, встречающиеся изредка к югу от Майкаина. К числу секущих тел относится и залежь гранит-порфиров месторождения Эльток, вытянутая в широтном, т. е. поперечном направлении по отношению к направлению складок среднего девона. В массиве габбро-диабазов жильные породы заполняют трещины различных направлений, и закономерность их пространственного распределения осталась невыясненной (Тимофеевский и Божинский, 1939).

В серии жильных отпрысков мы находим разнообразную гамму пород. Однако условия их залегания, микроструктуры, состав и ход кристаллизации свидетельствуют о принадлежности этих пород к одному генетическому ряду.

Основные жильные породы представлены единственным выходом оливиновых габбро, далее следуют сравнительно мало распространенные диорит-порфириты, затем значительно чаще встречающиеся частью мезо-, частью лейкократовые кварц-диорит-порфириты и, наконец, широко развитые плагиогранитоиды. Последние в ряду жильных пород явно преобладают.

В нашем распоряжении нет фактов, которые позволили бы устано-

вить возрастные соотношения отдельных типов жильных пород. В других районах Центрального Казахстана мы наблюдали, что различные этапы магматических проявлений сопровождались тектоническими подвижками, которые дробили интрузивы и кровлю, предшествуя смене состава жильных отпрысков. В таких случаях мы наблюдали более полные генетические ряды, начиная от габбро-диабазов до гранит-порфиров включительно. Не исключена возможность, что часть жильных габбро-диабазов не является апофизами майкаинской интрузии, а принадлежит лампрофировой ветви интрузивного процесса.

На основании имеющихся данных мы можем отметить три возможных этапа жильного процесса. С первым связано, вероятно, появление оливиновых габбро и, быть может, части жил габбро-диабазов; со вторым — образование серии диоритовых и кварц-диоритовых отпрысков; с третьим — появление плагиогранитных пород, среди которых калийные фации, как мы видели, играют ничтожную роль. Эту последовательность от основных к более кислым магмам можно считать более вероятной.

Нижний возрастной предел интрузивного комплекса определяется тем, что его породы прорезают преимущественно эффузивы нижнего и отчасти среднего девона. В песчаниках и конгломератах верхнего девона гальки верхнепалеозойских интрузивных пород ни в одном случае не наблюдались ни нами, ни Д. С. Коржинским (1932), исследовавшим значительно более широкий район.

Выше было указано, что в некоторых случаях плагиогранит-порфиры подвергаются серицитизации и окварцеванию с появлением в них пирита, т. е. сопровождаются характерной ассоциацией минералов, получившей законченное развитие на рудной площади Майкайна. Около выходов таких жил аналогичные явления наблюдались и в окружающих альбитофирах нижнего девона. Логичнее всего источником этих процессов считать тот же магматический очаг, откуда были инъецированы плагиогранитоиды. Так, по крайней мере, истолковываются совершенно аналогичные картины во многих рудных районах Урала. С другой стороны, в верхнедевонских песчаниках отмечено наличие прожилков кварца с пиритом, а в нарушенных зонах наблюдались процессы серицитизации, что ясно говорит о послеверхнедевонском возрасте этих проявлений гидротермального метаморфизма. Исходя из этих соображений, можно говорить о верхнепалеозойском, герцинском возрасте интрузий и связанных с ними процессах оруденения. Последние проявились после интрузии габбро-диабазов, так как эти породы около рудных тел месторождения «F» подвергаются расщеплению, окварцеванию и серицитизации.

3. Верхнепалеозойский метаморфизм

В нашем районе герцинский тектогенез проявился очень интенсивно, и в нем может быть выделено два этапа: с первым связаны процессы складкообразования и вторжение интрузивного комплекса; второй этап характеризуется разрывными дислокациями и образованием зон расслаиванности, в которых широкое развитие получили процессы гидротермального метаморфизма и рудообразования. Начавшиеся герцинские движения, вызвавшие в нашем районе явления складкообразования, накладывались на структурно разнородную толщу пород. В ее основании залегали достаточно уплотненные окладчатые массы нижнего палеозоя, выше же следовали более полого дислоцированный верхний силур и слабо нарушенный нижний и средний девон. Верхний девон и нижний

карбон залегали горизонтально. Вполне естественно, что верхнепалеозойская складчатость отразилась на этих комплексах различно. В нижнесилурийских породах складчатость вызвала дополнительные деформации и явления смятия, которые, очевидно, были локализованы в центральной части майкаинской брахиантиклинали и подготовили обстановку для проникновения сюда интрузии габбро-диабазов. При этих движениях, направленных с северо-запада на юго-восток, майкаинская брахиструктура подверглась дополнительной складчатости с поднятием и опусканием отдельных участков каледонского основания.

В мелких опущенных структурах на нижнепалеозойском основании сохранились более или менее значительные участки, сложенные нижним девоном, тогда как вдоль приподнятых структур вскрыт нижний силур. К этому же времени, повидимому, относятся подвижки вдоль границы песчаников верхнего силура ангресорской свиты с нижним девоном в местности, лежащей к юго-западу от горы Джуван-тюбе. Позднее здесь появились инъекции кварцевых диоритов и плагиогранит-порфиоров. Особенно интенсивно дислоцированной оказалась северная часть южной синклинали, где породы девона имеют крутые углы падения до 70° . При этом зона наиболее нарушенного залегания пород расположена против осевой части майкаинской мегаантиклинали. В остальной части района свиты девона отличаются более пологим залеганием.

Вообще на протяжении всей геологической истории после нижнего силура северная окраина южной синклинали представляла подвижную зону, в связи с чем здесь отдельные свиты уничтожены размывом и часто из разреза выпадают.

Верхнепалеозойские движения, повидимому, вызвали общее поднятие майкаинской структуры, в результате чего северный край южной мульды оказался местами смятым и деформированным. Возможно, что на первых этапах герцинского тектогенеза наметились те зоны нарушения, в которых было локализовано оруденение месторождений Эльток, Джерик и др., но не исключено, что они возникли исключительно под влиянием более поздних движений, предшествовавших рудному процессу.

Массивные текстуры габбро-диабазов и кварцевых сиенитов свидетельствуют о том, что их вторжение происходило при отсутствии бокового давления, т. е. после спада напряжений тектогенеза, когда магма получила доступ в верхние части литосферы.

Первыми вторглись, вероятно, габбро-диабазы, затем кварцевые сиениты. При движении габброидная магма использовала расколы в складчатом каледонском основании, а также поверхность несогласного налегания нижнего девона на ордовиче. Интрузия габбро-диабазов представляет довольно мощное тело, уходящее корнями в толщу нижнего силура, в которой она образует пластовую залежь. Об этом можно судить по тому, что очертания массива повторяют направления нарушений каледонского основания. В нижнедевонских породах массив приурочен к второстепенной антиклинальной структуре. Появление интрузии габбро-диабазов и ее отпрысков способствовало усилению механической неоднородности толщ, слагающих майкаинскую мегаантиклиналь.

Вторжением кварцевых сиенитов закончилось в нашем районе проявление главного этапа интрузивного гранитного процесса. Все последующие подвижки сопровождались незначительным раздроблением пород кровли и проникновением жильных отпрысков из еще не оставшего магматического очага.

Согласно изложенной схеме, первыми вторглись оливковые габбро. Возможно, что часть жил габбро-диабазов не является отпрысками массива и принадлежит лампрофировой ветви интрузивного комплекса. За-

тем последовали инъекции диоритового и кварц-диоритового состава. Они частично развивались в нижнедевонской толще, вдоль контакта с песчаниками ангренсорской свиты, и их образование следует связывать с движениями небольшого масштаба, вызвавшими в породах кровли расколы.

Наиболее интенсивному раздроблению подверглись породы кровли и массив габбро-диабазов при образовании жил плагиогранитного состава. Последние получили распространение не только в окрестностях Майкайна, но и вблизи контакта с песчаниками ангренсорской свиты, а также около оз. Эльток, где наряду с плагиогранит-порфирами мы имеем небольшую залежь гранит-порфиров, вытянутую в широтном направлении и являющуюся по отношению к общему простиранию складчатых структур среднего девона секущей.

Далее наш район испытал новый пароксизм тектогенеза, связанный с движениями, направленными с северо-запада на юго-восток. В связи с тем, что предыдущий этап герцинских событий в значительной мере уплотнил массы горных пород, новые дислокации получили разрывной характер с возникновением зон смятия и рассланцованности. Последние наиболее ярко проявились в рудном поле, где их возникновению способствовал упор в виде массива габбро-диабазов. В пользу такого вывода говорит развитие рассланцованных зон против интрузии и быстрое их затухание при выходе за пределы влияния ее контура. При этих движениях осевая часть майкаинской брахиструктуры была приподнята и раздроблена, в связи с чем мы наблюдаем здесь выходы нижних горизонтов карадока.

При раздроблении и последующих движениях отдельные участки рудной площади были приподняты на разную высоту и надвинуты друг на друга в направлении с северо-запада на юго-восток, с образованием мощных зон рассланцованности северо-восточного простирания. Благодаря такому типу нарушений, мы наблюдаем в массе рассланцованных силурийских и девонских пород большие блоки более или менее массивных разностей, принадлежащих разновозрастным свитам силура и нижнего и среднего девона. Д. А. Тимофеевский и А. П. Божинский (1939) указывают, что направление сланцеватости в зонах нарушений не всегда связано с элементами залегания слоистости раздробленных вулканогенных пород.

На территории рудной площади существуют продольные и поперечные разрывы и зоны рассланцованности. К продольным зонам СВ 30—40° направления относятся: 1) главная рудная зона с месторождениями «А», «В», «С» и «D» и 2) зона, проходящая через горы Большой и Малый Майкайн. Поперечные разрывы и полосы рассланцованных пород имеют главным образом простирания СЗ 300—320°. Среди них выделяется наиболее мощная полоса сланцеватых пород, расположенная между Большим Майкаином и месторождением «С», и значительно меньшая—между рудными телами Малого Майкайна и месторождения «А». Породы зон рассланцованности являются как бы пластичным цементом, которым скрепляются большие глыбы, сложенные массивными и слабо нарушенными эффузивами нижнего силура и девона.

В свою очередь каждая из указанных зон имеет сложное строение. В них небольшие блоки менее измененных и раздавленных пород, шириной до 100 м, залегают среди метаморфических сланцев. Длина главной рудной зоны свыше двух километров при ширине полосы рассланцованных пород до 500 м. Примерно такой же ширины полосу рассланцованных пород мы находим и в зоне Большого и Малого Майкайна.

С юга рудное поле ограничено широтным разрывом, который около западного конца массива габбро-диабазов круто поворачивает на

северо-восток. В этом широтном разрыве, так же как и в поперечных зонах рассланцованности, сланцеватость пород падает круто на север. Таким образом, южная и восточная тектонические границы рудного поля образуют дугу, выпуклую к юго-востоку. Это, а также крутые северо-западные углы падения в метаморфических сланцах продольных зон хорошо согласуются с указанным выше направлением движений с северо-запада на юго-восток.

Разрыв, ограничивающий рудную площадь Майкаина с востока, проходит в некотором расстоянии от массива габбро-диабазов. Однако на всем протяжении вдоль контакта интрузии нижнедевонские диабазы несут признаки смятия и местами превращены в зеленые сланцы.

Признаки нарушений мы находим и в пределах массива габбро-диабазов, где они сказываются в явлениях раздробления и милонитизации жильных пород плагиогранитного ряда и сопровождаются появлением кварцевых и кварцево-эпидотовых прожилков с пиритом. Последние являются отголосками тех гидротермальных процессов, которые имели место в рудных зонах.

На рудной площади можно наблюдать все переходы от массивных пород через порфиритоиды до сильно рассланцованных разностей. Окончательное формирование минералогического состава пород зон рассланцованности связано с гидротермальным процессом, но трудно себе представить, чтобы во время динамометаморфизма в породах не возникли новые ассоциации минералов. Весьма вероятно, что при раздроблении в порфиритах, диабазах и дайках габбро-диабазов имели некоторое развитие дополнительно хлоритизация, актинолитизация и эпидотизация, но точно выделить эти процессы невозможно, так как сейчас же вслед за явлениями динамометаморфизма в нарушенные зоны в большом количестве проникли гидротермальные растворы, вызвавшие широкое развитие метасоматических реакций. Прежде чем перейти к характеристике последних, остановимся на других участках нашего района, также оказавшихся затронутыми процессами динамометаморфизма.

Тектонические движения имели место вдоль северной границы поля сплошного развития пород среднего девона южной синклинали. Здесь проходит зона рассланцованности, постепенно затухающая в юго-восточном направлении, к которой приурочены выходы раздробленных и окварцованных известняков, находящихся в 3 км к северо-востоку от известковых печей, и мощная зона раздавленных и кливажированных нижнедевонских пород к северо-западу от пункта Чаган-тюбе. Восточнее тектоническая зона входит в верхнесилурийскую толщу песчаников; дальше ее присутствие не обнаружено.

В пространстве между этой тектонической линией и Майкаином имеется еще ряд зон смятия, преимущественно северо-западного, отчасти северо-восточного простираний.

Среди средне- и верхнедевонских пород южной синклинали мы также наблюдаем нарушения, но значительно меньших масштабов. Так, в 1,5 км к юго-западу от пункта Чаган-тюбе в порфиритах среднего и песчаниках верхнего девона, в полосах раздробления и смятия ЗСЗ или широтного простирания залегают жила барита и наблюдается появление прожилков кварца. В 1,5 км к северо-западу от пункта Чаган-тюбе песчаники верхнего девона местами рассланцованы и серицитизированы. Небольшие нарушения имеются также в тех пунктах, в которых выходят вторичные кварциты на месторождения Эльток и в 6,5 км к юго-западу от Майкаина. При этом на месторождении Эльток линия нарушения имеет широтное направление.

Таким образом, простираения разрывных дислокаций герцинических движений сводятся к трем главным направлениям: СВ 20—40°, СЗ 300—320° и широтному. Последнее развито значительно слабее.

Вслед за движениями в рассланцованные зоны рудной площади прорылись в большом количестве гидротермальные растворы, богатые K_2O и SiO_2 и содержавшие сернистые соединения. Они вызвали широко распространенные явления щелочного метасоматоза и окварцевания, которые накладывались на различные породы. Однако вне зависимости от состава последних в тех пунктах рассланцованных зон, в которые поступило большое количество гидротерм, всюду образуются кварцево-серицитовые сланцы и связанные с ними постепенными переходами вторичные кварциты, содержащие немного серицита и редкую примесь пирита.¹ Последние залегают в центральных частях измененных зон.

По данным Д. А. Тимофеевского и А. П. Божинского, мощность полос кварцево-серицитовых сланцев колеблется от 2—3 до 300—500 м. Сланцеватые текстуры кварцево-серицитовых сланцев отчасти являются отраженными, но вместе с тем их отчетливое развитие говорит о том, что гидротермальный метаморфизм происходил в обстановке проявления некоторого бокового давления.

Превращение диабазов (D_1), порфиритов (S_1, D_2) и габбро-диабазов в кварцево-серицитовые сланцы сопровождалось выносом CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 , частично Al_2O_3 и привнесом SiO_2 и щелочей. В случае образования вторичных кварцитов материал первоначальных пород оказывается в значительной степени вынесенным. Вторичные кварциты своим развитием намечают участки, в которых происходила наиболее интенсивная циркуляция растворов.

Если кварцево-серицитовые сланцы залегают среди порфиритов, порфиритоидов (S_1, D_2) и диабазов (D_1) или образуются за счет габбро-диабазов, то они часто связаны с этими породами постепенными переходами через кварцево-серицит-хлоритовые и зеленые сланцы. Таким образом, гидротермы, уходя в сторону от участков с наиболее свободной циркуляцией, теряли щелочи, и здесь широкое развитие получали более низкотемпературные процессы хлоритизации, окварцевания, эпидотизации и карбонатизации. Материал для этих процессов был отчасти заимствован из пород, подвергавшихся замещению, а отчасти был привнесен из тех зон, где происходило формирование кварцево-серицитовых сланцев и имел место вынос CaO , MgO , FeO и др. Среди указанных процессов наиболее широким ареалом обладают эпидотизация и окварцевание. Эпидот и кварц наиболее далеко уходят от зон рассланцованности и наблюдаются в порфиритоидах и массивных породах в виде прожилков и метасоматических скоплений. Значительно меньшим распространением пользуется пренититизация, локализованная в участках порфиритоидов, диабазов и габбро-диабазов, прилегающих к кварцево-серицитовым сланцам. Следует отметить, что в разного типа зеленых сланцах содержится значительно меньше альбита, чем в первоначальных породах, т. е. молекула альбита подвергается частично выносу. При изменении диабазов нижнего девона образующиеся хлоритовые сланцы, в связи с содержанием гематита в исходных породах, иногда сохраняют фиолетовую окраску. Значительные выходы подобных рассланцованных, иногда серицитизированных сланцев расположены у западной границы массива габбро-диабазов. Благо-

¹ По сообщению Б. К. Брешенкова во вторичных кварцитах Майканна обнаружен андалузит.

даря гидротермальному метаморфизму, гематит диабазов испытывает перемещение и обогащает отдельные полосы сланцев. При большей гидротермальной переработке он выносится, и диабазы переходят в кварцево-серицитовые и хлоритовые сланцы.

Прослой нижнедевонских известняков в рассланцованных диабазах и в зеленых сланцах, возникших за их счет, подвергаются окварцеванию с привнесом гематита и обычно превращены во вторичные гематитсодержащие кварциты, в которых сохраняются следы фауны.

Таким образом, метаморфизм известняков сопровождался выносом CaO и CO_2 ; эти породы могли быть источником материала для процессов карбонатизации, которые мы наблюдаем в измененных зонах. В других случаях известняки перекристаллизованы и обогащены гематитом.

В работе Д. А. Тимофеевского и А. П. Божинского малая роль в образовании кварцево-серицитовых сланцев отводится альбитофирам и кварцевым порфирам нижнего девона. Не исключена возможность, что в рассланцовой полосе Большого Майкаина, содержащей обрывки нижнедевонских яшм, кварцево-серицитовые сланцы образовались главным образом за счет этих пород.

Рассматривая процессы гидротермального метаморфизма, мы видим, что они сопровождались не только привнесом значительных количеств K_2O и SiO_2 , но и выносом некоторых окислов из одних участков измененных зон в другие. При этом значительную миграцию показывают окислы MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 и Al_2O_3 .

Согласно Д. А. Тимофеевскому дальнейшее развитие гидротермального процесса приводит к образованию рудных тел Майкаина. Отложение рудного материала гидротермальными растворами сопровождалось новыми подвижками; распределение растворов контролировалось нарушениями, чаще всего локализованными вдоль границ вторичных кварцитов и кварцево-серицитовых сланцев, а также во вторичных кварцитах, которые несут явные признаки раздробления.

По Д. А. Тимофеевскому, наиболее затронутыми движениями оказались пункты, в которых имеет место схождение продольных и поперечных зон рассланцованности и раздробления. Естественно, что к этим участкам с резким изгибом сланцеватости пород и пониженным боковым давлением и оказались приуроченными рудные тела. Наиболее характерным примером является месторождение «С», рудные залежки которого изгибаются почти под прямым углом, соответственно изменению простирания окружающих сланцев.

Процессы оруденения охотно использовали направление сланцеватости кварцево-серицитовых сланцев и вызвали их послынное замещение рудными и жильными ассоциациями минералов. В результате возникли линзообразные, круто падающие ($50-80^\circ$) в северо-западном направлении рудные, колчеданные и кварцево-баритовые тела, а также баритовые, кварцево-баритовые и кварцевые жилы, залегающие согласно с окружающими сланцами. Текстуры некоторых руд, например колчеданных, отражают сланцеватость замещенных пород и имеют полосчатый характер. Последнее выражается в чередовании полос колчедана различной зернистости или полос, сложенных баритом и кварцем, с одной стороны, и пиритом, с другой. При общей линзообразной форме рудных тел Майкаина они дают многочисленные апофизы, ответвления и раздувы. Мощности и длина залежек колеблется соответственно от 1—2 до 40—50 м и от 10—12 до 400 м.

До сих пор в Майкаине разрабатывается зона окисления, основание которой местами опускается до 60 м. Первичные руды исследованы Д. А. Тимофеевским лишь по материалам буровых скважин. Среди них он выделяет следующие типы:

1. Сплошные колчеданные руды (месторождения «С», «D» и золото-содержащие руды Малого Майкаина).

2. Баритовые руды с вкрапленностью полиметаллических сульфидов (месторождения «А», «В», «Е» и др.).

3. Сплошные полиметаллические руды с полиметаллическими сульфидами (месторождения «А» и «В»).

Эти типы руд частично связаны между собой постепенными переходами, например, руды второго типа с третьим. В ходе рудного процесса установлены две стадии минерализации — пиритовая и более поздняя, низкотемпературная баритово-полиметаллическая, когда появились кварц-баритовые тела со сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклыми рудами и самородным золотом. Из жильных минералов наибольшим распространением в рудах пользуются кварц и барит.

В составе руд Д. А. Тимофеевским констатировано 38 элементов, из которых промышленное значение имеют Au, Ag, Cu, Zn и Pb. Этот перечень заставляет настоятельно ставить вопрос о комплексном использовании руд Майкаина.

Рудные тела часто не имеют резких границ и сопровождаются вкрапленными рудами, образующимися в кварцево-серицитовых сланцах, а также в раздробленных участках вторичных кварцитов, куда проникают сульфиды в виде тонких прожилков вместе с баритом и кварцем или в виде импренаций. Во вкрапленных рудах наибольший ареал имеет пирит, выходящий за пределы кварцево-серицитовых сланцев, в которых залегают рудные тела. Отдельные участки кварцево-серицитовых сланцев оказываются, кроме того, баритизированными и золотоносными (например, в месторождении «В»).

В распределении типов оруденения Д. А. Тимофеевский указывает некоторую горизонтальную зональность. Наиболее крупное месторождение Майкаина «С», которое можно рассматривать как своеобразный «центр» оруденения, представлен более высокотемпературными серноколчеданными рудами. К северу и к югу от него расположены баритовые тела с рудами полиметаллического состава (месторождения «А», «В» и «Е»). Кроме того, намечается еще один пункт с серноколчеданным оруденением в месторождении Малого Майкаина. Такую картину распределения можно объяснить различной тектонической обстановкой и более или менее благоприятными условиями проникновения растворов в отдельные этапы процесса рудообразования.

Этой краткой характеристикой строения рудоносной площади Майкаина мы и ограничимся здесь, поскольку ее изучение не входило в наши задачи. Что касается минералогии и строения окисленной зоны Майкаина, то этому вопросу посвящены специальные исследования Ф. В. Чухрова (1938).

Следует отметить, что Майкаинское месторождение имеет много общего с колчеданными залежами Урала, литература по которым обширна. В Уральских месторождениях, как и в Майкаине, колчеданы залегают в кварцево-серицитовых сланцах, которые с удалением от них сменяются кварцево-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми и другими типами зеленых сланцев. Между прочим, в уральских месторождениях имеются кремнистые породы, которые можно легко сопоставить с вторичными кварцитами Майкаина. Гидротермальный метаморфизм на Урале сопровождался значительным изменением вещественного состава пород рассланцованных зон в тех же направлениях и с теми же результатами, что и в нашем случае (Афанасьев, 1937).

В формировании уральских колчеданов Е. Е. Захаров (1938) выделяет ряд фаз. Первая характеризуется отложением пиритовых концентраций,

вторая — ассоциацией полиметаллических сульфидов и барита ($t \approx 200^\circ$), третья фаза вызвала образование самородного золота, барита, кварца, гематита и др., и, наконец, четвертая представлена главным образом фальзером и баритом. Как мы видим, в общем схема последовательности процессов рудообразования, данная Д. А. Тимофеевским, очень близка к уральской. В настоящее время некоторые авторы продолжают связывать уральские колчеданы с тем магматическим очагом, который дал интрузии плагиогранитов, предшествовавшие процессам гидротермального оруденения. К выводу о связи Майкаинских месторождений с верхнепалеозойским интрузивным комплексом пришел и Д. С. Коржинский (1932).

Реальность существования в нашем районе на глубине гранитного очага подтверждается всем описанным выше комплексом интрузивных пород. Генетическая связь окварцевания и серицитизации с тем очагом, последние магматические отпрыски которого представлены в нашем случае плагиогранитными инъекциями, подтверждается развитием этих процессов в указанных жильных образованиях. Окварцевание и серицитизация в плагиогранитоидах сопровождается появлением вкрапленности пирита.

Не исключена возможность того, что в пределах зон рассланцованности Майкаина имелись инъекции гранитоидов, целиком превращенные последующими процессами в кварцево-серицитовые сланцы. По крайней мере, в полиметаллических месторождениях Александровской группы измененные жильные отпрыски гранитной магмы отмечены (Кассин и др., 1933).

К северу от Майкаина рассланцованные и гидротермально измененные зоны Майкаина быстро затухают, и их продолжение сказывается в интенсивном кляваже и слабом смьятии нижнесилурийских и нижнедевонских пород. С юга рудная площадь Майкаина обрезана широтной тектонической линией. Вдоль нее породы рассланцованы и местами серицитизированы.

Южнее Майкаина среди нижнедевонских пород мы находим также признаки метаморфизма. Здесь в нижнедевонских диабазах имеется ряд рассланцованных и серицитизированных зон, в которых залегают рудосные кварцево-баритовые жилы.

Наиболее мощная зона рассланцованности начинается к югу от месторождения «Е» и сначала имеет меридиональное простирание, а затем испытывает поворот в юго-восточном направлении, в соответствии с изменением простираний складчатости в толще нижнедевонских пород. После поворота на восток присутствие нарушенной зоны сказывается в наличии рассланцованных и хлоритизированных диабазов нижнего девона.

Местность, прилегающая к Майкаину с юга, отличается очень плохой обнаженностью, и здесь не исключена возможность находок более интересных объектов.

На месторождении Эльток мы имеем зону широтного нарушения, отмеченную присутствием небольшой интрузии гранит-порфиров и рядом кварцево-баритовых жил. К востоку от месторождения в долине имеются выходы серых вторичных кварцитов, еще восточнее нами была обнаружена кварцево-баритовая жила. Общая длина намечающейся здесь рудной зоны составляет около 1 км. Отсутствие естественных обнажений лишает возможности сказать что-либо о ее строении. Следует отметить, что развитые здесь вторичные кварциты содержат много турмалина, серицит и редкую вкрапленность пирита, за счет которого образовались мелкие скопления ярозита, различимые только под микроскопом. Любопытно, что гранит-порфиры также содержат акцессорный

турмалин, и это подчеркивает генетическую связь указанных образований. Турмалин отмечен также в составе кварцево-серицитовых сланцев Майкайна.

В альбитофирах севернее выхода гранит-порфиров наблюдалось окварцевание с появлением в них прожилков и участков вторичного кварца в сопровождении серицита и турмалина.

Довольно значительные выходы вторичных кварцитов расположены в 6,5 км к юго-западу от Майкайна у южного подножья гряды, сложенной среднедевонскими альбитофирами. Среди последних обнаружены дайки окварцованных и серицитизированных плагиогранит-порфиров. Вторичные кварциты слагают ряд невысоких холмов, между которыми можно видеть более или менее измененные эффузивы. Своим расположением вторичные кварциты намечают существование зоны раздробления северо-западного простирания. Наблюдаются все стадии окварцевания альбитофиров — от появления в них кварцевых, иногда кварцево-альбитовых прожилков и до типичных белых и светлосерых вторичных кварцитов, местами содержащих довольно обильную вкрапленность пирита. Сульфиты выщелочены, на их месте остаются небольшие скопления ярозита. Под микроскопом во вторичных кварцитах, кроме кварца и серицита, местами наблюдается довольно много турмалина. Штуфная проба показала в них следы золота. Выходы вторичных кварцитов расположены на краю большой долины, лишенной коренных выходов. В связи с тем, что зоны рассланцованности обычно скрыты в пониженных элементах рельефа, этот участок заслуживает постановки поисковых работ. Небольшой участок вторичных кварцитов был еще обнаружен среди альбитофиров в 3,5 км к северу от месторождения Эльток.

Попутно отметим, что слабые проявления серицитизации и окварцевания в сопровождении редкой вкрапленности пирита констатированы на крайнем севере района, в альбитофирах, залегающих на песчаниках верхнего силура.

В водопроводной канаве около пикета 6,3 км, в слабо смятых и окварцованных порфиритах среднего девона нами встречена тонкая жила мелкозернистого барита, содержащего, как показала проба, золото в количестве 1,2 г/т.

На северо-востоке района имеется еще одна небольшая зона рассланцованности, к которой приурочено месторождение Джерик-кудук. Она возникла при обдавливании пород около южного окончания каледонского массива кварц-диорит-порфиров. Месторождение находится среди пониженной, плохо обнаженной местности. На ближайших холмах к юго-западу и северу от него выходят нижнедевонские альбитофиры и диабазы. Расположение старых разведочных работ намечает здесь существование зоны оруденения, вытянутой почти в меридиональном направлении, шириной около 100 м, длиной приблизительно в 300 м. В плохо сохранившихся канавах и в шурфах мы могли наблюдать сильно измененные поверхностными процессами породы, истинная природа которых ни макроскопически, ни под микроскопом установлена быть не может. В некоторых случаях удавалось подметить признаки обломочного строения пород. На карте, имеющейся в ГРО, месторождение показано среди туфов нижнего силура. Возможно, что это отвечает действительности, так как к востоку от разведок, у подножья холма, сложенного кварц-диорит-порфирами, имеются высыпки плотных туфов ордовича.

В отвалах канав наблюдаются каолинизированные окварцованные белые, зеленоватые породы, нередко сохранявшие сланцеватую структуру, часто с признаками обильной вкрапленности пирита и кварца. Встре-

чаются, кроме того, обломки обожженных диабазов нижнего девона. К северу от площади, занятой разведочными выработками, имеются выходы нижнедевонских яшм и альбитофиров.

Весь комплекс наблюдавшихся фактов приводит к выводу, что месторождение Джерик-кудук приурочено к зоне каких-то смятых и рассланцованных пород, в которой были развиты процессы окварцевания и серицитизации, сопровождавшиеся пиритизацией. Характер вмещающих пород и типы рудных концентраций остались для нас неясными.

Проявления гидротермальных процессов имеют место и в остальных частях района. Они заключаются в образовании кварцевых жил, в метасоматических процессах эпидотизации, окварцевания и карбонатизации. Нужно иметь в виду, что часть этих проявлений в нижнесилурийских породах может иметь более древний возраст. Что касается гидротермального метаморфизма девонских пород, то он, несомненно, относится к верхнему палеозою.

Большое количество кварцевых жил, иногда довольно мощных и длинных, имеется к западу от Майкаина, среди нижнедевонских пород в области их контакта с песчаниками верхнего силура. Некоторые из жил залегают вдоль границ жил плагиогранит-порфиров с окружающими породами. Аналогичные кварцевые жилы наблюдались среди песчаников верхнего силура ангренсорской свиты, к юго-западу от горы Джуван-тубе.

Появление в этой части района кварцевых жил, равно как и инъекций кварц-диорит-порфиров, связано с теми нарушениями, которые имели место около тектонического контакта верхнего силура и нижнего девона. Вероятно, при формировании жильных пород уплотненные породы самой зоны контакта были менее благоприятны для проникновения в них магматических отпрысков и кварцевых жил, а потому последние оказываются развитыми в некотором расстоянии от него. Жильный кварц представлен молочно-белой разновидностью, массивен, нередко сильно раздроблен и содержит многочисленные жеоды с призматическими кристаллами кварца. Иногда наблюдаются охристые скопления и призматические выделения какого-то сильно выветрелого минерала, по внешнему виду турмалина. Проба, взятая из кварцевой жилы среди верхнесилурийских песчаников, показала следы золота.

В северной части района у подножья гряды, сложенной третичными песчаниками, в небольшой закопке обнаружен выход охристого жильного кварца, который, как показало опробование, содержит 1,2 г/т золота. Довольно часто встречающиеся среди песчаников ангренсорской свиты тонкие и короткие жилы молочно-белого кварца обычно содержат включения эпидота и вызывают на контактах с песчаниками образование эпидотитов. Точно об их возрасте сказать что-либо трудно, но вероятнее, что они по времени образования относятся к верхнему палеозою. В остальной части района кварцевые жилы пользуются небольшим распространением.

Среди других явлений гидротермального метаморфизма довольно распространенным процессом является окварцевание известняков. Значительные выходы подобных пород наблюдаются в тех пунктах, в которых они оказываются расположенными в зоне смятия, ограничивающей с севера поле развития пород среднего девона.

В 3 км к северо-востоку от известковых печей окварцованные известняки образуют многочисленные обнажения в бортах и на дне широкой долины. Они нередко охристы, и в них наблюдались пленки медной зелени. Вероятно, с теми же гидротермальными процессами связано появление в налегающих на известняки альбитофирах среднего девона про-

жилков кварца. На месте этого слабого проявления оруденения на вершине гряды, сложенной альбитофирами, пробито несколько мелких шурфов.

Значительное окварцевание известняков в той же тектонической зоне имеет место в 1,5 км к северо-западу от пункта Чаган-тюбе. Окварцованные известняки нижнего девона очень часто наблюдаются и в северной половине района. В одних случаях прилегающие диабазы (D_1) не претерпели никаких изменений, в других они также окварцованы или карбонатизированы. В диабазах (D_1) и порфиритах среднего девона нередко отдельные участки окварцованы, эпидотизированы или содержат прожилки кварца и эпидота. Эти явления иногда локализируются в нескольких смятых разностях пород или вдоль трещин кливажа и ведут к появлению участков эпидотитов. В 4 км к востоку от оз. Эльток в эпидотизированных и хлоритизированных порфиритах вдоль трещин кливажа и в миндалинах наблюдались скопления медной зелени. Тонкие волосные прожилки кварца и эпидота присутствуют и в других эффузивах девона, однако, они также не имеют широкого развития и встречаются спорадически.

В описании девонских свит уже указывалось, что вне пунктов оруденения все проявления гидротермального метаморфизма в породах девона внешне выражены более отчетливо, чем в нижнесилурийских толщах. Вероятно, это не только кажущееся явление: действительно, менее сжатые и дислоцированные толщи девона создавали более благоприятную обстановку для циркуляции растворов. Повидимому, особенно охотно гидротермы распространялись вдоль поверхности несогласного налегания нижнего девона на нижний силур, так как в большинстве случаев налегающие на ордович известняки (D_1) оказываются окварцованными.

Породы нижнего силура также подверглись гидротермальному метаморфизму (окварцевание, эпидотизация и пр.). Однако в эффузивах и туфах эти процессы играют незначительную роль, и сказать что-либо о времени их возникновения затруднительно. Вполне вероятно, что одна часть этих явлений имела место еще в нижнем, а другая — в верхнем палеозое. Известняки карадока иногда в пределах значительных контуров являются окварцованными и слегка охристыми.

Таким образом, метаморфизм палеозойских горных пород нашего района складывается из ряда моментов. В вулканогенных толщах имели место однотипные и повсеместно распространенные превращения регионального характера. В интрузивных породах, как показывает их исследование, конечные моменты кристаллизации характеризуются автогидротермальными процессами. На все эти в той или иной степени измененные комплексы пород наложен гидротермальный метаморфизм верхнего палеозоя. Интенсивность его проявления контролировалась тектонической обстановкой. Характер конечных продуктов зависит от количества растворов и качественного состава изменяемых пород. Естественным продолжением гидротермального метаморфизма является рудный процесс. В общем можно считать, что в южной части изученного района гидротермальный метаморфизм развит более широко, чем в его северной половине.

V. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Описание горных пород располагается в возрастном порядке и касается главнейших типов их, развитых в той части района, которая была нами непосредственно изучена. Макроскопическая характеристика пород, во избежание повторения данных, изложенных в геологическом очерке, приводится не всегда.

А. Нижний слугр

1. Пироксен-плагноклазовые порфириды

Породы состоят из апатита, плагноклаза, пироксена, титано-магнетита, эпидота, цоизита, актинолита, пренита, хлорита, гематита, кварца, кальцита.

Плагноклаз — вторичный альбит, представлен как во вкрапленниках, так и в основной массе и обычно сложен в простые и, реже, полисинтетические двойники. Размер зерен колеблется от 0,1 до 2 мм. Угол угасания $\perp Ng = +18^\circ$, $\perp Nr = -11^\circ$ и отвечает альбиту состава $Ab_{92} An_8$ до $Ab_{100} An_0$. В основной массе плагноклаз образует мелкие лейсты.

Пироксен развит в виде призматических зерен, по размерам не превышающих 2 мм. Зерна его местами корродированы основной массой. По оптическим свойствам пироксен отвечает авгиту.

Ng—Nr	cNg	2V(+)
0.028	42°	56°
0.024	42	56
0.023	43	54

Титано-магнетит встречается в виде мелких зерен, очень редко его выделения достигают 0,2 мм.

Апатит, образующий мелкие зерна, является редким минералом в породах.

Эпидот развит в виде зерен неправильной формы, размером до 0,3 мм, или агрегатов мелких зерен.

Цоизит образует тонкозернистые агрегаты с низкой интерференционной окраской.

Актинолит представлен мелкими игольчатыми и длиннопризматическими зернами с углом cNg около $16^\circ,5$; сила двойного лучепреломления $Ng - Nr = 0,024$ угол оптических осей $2V = -72^\circ$, плеохроизм от светлозеленого по Ng до бесцветного по Nr.

Пренит встречается в виде лучистых сростков и табличек, размером до 0,1 мм. Оптический знак его положительный, удлинение отрицательное.

Пеннин развит в виде неправильной формы листочков. Удлинение положительное, угасание прямое, интерференционная окраска аномальная — бурая или индиговоспая $Ng - Nr = 0,003$, плеохроизм от светлозеленого до буровато-зеленого по Ng до бесцветного по Nr.

Кварц присутствует в виде мелких зерен неправильной формы с волнистым угасанием, развитых в основной массе.

Кальцит встречается в виде неправильных зерен размером до 0,2 мм.

Среди вкрапленников преобладающее значение в порфиридах имеет плагноклаз, составляющий примерно около 15% объема пород и представленный вторичным альбитом. В некоторых случаях замечен его идиоморфизм по отношению к пироксену.

Вкрапленники пироксена, составляющие около 5%, реже 10% объема пород, представлены отдельными зернами или скоплениями их, выполняющими контуры какого-то замещенного минерала, судя по очертаниям, может быть, оливина. В порфириковых выделениях плагноклаза и пироксена содержатся мелкие участки измененного вулканического стекла, захваченного ими при кристаллизации. Иногда наблюдается коррозия вкрапленников основной массой. В глубоких неправильных заливах основной массы во вкрапленниках иногда содержатся зерна титано-магнетита, ко-

торый в незначительном количестве присутствует и в основной массе. С титано-магнетитом часто ассоциируется апатит, образующий идио-морфные зерна как в основной массе, так и в порфирировых выделениях плагиоклаза и пироксена. На основании указанных соотношений минералов и реликтовых структур можно наметить следующий порядок кристаллизации первоначальных лав: первым выделялся апатит, затем, почти одновременно, возникли порфирировые выделения плагиоклаза и пироксена, после чего происходила кристаллизация основной массы, сопровождавшаяся появлением титано-магнетита и апатита.

Первичную структуру основной массы пород, из-за обилия вторичных образований, иногда очень трудно восстановить, но, судя по реликтовым признакам, наиболее распространенными были гялопилитовые разности и менее часто встречались микролититовые и диабазовые. В гялопилитовых разностях основная масса состояла из микролитов плагиоклаза и, реже пироксена, с примесью большего или меньшего количества стекла. В случае более редкой интерсертальной структуры основная масса была образована лейстами плагиоклаза и небольшим количеством пироксена, с очень незначительным количеством стекла в промежутках между ними. Первоначальные лавы подверглись зеленокаменному перерождению, которое сопровождалось появлением вторичного альбита, эпидота, цоизита, актинолита, пренита, хлорита, серицита, кварца и кальцита. Вкрапленники первичного плагиоклаза подверглись сосюритизации с образованием на их месте вторичного альбита, проросшего мелкими зернами эпидота, цоизита и чешуйками серицита. Эпидот и цоизит распределены во вкрапленниках альбита неравномерно, их мелкозернистые агрегаты концентрируются в периферических частях зерен полевых шпатов. В отдельных выходах порфиритов плагиоклаз как в порфирировых выделениях, так и в основной массе подвергся довольно интенсивной серицитизации.

Значительная часть вкрапленников пироксена также замещена вторичными продуктами. Случаи замещения пироксена актинолитом весьма редки; по последнему развивается хлорит. Наиболее часто пироксен замещен хлоритом, в котором иногда сохраняются одинаково ориентированные обрывки зерен пироксена. Местами хлоритизации сопутствует появление зерен вторичного кварца или карбоната, вместе с хлоритом выполняющих контуры первичного минерала. Среди микролитов плагиоклаза и пироксена основной массы наблюдается тот же характер вторичных процессов. Вулканическое стекло нацело разложено с образованием на его месте хлорита, эпидота, цоизита, серицита и кварца.

Среди пироксен-плагиоклазовых порфиритов выделяются два типа пород. В одних случаях в их основной массе сохранилось большое количество тонкозернистого эпидота хлорита и тонких игл актинолита, составляющих до 50—60% основной массы. Структура таких порфиритов по реликтовым признакам приближается иногда к диабазовой. Кроме того, эти породы отличались большим содержанием вкрапленников пироксена. Анализ такой разности порфиритов доказывает принадлежность ее к базальтоидным магмам (см. табл. 1, анализ 1); породы следует называть диабазовыми порфиритами. С другой стороны, выделяются породы, в составе которых пироксен играет значительно меньшую роль, а их основная масса характеризуется небольшим развитием минералов группы эпидота, хлорита и особенно актинолита. Судя по количеству этих вторичных минералов первичные лавы таких порфиритов имели состав андезитов.

В некоторых разностях пород встречается значительное количество мелких миндалинов, величиной обычно около 0,2 мм, выполненных вторичными минералами. Обычно такие пустотки заполнены в центре хло-

ритом, а их кайма состоит из мелких зерен кварца. Наряду с этим имеются миндалины, заполненные агрегатом лучистых сростков и табличек пренита с оторочкой кварца. Кроме указанных минералов, в миндалинах в небольшом количестве констатированы актинолит, эпидот и кальцит. Актинолит образует тонкие иголки, заключенные в зернах кварца. Иногда в породах наблюдаются тонкие прожилки кварца, карбоната и хлорита.

В пределах рудной площади Майкаина пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы подвергаются интенсивному катаклазу и смятию с превращением в порфиритоиды и зеленые сланцы. Менее измененные, но сильно катаклазированные разности пород отличаются от обычных порфиритов признаками раздробления, сказывающимися в образовании мелких трещинок, особенно хорошо заметных в вкрапленниках. Пироксен в этих породах почти целиком замещен хлоритом. Основная масса содержит значительно большее количество эпидота и хлорита, концентрирующихся в отдельных полосах смятия. При дальнейшем изменении пород они оказываются целиком рассланцованными; при этом можно видеть неориентированное расположение сильно раздробленных вкрапленников по отношению к сланцеватости. Однако образующийся за счет пироксена актинолит и хлорит ориентированы параллельно последней. В тех случаях, когда пироксен замещен актинолитом целиком, последний образует параллельноволокнистые сростки.

Основная масса зеленых сланцев сильно хлоритизирована и эпидотизирована и содержит значительно меньше альбита, чем в обычных порфиритах. Часто хлорит, эпидот и серицит обогащают отдельные полосы, в которых из других минералов появляются кварц и кальцит, иногда играющие в сложении пород существенную роль. Сланцы, образовавшиеся за счет туфов, характеризуются теми же новообразованиями; в случае меньшего изменения в них можно подметить реликты обломочного строения.

2. Туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов

В состав туфов входят обломки пироксен-плагиоклазовых порфиритов и осколки минералов — пироксена и плагиоклаза. Обломки порфиритов содержат вкрапленники плагиоклаза и пироксена. Порфировые выделения плагиоклаза подверглись изменению и замещению вторичным альбитом и эпидотом. Последний образует агрегаты мелких зерен внутри вкрапленников или по их периферии, ассоциирующиеся иногда с тонкими чешуйками хлорита. Вкрапленники обладают идиоморфными очертаниями, но иногда форма их неправильная и обусловлена коррозией основной массы.

Вкрапленники пироксена большей частью замещены эпидотом и хлоритом, а иногда кварцем, эпидотом и кальцитом. В случае неполного замещения пироксена вторичными образованиями между сохранившимися участками пироксена образуются скопления тонкочешуйчатого хлорита. Основная масса обломков сохранила реликты гиалопилитовых и микролититовых структур и состоит из тонких лейст или микролитов плагиоклаза, между которыми в большом количестве присутствуют эпидот, образующий скопления мельчайших зерен, крупночешуйчатый хлорит и немного серицита, а иногда мелкие зерна кварца и кальцита. Кроме того, в основной массе наблюдаются миндалины округлой или удлиненной формы, выполненные радиальнолучистым хлоритом или же мелкозернистым кварцем. В туфах встречаются также обломки вулканического стекла, замещенного хлоритом, эпидотом и мелкими зер-

нами вторичного альбита. Осколки плагиоклаза (≈ 1 мм) имеют неправильную и угловатую форму и содержат вросстки эпидота и серицита.

Так же как и в вкрапленниках, по плагиоклазу часто развиваются эпидот и хлорит. Осколки пироксена сохранились в туфах редко и большей частью замещены хлоритом и эпидотом. Цементом туфов является перекристаллизованный лепловый материал, на месте которого образовались мелкозернистый альбит и тонкочешуйчатый хлорит, проросшие мелкозернистым эпидотом. В состав цемента входит также кварц, образующий или отдельные зерна, или их скопления, магнетит и гематит. Последний представлен единичными зернами или пылевидными частицами, рассеянными в массе пород. Преобладающую роль в цементе играют эпидот и хлорит. В породах часто встречаются тонкие прожилки, выполненные мелкозернистым кварцем и эпидотом.

3. Роговообманково-плагиоклазовые порфириты

Роговообманково-плагиоклазовые порфириты состоят из следующих минералов.

Плагиоклаз во вкрапленниках представлен довольно крупными зернами с идиоморфными очертаниями, то табличатой, то удлиненной формы, размером от 0,5 до 5 мм. В основной массе он развит в виде коротких брусочков и неправильных зерен. По составу плагиоклаз принадлежит вторичному альбиту (№ 2) и сложен в простые и, редко, полисинтетические двойники по карлсбадскому или альбитовому закону.

Роговая обманка в породах сохранилась в вкрапленниках в виде остаточных зерен. Большой частью о ее присутствии можно судить по сохранившимся контурам, в то время как зерна замещены актинолитом или хлоритом и эпидотом, а иногда и тем и другим. Роговая обманка была представлена идиоморфными длиннопризматическими зернами размером от 0,2 до 3 мм.

Апатит развит в породах в виде отдельных идиоморфных призм размером до 0,4 мм.

Эпидот присутствует в виде отдельных зерен размером до 0,7 мм и их скоплений.

Актинолит встречается в породах редко, в виде пучковидных сростков тонких игл и волокнистых скоплений. Оптический знак отрицательный, угол угасания $cNg = 15^\circ$

Пеннин распространен более широко и представлен тонкими чешуйками или небольшими листочками. Интерференционные окраски аномальные, бурые и индиговосиние.

Гематит, пользующийся небольшим распространением, образует различной величины, но не превышающие 0,3 мм, зерна неправильных очертаний. Часто он развит в виде пылевидных выделений и образует опалитовые каймы вокруг зерен измененной роговой обманки.

Серицит встречается в виде тонких чешуек, развитых по плагиоклазу и в основной массе.

Кальцит представлен неправильной формы зернами или образует скопления.

Кварц встречается в виде скоплений мелких зерен, а иногда выполняет прожилки.

Первоначально породы состояли из вкрапленников, представленных плагиоклазом и роговой обманкой, и основной массы. Породы сильно изменены и замещены вторичными образованиями, а от первоначальных состава и структур сохранились реликтовые признаки, к которым относятся идиоморфные очертания плагиоклаза и роговой обманки и наличие в основной массе андезитовых и микролититовых структур.

Вкрапленники плагиоклаза преобладают над вкрапленниками темноцветного минерала и занимают около 20—30% всей площади шлифа. Порфировые выделения не отличаются одинаковыми размерами зерен, и в породах мы часто наблюдаем наряду с крупными зернами плаги-

оклаза и роговой обманки более мелкие их выделения, в некоторых случаях в преобладающем количестве.

Кристаллизация пород началась, повидимому, с появления небольших зерен и тонких иголочек апатита, включенных в вкрапленниках, а затем одновременно выделились, судя по их идиоморфным очертаниям, плагиоклаз и роговая обманка. Наличие крупных и более мелких зерен порфирировых выделений указывает на постепенное развитие кристаллизационных центров. Из первичных минералов в основной массе иногда сохраняются редкие зерна магнетита и апатита.

Как уже было указано, породы не сохранили первоначального состава и претерпели зеленокаменное перерождение. Всюду мы наблюдаем вторичный альбит, представленный в некоторых случаях прозрачными зернами. Не исключена возможность, что в таких случаях первоначальный плагиоклаз имел кислый состав, на что указывает и меньшее содержание в них эпидота. В других случаях вторичный альбит содержит эпидот, серицит и хлорит. Последний расположен тонкими чешуйками между скоплениями мелких зерен эпидота и пользуется в вкрапленниках небольшим распространением. То же наблюдается и в микролитах основной массы. Различная по интенсивности эпидотизация подтверждает предположение, что плагиоклаз по основной в различных выходах пород был неодинаков. Скопления вторичных образований, замещающих вкрапленники, сохраняют очертания первичного минерала и обладают длиннопризматическим габитусом, свойственным роговой обманке, с характерными для нее конечными гранями, а поперечные разрезы и соответствующее распределение вторичных образований говорят о спайности с углом около 120° . Вкрапленники роговой обманки замещены хлоритом и эпидотом, а иногда и актинолитом, который в виде волокнистых вросков замещает ее зерна.

Основная масса пород первоначально обладала андезитовой или микролититовой, а иногда и стекловатой структурой. Преобладавшая микролититовая структура характеризуется наличием тонких лейст или брусочков (микролитов) плагиоклаза, проросших большим или меньшим количеством эпидота, и мелких чешуек хлорита.

Из вторичных минералов главную роль играет эпидот, количество которого в породах непостоянно, что повидимому также объясняется различной основностью первичного плагиоклаза, а в некоторых случаях может быть и выносом аюртитовой молекулы, так как наблюдаются такие разности пород, в которых эпидот почти совершенно отсутствует. Распределение эпидота в породах местами неравномерное; в некоторых разностях он образует довольно большие скопления мелких зерен, в других он распределен равномерно.

Основная масса в порфиритах с андезитовой структурой состоит из удлиненных лейст плагиоклаза непостоянной величины, между которыми расположены участки скоплений хлорита и эпидота. Эти минералы образовались частично за счет первичных плагиоклазов и роговой обманки, но главным образом за счет распада вулканического стекла. В таких разностях мы наблюдаем признаки флюидальности, когда лейсты плагиоклаза как бы обтекают вкрапленники и распределяются более или менее ориентированно. Количество эпидота иногда достигает 50% всего состава пород. В участках вулканического стекла, кроме хлорита и эпидота, местами появляется немного вторичного кварца. Роговообманковые плагиоклазовые порфириты со стекловатой основной массой пользовались небольшим развитием; в них на месте вулканического стекла возник агрегат неправильных зерен альбита, проросших тонкочешуйчатым хлоритом и мелкозернистым эпидотом, иногда с примесью вторичного кварца. В других случаях преобладающее развитие имеют чешуйчатые

массы пеннина, а эпидот и альбит играют подчиненную роль. Изредка среди вторичных минералов можно видеть остатки контуров лейст плагиоклаза. Для всех разновидностей роговообманково-плагиоклазовых порфиров характерно присутствие в основной массе апатита, гематита и кальцита. Апатит образует тонкие иглы и зерна, оседающие иногда на поверхности вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки, а также и в основной массе. Гематит развит в виде пылевидных частиц, рассеянных в основной массе пород. Нередко он образует опалитовые каймы вокруг порфировых выделений роговой обманки.

4. Гематитизированные роговообманково-плагиоклазовые порфиры

Породы состоят из плагиоклаза и роговой обманки, апатита, гематита, эпидота, актинолита, серицита, хлорита, пренита и кварца.

Плагиоклаз представлен как андезином, так и вторичным альбитом и образует табличные зерна вкрапленников размером обычно 1—2 мм, сложенные в простые и полисинтетические двойники. В основной массе альбит развит в виде мелких зерен микролитов. Плагиоклаз по составу отвечает № 42 и 38; наиболее распространено двойникование по карлсбадскому и альбитовому законам; характерно для него зональное строение. Вторичный альбит — состава от № 8 до № 2.

Альбит встречается в вкрапленниках и образует призматические зерна, не превышающие 0,5 мм. Сила двойного лучепреломления $Ng-Nr = 0,023$. Угол угасания $cNg = 43^\circ$; $2V = +56^\circ$.

Роговая обманка развита в виде длиннопризматических зерен зеленой окраски размером до 2 мм. Плеохроизм от зеленого и зеленовато-бурого по Ng до грязнобурого по Nm и светлозеленого, почти бесцветного, по Nr. Угол угасания $cNg = 17-18^\circ$, угол оптических осей $2V = 70^\circ$; 81° . Вкрапленники роговой обманки обычно окружены опалитовой каймой, состоящей из гематита. В основной массе она присутствует в незначительном количестве.

Апатит встречается в виде мелких, удлинённых зерен с отрицательным удлинением.

Гематит образует мелкие, в проходящем свете буроватые, пластиночки и зерна или рассеян в породах в виде тонких пылевидных частиц.

Эпидот представлен неправильной формы выделениями размером до 0,1 мм или образует скопления мельчайших зерен. Очень часто он ассоциируется с хлоритом.

Актинолит развит в виде удлинённых волокнистых сростков и тонких призм.

Серицит присутствует в породах в виде тонких чешуек, образующих вставки в вкрапленниках плагиоклаза. Редко встречается в виде тонких листочков, не превышающих 0,1 мм.

Пеннин образует неправильные листочки, обладающие чаще всего зеленой и реже желтой окраской. Плеохроизм от светлозеленого по Ng до бесцветного по Nr.

Пренит встречается в виде табличек с волнистым угасанием.

Кварц развит в виде мелких неправильных зерен, не превышающих 0,2 мм.

Среди порфировых выделений и в основной массе главную роль играет плагиоклаз. Вкрапленники его составляют около 25% объема пород. В большинстве случаев плагиоклаз обладает ясно выраженным идиоморфизмом и редко корродирован основной массой. Из включений плагиоклаз содержит призматические зерна апатита. Вкрапленники роговой обманки развиты в породах в значительно меньших количествах (около 10%). По краям в некоторых случаях они корродированы основной массой. Довольно часто в них включены идиоморфные зерна плагиоклаза. Основываясь на этом, можно установить порядок магматической кристаллизации порфиров. К первым выделениям относится апатит. Далее происходило образование вкрапленников плагиоклаза и пироксена, затем роговой обманки и, наконец, титано-магнетита, который расположен в основной массе или же оседает вдоль краевых частей роговой обманки. После кристаллизации указанных минералов происходило образование основной массы. К последним моментам формирования пород относится возникновение гематита, который в значительном количестве

присутствует в основной массе, и образует опалитовые каймы вокруг зерен роговой обманки. Гематит в основной массе пород развит в виде тонкой рудной пыли.

Основная масса порфиритов имеет микролититовую структуру и состоит преимущественно из мелких зерен вторичного альбита и титаномагнетита, апатита и гематита. Значительно меньшим распространением в основной массе пользуется роговая обманка. Иногда в породах можно наблюдать участки с реликтами гналопилитовой структуры.

В дальнейшем в породах имели место вторичные процессы, причем характер распространения возникших вторичных минералов указывает на неравномерность их развития. Так, первичный плагиоклаз в основной массе нацело замещен вторичным альбитом. Что касается вкрапленников, то в одних выходах плагиоклаз почти целиком сохранился, в других незначительно сосюритизирован, а иногда целиком замещен вторичными минералами. Аналогичные явления наблюдаются и в отношении роговой обманки, которая в одних случаях нацело замещена актинолитом, хлоритом и эпидотом, в других сохранилась неизменной. Незначительное количество эпидота в зернах плагиоклаза и концентрация его в выделениях роговой обманки совместно с хлоритом и актинолитом указывают на перемещение окиси кальция внутри пород. Общее пониженное содержание эпидота в порфиритах дает основание предполагать, что здесь имело место явление частичного выноса продуктов разложения первичных минералов. В порфиритах, содержащих примесь стекловатого базиса, последний замещен агрегатами пеннинна, проросшими тонкими выделениями эпидота. Кроме указанных вторичных минералов, в основной массе пород присутствует вторичный кварц то в виде отдельных мелких зерен, то в виде скоплений, выполняющих прожилки и миндалины. С кварцем иногда ассоциируется пренит.

5. Зернистые туфы роговообманково-плагиоклазовых порфиритов

Зернистые туфы состоят из осколков минералов и обломков пород, сцементированных перекристаллизованным материалом. Осколки минералов принадлежат плагиоклазу и роговой обманке. Первый представлен изредка андезитом, обычно же вторичным альбитом, имеет двойниковое строение и содержит вросстки эпидота, цоизита, хлорита и серицита. Состав в зональном плагиоклазе определен следующий: ядро—45% Ап 1-я зона — 42% Ап; 2-я зона — 36% Ап; 3-я зона 30% Ап; 4-я зона — 22% Ап. Оптический знак положительный, закон карлсбадский. Очень редко в породах можно наблюдать остатки зеленой или зеленовато-бурой роговой обманки. Обычно она в осколках не сохранилась, и на месте ее мы видим выполненные хлоритом с небольшим количеством мелкозернистого эпидота участки, по форме поперечных и продольных сечений отвечающие роговой обманке. Плеохроизм по Ng зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светложелтый. Схема абсорбции $Ng > Nm > Np$.

Обломки пород представлены роговообманково-плагиоклазовыми порфиритами и измененным вулканическим стеклом. Они достигают размера до 5 мм в длину. Обычно они состоят из вкрапленников альбита и хлоритизированных и эпидотизированных участков, образовавшихся вследствие замещения роговой обманки. Основная масса обломков роговообманково-плагиоклазовых порфиритов имела андезитовые и стекловатые структуры.

Эти обломки по составу и структурам ничем не отличаются от описанных выше порфиритов. Редко встречаются обломки порфиритов, основная масса которых имела микролититовые структуры.

Латилли, наблюдавшиеся в породах, состоят из тонкочешуйчатого хлорита и мелких зерен эпидота; границы их с окружающей массой отчетливо выражены. В небольшом количестве встречаются также обломки гематитизированных стекол вытянутой формы, состав которых характеризуется большим количеством апатита в ассоциации со скоплениями эпидота и хлорита.

Цементом туфов порфиритов в одних случаях является мелкозернистый эпидот и тонкочешуйчатый хлорит с большим или меньшим количеством мелких зерен титано-магнетита, в других — эпидот в сочетании с мелкозернистым кварцем и мелкими обломками альбита. Иногда в цементе преобладает зернистый кварц, проросший в той или иной степени хлоритом и серицитом, а в некоторых случаях только эпидотом. Очень часто в туфах цемент совершенно отсутствует, и породы состоят из тесно соприкасающихся обломков разной величины. В общем необходимо отметить для всех туфов преобладание обломков над цементом. Обломки имеют резкие границы, вдоль которых очень часто образуются скопления агрегатов эпидота.

Иногда встречаются редкие обломки измененных пузыристых стекол, содержащих в большом количестве пустотки округлой или овальной формы, выполненные хлоритом, кварцем, эпидотом и вторичным альбитом. По краям пустоток заметны каемочки мелкозернистого эпидота. Часто в породах наблюдаются трещинки шириной до 1.5 мм, выполненные кварцем, между зернами которого в незначительном количестве расположены чешуйки хлорита и скопления мелких зерен эпидота. Иногда они целиком выполнены эпидотом. В туфах, так же как и в порфиритах, наблюдаются раздробленные и эпидотизированные участки.

6. Агломератные туфы роговообманково-плагноклазовых порфиритов

Туфы эти состоят из крупных обломков пород, осколков отдельных минералов и цемента. Обломки пород имеют неправильную форму и резко отграничены от цемента. Они принадлежат роговообманково-плагноклазовым порфиритам, не отличающимся от ранее описанных пород и представленными как зелеными, так и гематитизированными разновидностями. В состав последних входят вкрапленники плагноклаза и роговой обманки и обильно гематитизированная основная масса, обладавшая андезитовыми микролитовыми и стекловатыми структурами. Иногда встречаются обломки, в которых не обнаружено присутствия роговой обманки, повидимому, вследствие неравномерного развития ее в породе, в связи с чем в данном случае в обломках оказались участки, лишенные амфибола. Весь обломочный материал, присутствующий в туфах, сильно изменен и иногда представлен скоплениями мелких зерен плагноклаза, кальцита и кварца, пропитанных гематитом.

Обломки негематитизированных роговообманково-плагноклазовых порфиритов состоят из вкрапленников плагноклаза, роговой обманки и основной массы, представленной микролитами плагноклаза, между которыми расположены хлоритизированные участки, образовавшиеся на месте вулканического стекла. Часто наблюдаются разности, в обломках которых порфиновые выделения как плагноклаза, так и роговой обманки обладают различными размерами, причем плагноклаз превращен во вторичный альбит и содержит агрегаты мелких зерен эпидота, включенных в нем или расположенных по периферии. Основная масса их состоит из микролитов плагноклаза, зерен эпидота и тонких листочков и чешуек хлорита. Таким образом, мы видим, что в агломератных туфах обломки роговообманково-плагноклазовых порфиритов подверглись тому же зеленокаменному изменению, что и другие аналогичные породы.

Обломки минералов состоят из плагиоклаза и роговой обманки и представляют зерна различного размера, характеризующиеся неправильной, а иногда и угловатой формой. Эти минералы подверглись тем же изменениям, что и составные части обломков пород. Что касается цемента, то он находится в подчиненном количестве по отношению к обломочному материалу и по составу отвечает зернистым туфам.

7. Плотные туфы роговообманково-плагиоклазовых порфиритов

Плотные туфы содержат мелкие осколки вторичного альбита и скопления хлорита, быть может, образовавшиеся за счет роговой обманки, и мелкие осколки измененного вулканического стекла. Они сцементированы тонкозернистым материалом. Осколки плагиоклаза, не превышающие 0,3 мм, имеют неправильную форму и проросли эпидотом и тонкочешуйчатым серицитом. Распределены они в породах неравномерно. В некоторых разностях плотных туфов наблюдается чередование тонких полос крупнообломочного и мелкообломочного материала, отражающее первоначальное слоистое строение пород. Цементом служит преимущественно тонкозернистый эпидот, проросший в той или иной степени тонкими чешуйками хлорита и серицита.

8. Альбитофиры

Породы состоят из следующих минералов; альбита, эпидота, хлорита, серицита и кварца.

Альбит представлен в вкрапленниках широкими табличатыми зернами, сложенными в простые и реже полисинтетические двойники, с размером зерен от 0,1 до 0,7 мм. В основной массе он развит в виде микролитов, также обладающих двойниковым строением. В зернах плагиоклаза в небольшом количестве присутствует серицит.

Эпидот встречается в породах в небольшом количестве и представлен агрегатом мельчайших зерен, расположенных в основной массе.

Пенин имеет вид мелких листочков и тонких чешуек, образующих иногда скопления, и развит между микролитами плагиоклаза в основной массе.

Серицит встречается в виде тонких чешуек по плагиоклазу и образует скопления их в основной массе.

Кварц развит отдельными мелкими зернами неправильной формы в основной массе и расположен между микролитами плагиоклаза.

Породы состоят из вкрапленников плагиоклаза (около 5% всего состава пород) и основной массы. Главную роль играет альбит (80% всей породы), далее идут хлорит, эпидот, кварц и серицит. Кристаллизация пород началась с выделения вкрапленников плагиоклаза, а затем происходило формирование основной массы, состоявшей из плагиоклаза и стекла. Судя по наличию незначительной примеси агрегатов мелких зерен эпидота, первоначальный состав плагиоклаза, повидимому, был несколько более основной, чем тот, который наблюдается в настоящее время. Преобладающая масса пород обладала микролититовой структурой, характеризующейся наличием микролитов плагиоклаза, между которыми расположены скопления мелкозернистого эпидота и чешуек хлорита, образовавшихся за счет разложения незначительных участков стекла. Распределение эпидота и хлорита в породах неравномерное; оба эти минерала образуют мелкие скопления. Кроме этих минералов, основная масса содержит мелкие зерна кварца.

Б. Каледонские интрузии

Кварцевые диорит-порфиры

Каледонские интрузии в нашем районе представлены кварцевыми диорит-порфирами, развитыми в районе озер Уш-куль. В их состав входят: плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, кварц, титано-магнетит, апатит, эпидот, цоизит, серицит, хлорит и кальцит.

Породы обладают отчетливо выраженным порфировым сложением. Среди порфировых выделений явно преобладает плагиоклаз (20—25%) и значительно меньшую роль играет роговая обманка. Вкрапленники чаще распределены равномерно, но иногда образуют скопления. В этих случаях выделения плагиоклаза обладают идиоморфизмом по отношению к роговой обманке.

Кристаллизация пород началась с появления тонких, длинных призм апатита, включенных в плагиоклазе. Вероятно, к этому же времени относится выделение довольно крупных призм апатита в основной массе пород. Далее происходило образование и рост порфировых выделений андезина, к которому иногда присоединялся моноклинический пироксен. Величина порфировых выделений плагиоклаза иногда достигает 2 см, но преимущественно остается в пределах от 0.5 до 3—4 мм. В большинстве случаев плагиоклаз представлен вторичным альбитом, но когда первичный минерал сохраняется, он по составу отвечает андезину № 48. Иногда минерал обладает отчетливо выраженным зональным строением с образованием вокруг ядер чередующихся тонких зон состава № 42 и № 35.

Пироксен в породах не сохранился, будучи почти целиком замещен роговой обманкой и биотитом, среди которых он присутствует в виде обрывков. В тех случаях когда биотит замещает пироксен, слюда представлена большими (около 0.5 мм) прямоугольными листочками, имеющими очень тонковолокнистое строение, не свойственное биотиту. Позднее пироксена происходит кристаллизация роговой обманки, содержащей включения мелких призмочек апатита. Роговая обманка присутствует в вкрапленниках в виде длиннопризматических зерен величиной от 0.5 до 2 мм. Она обладает плеохроизмом от зеленого по Ng до светложелтого-зеленого по Nr. Угол угасания $cNg = 17^\circ$. Сила двойного лучепреломления $Ng - Nr = 0.025$. Угол оптических осей $2V = -74^\circ$.

В основной массе мы наблюдаем преимущественно плагиоклаз, затем кварц с примесью мелких зерен роговой обманки, чешуек биотита и рудных зерен. Вероятно, первым образовался амфибол, мелкие призмы которого (0.1—0.2 мм) обладают хорошими кристаллографическими очертаниями; далее происходила кристаллизация плагиоклаза и кварца. Основная масса не отличается равномерной зернистостью. В одних случаях величина ее составных частей приближается к 0.1 мм, в других не превышает 0.05 мм. Последним в породах образовался биотит. Его мелкие чешуйки развиты в промежутках между зернами основной массы и иногда концентрируются около вкрапленников.

Количественный минералогический состав основной массы диорит-порфиритов непостоянен. Разности, содержащие много кварца (10—15%), отличаются присутствием значительного количества биотита. Наоборот, породы с небольшой примесью кварца содержат мало слюды. В диорит-порфиритах первого типа биотит энергично замещает пироксен и роговую обманку. В одном случае в дайке были встречены породы, содержащие ничтожную примесь кварца, которые, таким образом, следует назвать диорит-порфирами.

При кристаллизации основной массы пород происходит коррозия вкрапленников. Она сказывается в появлении в плагиоклазе вдоль его

трещинок спайности мелких вростков роговой обманки, кварца и плагиоклаза; сюда же проникает магнетит и листочки биотита. Такую же коррозию испытывают и порфиновые выделения амфибола, в них также проникают из основной массы кварц и плагиоклаз. В результате коррозии очертания вкрапленников становятся извилистыми, а границы зазубренными. Особенно это хорошо видно на порфиновых выделениях плагиоклаза.

Среди кварцевых диорит-порфиритов в районе оз. Уш-куль имеются дайки лейкократовых кварцевых диорит-порфиритов. Они отличаются от описанных более кислым первичным плагиоклазом (№ 23), очень небольшим содержанием роговой обманки и постоянным присутствием биотита. Последний образует в основной массе порфиновые выделения правильной формы величиной от 0.5 до 1 мм.

Вторичные процессы в породах выразились в сосюритизации плагиоклаза, эпидотизации, хлоритизации и карбонатизации темноцветных. Плагиоклаз основной массы всегда сосюритизирован и превращен во вторичный альбит. Вкрапленники полевого шпата затронуты вторичными процессами неравномерно. Часто в пределах одного шлифа можно видеть зерна целиком измененного плагиоклаза, наряду с которыми присутствуют лишь частично разложенные его выделения. Сосюритизация захватывает то краевые зоны вкрапленников, то неправильные участки их внутренних частей. Характерно, что на границе с альбитизированными участками в андезине появляется большое количество различно ориентированных трещинок, вдоль которых развит серицит. Во вторичном альбите трещиноватость отсутствует. При сосюритизации плагиоклаза возникает обычный комплекс минералов: альбит, эпидот, цоизит и серицит.

Роговая обманка и биотит замещены в значительной степени пенином. Иногда вместе с последним по амфиболу развивается эпидот; чаще по роговой обманке образуются хлорит и карбонат, к которым присоединяется вторичный кварц. Степень замещения роговой обманки не одинакова. Там, где биотита мало, она сохранилась хорошо; наоборот, в разностях, отличающихся повышенным содержанием биотита, она почти целиком уничтожена. При хлоритизации биотита в его листочках появляются вросстки зерен эпидота.

Породы нередко несут явные признаки более позднего катаклаза с образованием трещинок и участков раздробления, в которых развиваются прожилки и агрегаты кварца и эпидота.

В. Верхний силур

1. Нижняя свита песчаников и конгломератов

а) Конгломераты. В составе конгломератов различаются гальки горных пород и более мелкозернистая масса, состоящая из мелких осколков горных пород и отдельных минералов, проросших вторичными новообразованиями, и по составу отвечающая зернистым песчаникам. Качественные соотношения обломков горных пород и минералов в цементе непостоянны и варьируют в широких пределах. Обычно осколки минералов составляют до 30% общего состава цемента конгломератов. Так же непостоянны и размеры обломков пород. Наряду с крупными гальками, выходящими за пределы шлифов, встречается большое количество мелких осколков, размером от 2 мм и меньше, которые по размерам должны быть отнесены уже к песчаниковому цементу.

Среди галек и обломков наблюдаются пироксен-плагиоклазовые, ро-го-

вообманково-плагноклазовые и кварцевые порфириды, кремнистые сланцы, туфиты и другие породы.

Пироксен-плагноклазовые порфириды обломков и галек обладают ясно выраженным порфировым строением. Вкрапленники плагноклаза и пироксена, присутствующие примерно в равных количествах, совместно составляют около 25% объема пород. Судя по структурным соотношениям, кристаллизация пород началась с выделения тонких игл апатита, включенных в порфировые выделения основного андезина (№ 45, 47). Вероятно, вначале появилось небольшое количество кристаллизационных центров, около которых возникли большие выделения зонального плагноклаза размером до 5 мм. Изредка встречаются также большие выделения пироксена $2V = +53$, $cNg = 37-39^\circ$, размером до 3 мм. Еще несколько позднее начал формироваться титаномагнетит. Его зерна, размером 0,2 мм, иногда оседали в углублениях на поверхности пироксена, слегка корродируя и вращая в последний. Почти одновременно с титаномагнетитом кристаллизовались апатит и титанит. При этом апатит образует мелкие короткостолбчатые идиоморфные кристаллы размером 0,1, включенные в титаномагнетит, а титанит развит или в виде оторочек около титаномагнетита, или в самостоятельных неправильных вростках в пироксене. Затем произошла кристаллизация основной массы порфиритов, обладающей микролититовой структурой и состоящей из различно ориентированных лейст плагноклаза, проникнутых небольшим количеством пыли гематита. В основной массе иногда содержится немного микролитов пироксена, размером около 0,1 мм. Кристаллизация основной массы сопровождалась незначительной коррозией вкрапленников.

Гальки пироксен-плагноклазовых порфиритов встречаются редко. Значительно большую роль играют пироксен-роговообманковые и еще большую роговообманково-плагноклазовые порфириды.

В структурном отношении роговообманково-плагноклазовые порфириды очень близки к описанным выше. В них также присутствует большое количество вкрапленников зонального андезина (№ 40—42), а порфировые выделения пироксена и роговой обманки играют подчиненную роль. Кристаллизация роговой обманки происходила позже пироксена. Роговая обманка ($cNg = 15-17^\circ$, $Ng - Np = 0,022$, $2V = -70^\circ$) плеохроует в желтовато- и буровато-зеленых тонах. В краевых частях амфибол нередко опацифицирован.

В роговообманково-плагноклазовых порфиритах состав вкрапленников иногда более кислый, чем в пироксен-роговообманково-плагноклазовых разностях, и отвечает олигоклазу (№ 27) или андезину (до № 40). Местами наблюдается два поколения порфировых выделений роговой обманки, при этом более мелкие выделения (до 0,3—0,5 мм) амфибола нарастают на более крупные (1—1,5 мм.) Характер развития апатита, титаномагнетита и титанита в этих разностях пород тот же, что и в пироксен-плагноклазовых порфиритах.

Структура основной массы была микролититовой или гиадопилитовой с небольшим количеством вулканического стекла.

Вторичные зеленокаменные изменения во всех порфиритах одинаковы. Пироксен и роговая обманка иногда сохраняются свежими, но в большинстве случаев замещены хлоритом, эпидотом и вторичным кварцем. Плагноклазы всегда в той или иной степени сосюритизированы, причем местами в них, кроме цоизита, большое развитие получает серицит. Микролиты плагноклаза замещены вторичным альбитом. Сосюритизация вкрапленников выражена значительно слабее и неравномерно. Одни вкрапленники изменены целиком, другие частично и в отдельных неправильных участках. Процесс сосюритизации сопровождался образованием в полевых шпатах системы тонких трещинок, отсутствующих в целиком измененных зернах. Среди микролитов основной массы пироксен и роговая обманка пользовались небольшим развитием и почти уничтожены хлоритизацией.

На месте вулканического стекла развились тонкочешуйчатые агрегаты светлого-зеленого пенина, проросшие тонкими зернами эпидота, к которым местами присоединяются пылевидные выделения гематита. Кроме того, эпидот и хлорит образуют в основной массе мелкие и неправильные метасоматические скопления. В некоторых гальках основная масса пород подвергается интенсивному окварцеванию, эпидотизации и карбонатизации. Миндалины в породах встречаются в небольшом количестве. Обычно их периферия выполнена хлоритом, а в центре развиты кварц или эпидот, или оба минерала вместе. В одном случае наблюдалась миндалины, в которой на границе хлоритовой оторочки и кварца присутствовала тонкая кайма из мелких таблечек железной слюдки. В пределах контуров пород приходилось встречать развитие ряда катакластических трещинок, заполненных хлоритом.

Отдельные горизонты конгломератов содержат в большом количестве материал кварцевых порфиритов.

Кварцевые порфириды отличаются от роговообманково-плагноклазовых наличием то-идiomорфных, то корродированных редких выделений кварца. В основной массе кварц отсутствует. Плагноклаз в наблюдавшихся случаях сосюритизирован. Основная масса пород обладала андезитовой структурой с развитием тонких лейст плагноклаза.

Обломки стекловатых порфиритов обычно имеют небольшие размеры (до 1 мм) и входят в состав цемента конгломератов.

В них на месте вулканического стекла развиты тонкозернистые агрегаты эпидота и хлорита, среди которых изредка присутствуют лейсты вторичного альбита и редкие мелкие вкрапленники плагноклаза и роговой обманки. Иногда вулканическое стекло целиком замещено эпидотом, или на его месте развивается кварц. Часто стекла обладали пузырчатым строением, и в этих случаях округлые неправильные пустоты заполнены хлоритом и эпидотом.

Обломки туфов играют в составе конгломератов подчиненную роль, что, вероятно, связано с легкостью разрушения этих пород. Как правило, образования этого типа развиты в цементе конгломератов и представлены плотными туфами, более устойчивыми в условиях размыва. Плотные туфы состоят из мелких (до 0.5 мм) зерен вторичного альбита, реже роговой обманки, проросших хлоритом и эпидотом. Распределение последних неравномерное.

Значительно чаще в породах присутствуют гальки кремнистых пород и сланцев и кремнистых туфитов.

Кремнистые сланцы состоят из тонкозернистого агрегата кварца с примесью небольшого количества чешуек серицита, хлорита и зерен эпидота. Путем увеличения содержания хлорита и эпидота мы переходим к обломкам кремнистых туфитов, а затем таких пород, в которых осадочный кремнистый материал играет незначительную роль и которые следует назвать туфитами. В некоторых гальках кремнистые туфиты и сланцы содержат примесь тонко рассеянного гематита, количество которого в обломках сургучных ящм резко возрастает.

Для всех этих осадочных образований характерно наличие округлых скоплений кварца, представляющих реликты радиоларий. В них иногда можно различить внутреннюю камеру и тонкие короткие шпильки.

Из других осадочных пород в гальках присутствуют известняки, сложенные мелкозернистым кальцитом.

Типичные интрузивные породы в конгломератах встречены не были, но наблюдались обломки жильных кварцевых слюдяных диорит-порфиритов.

Кварцевые слюдяные диорит-порфириды содержат много порфировых выделений сосюритизированного плагноклаза и значительное количество вкрапленников кварца размером до 1 мм. Биотиту принадлежат большие хлоритизированные листочки, сохранившие остатки плеохроизма первоначального минерала.

В тех случаях, когда первичный плагноклаз в вкрапленниках частично сохранился, он отвечает андезиту и обладает зональностью с частой сменой состава тонких зон (ядро № 32, затем идет чередование зон № 31, № 32, № 26, № 31, № 30, № 22, № 26 периферия — олигоклаз № 18). Основная масса диорит-порфиритов мелкозернистая, микрогранитного типа и состоит из вторичного альбита и кварца, среди которых присутствуют апатит и магнетит, а также мелкие листочки хлоритизированного биотита. В плагноклазе основной массы содержатся вроски цонзита, эпидота, серицита и хлорита.

Выше уже отмечалось, что среди конгломератов преобладают разности, состоящие из обломочного материала роговообманково-плагноклазовых и пироксен-роговообманково-плагноклазовых порфиритов. В более редких случаях превалирует материал кварцевых порфиритов или разнообразных туфитов. Теми же особенностями обладает и состав зернистого цемента конгломератов. В него входят осколки пироксена, роговой обманки, сосюритизированного или, реже неизмененного плагно-

клаза, кварца, титано-магнетита, апатита, эпидота, а также мелкие обломки вышеуказанных пород. При этом в цементе плагиоклаз преобладает над другими минералами. Размер зерен минералов и пород колеблется от 0,5 до 2—3 мм. Для обломков пород иногда можно проследить все переходные формы от мелких зерен до больших галек.

Форма больших обломков пород под микроскопом обычно неправильная, иногда остроугольная. Наряду с этим в них встречаются закрученные границы, свидетельствующие об окатанности. Мелкие обломки пород иногда явно окатаны. Осколки минералов имеют остроугольную форму. Зернистый цемент конгломератов располагается между обломками без признаков сортировки по составу и размерам и без какой-либо пространственной ориентировки.

Локализация в пределах отдельных обломков процессов эпидотизации, хлоритизации, карбонатизации и окварцевания, при наличии у них резких и отчетливых границ, ясно свидетельствует о том, что все эти процессы, типичные для зеленокаменного перерождения, имели место в вулканогенных породах до их размытия.

К числу новообразований, связанных с дальнейшим перерождением конгломератов, относятся хлорит, эпидот и кварц. Скопления, цепочки и потоки этих минералов развиваются вдоль границ обломков и осколков в качестве цементирующего вещества. Количественная роль этих новообразований весьма невелика. Источником для их возникновения служат зерна роговой обманки и пироксена, а также мелкие осколки вулканических стекол. Иногда приходилось наблюдать рассасывание карбонатного материала обломков известняков, когда в последних теряется четкость границ и кальцит испытывает перемещение вдоль границ соседних зерен вулканогенного обломочного материала. Таким образом, состав исходного обломочного материала и дополнительные новообразования обуславливают для конгломератов зеленокаменный юблик.

б) Песчаники. Среди песчаников выделяются средне- и мелкозернистые разновидности. В первых, помимо зерен размером от 1 до 2 мм, содержится также примесь обломочного материала размером от 2 до 5 мм. В мелкозернистых песчаниках размер зерен не превышает 1 мм. По составу и те и другие породы совершенно тождественны. В среднезернистых песчаниках, помимо зерен минералов, значительную роль играют осколки пород, в то время как в мелкозернистых примесь последних чаще незначительна. Такие отличия между песчаниками различной зернистости, вероятно, связаны с различной степенью разрушения исходного материала.

В песчаниках наблюдаются обломки тех же пород, которые отмечены в конгломератах, за исключением известняков. Форма обломков неправильная, признаков окатанности незаметно. Среди осколков минералов преобладают вкрапленники сосюритизированного плагиоклаза (до 40%), в значительно меньшем количестве встречается роговая обманка (до 10%) и еще меньше пироксена (до 5%). Оба темноцветных нередко находятся в стадии замещения хлоритом и эпидотом. Наряду с сосюритизированным плагиоклазом встречаются осколки более или менее сохранившегося андезина (№ 37—40). В песчаниках, содержащих материал кварцевых порфиритов, появляется довольно много осколков вкрапленников кварца. Из других минералов небольшим распространением пользуются зерна превращенного в лейкоксен титано-магнетита, апатита, эпидота и лимонитизированный пирит. Изредка встречаются листочки хлоритизированного биотита, зерна прениита, и в одном случае обнаружен осколок калиевого полевого шпата.

Песчаники часто не отличаются хорошей сортировкой, и среди более крупных зерен распределяется большее или меньшее количество тонко-

истертого материала того же состава. С увеличением содержания последнего мы имеем все постепенные переходы к мелкозернистым разностям пород, в которых, помимо осколков вкрапленников, значительную роль играют зерна полевого шпата, образовавшиеся за счет микролитов основной массы порфиритов.

К числу новообразований, возникших в самих песчаниках, относится пеннин, эпидот и немного серицита и кварца. Агрегаты хлорита и эпидота развиваются вдоль границ обломочного материала, образуя цепочечные скопления. Иногда чешуйки хлорита нарастают перпендикулярно границам обломков. Источником хлорита явились осколки роговой обманки и пироксена, которые иногда полностью замещены хлоритом и теряют свои очертания. Мелкозернистый эпидот отчасти образуется путем перекристаллизации обломков больших зерен фисцита, а отчасти путем дополнительного разложения неизмененного плагиоклаза. Иногда вдоль границ зерен песчаников развито немного карбоната и вторичного кварца. Этот новообразовавшийся цемент песчаников носит типичный контактовый характер.

Мелкозернистые песчаники имеют тот же характер, что и среднезернистые. Как уже указывалось выше, обломки пород в них в общем отходят на задний план, иногда концентрируясь в отдельных тонких прослоях. Наряду с этим встречаются и такие разности песчаников, в которых количество осколков пород доходит до 50%. По своим размерам обломочный материал в мелкозернистых песчаниках не превышает 1 мм и спускается до 0.2 мм, когда появляются породы переходного типа к микропесчаникам. Количество новообразований в мелкозернистых песчаниках немного больше, чем в среднезернистых. Они представлены теми же минералами и имеют тот же характер развития; несколько повышается среди них роль кварца.

в) Микропесчаники. В микропесчаниках обломочный материал не превышает 0.1 мм, так что эти породы могут быть названы алевритами. Под микроскопом они представляют тонкозернистую массу, в которой, в случае неравномерного распределения составных частей, иногда отчетливо выражена слоистость. Преобладающими компонентами являются осколки вкрапленников и микролитов плагиоклаза (вторичный альбит). Изредка встречаются зерна андезина, в которых удается подметить следы зональности, роговой обманки, пироксена, кварца, титаномагнетита, апатита и эпидота. В породах содержится много чешуек светлозеленого пеннина. Среди обломочного материала располагаются агрегаты эпидота и хлорита, которые скопляются вдоль границ зерен минералов и отчасти их замещают. К ним местами присоединяются зерна кварца. Осколки плагиоклаза содержат вроски чешуек серицита, который развит также и среди скоплений хлорита. Пироксен и роговая обманка почти целиком замещены хлоритом и эпидотом.

При слоистости наблюдается обогащение отдельных тонких полос то хлоритом, то эпидотом, то зернами полевого шпата. Среди тонкозернистого материала присутствует большее или меньшее количество осадочного кремнезема, на месте которого возник тонкозернистый кварц. Таким образом, в микропесчаниках наблюдается значительно большее количество новообразований, возникших при их метаморфизме, так как тонкообломочное состояние материала способствовало процессам диффузии и молекулярной перегруппировки. Вместе с тем эти новообразования (хлорит, эпидот, серицит и кварц) являются общими для всего ряда описанных осадков. Процессы метаморфизма песчаников имеют региональный характер и не сопровождались привнесением материала извне. Активную роль при молекулярных перегруппировках играла вода, которая входила в состав многочисленных вторичных минералов размытых

пород, и, кроме того, могла быть удержана в тонких порах при процессах осаждения.

Остается указать, что вблизи кварцевых жил, спорадически встречающихся среди песчаников ангренсорской свиты, последние подвергаются интенсивной эпидотизации и окварцеванию с образованием зеленовато-желтых эпидотитов. Под микроскопом эпидотиты состоят из агрегата больших зерен эпидота и кварца с примесью листочков хлорита. Иногда в породах наблюдаются остатки незамещенного плагиоклаза и обломки порфиритов.

2. Породы эффузивной свиты верхнего силура Плагиоклазовые порфириты

Среди плагиоклазовых порфиритов верхнего силура выделяются две разновидности пород. Наиболее распространенными являются порфириты с небольшим количеством вкрапленников плагиоклаза и основной массой, обладающей хорошо сохранившимися признаками типичных андезитовых структур. Вторая группа пород отличалась микролититовыми структурами и содержанием больших порфировых выделений полевого шпата. Судя по нашим наблюдениям, породы второго типа залегают в более мощных покровах. В составе пород констатированы следующие минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен, титано-магнетит, апатит, эпидот, цоизит, серицит, хлорит, гематит, кварц и карбонат.

В разновидностях, обладавших андезитовыми структурами, количество мелких (до мм) вкрапленников плагиоклаза (вторичный альбит № 4—7) не превышало 5%. Вкрапленники рассеяны в породах иногда неравномерно, образуя сростки двух-трех индивидуумов. Кроме вкрапленников плагиоклаза, спорадически встречаются контуры, выполненные скоплениями мелких зерен эпидота, которые, судя по кристаллическим очертаниям, принадлежали пироксену.

В разновидностях порфиритов, обладавших микролититовыми структурами, количество выделений плагиоклаза достигает 20% объема пород, а размеры их значительно более крупные (до 5 мм). Пироксена в этих породах было также мало, и иногда признаки его в первоначальных лавах совершенно отсутствуют. В основной массе обоих типов пород изредка заметны очень мелкие микролиты авгита, отмечается развитие титано-магнетита и апатита. Появление в основной массе пород большого количества гематита, вероятно, связано с ходом раскристаллизации стекловатого базиса и обособлением в последнем тонких частичек окислов железа.

Вторичные процессы глубоко затронули вещество горных пород. Первоначальный плагиоклаз превращен во вторичный альбит, содержащий вросстки цоизита и проросший чешуйками серицита. Судя по количеству вростков цоизита, первичный полевой шпат, вероятно, был не основное кислых членов ряда андезина. Иногда вдоль трещин спайности вкрапленников альбита развиваются отдельные листочки и прожилки хлорита. Таким направлением чаще всего бывает спайность (001). Преимущественное развитие хлорита в крайних частях зерен альбита указывает на то, что источником MgO и FeO для образования пеннинна была основная масса пород. Иногда вкрапленники плагиоклаза замещены агрегатами эпидота. Последний также целиком замещает те очень редкие и мелкие порфировые выделения пироксена, о наличии которых мы судим по реликтовым кристаллографическим признакам.

Основная масса порфиритов с первоначальными андезитовыми структурами состоит из микролитов вторичного альбита, погруженных в тонкочешуйчатую низко-двупреломляющую массу хлорита, проросшую то-

чечными выделениями гематита и эпидота и образовавшуюся за счет вулканического стекла. Содержание в основной массе эпидота и гематита, особенно последнего, обычно большое, что и обуславливает фиолетовую окраску пород. Среди хлорита иногда наблюдаются мелкие чешуйки серицита. Присутствующие местами микролиты пироксена всегда находятся в стадии замещения хлоритом. Изредка в основной массе наблюдаются мелкие скопления зерен вторичного кварца, а также короткие трещинки, заполненные небольшими (до 0.1 мм) зернами прозрачного вторичного альбита.

В породах с первоначальными микролититовыми структурами основная масса состоит из плотно прилегающих микролитов вторичного альбита, проросшего небольшим количеством точечных выделений гематита, цоизита, эпидота и чешуйками хлорита и серицита. В очень небольшом количестве наблюдаются остатки хлоритизированных микролитов пироксена. В основной массе нередко можно видеть признаки флюидальности, сказывающиеся в соответствующей ориентировке микролитов.

Из других вторичных процессов, вероятно связанных с внешним гидротермальным источником, отметим карбонатизацию. Она захватывает отдельные значительные неправильные участки и накладывается на все составные части порфиритов. При этом среди мелких зерен карбоната появляются скопления вторичного кварца. Последний также слагает тонкие прожилки. Небольшие миндалины обычно имеют узкую оторочку хлорита, а в центре выполнены кварцем, к которому присоединяется эпидот.

3. Песчаники и конгломераты верхней свиты верхнего силура

Песчаники верхней свиты сравнительно с ангресорскими отличаются большой однородностью состава и их материал несет следы длительной водной обработки. Среди них выделяются среднезернистые разности с размером зерен свыше 1 мм и мелкозернистые, в которых размер зерен колеблется от 0.2 до 1 мм. Породы состоят из обломков эффузивов и осколков минералов. При этом в большинстве случаев преобладают первые, составляя до 50, иногда 80% объема песчаников. Это характерно для среднезернистых разностей, тогда как в мелкозернистых осколочный материал минералов иногда достигает до 50% объема пород.

Источником обломочного материала явилась верхнесилурийская эффузивная толща плагиоклазовых порфиритов.

Гальки и зерна порфиритов отличаются значительным однообразием и совершенно аналогичны вышеописанному верхнесилурийскому эффузиву. Наряду с этим в песчаниках в мелких зернах встречаются осколки хлоритизированных, эпидотизированных, окварцованных и гематитизированных вулканических стекол, в которых различимы тонкие лейсты плагиоклаза. Обломки эффузивов отличаются лучшей сохранностью структур, чем это имело место в обломочном материале ангресорской свиты. Значительно реже в песчаниках наблюдаются гальки и зерна плотных туфов порфиритов и кремнистых туфитов, содержащих следы радиолярий.

Форма осколков порфиритов иногда остроугольная, что характерно для мелких зерен, но наряду с этим встречаются и явно окатаные, нередко сплюснутые гальки. В отдельных выходах можно подметить преобладание зерен эффузивов то с реликтами андезитовой, то микролититовой структур.

Среди других составных частей песчаников главную роль играют осколки вкрапленников плагиоклаза, причем на долю эпидота, кварца и

магнетита приходится обычно не более 5% всего кластического материала. Кварц часто отсутствует. Эпидот представлен как осколками отдельных зерен, так и их сростками. В последнем случае он иногда сохраняет остатки прямоугольных контуров, которые, как это было видно при изучении плагиоклазовых порфиритов верхнего силура, принадлежали пироксену. Кроме того, эпидот нередко встречается в сростании с кварцем и, очевидно, как и кварц, происходит из заполнения мицдалит.

Зерна пород и минералов распределены равномерно, и никаких признаков слоистости и сортировки компонентов песчаников по составу и размерам зерен под микроскопом не наблюдается. Изредка среди песчаников встречаются разности, близкие к алевроитам, в которых можно отметить наличие слоистости, благодаря присутствию тонких полосок (1 мм), обогащенных тонкозернистым кластическим материалом.

В мелкогалечных конгломератах мы имеем картины, близкие к описанным для песчаников. В них окатанные большие гальки погружены в зернистую массу, по составу отвечающую среднезернистым песчаникам.

К числу новообразований в песчаниках относятся хлорит, серицит и кварц, развитые в виде контактового цемента. Наибольшим распространением пользуются два первых минерала. Они образуют цепочечные скопления и узкие полоски, нередко окружающие зерна песчаников. Изредка среди эпидот-хлоритового цемента содержится немного кварца. В тех разностях песчаников, которые содержали большое количество тонких осколков измененного вулканического стекла, в промежутках между зернами содержатся расплывчатые участки и потоки хлорита с примесью точечных выделений эпидота. Некоторую перекристаллизацию и переотложение материала можно видеть также и в связи с зернами эпидота. Характер границ и вторичных процессов в обломках эффузивов говорит о том, что к моменту размыва они испытали зеленокаменное перерождение.

Из сравнения состава песчаников обеих свит верхнего силура видно, что их обломочный материал образовался в результате размыва различных по составу и возрасту вулканогенных свит. В обоих случаях эффузивный материал до процессов размыва претерпел зеленокаменное перерождение. Процессы метаморфизма в песчаниках однотипны и, соответственно составу обломочного материала, сказались в очень незначительном развитии цемента, представленного хлоритом и эпидотом.

Г. Нижний девон

1. Диабазы и диабазовые порфириты

В эту группу пород входят:

1. Гематитизированные диабазы, окрашенные в сургульные, фиолетовые и фиолетово-серые цвета.

2. Зеленые диабазы, имеющие зеленые, серовато-зеленые и серые окраски. Как первые, так и вторые разности иногда бывают рассланцованы.

3. Диабазовые порфириты встречаются среди зеленых и реже среди гематитизированных разностей. В них присутствуют идиоморфные вкрапленники пироксена и плагиоклаза (до 5 мм).

4. Мандельштейны наиболее развиты среди гематитизированных диабазов. Мицдалиты выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем, эпидотом и альбитом.

В состав этих пород входят следующие минералы: 1) первичные — плагиоклаз, пироксен, апатит, титано-магнетит; 2) вторичные — альбит, актинолит, эпидот, хлорит, серицит, кальцит, кварц, гематит.

Плагноклаз присутствует в виде вкрапленников и удлиненных лейст в основной массе породы. Идиоморфные вкрапленники имеют форму таблиц и вытянутых призм (до $5 \times 2,5$ мм). Они замещены альбитом от № 11 до № 2. Плагноклаз в основной массе также почти весь превращен в альбит того же состава. Очень редко встречается первичный плагноклаз с зональным строением и составом ядра № 60, 1-й зоны № 32 и оболочки № 27. Двойниковое строение альбита и первичного плагноклаза отвечает законам альбитовому, карлсбадскому, альбит-эстерельскому и *ко-тоунг*.

Авгит развит в виде идиоморфных вкрапленников (5×3 мм), а также и в основной массе пород, в которой он образует мелкие зерна. Хорошо выражена отдельность по (001) и полсинтетические двойники по (100). Константы пироксена следующие: $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,023 - 0,024$; $\text{cNg} = 42 - 43^\circ$; $2V = +56^\circ$.

Апатит и титано-магнетит образуют неправильные мелкие зерна.

Актинолит представлен неправильными светлозелеными и бесцветными зернами (до 3×1 мм), а также игольчатыми образованиями. Плеохроизм от бесцветного по Nr до желтовато-зеленого по Nm и светлозеленого по Ng. Константы светлозеленого актинолита: $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,027$; $\text{cNg} = 16^\circ$; $2V = -82^\circ$. Константы бесцветного актинолита: $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,021$; $\text{cNg} = 17^\circ$; $2V = -80^\circ - 82^\circ$. Последний более близок к термолиту (по Е. Ларсену и Г. Берману).

Эпидот встречается бесцветный, лимонно-желтый и зеленый. Он присутствует в виде единичных зерен и радиально-лучистых образований. Наиболее интересным является зеленый эпидот, встречающийся в миндалинах пород. Он представлен в виде иголок, образующих радиальнолучистые скопления. Характерной особенностью его является неоднородная окраска: центр розетки окрашен в бурые тона, которые затем сменяются зелеными и иногда вновь бурыми. Плеохроизм — от бесцветного по Nr до бурого и светлозеленого по Ng.

Пеннин присутствует в виде небольших чешуек, нередко образующих розетки. Плеохроизм от бесцветного по Ng до зеленого по Nr. Удлинение отрицательное.

Серпичит представлен очень мелкими чешуйками, иногда образующими скопления.

Кальцит, гематит и кварц представлены как крупными до 2 мм, так и более мелкими зернами. Гематит, кроме того, образует скопления.

Диабазовые порфиры состоят из порфировых вкрапленников (до 55%) и основной массы. Наиболее распространены породы, содержащие вкрапленники пироксена, реже встречаются плагноклазовые и пироксен-плагноклазовые разновидности. Основная масса содержит лейсты плагноклаза, пироксен или актинолит и вторичные эпидот, кальцит и хлорит, развившиеся при распаде стекла. В гематитизированных разновидностях присутствует гематит, обуславливающий их фиолетовую окраску. Микроструктура основной массы диабазовая, пойкилитовая, гиалопилитовая, в которой иногда хорошо выражена флюидальность, и интерсертальная.

Кристаллизация диабазовых порфиритов началась с выделения идиоморфных порфировых вкрапленников пироксена и плагноклаза, вероятно лабрадора. Позднее кристаллизовалась основная масса, состоящая из пироксена, плагноклаза, руды и стекла. Стекловатые разновидности содержали больше железа, чем полнокристаллические, отвечающие глубоким частям диабазовых покровов. В результате метаморфизма породы подверглись типичному зеленокаменному перерождению. Плагноклаз целиком заместили альбит, эпидот и кальцит. Одновременно имели место актинолитизация пироксена и новообразование игольчатого актинолита. Нередко актинолит в сопровождении зерен эпидота целиком замещает пироксен вкрапленников и основной массы. Об одновременности этих процессов говорит наличие иголок актинолита в альбите. В это же время происходило частичное дробление пород с образованием эпидотовых прожилков, также содержащих иголки актинолита. Позднее развился хлорит по пироксену и актинолиту. Кроме того, по трещинкам и по спайности в пироксене развивается небольшое количество зерен кальцита. В это же время происходила раскристаллизация стекла с образованием по нему хлорита, эпидота и гематита. Позднее произошло дробление пород с появлением эпидотовых, кварцевых, кварц-эпидотовых и кальцитовых прожилков, благодаря циркуляции гидротермальных растворов, и образование эпидозитов, окварцевание и замещение пород кальцитом.

Миндалины выполнены кварцем, эпидотом, хлоритом и кальцитом.

Диабазы отличаются от диабазовых порфиритов отсутствием порфировых выделений. Среди диабазов большим развитием пользуются гематитизированные разновидности, в которых гематит образовался при раскристаллизации стекла. Лавы, давшие гематитизированные диабазы, были более стекловатыми, чем лавы зеленых разновидностей. Химический состав диабаза приведен в табл. 1 (анализ 12). Вероятно, в связи со вторичными процессами, несмотря на то, что порода содержит остатки первичного лабрадора, она отличается по коэффициентам П. Ниггли повышенным значением si и alk и пониженным s и c/ft , что, очевидно, обусловлено частичным выносом анортитовой молекулы.

2. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры

Породы окрашены в светлосерые до черных, зеленовато-серые, темно-красные, розовые и желтые тона. Макроскопически в них различимы идиоморфные вкрапленники альбита. В кварцевых альбитофирах присутствуют округлые и идиоморфные вкрапленники кварца. Иногда встречаются кубики лимонита по пириту.

Минералогический состав этих пород следующий: 1) первичные — плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит, апатит, циркон; 2) вторичные — эпидот и цоизит, хлорит, кварц, серицит, гематит.

Плагиоклаз присутствует в виде вкрапленников и микролитов в основной массе пород. Идиоморфные вкрапленники имеют форму таблиц и достигают 10×4 мм. Плагиоклаз принадлежит почти чистому альбиту от № 1 до № 3. Двойники по альбитовому, карлсбадскому, альбит-эстерельскому и, реже, манебахскому законам.

Кварц встречается в виде идиоморфных и округлых вкрапленников (до 2,5 мм) и мелких неправильных зерен. Присутствует также вторичный кварц.

Калиевый полевой шпат является редким минералом. Он присутствует в виде слабо каолинизированных участков в альбите.

Биотит встречается редко. Он образует мелкие чешуйки, плеохроирующие от светложелтого по Nr до коричневого по Ng . Сила двупреломления $Ng-Nr = 0,041$.

Апатит и циркон представлены мелкими единичными зернами.

Эпидот и цоизит присутствуют в виде мелких бесцветных зерен и их скоплений.

Пённый развит в виде мелких чешуек, иногда образующих скопления. Плеохроизм от светлозеленого и светложелтого по Nr до светложелтого и светлозеленого по Ng .

Серицит представлен мелкими чешуйками.

Гематит содержится в незначительном количестве.

Лимонит образует псевдоморфозы по пириту размером около 3×3 мм.

Альбитофиры состоят из порфировых вкрапленников альбита, биотита, а в кварцевых альбитофирах и кварца, и из основной массы. Наблюдаются переходы от почти афировых до полифировых разновидностей. Основная масса состоит из альбита, кварца (в базокварцевых и кварцевых альбитофирах), апатита, циркона и вторичных минералов — эпидота, хлорита, кварца, гематита, развившихся в результате раскристаллизации стекла. Из микроструктур для альбитофиров характерной является фельзитовая, состоящая из мельчайших зерен альбита с небольшой примесью гематита, хлорита и серицита. Менее распространена микролититовая структура, нередко флюидальная (трахитоидная). Между этими микроструктурами наблюдаются переходы. В кварцевых и базокварцевых альбитофирах, кроме того, встречаются еще микропойкилитовая, сферолитовая, аллотриоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая структуры, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Микропойкилитовая структура характеризуется развитием крупных

зерен кварца (до 0.15 мм), с пойкилитовыми включениями альбита. Нередко среди микропойкилитовой массы наблюдаются альбито-кварцевые сферолиты при сферолитовой микроструктуре. Промежутки между сферолитами выполнены микропойкилитовой основной массой.

Кристаллизация пород описываемой группы началась с выделения вкрапленников плагиоклаза и чешуек биотита, подвергшихся опацификации. В кварцевых альбитофирах кристаллизуются также идиоморфные вкрапленники кварца. Вероятно, в это же время выделились зерна апатита и циркона. Затем имело место образование сферолитов и, позднее, основной массы. В составе последней в базокварцевых альбитофирах присутствует первичный кварц, в отличие от бескварцевых разновидностей. Кристаллизация основной массы пород сопровождалась коррозией вкрапленников альбита и кварца.

В результате метаморфизма развивается ничтожное количество эпидота и цоизита по первичному плагиоклазу и замещение его альбитом. Раскристаллизация стекла сопровождалась образованием фельзитовых агрегатов и вторичных минералов: эпидота, цоизита, гематита и частично кварца. Гидротермальный метаморфизм выразился в появлении кварцевых и кварц-эпидотовых прожилков, в окварцевании и эпидотизации пород. Окварцевание сопровождается появлением чешуйчатых агрегатов серицита с мелкими вкрапленниками пирита.

Миндалекаменные разновидности среди этих пород встречаются сравнительно редко. Пустотки имеют обычно неправильную форму. Иногда большое количество пустот вытянуто в одном направлении благодаря явлениям флюидальности и выполнены хлоритом, эпидотом, кварцем и, в редких случаях, альбитом. Химический анализ базокварцевого альбитофира приведен в табл. 1 (анализ 16). Порода по значениям коэффициентов П. Ниггли и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга попадает в группу гранитных и липаритовых магм.

3. Туфы альбитофиров

Туфы альбитофиров окрашены в светлосерые и грязно-розовые цвета. Они представлены агломератовыми разновидностями, содержащими плохо отсортированный обломочный материал (от 2.0, реже 5.0 до 0.3 мм). В виде исключения встречаются туфы с хорошо отсортированным туфовым материалом (от 1.2 до 1.0 мм).

Туфы сложены обломками пород и, реже, осколками минералов. Обломки тесно прилегают друг к другу и скреплены незначительным количеством цемента, сильно хлоритизированного, эпидотизированного и нередко окварцованного. Реже цемент почти не изменен и состоит из тонкообломочного материала. Грубообломочный материал туфов представлен альбитофирами, реже базокварцевыми и кварцевыми альбитофирами. Встречаются также осколки кремнецветных пород, состоящих из кварца и редких чешуек серицита, вероятно, являющихся окварцованными вулканическими стеклами. Кроме того, в туфах встречены альбитофиры, содержащие стекловатый базис с пналопилитовой структурой или стекловатой основной массой. В одном случае в обломке с окварцованной стекловатой основной массой наблюдались реликты перлитовых трещин, по которым развился хлорит.

В цементе осколки минералов представлены альбитом № 3—5, реже кварцем и гематитом. Метаморфизм туфов имеет такой же характер, как и метаморфизм альбитофиров. С гидротермальным метаморфизмом связано окварцевание цемента и, реже, обломочного материала. В таких случаях туфовая природа пород устанавливается главным образом по

реликтовым признакам и по единичным, присутствующим в них, неокварцованным обломкам.

4. Кремнистые сланцы, кремнистые туфиты и яшмы

Кремнистые сланцы представлены массивными разностями, окрашенными в светложелтые, белые, светлорозовые и светлосерые тона. Нередко в них хорошо выражена первичная слоистость. Они состоят из мелких зерен кварца и незначительного количества гематита, равномерно распыленного в породах, мелких чешуек серицита и редких зерен эпидота. Кремнистые сланцы рассечены тонкими прожилками, выполненными минералами группы эпидота, кварцем и пренитом.

С возрастанием количества туфогенного материала, представленного эпидотом, серицитом и частично гематитом, они переходят в кремнистые туфиты. Последние окрашены в серые и бурые тона, массивны и нередко имеют хорошо выраженную слоистость. Иногда они брекчиевидны и состоят из различно ориентированных обломков, сцементированных также кремнистым материалом другой окраски, чем окраска самих пород.

Кремнистые туфиты состоят из тех же минералов, как и кремнистые сланцы. Имеются все переходные разности от кремнистых сланцев к сургучным яшмам, характеризующимся тем, что в них значительно повышается содержание гематита, обусловившего их красную и бурую окраску. Гематит распределен в породах неравномерно. Яшмы также рассечены прожилками кварца, эпидота и пренита. Кремнистые сланцы, кремнистые туфиты и яшмы содержат значительное количество реликтов радиоларий, превращенных в агрегат зерен кварца, сохранивших округлые очертания.

Д. Средний девон

1. Диабазы и диабазовые порфириды

Диабазы представляют массивные породы, окрашенные в темные, зеленовато-серые цвета. Среди диабазов и диабазовых порфиритов незначительным распространением пользуются мандельштейны, содержащие миндалины размером от 2×5 мм до 5×10 мм, выполненные кварцем, хлоритом, кальцитом и эпидотом. Породы имеют следующий минералогический состав: первичные — плагиоклаз, пироксен, апатит, титано-магнетит; вторичные — альбит, эпидот, хлорит, серицит, кварц, гематит и карбонат.

Плагиоклаз вкрапленников присутствует в виде идиоморфных зерен, имеющих форму вытянутых таблиц длиной до 5 мм. Состав вкрапленников колеблется от № 57 до № 65. Состав микролитов отвечает также лабрадору № 62. Иногда минерал обладает ясно заметным зональным строением, причем наружные зоны представлены ацезином состава № 48, внутренние — лабрадором № 52. Двойниковое строение развито главным образом по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам.

Пироксен представлен неправильными скелетными призматическими зернами (от 2 до 5 мм) и мелкими выделениями (от 0,5 до 1 мм) в основной массе. Иногда он имеет игольчатые формы. Встречаются двойники (по 100). Угол погасания $cNg = 52^\circ$. Угол оптических осей $2V = +60^\circ$. Сила двупреломления $Ng - Np = 0,023$. По оптическим свойствам пироксен относится к авгиту.

Апатит образует иногда крупные, до 2 мм, призматические зерна.

Титано-магнетит присутствует главным образом в виде неправильных зерен и дендритовых образований.

Эпидот и цоизит представлены мелкими неправильными зернами.

Хлорит присутствует в породах в виде мелких листочков и чешуек, окрашенных в светлозеленые, реже, желтовато-зеленые цвета и плеохроирующих от зеленого по Np до светлозеленого по Ng.

Серицит встречается в виде мелких бесцветных листочков и чешуек.

Карбонат развит в виде мельчайших зернышек и реже в виде крупных (до 2 мм) неправильных выделений.

Кварц присутствует в виде отдельных зерен в основной массе и более крупных выделений, выполняющих пустотки.

Лейкоксен представлен образованиями ромбической или неправильной формы.

Основная масса диабазов и диабазовых порфиритов состоит из лейт плаггиоклаза, мелких зерен пироксена и титано-магнетита. Среди описываемых пород выделяются две группы: 1) породы, обладающие полнокристаллическими диабазовыми структурами; 2) породы, содержавшие небольшое количество вулканического стекла и обладавшие интерсертальными структурами.

Наличие в диабазовых порфиритах крупных вкрапленников плаггиоклаза и пироксена указывает на то, что формирование пород происходило в два этапа. Первыми кристаллизовались порфиновые выделения, позднее основная масса, состоящая из микролитов плаггиоклаза, пироксена и мелких зерен титано-магнетита. В титано-магнетите и микролитах плаггиоклаза присутствуют призматические включения апатита. Основная масса корродирует вкрапленники авгита, в результате чего последний прорастает идиоморфными брусочками лабрадора и мелкими зернами титано-магнетита. Благодаря этому возникают участки пород с пойкилофитовой структурой, в которых остатки зерен авгита обладают одинаковой оптической ориентировкой. Вкрапленники лабрадора местами также корродированы. При этом во внутренних частях зерен появляются неправильные вроски пироксена и мелкие зерна титано-магнетита.

В разностях диабазов, обладающих интерсертальными структурами, основная масса состоит из микролитов плаггиоклаза, более мелких зерен авгита и небольшого количества стекла. Для этого типа пород характерно присутствие многочисленных мицдаллин.

Вторичные изменения в породах проявились неравномерно. Так, вкрапленники плаггиоклаза и микролиты редко являются свежими и значительно чаще сосюритизированы. Несколько реже наблюдается замещение плаггиоклазов серицитом, к которому присоединяются мелкие листочки хлорита. В некоторых случаях вдоль трещин спайности (010) и (001) развиваются цепочечные прожилки зерен эпидота, разделяющие вкрапленники на многочисленные участки. Степень разложения микролитов и вкрапленников обычно одинакова. Для пироксена вкрапленников и основной массы характерна большая неравномерность изменений — в пределах одного шлифа наряду с неизменными его выделениями присутствуют зерна, целиком замещенные хлоритом или эпидотом. Хлоритизация авгита обычно начинается по трещинкам спайности и раздробления с постепенным заполнением внутренних частей зерен.

В результате вторичных процессов основная масса пород, обладавшая диабазовыми структурами, оказывается состоящей из сосюритизированных микролитов плаггиоклаза, между которыми располагаются зерна пироксена, а также чешуйки хлорита, развившиеся на его месте. Мелкие зерна титано-магнетита остаются свежими или замещены лейкоксеном.

В разностях с интерсертальными структурами на месте мелких участков вулканического стекла между микролитами плаггиоклаза и пироксена образуются мелкочешуйчатые агрегаты хлорита, пропитанные тонкими выделениями гематита и эпидота. Количественные соотношения между вторичными минералами сильно колеблются. В некоторых разностях очень много эпидота, который как бы пропитывает основную массу пород. Иногда появляется значительное количество карбоната, развиваю-

щегося по вкрапленникам пироксена, плагиоклаза, а также в виде скопленных зерен в основной массе. Миндалины обычно выполнены эпидотом, кальцитом, кварцем и радиальнолучистым хлоритом. В некоторых миндалинах наблюдается концентрическое расположение выполняющего материала, когда гематит и карбонат или кварц и кальцит образуют тонкие сферические полоски нарастания. Этот факт свидетельствует о том, что к моменту заполнения миндалин в породах имели место процессы гематитизации.

С гидротермальным метаморфизмом связано появление в диабазах эпидотовых, кварцевых, кварц-эпидотовых и кальцитовых прожилков, выполняющих трещины. В некоторых случаях гидротермальные изменения прошли настолько интенсивно, что породы превращены в эпидозиты.

Состав диабазового порфирита, по коэффициентам П. Нигтли и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, отвечает типичным базальтовым лавам (табл. 1).

2. Порфириты

а) Пироксен-плагиоклазовые порфириты. По внешнему виду пироксен-плагиоклазовые порфириты представляют массивные породы, окрашенные в темные коричневато-серые, реже зеленоватосерые цвета, к которым в гематитизированных разностях примешиваются фиолетовые оттенки. Кажущееся по внешнему виду пород их разнообразие обусловлено различным количеством вкрапленников плагиоклаза и пироксена, их величиной и формой, а также структурой и составом основной массы. Вкрапленники плагиоклаза присутствуют в большом количестве в виде светлосерых широких (до 1 см) таблиц. Темно-зеленые, почти черные, вкрапленники пироксена имеют неправильную короткопризматическую форму, при величине до 5 мм.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты состоят из плагиоклаза, пироксена, амфибола, биотита; из аксессуарных присутствуют магнетит и апатит, а из вторичных — актинолит, хлорит, эпидот, серицит, карбонат, кварц и гематит.

Плагиоклаз. Состав вкрапленников плагиоклаза колеблется от № 35 до № 40. Иногда зерна обладают зональным строением. Законы двойникования альбит-карлсбадский и карлсбадский. Плагиоклаз в основной массе пород образует лейсты, реже таблички и неправильные выделения, величина которых не превышает 0,1 мм.

Пироксен, встречающийся во вкрапленниках, большей частью представлен коротко-призматическими выделениями, а в основной массе пород он имеет характер мелких призм и чаще неправильных зернышек. Углы погасания $cNg = 43-46^\circ$; угол сптических осей $V = +54^\circ$; двупреломление $Ng-Np = 0,022$. По этим оптическим свойствам пироксен относится к ряду авгита.

Роговая обманка бурого цвета образует призматические зерна длиной от 0,5 до мм. Угол погасания $cNg = 18^\circ$; двупреломление $Ng-Np = 0,019$. Плеохроизм: Ng — бурый; Np — почти бесцветный.

Биотит в породах встречается в виде небольших (от 0,1 до 0,5 мм) листочков, окрашенных в бурые и зеленовато-бурые цвета.

Апатит наблюдается не во всех разностях пород. Обычно он присутствует в виде мелких короткопризматических бесцветных кристалликов, но иногда обладает слабым плеохроизмом в бурых тонах со схемой абсорбции $Np > Ng$.

Магнетит представлен неправильными мелкими зернами.

Актинолит развит в виде короткопризматических и неправильных выделений светлозеленого цвета. Иногда зерна его сложены в простые двойники (по 100). Угасание колеблется в пределах $cNg = 14-16^\circ$. Плеохроизм — от светлозеленого по Ng до светложелтого по Np заметен хорошо.

Пеннин имеет форму листочков и чешуек, окрашенных в светлозеленый цвет. Удлинение их отрицательное. Плеохроизм от зеленого по Ng до светложелто-зеленого по Np .

Эпидот представлен мелкими неправильными зернами и их скоплениями, а также радиальнолучистыми агрегатами. Минерал плеохроитует от почти бесцветного по Ng' до желтоватого по Np' .

Серицит образует мелкие бесцветные листочки.

Карбонат и кварц присутствуют в виде зерен неправильной формы и их скоплений.

Гематит находится в породах в виде отдельных зерен или скоплений мельчайших частиц.

Вкрапленники плагиоклаза и пироксена пользуются в породах широким распространением, причем первый обычно преобладает. Вкрапленники роговой обманки встречаются спорадически и играют незначительную роль.

Количество порфириновых выделений непостоянно и колеблется от 5 до 40%. В некоторых случаях в крупных выделениях плагиоклаза в виде включений встречены зерна пироксена. В других, наоборот, во вкрапленниках пироксена включены мелкие идиоморфные таблички плагиоклаза.

Судя по реликтовым признакам, основная масса порфиритов обладала главным образом микролититовыми, андезитовыми и, реже витрофировыми структурами. В ее состав входили лейсты плагиоклаза, небольшое количество зерен пироксена, магнетита и апатита. В разностях с пиллолитовыми и витрофировыми структурами присутствовало также стекло. Магнетита и апатита в основной массе немного, большую роль играют в ее составе вторичные эпидот, хлорит, гематит и др.

Кристаллизация пород происходила в два этапа: первыми выделились вкрапленники, затем основная масса. Из вкрапленников в одних случаях первым выделялся пироксен, в других — плагиоклаз. Присутствие в них идиоморфных включений апатита свидетельствует о его более раннем образовании. В тех разностях порфиритов, в которых содержится примесь роговой обманки, ее отношение к пироксену и плагиоклазу осталось неясным, но наиболее вероятно, что она образовалась позднее последних двух. Иногда роговая обманка подвергается замещению биотитом, листочки которого сохраняют ее формы. Следует указать, что в порфиритах роговая обманка обычно опацифицирована. Опацификация захватывает края ее зерен, в результате чего образуются каймы. Вместе с тем наблюдаются случаи, когда от амфибола остается опацифицированная кайма, окружающая агрегаты кварца и эпидота, развившиеся на месте роговой обманки.

Разъединенные грани и оплавленные углы у порфириновых выделений свидетельствуют о том, что кристаллизация основной массы сопровождалась коррозией фенокристов.

Породы после кристаллизации подверглись изменениям, приведшим к развитию вторичных минералов. Первые моменты постмагматических процессов характеризуются актинолитизацией пироксена, соссоритизацией и, реже альбитизацией плагиоклаза. В некоторых разностях эти процессы приводят к полному замещению первичных минералов вторичными с сохранением их первоначальных форм. Позднее происходит замещение пироксена и актинолита листочками хлорита, которое обычно начинается с краев зерен или по трещинам спайности минералов. Иногда пироксен подвергается эпидотизации, то же справедливо и для роговой обманки, причем в ассоциации с эпидотом появляется вторичный кварц.

В отличие от вкрапленников плагиоклаза микролиты основной массы превращены во вторичный альбит. В разностях порфиритов, содержащих в основной массе стекло, на месте последнего возникли тонкочешуйчатые агрегаты хлорита, пропитанные тонко распыленным непрозрачным гематитом и содержащие точечные выделения эпидота. В результате вторичных изменений основная масса оказывается состоящей из микролитов вторичного альбита, проросших эпидотом и серицитом, в проме-

жутках между которыми развито большее или меньшее количество хлорита, эпидота, гематита, остатков зерен пироксена, к которым присоединяется иногда немного мелких зерен вторичного кварца и карбоната. Дислокационные явления сказались на породах слабо и проявились главным образом в образовании тонких прожилков, выполненных вторичным альбитом и кварцем, а также и в некоторой раздробленности минералов.

Химический состав пироксен-плаггиоклазовых порфиритов отвечает андезитовым лавам (табл. 1, стр. 98).

б) Роговообманково-плаггиоклазовые порфириты. Породы этой группы по внешнему виду массивны, окрашены в темносерые цвета с фиолетовыми оттенками, обладают отчетливым порфировым строением. Темные, иногда черные окраски некоторых разновидностей этих пород обусловлены большим содержанием гематита. Они состоят из плотной основной массы и вкрапленников плаггиоклаза и роговой обманки, причем преобладает плаггиоклаз. Вкрапленники плаггиоклаза имеют форму широких таблиц до 6 мм длиной, окраска их розовато-белая. Вкрапленники роговой обманки образуют желто-зеленые, почти черные выделения длиной до 7 мм. Отличие этих пород заключается в том, что в них преобладает из темноцветных не пироксен, а роговая обманка, которая в пироксен-плаггиоклазовых порфиритах встречалась спорадически.

Породы состоят из тех же минералов, что и пироксен-плаггиоклазовые порфириты.

Плаггиоклаз, присутствующий во вкрапленниках, образует широкие таблитчатые зерна (от до 5—6 мм) и по составу относится к андезину № 48—46. В основной массе плаггиоклаз немного более кислый (№ 42). Он обычно образует тонкие вытянутые лейсы или короткие призмочки длиной 0,1—0,2 мм. При сосюритизации андезин замещается вторичным альбитом № 8.

Роговая обманка образует удлиненные зерна, размеры которых не превышают 7 мм. Редкие двойники (по 100). Минерал окрашен в зеленовато-бурый цвет. Угасание $cNg = 14^\circ$. Плеохроизм от буро-зеленого по Ng до светло-желтого по Np.

Авгит в породах присутствует в виде редких реликтовых зерен, иногда сдвоенникован (по 100) Угол погасания $cNg = 41^\circ$.

Циркон присутствует в виде мелких кристалликов короткопризматической формы с бипирамидальными ограничениями.

На описании остальных минералов останавливаться излишне ввиду их тождества с таковыми в пироксен-плаггиоклазовых порфиритах.

Вкрапленники плаггиоклаза преобладают над порфировыми выделениями роговой обманки, мелкие же вкрапленники пироксена встречаются очень редко, при общем количестве вкрапленников, не превышающем 40%. Чаще наблюдается преобладание основной массы над вкрапленниками. Основная масса пород состоит из мелких лейс плаггиоклаза с примесью апатита и гематита. В разностях с гиалопилитовой структурой присутствовало также стекло. Микролиты плаггиоклаза часто имеют флюидальное расположение. Последовательность кристаллизации породобразующих минералов и вторичных процессов та же, что и для пироксен-плаггиоклазовых порфиритов.

в) Плаггиоклазовые порфириты. По внешнему виду это массивные породы серой, розовато-серой и темнофиолетово-серой окраски. Они состоят из тонкозернистой основной массы, в которую погружены вкрапленники полевого шпата длиной до 4—5 мм, реже до 1,5 см.

Среди плаггиоклазовых порфиритов имеются миндалекаменные разности с большим количеством округлых и неправильной формы пустот, размером от нескольких миллиметров до 2—4 см. Они выполнены кварцем, эпидотом, карбонатом и реже хлоритом. В некоторых случаях

породы слегка смяты и пронизаны тонкими эпидотовыми, кварцевыми и карбонатными прожилками.

Породы состоят из плагиоклаза, роговой обманки, акцессорных — апатита, титано-магнетита и вторичных — эпидота, пренита, гематита, серицита, хлорита, карбоната и халцедона.

Плагиоклазовые порфириды почти не отличаются от роговообманково-плагиоклазовых разностей, но для них характерно появление титано-магнетита и почти полное отсутствие темноцветных. Преобладающими структурами в плагиоклазовых порфиридах являются андезитовые с отклонениями к витрофировым. Кроме того, эти породы являются несколько измененными. Плагиоклаз часто представлен вторичным альбитом, обильно проросшим серицитом, или нацело замещен пренитом.

Роговая обманка нацело замещена карбонатом и, реже, кварцем, и узнается по характерным очертаниям продольных и поперечных сечений, подчеркнутых присутствием опацитовых кайм. Для основной массы плагиоклазовых порфиритов характерно флюидальное расположение лейст плагиоклаза. Титано-магнетит в породах почти нацело замещен лейкоксеном в сочетании с эпидотом и карбонатом. Кроме того, в порфиридах обнаружен радиальнолучистый халцедон. Часто он присутствует в пустотах вместе с карбонатом, причем наблюдаются случаи концентрического расположения карбоната и волокнистого халцедона. Иногда миндалины выполнены халцедоном и лучистым хлоритом.

Минералогический состав и структуры порфиритов свидетельствуют о том, что первоначальные лавы являлись типичными андезитовыми. В одних случаях в порфиридах присутствует пироксен, в других — роговая обманка и, наконец, третьи лишены темноцветных. Вторичные процессы не дают возможности сделать вывод о кислотности лав и связать этот признак с составом метасиликатов. Но, судя по остаткам зерен плагиоклаза, состав его во всех порфиридах был примерно одинаков и отвечал андезину. Причину образования в одних случаях пироксена, а в других — роговой обманки следует искать в различном содержании в лавах летучих компонентов. Действительно, роговообманковые разности порфиритов сравнительно с авгитовыми содержат больше апатита; в них наблюдался также циркон. Основная масса в пироксен-плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых порфиридах более раскристаллизована, чем в плагиоклазовых разностях. В последних присутствовало больше вулканического стекла, при распаде которого образовалось много гематита, иногда затемняющего структуру основной массы порфиритов. Таким образом, гематитизация наших пород, а в связи с этим и наличие в них фиолетовых окрасок обусловлены присутствием в породах стекловатого базиса.

Вторичные изменения в порфиридах протекали одинаково, причем основная масса пород ими затронута более интенсивно, чем вкрапленники.

3. Туфы порфиритов

Туфы порфиритов окрашены в фиолетовые и грязнофиолетовые тона и имеют хорошо выраженную кластическую структуру. Они представлены грубообломочными разностями с плохо отсортированным материалом. Цементирующая масса обычно зерниста и иногда содержит неправильные участки эпидота и хлорита. Туфы плагиоклазовых порфиритов состоят из обломков пород и осколков сосюритизированного плагиоклаза. Обломки порфиритов по составу аналогичны ранее описанным плагиоклазовым порфиридам. Они обладали микролитовыми, стекловатыми

и гналопидитовыми структурами основной массы. Цемент состоит главным образом из зерен эпидота, часто ассоциирующего с кварцем, и небольшого количества чешуек хлорита. По количеству цемент в породах составляет не более 15%. Характер вторичных изменений в туфах тот же, что и в плагиоклазовых порфиритах.

4. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры

Альбитофиры и кварцевые альбитофиры нижнего горизонта окрашены в фиолетовые, грязнофиолетовые, серые и розовые тона. Макроскопически в них различимы светлорозовый альбит (до 3—4 мм) и округлые зерна кварца (до 2 мм). Миндалины выполнены кварцем, иногда растущим в виде друз. Альбитофиры верхнего горизонта светлорозового, белого, грязнобелого и грязножелтого цвета. Невооруженным глазом в них различаются альбит белого цвета и редкие 6-гранные таблички хлоритизированного биотита (около 4 мм).

Под микроскопом встречены плагиоклаз, кварц, биотит; аксессуарные — апатит, титанит и вторичные — гематит, эпидот, хлорит, серицит, кварц и кальцит.

Плагиоклаз образует вкрапленники и микролиты в основной массе. Вкрапленники имеют идиоморфные очертания и встречаются в форме таблиц, реже вытянутых призм. По составу плагиоклаз как во вкрапленниках, так и в основной массе отвечает альбиту от № 2 до № 4. Двойники главным образом по альбитовому, карлсбадскому, альбит-эстерельскому законам и, реже по кос-тоупе.

Кварц встречается в виде идиоморфных и округлых вкрапленников (до 2 мм), а также в виде мелких неправильных зерен (до 0,1 мм). Вторичный кварц образует мелкие выделения и присутствует во всех породах.

Биотит представлен мелкими чешуйками. Плеохроизм: бесцветный по Nr и буроватый по Ng. Сила двупреломления $Ng-Nr = 0,036$.

Апатит и титанит образуют мелкие зерна.

Гематит развит в большом количестве в виде пылевидных зерен и более крупных образований.

Эпидот встречается в виде мелких зерен.

Пеннин и серицит представлены неправильными чешуйками, причем пеннин плеохроит от бесцветного по Nr до светлозеленого по Ng.

Кальцит встречается в виде небольших неправильных зерен.

Кроме перечисленных минералов, в породах были встречены мелко-чешуйчатые хлоритовые агрегаты, напоминающие идингсит. Окраска бурая. Плеохроизм в бурых тонах со схемой абсорбции $Ng > Nr$. Удлинение положительное. Угасание прямое.

Альбитофиры состоят из вкрапленников альбита, редких листочков биотита и основной массы. Кварцевые альбитофиры содержат, кроме того, вкрапленники кварца. Количество вкрапленников непостоянно, но обычно оно не превышает 30%. Афировые разности наиболее распространены среди пород с фельзитовым флюидалным строением. Основная масса состоит из альбита, небольшого количества кварца в базокварцевых и кварцевых альбитофирах и вторичных минералов — хлорита, серицита, редких зерен эпидота, кварца и гематита. Последний широко развит в альбитофирах нижнего горизонта. Среди лав нижнего горизонта распространены стекловатые гналопидитовые и, реже микролититовые разности, нередко обладающие флюидалностью. В альбитофирах верхнего горизонта распространены полнокристаллические микролититовые типы.

Кристаллизация пород началась с выделения порфирированных вкрапленников плагиоклаза, биотита и титанита, ассоциирующего с биотитом. В кварцевых альбитофирах кроме того кристаллизовались идиоморфные вкрапленники кварца. В лавах нижнего горизонта произошла

быстрая кристаллизация основной массы, состоявшей из микролитов альбита, зерен кварца (в кварцевых и базокварцевых разностях), призм апатита и вулканического стекла. Последнее в альбитофирах верхнего горизонта отсутствовало, и основная масса в них состоит из микролитов плагиоклаза.

Кристаллизация основной массы сопровождалась коррозией и оплавлением порфирировых вкрапленников.

Постмагматические процессы способствовали развитию небольшого количества эпидота по плагиоклазу, хлорита по биотиту и раскристаллизации стекла. Это дало в лавах нижнего горизонта фельзитовые и микропойкилитовые структуры и сопровождалось выделением хлорита и кварца. Для базокварцевых и кварцевых альбитофиров характерны микропойкилитовые, реже фельзитовые и плохо раскристаллизованные структуры. В последних намечаются микропойкилитовые участки, придающие основной массе пятнистый характер. «Пятна» образованы неправильными кварцевыми зёрнами с микропойкилитовыми включениями альбита. Раскристаллизация стекла сопровождалась появлением большого количества гематита, пылевидные зерна которого пропитывают породу, благодаря чему структура основной массы некоторых разностей становится неразличимой. Позднее по альбиту развился серицит и мелкочешуйчатый хлоритовый минерал, напоминающий идингсит.

В альбитофирах верхнего горизонта из вторичных минералов в основной массе присутствуют серицит и немного вторичного кварца.

Позднее развились редкие кварцевые и кварц-эпидотовые прожилки и произошло окварцевание и серицитизация альбитофиров с превращением их в некоторых случаях во вторичные кварциты.

Часто встречаются миндалекаменные разности, причем миндалины неправильной и реже округлой формы. Стенки миндалин выстланы тонкозернистым кварцем или эпидотом, а середина кальцитом. Иногда пустоты выполнены каким-либо одним из перечисленных минералов.

5. Порфиры и кварцевые порфиры

Породы фиолетового, грязнофиолетового и серого цвета. Невооруженным глазом различаются светлорозовые полевые шпаты (до 3 мм) и округлые зерна кварца (около 2 мм).

Под микроскопом в составе этих пород встречены плагиоклаз, кальцевый полевой шпат, кварц и биотит; акцессорные — апатит, циркон, титанит и вторичные — эпидот, мусковит, хлорит, серицит, кварц, гематит.

Плагиоклаз образует идиоморфные табличатой формы вкрапленники и микролиты в основной массе. По составу вкрапленники и микролиты отвечают альбиту от № 3 до № 10. Двойниковое строение главным образом по альбитовому и карлсбадскому законам.

Ортоклаз также представлен идиоморфными (до 1,5 мм) вкрапленниками и мелкими неправильными зёрнами в основной массе. Угол оптических осей $2V = -84^\circ$. Слабо развиты микропертиты замещения.

Кварц встречается в виде порфирировых выделений округлой формы и в виде мелких неправильных зерен в основной массе. Погасание резко выраженное, волнистое; вторичный кварц выполняет пустотки.

Биотиту принадлежат редкие листочки (около 0,3 мм), плеохрозирующие от светлорозового по Ng до бледножелтого по Np. Сила двупреломления $Ng - Np = +0,037$.

Апатит образует мельчайшие игольчатые кристаллы.

Циркон и титанит представлены в виде мелких зерен, причем последний образует также крупные, до 1 мм, зерна, приуроченные к миндалинам.

Эпидот встречается в виде небольших зерен.

Мусковит представлен неправильными чешуйками (около 0,2 мм).

Пеннин имеет характер небольших чешуек, иногда образующих скопления. Плеохроизм от бесцветного по Np до бледнозеленого по Ng. Удлинение положительное.

Серицит встречается в виде мелких листочков.
Гематит развит в виде рудной пыли и мелких зерен.

Порфиры состоят из вкрапленников альбита, ортоклаза, редких чешуек биотита и основной массы. Кварцевые порфиры содержат вкрапленники кварца. Количество вкрапленников достигает 30%. Основная масса обеих разновидностей порфиров состоит из зерен альбита, ортоклаза, кварца и вторичных минералов — хлорита, серицита, кварца и гематита, иногда широко развитого. Микроструктуры флюидальные, витрофировые и фельзитовые. Основная масса иногда имеет полосчатое строение, которое обусловлено чередованием витрофировых полос с полосами, обладающими слабо раскристаллизованными фельзитовыми микропятиклинтовыми и криптопегматитовыми структурами. Последние две наиболее обогащены кварцем, благодаря чему полосчатость выделяется еще резче. Кроме того, она подчеркивается еще присутствием удлиненных пустот, вытянутых в направлении флюидальности.

Иногда при раскристаллизации вулканического стекла основная масса приобретает фельзитовый характер с редкими витрофировыми участками. Хорошо раскристаллизованные микроструктуры отсутствуют.

Кристаллизация пород началась с выделения идиоморфных порфировых вкрапленников альбита или альбит-ортоклаза, ортоклаза, ассоциирующего с ними апатита и чешуек биотита в сопровождении титанита. В кварцевых порфирах выделились также порфировые вкрапленники кварца. Позднее кристаллизовалась основная масса с резким преобладанием вулканического стекла, содержавшего микролиты альбита, ортоклаза и зерна кварца с характерными для нее структурами. Кристаллизация основной массы сопровождалась коррозией порфировых вкрапленников, особенно зерен ортоклаза и кварца; последний иногда приобретает скелетные подковообразные очертания. Вероятно, к этому же времени относится образование в ортоклазе пертитов замещения и метасоматических оторочек, потоков и участков альбита, среди которых сохраняются остатки калиевого полевого шпата.

В порфирах и кварцевых порфирах иногда присутствуют обломки побочных пород состава диабазовых порфиритов и альбитофиров, захваченных лавовыми потоками.

Раскристаллизация стекла сопровождалась появлением фельзитовых структур и выделением вторичного кварца, чешуек хлорита и гематита. Последний, как отмечалось выше, иногда присутствует в очень больших количествах, пропитывая основную массу пород.

Постмагматические процессы, кроме раскристаллизации стекла, вызвали обесцвечивание и хлоритизацию биотита, а также серицитизацию альбита.

С дроблением пород и гидротермальным метаморфизмом связано появление кварцевых прожилков и окварцевание порфиров.

Миндалекаменные разности встречаются часто, причем миндалины выполнены кварцем, эпидотом, хлоритом и титанитом.

В работе Д. С. Коржинского (1932) имеется три анализа кислых эффузивов нижнего горизонта среднего девона. Кроме того, нами произведен анализ кварцевого порфира. Первый анализ Д. С. Коржинского отвечает фельзиту, содержащему калиевый полевой шпат (анализ 15, табл. 2). В двух других анализированных породах, несмотря на высокое содержание K_2O , калиевый полевой шпат отсутствует. Это явление автор объясняет альбитизацией калиевого полевого шпата без изменения общего состава пород. В наших альбитофирах ни в одном случае не был обнаружен калиевый полевой шпат, но наличие шахматного альбита делает вполне возможным указанное предположение Д. С. Коржин-

ского. Наш анализ кварцевого порфира (анализ 19, табл. 1) отличается от анализа Д. С. Коржинского (анализ 17) несколько большим содержанием SiO_2 и меньшим количеством K_2O и Na_2O , что, очевидно, стоит в связи с наличием в исследованном образце вторичного кварца.

Таким образом, несмотря на разнообразие минералогического состава кислых эффузивов среднего девона, химически они все очень близки и отвечают липаритовым лавам с незначительными колебаниями соотношений K_2O и Na_2O . Что касается альбитофиров верхнего эффузивного горизонта, то они возникли из натровых кислых магм.

6. Туфы альбитофиров, кварцевых альбитофиров, порфиров и кварцевых порфиров

Породы окрашены в фиолетовые, грязнофиолетовые и серые цвета. Они представлены грубообломочными разностями с плохо отсортированным материалом. Обломки угловатые, до 40 мм в поперечнике. Реже встречаются зернистые разности туфов. Обломки тесно прилегают друг к другу и соединены однородным плотным и, реже, зернистым цементом.

Из перечисленных разновидностей туфов наиболее широко развиты туфы альбитофиров. Они состоят из обломков альбитофиров и осколков минералов, представленных альбитом № 2—4 и редкими чешуйками биотита. Цемент состоит из зерен альбита, редких чешуек биотита и хлорита, среди которых распылен тонкозернистый гематит. Последний иногда делает нераспознаваемым первоначальный состав цемента. Реже цемент окварцован.

Туфы кварцевых альбитофиров менее развиты. Отличительной особенностью их является присутствие осколков кварца, сохраняющих признаки магматической коррозии; кварц, кроме того, входит в состав цемента.

Туфы порфиров и кварцевых порфиров очень редки и состоят из обломков пород, минералов и цемента. Осколки минералов представлены альбитом, ортоклазом и кварцем. Цемент аналогичен цементу в туфах альбитофиров, но в состав его входят еще зерна ортоклаза и кварца (в кварцевых порфирах).

Во всех разностях туфов видны следы раздробления с появлением волосовидных прожилков кварца с незначительной серицитизацией цемента. Кроме того, окварцевание цемента ведет к полному изменению первоначального состава цемента, а иногда и обломков.

7. Гипабиссальные гранитоиды среднего девона

Гипабиссальные условия кристаллизации среднедевонских микроплагиогранитов обусловили появление в них разнообразных структур. Среди них выделяются микроплагиогранит-порфиры и микрограниты¹.

По минералогическому составу породы тождественны. Под микроскопом в них констатированы следующие минералы: плагиоклаз, ортоклаз, кварц, биотит, рутил, циркон, апатит, титанит, гематит, цоизит, серицит и хлорит.

Плагиоклаз развит как в вкрапленниках, так и в основной массе пород. Вкрапленники имеют более или менее правильную табличатую форму и сложены

¹ В целях удобства изложения в дальнейшем приставка «микро» у названий этих пород опускается.

в простые и полисинтетические двойники. Он представлен альбитом № 5—10. В редких случаях приходилось наблюдать зональное строение минерала с присутствием очень небольших ядер кислого олигоклаза № 20. Размеры вкрапленников обычно не превышают 4 мм. В основной массе пород альбит образует зерна величиной от 0,1 до 0,5 мм.

Калиевый полевой шпат, представленный ортоклазом, редок. Его табличатые вкрапленники сложены в простые двойники размером около 2 мм. В основной массе минерал образует мелкие неправильные зерна величиной около 0,1 мм.

Кварц содержится в породах преимущественно в виде мелких ксеноморфных зерен размером от 0,1 до 0,5 мм. Вкрапленники кварца наблюдались исключительно редко и представлены сильно корродированными выделениями величиной около 2 мм. Иногда в кварце заметно волнистое угасание.

Биотит в породах сохраняется редко. Ему принадлежат главным образом мелкие (до 0,1 мм) листочки, обладающие плеохроизмом в зеленовато-коричневых тонах. Иногда биотит образует радиальнолучистые сростки, размером до 0,2 мм.

Рутил пользуется наибольшим распространением и развит в виде тонких иголок, включенных в кварце.

Циркон представлен редкими, очень мелкими короткопризматическими или округлыми зернами.

Апатит встречается в виде мелких (до 0,1 мм) низкодвупреломляющих призм.

Титанит развит в виде мелких зерен (до 0,05 мм), иногда обладающих характерными кристаллическими очертаниями.

Рудные минералы представлены мелкими зернами магнетита, но преимущественно гематитом. Последний образует сростки табличек, иногда просвечивающих бурым. В проходящем свете непрозрачен, а в отраженном обладает металлическим блеском.

Поизиту принадлежат тончайшие низкодвупреломляющие высокорельефные выделения в плагиоклазе.

Эпидот образует очень мелкие зерна и тонкозернистые высокодвупреломляющие агрегаты.

Пеннин развит в виде тонких чешуек, плеохроирующих в светлозеленых тонах. Он обладает аномальными бурыми и реже индигово-синими интерференционными окрасками и положительным удлинением.

Серицит пользуется в породах значительным распространением и образует мелкие высокопреломляющие чешуйки величиной до 0,1 мм. Минерал обычно бесцветен, но в тех случаях, когда он замещает биотит, в нем иногда сохраняется слабо заметная желтоватая окраска.

а) Плагиогранит-порфиры. Под микроскопом породы содержат довольно много (до 20%) вкрапленников плагиоклаза, размером в 1—2 мм. Они обладают табличатой формой, но всегда несут признаки коррозии, ввиду чего их очертания становятся неправильными, извилистыми, а иногда даже округлыми. Порфировые выделения образуют главным образом одиночные зерна, значительно реже, сростки, состоящие из 3—4 индивидуумов. Общие очертания площадей, занятых сростками, отвечают широким табличатым формам. Напрашивается вывод о том, что в данном случае альбит образовался на месте какого-то другого минерала, возможно, калиевого полевого шпата. При этом замещении возникли различно ориентированные таблицы плагиоклаза. Такая реакция вполне возможна, если принять во внимание богатство наших пород Na_2O .

Итак, первыми в породах образовались вкрапленники плагиоклаза. Далее происходит формирование основной массы, обладающей довольно разнообразными структурами, намечающими ряд отдельных типов пород.

В одних случаях основная масса обладает типичной микрогранитной структурой. В ней первыми образовались мелкие идиоморфные таблички альбита, размером около 0,1—0,2 мм, иногда включенные в неправильные зерна кварца, содержащего тончайшие, нередко плохо различимые вросстки альбита, присутствие которых распознается благодаря обильным вросткам в кварце чешуек серицита.

Другие участки пород характеризуются присутствием брусочков и таблиц альбита, между которыми расположены многочисленные мелкие

ксеноморфные зерна кварца, слегка корродирующие таблички плагиоклаза и кварца. Вероятно, в последние моменты кристаллизации пород в них появилось немного чешуек биотита и ассоциирующихся с ними мелких призмочек апатита, титанита и магнетита.

При коррозии основной массой вкрапленников границы последних становятся зазубренными и прорастают брусочками альбита и кварца основной массы. При дальнейшем развитии процесса кварц и альбит проникают в центральные части вкрапленников, вдоль двойниковых швов и трещинок, и образуют внутри неправильные зерна, вместе с которыми ассоциируются чешуйки биотита и акцессорные минералы.

Другой тип пород отличается более крупными размерами вкрапленников (3—4 мм) и более крупнозернистой основной массой. В последней выделяются неправильные зерна кварца, размером около 0.2—0.5 мм, с микропойкилитовыми включениями альбита. Они образовались позже табличек плагиоклаза, которые по отношению к ним обладают ясным идиоморфизмом, и достигают 0.5—1 мм. Затем в основной массе появились выделения кварца, свободные от включений альбита. Они корродируют как плагиоклаз, так и микропойкилитовые зерна кварца, вызывая в них глубокие тонкие коррозионные заливки. Присутствовавший в породах биотит целиком замещен чешуйками и агрегатами бесцветной слюды, среди которых наблюдаются редкие призмы циркона, апатита, зерен магнетита, титанита, эпидота и скопления буроватых вторичных титанистых продуктов.

Ко второму типу пород весьма близки те разновидности плагиогранит-порфиоров, которые содержат в основной массе большое количество кварца (около 60%). Среди последнего опять-таки встречаются выделения, переполненные тонкими включениями альбита. От последних иногда отходят одинаково оптически ориентированные многочисленные ответвления, исчезающие в массе кварца. Ближе к плагиоклазу такие сростания имеют микропегматитовый характер, а дальше от него образуют микропойкилитовые соотношения.

Из этой характеристики пород следует, что в них вначале кристаллизуются вкрапленники альбита, а затем происходит формирование основной массы. В последней в свою очередь сначала выпадает альбит, а затем происходит совместная кристаллизация альбита и кварца в криптопегматитовых агрегатах. Под конец образуется кварц и биотит с обычными для гранитоидов акцессорными. Иногда в основной массе удается наблюдать появление мелких (до 0.5 мм) сферолитов, состоящих из кварца и альбита. Их присутствие намечает переход к следующей группе плагиогранитов с резко выраженным сферолитовым строением.

Вторичные изменения пород проявились в серицитизации плагиоклаза и обесцвечивании биотита. В плагиоклазе появляются редкие и тонкие зерна поизита. Биотит в породах почти целиком разложен. На его месте образуются параллельноволокнистые мелкочешуйчатые сростки серицита, содержащие округлые зерна эпидота. В других случаях на месте биотита возникают скопления различно ориентированных чешуек бесцветной слюды. В основной массе серицит развивается отдельными листочками по альбиту и вдоль границ минералов, а иногда концентрируется в виде тонкой прерывистой оторочки на периферии вкрапленников плагиоклаза.

В описанных выше плагиогранит-порфирах уже отмечалось образование сферолитов. Увеличение содержания последних приводит к появлению сферолитовых разновидностей пород, пользующихся распространением как среди даек, так и в больших по площади интрузивных телах.

б) Сферолитовые микроплаггиогранит-порфиры. В связи с развитием сферолитов вкрапленники в породах становятся

редкими или исчезают. В типичных сферолитовых разностях радиально-лучистые сростки плагиоклаза являются преобладающими. Они имеют один, реже два центра нарастания и содержат большое количество тонких микропегматитовых вростков кварца. Размер сферолитов для одного и того же выхода одинаков и колеблется от 1 до 2 мм в поперечнике. Форма сферолитов овальная, реже сплюснутая и правильная сферическая. При соприкосновении соседних сферолитов граница между ними извилистая, но в общем ровная. Нередко можно видеть, что направление границы делит угол между лучами соседних сферолитов пополам. В краевых частях микропегматитовая структура сростков, вследствие укрупнения участков альбита и кварца часто оказывается более четко выраженной. Иногда сферолиты оканчиваются тонкой неправильной оторочкой кварца, угасающего одновременно с его микропегматитовыми вростками. Это угасание является одинаковым для всего сферолита или для его отдельных секторов. Нередко в сферолитах содержатся мелкие идиоморфные таблички плагиоклаза, которые отчасти подвергаются замещению веществом сферолитов и, таким образом, являются более ранними образованиями.

В промежутках между сферолитами развиты мелкозернистые агрегаты кварца и альбита. Местами более крупные (0.5 мм) зерна последнего еще содержат микропегматитовые вростки кварца, но обычно они представлены мелкими идиоморфными по отношению к кварцу табличками. В этих позднее кристаллизовавшихся мелкозернистых участках концентрируются биотит и рудные компоненты. Биотиту принадлежат как более крупные (до 0.5 мм), так и мелкие чешуйки, дающие радиально-лучистые сростки. Биотит развивался вдоль границ минералов и иногда цементировал агрегаты зерен кварца и альбита. В ассоциации с биотитом встречаются оростки мелких тонких бурых табличек гематита, циркон, апатит и титанит. Мелкозернистые агрегаты второй генерации слегка корродируют сферолиты, причем наиболее подвижными оказываются биотит и гематит, которые проникают в их центральные части.

Принимая во внимание геологическую обстановку залегания плагиогранитов, образование сферолитовых структур следует ставить в связь с значительной вязкостью магмы. Только после того как в остаточных растворах произошло накопление небольшого количества летучих, появились зернистые агрегаты минералов, в том числе биотит и акцессорные. При вторичных изменениях в альбите появляется очень немного точечных выделений цоизита и довольно много чешуек серицита. Вторичные продукты в мелкозернистом альбите пользуются ничтожным распространением. Биотит почти целиком оказался обесцвеченным, и на месте его листочков возникают агрегаты различно ориентированных мелких чешуек бесцветной слюды и, значительно реже, хлорит.

Среди даек в северо-восточной части района встречаются породы, также обладающие сферолитовыми структурами, но содержащие калиевый полевой шпат.

В одном случае наблюдалось порфиоровое сложение породы. В ней вкрапленники представлены сильно корродированным кварцем и редкими (три зерна в шлифе) табличатыми выделениями ортоклаза. Последний сохранился плохо, так как подвергся энергичной альбитизации, в результате которой от него остались неправильные участки среди образовавшегося на его месте альбита. Вкрапленники окружены сферолитовыми сростками, которые нарастают к их границам нормально или под некоторым углом.

В других дайках порфиоровое строение в породах отсутствует, и калиевый полевой шпат развит в ничтожной примеси в виде округлых

мелких выделений в зернистых агрегатах между сферолитами. Здесь он также содержит пертитовые вросстки замещения и образуется одновременно с кварцем. В остальном породы аналогичны описанным выше сферолитовым плагиогранитам.

Таким образом, все эти разности гранитоидов, ввиду небольшой примеси калиевого полевого шпата, не отвечают нормальным гранитным породам, и мы вправе включить их в ту же группу плагиогранитов. Только в одном случае в жильной породе, обладающей сферолитовым сложением, среди зернистых агрегатов второй генерации калиевый полевой шпат присутствовал в большом количестве; эту разность можно назвать сферолитовым гранитом.

в) Микроплагиограниты. Светлосерые микроплагиограниты пользуются довольно значительным распространением как в крупных, так и в мелких телах. Иногда они встречаются совместно с белыми и желтоватыми разностями. Их особенностью является присутствие тонко распыленного гематита, благодаря чему в окраске пород появляются серые оттенки. Гематит представлен сростками тонких чешуек, нередко просвечивающих в краях бурым. Гематит располагается в промежутках между зернами кварца и полевых шпатов и нередко образует в них тончайшие вросстки. Около зерен гематита сохраняются каемки обесцвеченных или хлоритизированных мелких чешуек биотита. Они развиваются также вдоль границ других минералов, причем можно проследить все стадии изменения биотита, на месте которого образуется или светлозеленый хлорит, или бесцветная, а в других случаях едва желтоватая вторичная слюда. Среди продуктов замещения биотита наблюдаются редкие включения апатита и мелких зерен эпидота. Вторичные изменения полевых шпатов аналогичны тем, которые описаны выше. Для них следует отметить слабую каолинизацию как калиевого полевого шпата, так и плагиоклаза. Наиболее крупные зерна плагиоклаза не превышают 0.5 мм. Они иногда обладают зональным строением и имеют небольшие ядра, отвечающие олигоклазу № 20, в то время как большая часть зерен сложена альбитом № 5. Изредка в плагиоклазе можно видеть остатки замещенного калиевого полевого шпата.

Выделения плагиоклаза сцементированы многочисленными мелкими зернами (0.3—0.5 мм) кварца, иногда содержащими идиоморфные включения таблиц альбита. Кроме того, в кварце наблюдаются многочисленные мелкие неправильные включения альбита. Они плохо заметны, и их присутствие узнается по развитию на их месте чешуек серицита. В других случаях сростания альбита и кварца приближаются к микропегматитовым. В кварце нередко присутствуют включения мелких иголок рутила и призмочек апатита. Таким образом, структура этих пород приближается к микропойкилитовой.

Кристаллизация пород началась с выделения плагиоклаза и небольших количеств калиевого полевого шпата, который при дальнейших магматических реакциях подвергся альбитизации и оказался почти целиком уничтоженным. Далее происходило выпадение кварца, содержащего тонкие прорастания альбита. При этом кварц отчасти корродирует ранее образовавшиеся мелкие таблички плагиоклаза.

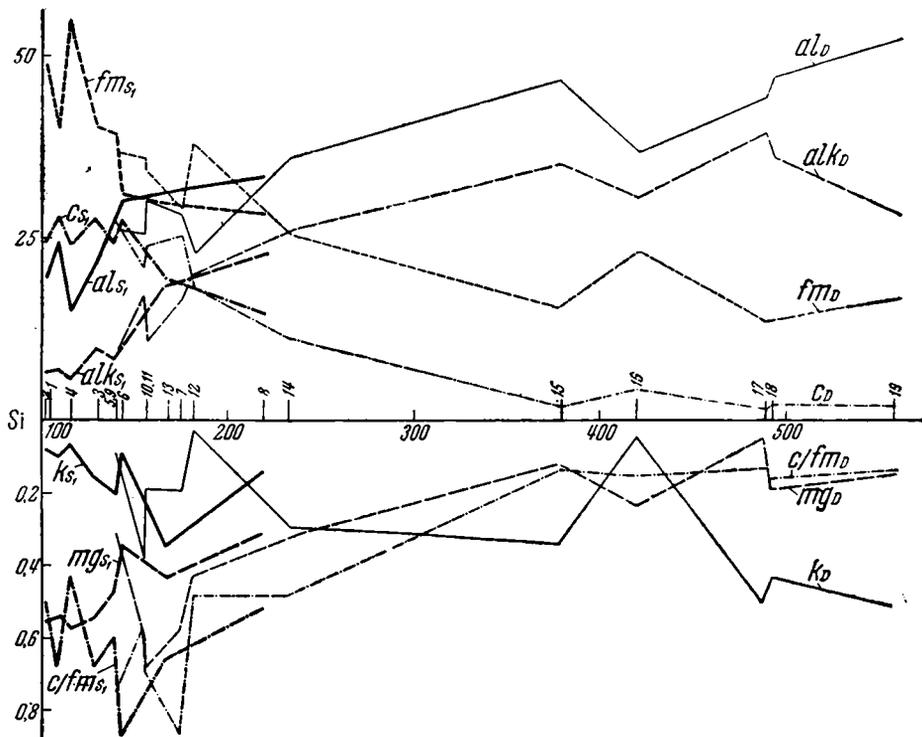
К числу более поздних выделений относятся мелкие зерна кварца, лишённые включений альбита, а также биотит, апатит и гематит, развитые в промежутках между ранее образовавшимися компонентами. Сравнительно со сферолитовыми породами эти разности гранитоидов содержат значительно больше гематита.

Все гранитоиды несут следы слабого раздробления. Оно сказывается в волнистом угасании кварца и наличии тонких кварцевых прожилков.

Состав и структура плагиогранитовых пород весьма оригинальны. Их структуры типичны для магматических тел, застывших на очень небольшой глубине, подтверждение чему мы находим также и в условиях их залегания. В соответствии с этим находится развитие в плагиогранитах преимущественно гематита, а не магнетита. Первичный плагиоклаз, судя по количественному и качественному составу образовавшихся за его счет вторичных продуктов, очень мало отличался от присутствующего в них альбита, и только в одном случае в ядрах зонального полевого шпата был обнаружен кислый олигоклаз. Калиевый полевой шпат содержится только в тонких жильных телах, тогда как более крупных выходах мы находим его остатки, уцелевшие от магматических реакций первых стадий кристаллизации пород. По составу плагиограниты являются интрузивной фацией той магмы, которая в среднем девоне давала излияния кварцевых альбитофиров.

8. Химический состав эффузивов

Химические анализы пород нашего района приведены в табл. 1. Они выполнены в химической лаборатории ИГН аналитиками Е. Шишовой и А. Разживиной.



Фиг. 2.

В анализ были переданы образцы пород, отличавшиеся наибольшей свежестью и сохранностью минералогического состава и структур, без видимых явлений позднейшего гидротермального метаморфизма.

№ анализов ¹	Название пород	№ образцов	Химический состав				
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	Диабазовый пироксен-плагноклазовый порфирит S ₁	1507	46.56	0.94	17.95	4.38	5.39
			776 ²	11	176	28	75
8	Роговообманковый порфирит S ₁	3400	62.28	0.49	16.23	5.22	1.74
			1037	6	159	33	25
12	Диабаз D ₁	2218	59.18	0.78	12.82	6.02	2.93
			986	10	125	38	40
16	Альбитофир D ₁	5549	75.39	0.49	11.20	1.72	2.99
			1256	6	110	11	42
9	Диабаз D ₂	515/1	51.98	2.53	16.20	9.49	2.54
			866	31	159	59	35
14	Пироксен-плагноклазовый порфирит D ₂	2286	62.04	1.10	16.38	3.30	2.25
			1034	14	161	21	32
19	Кварцевый порфир D ₂	5454	77.56	0.26	12.27	1.41	1.10
			1292	4	121	9	15

Из данных пересчетов по методам П. Ниггли и Ф. Ю. Левинсон-Лесинга видно, что они принадлежат к базальтовым, андезитовым и липаритовым магмам.

Породы нижнего силура представлены анализами диабазовых пироксен-плагноклазовых порфиритов и роговообманковых порфиритов. Диабазовые пироксен-плагноклазовые порфириты относятся к базальтовым магмам, роговообманковые порфириты — к андезитовым магмам.

Из пород нижнего девона проанализированы диабазы и альбитофиры. Диабазы, содержащие под микроскопом реликты лабрадора, отличаются несколько повышенным содержанием SiO₂, что, вероятно, связано с альбитизацией первичного плагноклаза и выносом CaO. Последнее обстоятельство нашло отражение в пониженном значении коэффициента *c*. Альбитофиры являются представителями липаритовых и липарит-дацитовых магм.

¹ Номера анализов отвечают нумерации их в сводной табл. 3.

² Цифры под %/0 содержанием окислов относятся к их молекулярным количествам.

ово Майкаинского района

MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Cl	CO ₂	+H ₂ O	-H ₂ O	Сумма
0.18 2	11.14 199	6.25 156	0.48 5	2.83 45	0.14 2	0.26 2	нет —	0.08 —	3.43 179	0.22 12	100.23
0.07 1	3.93 70	1.73 43	1.51 16	5.72 92	0.22 3	0.27 2	нет —	нет —	0.81 45	0.18 10	100.40
0.11 1	5.54 99	3.58 89	0.38 4	6.59 106	0.03 —	0.40 3	нет —	нет —	0.74 41	0.16 9	100.26
0.04 —	0.70 13	0.78 20	0.41 4	5.44 88	0.07 1	0.12 1	нет —	нет —	0.91 50	0.16 9	100.42
0.09 1	9.45 169	2.82 70	0.54 5	2.96 48	0.09 1	0.24 2	нет —	0.49 11	0.79 44	0.26 14	100.47
0.15 2	3.09 55	1.50 37	3.24 34	4.94 80	0.18 2	0.36 3	0.01 —	нет —	1.30 72	0.25 13	100.09
0.01 —	0.30 5	0.24 6	3.17 34	1.98 32	0.12 1	0.04 —	нет —	0.12 3	1.49 83	0.28 15	100.35

Среднедевонские эффузивы представлены анализами диабазов, пироксен-плаггиоклазовых порфиритов, альбитофиров и кварцевых порфиров. Диабазы отвечают типичным разностям базальтовых, а пироксен-плаггиоклазовые порфириты андезитовых магм. Анализы альбитофиров были нами взяты у Д. С. Коржинского (1932). Характерной особенностью их является высокое содержание K₂O и отсутствие калиевого полевого шпата в породах, что объясняется замещением его альбитом. Проанализированный нами кварцевый порфир является типичным представителем липаритовых и кварцево-порфиритовых магм.

Для построения вариационной диаграммы (фиг. 2), кроме наших анализов, были использованы химические данные, имеющиеся в отчетах экспедиции (Н. Г. Сергиева, А. А. Богданова и В. И. Гоньшаковой) и в печати (Д. С. Коржинского), приведенные в табл. 2. В табл. 3 и 4 даны результаты пересчетов этих анализов по методам П. Ниггли и Левинсон-Лессинга.

Вариационная диаграмма составлена по коэффициентам П. Ниггли, причем в нее вошли все анализы табл. 3, в том числе анализы 1, 5, 10, 13, 18, имеющие близкие значения *si*. Построенная таким образом диаграмма показывает, что в породах ниже него с и л у р а с повышением

№ анализов	Название пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
2	Андезит-порфирит S ₁ , р-н Караганды, А. А. Богданов	48.08 801	0.74 9	14.60 143	3.59 23	8.02 111	0.14 2
3	Пироксен. плагиоклаз.-порфирит S ₁ ¹⁺² хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова . . .	51.30 855	0.93 11	14.50 142	6.09 38	3.09 43	0.14 2
4	Андезит-порфирит S ₁ , р-н Караганды А. А. Богданов	49.90 831	1.06 13	11.12 109	3.57 23	8.76 122	0.19 3
5	Андезит-порфирит S ₁ , р-н Караганды, А. А. Богданов	52.33 871	0.89 11	17.48 172	3.01 19	6.48 90	0.15 2
6	Андезит-порфирит S ₁ , р-н Караган- ды, А. А. Богданов	52.07 857	1.36 17	18.72 183	3.27 20	6.03 83	0.15 2
7	Плагиокл. порфирит S ₁ , хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова	54.66 911	0.86 11	17.62 173	3.58 23	3.27 45	0.10 1
10	Гиперстеновый андезит D ₁ , хр. Ере- мень-тау, Н. Г. Сергиев	55.67 927	0.94 11	18.37 180	2.15 13	2.76 39	0.11 1
11	Эпироговообманковый порфирит D ₁ , хр. Еремень-тау, Н. Г. Сергиев	53.80 896	1.38 17	15.11 148	4.90 31	2.11 29	0.11 1
13	Плагиоклазов. андезит D ₁ , хр. Ере- мень-тау, Н. Г. Сергиев	55.44 923	1.51 19	15.44 151	2.68 17	2.12 29	0.11 1
15	Фельзитовый альбитофир D ₁ , обра- зец 48а/2425, Экибастузский р-н, Д. С. Коржинский	71.37 1189	0.45 6	14.91 146	2.70 17	0.71 10	0.02
17	Розовый фельзит D ₂ , образ. 72а/2425, Экибастузский р-н, Д. С. Коржин- ский	76.25 1270	0.07 1	11.69 115	1.88 12	0.80 11	0.02
18	Флюид. фельзит. альбитофир D ₂ , образ. № 619/2425, Экибастузский, р-н, Д. С. Коржинский	76.08 1268	0.22	12.46 123	1.75 11	0.59 8	0.01

CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Cl	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
10.08 180	8.01 200	0.43 4	2.91 47	— —	0.09 1	—	—	3.67 204	—	100.36
10.26 183	5.86 146	0.95 11	3.42 55	0.07 1	0.48 4	—	0.88 19	2.26 125	0.28 15	100.51
9.82 175	9.10 227	0.33 3	2.43 39	— —	0.08 1	—	— —	3.78 210	—	100.14
8.40 150	4.68 117	0.98 11	2.68 43	0.14 2	0.89 6	0.01	— —	3.15 175	0.20 11	100.59
9.32 166	2.61 65	0.64 6	3.71 60	0.02 —	0.40 3	следы	— —	2.02 112	0.08 4	100.40
6.05 108	2.84 71	3.28 35	4.14 67	0.07 1	0.95 7	0.02	0.83 19	1.79 99	0.25 14	100.39
8.03 143	5.58 139	1.21 13	3.28 53	— —	0.31 2	—	— —	1.81 101	—	100.22
6.83 121	4.69 117	3.64 38	3.76 61	— —	0.49 4	—	— —	3.36 186	—	99.73
7.47 133	3.60 90	1.58 17	4.48 72	— —	0.48 4	—	— —	4.85 259	—	99.76
0.42 7	0.25 6	3.60 38	4.49 73	— —	— —	—	нет —	0.64 35	0.35 20	99.91
0.33 5	0.09 2	5.40 57	2.84 46	— —	— —	—	0.12 3	0.34 19	0.20 11	100.03
0.34 6	0.27 7	3.87 41	3.27 53	— —	— —	—	0.18 5	0.71 40	0.38 21	100.13

Данные пересчетов анализов по методу П. Нигли

№ анализа	Название породы	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	c'fm
1	Диабазовый пироксен-плагноклазовый порфирит S ₁ , Обр. № 1507, Майкаин	108.81	1.54	0.27	24.68	40.40	27.91	7.01	0.10	0.54	0.68
2	Андезитовый порфирит S ₁ , Карагандинская область, А. А. Богданов	102.28	1.22	0.12	19.51	48.98	24.55	6.96	0.08	0.55	0.50
3	Пироксен-плагноклазовый порфирит S ₁ ¹⁺² , хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова	129.87	—	—	21.57	40.58	27.82	10.03	0.16	0.54	0.68
4	Андезитовый порфирит S ₁ , р-н Караганды, А. А. Богданов	114.74	1.79	0.13	15.05	54.97	24.18	5.80	0.07	0.57	0.43
5	Андезитовый порфирит S ₁ , р-н Караганды, А. А. Богданов	139.81	1.65	0.96	27.61	39.65	24.07	8.67	0.20	0.47	0.60
6	Андезитовый порфирит S ₁ , р-н Караганды, А. А. Богданов	143.31	2.81	0.49	30.25	31.40	27.44	10.91	0.09	0.34	0.87
7	Плагноклазовый порфирит S ₁ , хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова	166.98	—	—	31.69	29.85	19.78	18.68	0.34	0.43	0.66
8	Роговообманковый порфирит S ₁ , обр. № 3400, Майкаин	219.66	1.27	0.42	33.68	28.60	14.83	22.89	0.14	0.31	0.52
9	Диабаз D ₂ , обр. 515 1, Майкаин	140.07	5.12	0.33	26.28	37.03	27.93	8.76	0.09	0.31	0.75
10	Гиперстеновый андезит D ₁ , хр. Еремень-тау, Н. Г. Сергиев	156.04	1.85	0.33	30.30	34.51	24.08	11.11	0.19	0.67	0.69
11	Эпироговообманковый порфирит D ₁ , хр. Еремень-тау Н. Г. Сергиев	155.28	2.94	0.69	25.65	36.22	20.97	17.16	0.38	0.57	0.57
12	Диабаз D ₁ , обр. 2218, Майкаин	182.60	1.85	0.55	23.15	38.15	18.33	20.37	0.03	0.43	0.48
13	Плагноклазовый андезит D ₁ , хр. Еремень-тау, Н. Г. Сергиев	175.18	3.60	0.75	28.66	29.23	25.22	16.89	0.19	0.58	0.86
14	Пироксен-плагноклазовый порфирит D ₂ , обр. № 2286, Майкаин	233.38	3.78	0.67	36.34	25.51	12.42	25.73	0.29	0.32	0.48
15	Фельзит. альбитофир D ₁ , обр. № 48а/2425, Экибастузский р-н, Д. С. Коржинский	378.67	1.57	—	46.49	15.92	2.23	35.36	0.34	0.12	0.14
16	Альбитофир D ₁ , обр. № 5549, Майкаин	420.07	2.00	0.33	36.79	28.12	4.33	30.76	0.04	0.23	0.15
17	Розовый фельзит D ₂ , обр. № 720—2425, Экибастузский р-н, Д. С. Коржинский	488.45	—	—	44.23	14.23	1.92	39.62	0.55	0.05	0.13
18	Флюидаальный фельзит. альбит. D ₂ , обр. № 619—2425, Экибастузский р-н, Д. С. Коржинский	492.59	—	—	47.31	14.23	2.31	36.15	0.43	0.19	0.16
19	Кварцевый порфир D ₂ , обр. № 54 54, Майкаин	559.29	1.73	—	52.38	16.88	2.16	28.58	0.51	0.15	0.13

Данные пересчетов анализов по методу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга

№ анализов	Название пород	№ образцов	$\overline{RO} : R_2O_3 : SiO_2$	α	β	γ	$R_2O : RO$	
1	Диабазовый пироксен-плагноклазовый порфирит S_1 . . .	1507	2.36 : 1 : 3.80	1.41	88	1.13	1 : 8.64	Базальтовая магма
2	Роговообманковый порфирит S_1	3400	1.28 : 1 : 5.40	2.52	42	2.37	1 : 1.28	Щелочно-земельные магмы. Семейство андезитов и порфиритов
12	Диабаз D_1	2218	2.08 : 1 : 6.04	2.37	51	1.96	1 : 2.00	
16	Альбитофир D_1	5549	1.38 : 1 : 10.38	4.74	23	4.36	1.22 : 1	По коэффициенту кислотности отвечает семейству липаритов, а по остальным коэффициентам семейству липарито-дацитов
9	Диабаз D_2	515/1	1.50 : 1 : 3.97	1.76	62	1.58	1 : 5.18	Магма щелочно-земельная, семейство диоритов
14	Пироксен-плагноклазовый порфирит D_2	2286	1.31 : 1 : 5.68	2.63	41	2.45	1 : 1.10	Промежуточное положение между андезитовыми и андезито-трахитовыми магмами
19	Кварцевый порфир D_2 . . .	5454	0.70 : 1 : 9.93	5.36	17	5.84	2.15 : 1	Семейство липаритов и кварц-порфиритов

числа si увеличивается значение al и alk и падают величины коэффициентов fm и c . В поведении чисел k и mg нет никакой закономерности, но для них всюду значение k меньше значения mg . Величина коэффициента c/fm вначале резко возрастает, а затем вновь постепенно падает к роговообманковым порфиритам.

Вариационные кривые для пород девона охватывают значительно более разнообразную серию пород, включая альбитофиры и кварцевые порфиры. Для них характерно то, что с увеличением si понижаются значения чисел fm , c , c/fm и mg от диабазов и порфиритов к альбитофирам и порфирам и повышаются значения коэффициентов al , alk и k с некоторыми колебаниями в альбитофирах нижнего девона (анализ 16).

Сопоставление данных для диабазовых порфиритов нижнего силура (анализ 1) и диабазов девона нашего района (анализы 9 и 12) приводит к выводу о том, что диабазы девона имеют большее значение si и, следовательно, являются более кислыми. Кроме того, они имеют повышенные величины коэффициентов для alk , al и c/fm и пониженные для fm и mg . Значения чисел c и k для пород одинаковы.

При сопоставлении эффузивов андезитового ряда нижнего силура (анализ 8) и девона (анализ 14) видно, что в породах девона также увеличиваются числа si , al и alk . Уменьшается значение чисел c/fm и c . Близкими по значению остаются величины k и mg .

Сопоставление производных андезитовых магм с таковыми других районов при рассмотрении вариационной диаграммы приводит в общем к аналогичным выводам, несмотря на ряд мелких отклонений. Анализ вариационных кривых для пород нижнего силура и пород девона приводит к следующему заключению: 1) породы девона обладают более повышенной кислотностью; 2) в породах нижнего силура и девона с одинаковой или близкой величиной числа si мы имеем для девонских эффузивов больший коэффициент fm и mg , меньший al и c/fm . Остальные величины испытывают близкие колебания.

Таким образом, общая направленность магматических явлений от нижнего силура к девону характеризуется повышением кислотности, щелочности и уменьшением отношения $CaO : FeO + MgO$.

Е. Породы герцинского интрузивного комплекса

1. Габбро-диабазы

Под микроскопом в составе габбро-диабазов обнаружены следующие минералы: главные — плагиоклаз, пироксен, роговая обманка; второстепенные — апатит, титано-магнетит, кварц; вторичные — альбит, эпидот, цоизит, актинолит, хлорит, серицит, пирит и карбонат.

Плагиоклаз — вторичный альбит — образует широкие таблицы и брусочки размером от 0,3 до 0,2 мм и, реже мелкие, неправильной формы зерна величиной от 0,1 до 0,5 мм. Минерал сложен в простые и полисинтетические двойники. В исключительно редких случаях наблюдался первичный лабрадор № 53.

Пироксен развит в виде бесцветных или слегка буроватых короткопризматических, обыкновенно неправильных зерен величиной от 0,5 до 3 мм. В шлифе бесцветный или слегка буроватый. $cNg = 40^\circ; 50^\circ; Ng-Np = 0,022$. По оптическим свойствам принадлежит авгиту.

Роговая обманка присутствует в виде неправильных зерен, размером от 0,1 до 1,5 мм. Преобладают выделения величиной 0,5 мм. Окраска амфибола бурая. Угол угасания $cNg = 17^\circ$.

Кварц. Изредка в породах присутствует первичный кварц в виде ксеноморфных зерен, размером до 0,1 мм.

Апатит представлен тонкими призмами и короткостолбчатыми кристаллами. Титано-магнетиту принадлежат неправильные зерна величиной от 0,1 до 0,8 мм. Он обычно замещен лейкоксомом.

Эпидот образует мелкие высокополяризующие зерна величиной до 0,5 мм. Обычно бесцветен, иногда обладает светложелтой окраской.

Цоизит развит в большом количестве, образуя тонко- и мелкозернистые низко-двупреломляющие агрегаты, иногда обладающие аномальными синими интерференционными окрасками.

Актинолит развит в виде тонких игл и параллельноволокнистых сростков. Минерал плеохроит от голубовато-зеленого по Ng до светложелто-зеленого по Np. Угол угасания cNg колеблется от 14 до 18°.

Пеннин представлен мелкими листочками и их скоплениями величиной от 0,1 до 0,5 мм. Плеохроитует в светлозеленых тонах. Иногда наблюдается почти бесцветный клинохлор.

Пирит образует мелкие, до 0,5 мм зерна, подвергающиеся замещению лимонитом. Карбонат встречается в породах редко, в виде неправильных мелких выделений.

Породы отличаются непостоянством зернистости.

В Майкаинском массиве развиты главным образом средне-, иногда крупнозернистые разновидности. Значительно большим распространением, особенно в жильных телах, пользуются мелкозернистые габбро-диабазы, а в массиве, кроме того, довольно часто встречаются плотные микрогаббро, нередко внешне с трудом отличимые от диабазов. Это разнобразие внешних и структурных признаков отвечает условиям залегания пород и кристаллизации их на небольшой глубине.

По минералогическому составу эти породы почти тождественны. Они обладают преимущественно офитовыми структурами, лишь изредка в дайках наблюдается порфировое сложение, обусловленное присутствием мелких вкрапленников плагиоклаза.

Габбро-диабазы изменены автометаморфическими, а в рудной зоне, дополнительно, гидротермальными процессами. Автометаморфизм особенно сказался на плагиоклазе и в меньшей степени затронул пироксен.

Породы состоят из брусочков измененного плагиоклаза, между которыми располагаются неправильные зерна более или менее сохранившегося пироксена. Количество плагиоклаза и пироксена в породах были приблизительно равными.

Первичные структуры в габброидах затушеваны вторичными процессами. Судя по реликтовым признакам, среднезернистые габбро в массиве обладали местами габбровыми структурами, с неясным порядком кристаллизации метасиликата и плагиоклаза. Разности с габбровой структурой связаны переходами с офитовыми. Первыми в породах кристаллизовались тонкие призмы апатита, включенные в плагиоклазе. Затем в разностях с офитовой структурой происходило выделение плагиоклаза, который в жильных телах изредка слагает порфировые выделения величиной до 3 мм. После плагиоклаза, или одновременно с ним, происходило выделение неправильных зерен пироксена. Авгит иногда захватывал при росте мелкие таблички полевого шпата, вследствие чего образовались участки, обладавшие пойкилоофитовыми структурами.

Позднее в породах Майкаинского массива иногда появлялась роговая обманка. Она отчетливо развивалась метасоматически в краевых и центральных частях выделений авгита и замещала пироксен целиком в виде агрегата неправильных и различно ориентированных зерен. Помимо этого, роговая обманка образует самостоятельные зерна, располагающиеся между выделениями плагиоклаза. К этим же моментам была приурочена кристаллизация короткопризматических зерен апатита и титаномагнетита, оседающих в углублениях контуров выделений пироксена, а также развитых между ранее возникшими минералами.

Спорадически появляющийся в габбро-диабазе кварц представляет последнее магматическое образование. В ассоциации с ним часто наблю-

даются отдельные чешуйки хлорита, имеющие характер замещенного биотита. Кварц содержит включения апатита; последний, следовательно, кристаллизовался в габбро-диабазовых в течение всего времени их формирования.

Автогидротермальные процессы обусловили в породах обычные для габброидов картины полной сосюритизации плагиоклаза, актинолитизации и хлоритизации пироксена и обесцвечивания (актинолитизация) первичного амфибола. Образующийся вторичный альбит обильно пропитан скоплениями эпидота или цоизита, проросшими серицитом.

Среди вторичных новообразований, возникших за счет авгита, преобладает актинолит. Можно проследить все стадии актинолитизации вплоть до полного уничтожения пироксена. Хлоритизация развита значительно слабее и затрагивает как авгит, так и актинолит. Породы содержат тонкие трещинки фаздробления, выполненные кварцем и эпидотом.

В тех случаях, когда дайки габбро-диабазов залегают в рудных зонах, они оказываются фаздробленными и рассланцованными. При этом в породах возникают изгибающиеся трещины и полосы смятия, шириной до 0,5 мм, вдоль которых развиты параллельноволокнистые скопления хлорита и актинолита. При большем смятии и изменении пород пироксен и актинолит почти целиком замещаются хлоритом или хлоритом и карбонатом. Иногда появляются скопления табличек пренита. В полосах, обогащенных хлоритом и образовавшихся благодаря замещению метасиликатов, встречаются редкие зерна эпидота. На месте плагиоклаза развиваются скопления серицита, содержащие немного мелких зерен эпидота. От этих пород мы постепенно переходим к сильно рассланцованным разностям, по составу отвечающим актинолит-серицит-хлоритовым сланцам. В них в качестве признака, унаследованного от габбро-диабазов, можно отметить неравномерное линзообразное распределение хлорита, актинолита и серицита. Количество эпидота в сланцах значительно меньше, чем в обычных габбро-диабазовых. Хлорит представлен как пеннином, так и клинохлором, и среди их чешуйчатых агрегатов присутствуют редкие зерна пирита. Д. А. Тимофеевский и А. П. Божинский (1939) указывают, что у контакта с рудными телами актинолит-хлорит-серицитовые сланцы в свою очередь сменяются кварцево-серицитовыми. Таким образом, гидротермальный метаморфизм габбро-диабазов сопровождался образованием минералов, содержащих гидроксильную группу с большим или меньшим выносом СаО и привносом SiO₂ и K₂O.

2. Кварцевые сиениты

Кварцевые сиениты обнаружены в одном небольшом интрузивном теле, расположенном в северной части района. В его центральной части развиты среднезернистые, а в краевых фациях мелкозернистые разности.

Под микроскопом в составе пород установлены следующие минералы: плагиоклаз (вторичный альбит), ортоклаз, кварц, пироксен, биотит, апатит, титано-магнетит, эпидот, цоизит, актинолит, хлорит, серицит и лейкоксен. Содержание кварца в среднезернистых разностях около 10%, а в мелкозернистых падает до 5%.

Среднезернистые разности кварцевых сиенитов обладают порфириновидным сложением. Кристаллизация пород началась с выделения тонких длинных призм апатита, включенных в порфириновых выделениях плагиоклаза. Последние представлены удлинёнными идиоморфными зёрнами величиной около 3 мм, сложенными в двойники карлсбадского, манебахского, альбитового и периклинового законов. С течением времени ко-

личество кристаллизационных центров увеличивалось, в результате чего в размерах зерен плагиоклаза первого поколения мы наблюдаем все переходы от порфирированных выделений до индивидуумов величиной в 0.5 мм. Далее началась кристаллизация ортоклаза. Он не образует самостоятельных зерен, а нарастает в виде метасоматических оболочек, шириной до 0.5 мм, вокруг выделений плагиоклаза и повторяет его кристаллографические очертания, причем в ортоклазе из плагиоклаза продолжают двойниковые швы карлсбадского и манебахского закона. Границы плагиоклаза и калиевого полевого шпата иногда остаются довольно ровными и подчеркиваются присутствием вторичных продуктов. В других случаях ортоклаз явно корродирует плагиоклаз, вдаваясь в него неглубокими заливами. Оторочки калиевого полевого шпата содержат большое количество сохранившихся участков плагиоклаза, причем последние вытянуты главным образом вдоль спайности (001) и угасают одновременно с плагиоклазом, на который нарастает ортоклаз. Распределение участков плагиоклаза в ортоклазе неравномерное: иногда их больше около плагиоклаза, иногда, наоборот, они концентрируются у внешних краев оторочки ортоклаза.

Соотношения этих двух полевых шпатов можно объяснить тем, что первоначальный плагиоклаз обладал резко выраженной зональностью и его внешняя более кислая зона подверглась замещению ортоклазом. В пользу этого вывода говорит правильность очертаний и одинаковая ширина ортоклазовых оболочек как около крупных, так и около мелких выделений плагиоклаза, а также то, что участки плагиоклаза в ортоклазе почти лишены таких продуктов сосюритизации, как эпидот и цоизит, развитых в зернах плагиоклаза. Ортоклаз замещает не только внешнюю оболочку плагиоклаза, но отчасти проникает в центральные части его зерен с образованием антипертитов, ориентированных главным образом в направлении спайности (001) и, реже, по (010). Более отчетливо картины замещения мы видим в мелкозернистых кварцевых сиенитах, в плагиоклазе которых калиевый полевой шпат образует тонкие вросстки (стержни) по (010), от которых затем развиваются мелкие зубчатые вросстки ортоклаза по (001), постепенно вытесняющие первоначальный минерал.

Далее в породах кристаллизуются мелкозернистые агрегаты, располагающиеся в интерстициях между описанными выше выделениями плагиоклаза и ортоклаза. В их составе главную роль играет ортоклаз и кварц и небольшим распространением пользуются пироксен, плагиоклаз, титано-магнетит и биотит.

Первым из этих минералов образовался авгит, которому принадлежат мелкие (до 0.3 мм) призматические бесцветные зерна ($cNg=43^\circ$). Вместе с пироксеном иногда появляются редкие неправильные выделения титано-магнетита и плагиоклаза. Затем происходит кристаллизация ортоклаза и, наконец, ксеноморфных зерен кварца, по отношению к которому калиевый полевой шпат обладает отчетливым идиоморфизмом. Выделения полевых шпатов и кварца второй генерации не превышают 0.2 мм и содержат включения игл апатита. Минералы второго поколения ведут себя активно по отношению к полевым шпатам первого поколения. Они проникают в них вдоль трещин спайности и дают коррозионные заливы. Последним в породах кристаллизовался биотит, мелкие чешуйки которого (около 0.1 мм) развиваются вдоль границ ранее образовавшихся минералов и содержат иногда включения тонких зерен титанита. Биотит нередко замещает пироксен.

Структура мелкозернистых кварцевых сиенитов аналогична вышеописанной. Разница заключается в том, что размер выделений плагиоклаза первого поколения не превышает 1 мм и оторочки ортоклаза на них

являются более узкими. Среди минералов второго поколения содержится меньше ортоклаза и кварца и преобладает плагиоклаз.

Вторичные изменения в породах развиты довольно широко. В результате их первичный плагиоклаз сосюритизирован и замещен вторичным альбитом (№ 6), содержащим точечные вроски цоизита, эпидота и чешуек серицита. На месте пироксена развиваются параллельноволокнистые сростки светлозеленого актинолита ($cNg=15^\circ$). Биотит в значительной степени хлоритизирован и превращен в леннин, среди чешуек которого присутствуют зерна эпидота. Титано-магнетит замещен лейкоксеном, а калиевый полевой шпат каолинизирован. Позднее порода подверглась слабому раздроблению и образовавшиеся трещинки выполнены эпидотом.

3. Оливиновые габбро

Эти породы встречены лишь в одном месте, а именно на расстоянии 1.5 км к востоку от месторождения Эльток.

Породы состоят из плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена, играющего в составе пород второстепенную роль. Из аксессуарных присутствуют апатит и титано-магнетит; вторичные представлены идингситом, серпентином и хлоритом.

Плагиоклаз-лабрадор образует идиоморфные таблицы длиной до 7 мм. Чаще размеры его зерен не превышают 2—3 мм. Кроме того, плагиоклаз иногда встречается в виде неправильных выделений.

Оливин образует округлые и неправильные зерна, обладающие светлозеленой окраской и оптически отрицательным характером.

Авгит присутствует в небольшом количестве в виде коротких призм и неправильных выделений длиной до 4 мм. В шлифе пироксен окрашен в светлозеленый цвет. Угол угасания $cNg = 47^\circ$. Угол оптических осей $2V = +58^\circ$.

Апатит наблюдается в породах редко, в виде призматических зерен.

Титано-магнетит, в противоположность апатиту, присутствует в породах в довольно большом количестве в виде неправильных зерен.

Идингсит присутствует в виде листочков с хорошо выраженным плеохроизмом от желтого по Ng до светложелтого по Np.

Магнетит вторичный встречается в виде мелких зернышек и их скоплений.

Хлорит представлен агрегатами чешуек, плеохроизирующих в светлозеленых тонах.

Оливиновые габбро состоят главным образом из плагиоклаза, содержащегося в породах в количестве 50—60%. Из других минералов главную роль играет оливин (25—30%). Остальные компоненты развиты в подчиненном количестве. Породы неравномерно зернисты, что обусловлено присутствием больших выделений лабрадора, промежутки между которыми выполнены оливином, пироксеном и более мелкими зернами плагиоклаза. Это обстоятельство придает породам некоторую порфирированность. Идиоморфизм крупных выделений плагиоклаза в отношении остальных компонентов указывает на то, что первым в породах начал кристаллизоваться лабрадор. Кристаллизация остальных компонентов сопровождалась коррозией больших выделений плагиоклаза, что подтверждается обрастанием их зернами оливина и более мелкозернистого плагиоклаза. Повидимому, формирование оливина и более мелких зерен плагиоклаза происходило одновременно и при наличии большого количества кристаллизационных центров. На это обстоятельство указывает совместное нахождение оливина и плагиоклаза II в промежутках между выделениями плагиоклаза I и одинаковая степень их идиоморфизма. Выделения оливина никогда не располагаются в центральной части вкрапленников плагиоклаза I. Это последнее обстоятельство является доказательством более ранней кристаллизации последнего.

После оливина и плагиоклаза II генерации начинает выделяться моноклинический пироксен, заполняющий промежутки между выделениями оливина и плагиоклаза с образованием участков, обладающих пойкилитовой структурой. Под микроскопом можно наблюдать случаи врастания зерен пироксена в плагиоклаз I вдоль трещин спайности последнего. Концентрация выделений титано-магнетита в участках развития мелкозернистого плагиоклаза и оливина свидетельствует о том, что он выделялся из остаточного магматического раствора. Наличие идиоморфных включений апатита в вкрапленниках плагиоклаза I и среди мелкозернистых агрегатов лабрадора II и оливина говорит о том, что его кристаллизация в породах растянулась на значительный промежуток времени. В дальнейшем породы подвергаются автометаморфизму, с образованием илдингсита, серпентина и хлорита. Наибольшим превращениям подвергается оливин, давая все перечисленные выше вторичные продукты. Кроме широко распространенной в породах серпентинизации оливина, в некоторых случаях наблюдается образование по нему илдингсита. Илдингсит в свою очередь замещается мелкочешуйчатым антигоритом, а последний — хлоритом. Серпентинизация оливина обычно начинается на краях его зерен и распространяется внутрь их по трещинам, в которых мы наблюдаем параллельноволокнистый хризотил и скопления вторичного магнетита. Иногда по оливину образуются скопления чешуек антигорита. Процесс хлоритизации захватывает главным образом серпентин, пироксен и в очень слабой степени плагиоклаз. Развитие хлорита в лабрадоре происходит вдоль неправильных трещинок, которыми разбиты выделения полевого шпата.

4. Кварцевые диорит-порфириды

Эти жильные породы пользуются небольшим распространением. В их составе констатированы следующие минералы: плагиоклаз (вторичный альбит), пироксен, роговая обманка, биотит, кварц, апатит, титано-магнетит, титанит, актинолит, эпидот, хлорит и серицит.

Среди диорит-порфиритов по составу темноцветных, можно выделить несколько разновидностей. В одних совместно присутствуют пироксен и роговая обманка, а биотит играет вполне подчиненную роль. В других развита только роговая обманка и, наконец, в третьих, кроме роговой обманки, содержится много биотита. В одном случае была встречена порода, содержащая амфибол и биотит и лишенная кварца, следовательно, по составу отвечающая диорит-порфириду.

Формирование пород началось с выделения тонких иголок апатита, включенных в порфирировых выделениях плагиоклаза. Затем последовала кристаллизация таблиц плагиоклаза величиной до 3 мм. Вероятно, в это же время в пироксенсодержащих разностях пород происходило образование небольших (≈ 1 мм) вкрапленников бесцветного авгита. Последний обладает углами угасания, равными $\alpha_{Ng} = 41^\circ; 43^\circ; 44^\circ$. Далее происходила кристаллизация основной массы, среди которой главную роль (около 60%) играет плагиоклаз, затем темноцветные ($\approx 20\%$) и, наконец, кварц ($\approx 15\%$).

В основной массе плагиоклаз образует мелкие (от 0.1 до 0.2 мм) идиоморфные зерна, между которыми располагаются такие же небольшие ксеноморфные выделения пироксена. Иногда последний содержит редкие включения очень мелких табличек плагиоклаза. Соотношения между плагиоклазом и пироксеном говорят о более поздней кристаллизации авгита. Далее образуются мелкие коротко-призматические зерна роговой обманки. Последняя обладает явным плеохроизмом от

коричневого по Ng до светложелтого по Nr и углом угасания $cNg=16-17^\circ$. Роговая обманка образует в выделениях пироксена вростки и реакционные каймы. В тех диорит-порфиритах, в которых из темноцветных присутствует только роговая обманка, она развита в основной массе и не образует вкрапленников. Затем происходит кристаллизация кварца. Его мелкие ксеноморфные зерна заполняют интерстиции между ранее образовавшимися минералами и слегка их корродируют. В кварце и плагиоклазе основной массы содержатся включения призмочек апатита. Последними в породах выделялись биотит, титано-магнетит, и титанит. Биотиту принадлежат тонкие чешуйки, проникающие вдоль границ минералов и образующие в некоторых случаях радиальнолучистые сростки. Биотит замещает роговую обманку и пироксен. Вместе с биотитом образуются мелкие зерна титано-магнетита, иногда обросшие узкими оторочками титанита. Выделения титано-магнетита вместе с ореолами из чешуек биотита врастают в роговую обманку и пироксен или оседают в углублениях их контуров.

Кристаллизация основной массы сопровождалась слабой коррозией вкрапленников плагиоклаза, в которые иногда из основной массы проникают мелкие зерна плагиоклаза в сопровождении кварца и, реже, чешуйки биотита.

Процессы автометаморфизма глубоко затронули вещественный состав пород. Они напоминают изменения, описанные для габбро-диабазов, а потому мы их охарактеризуем очень кратко.

Первичный плагиоклаз пород полностью сосюртитизирован и превращен во вторичный альбит, содержащий вростки эпидота, цоизита и серицита. Судя по количеству новообразовавшихся минералов группы эпидота, первичный плагиоклаз был не основнее андезина, а в некоторых случаях, вероятно, был представлен олигоклазом. Пироксен замещен светлозеленым актинолитом и хлоритом. Роговая обманка теряет окраску — подвергается обесцвечиванию с образованием актинолитового амфибола. Частично роговая обманка хлоритизирована. Особенно интенсивно хлоритизация затронула биотит, по которому развиваются мелкие зерна эпидота и чешуйки светлозеленого пеннинна, обладающего аномальными синими интерференционными окрасками.

Те разности пород, которые по составу отвечают диорит-порфиритам, содержат роговую обманку в количестве до 25%. Она развита лишь в основной массе пород в виде мелких зерен и частично замещена биотитом. Диорит-порфириды отличаются от описанных кварцсодержащих разностей отсутствием кварца.

5. Плагиогранит-порфиры и плагиограниты

Эти породы развиты преимущественно в центральной части района в виде более или менее значительных даек и жил. Кроме того, их выходы констатированы к юго-западу от Майкаина, около оз. Эльток, и в ряде других пунктов.

Минералогический состав плагиогранит-порфиров и плагиогранитов довольно однообразен и характеризуется присутствием плагиоклаза, кварца, биотита, циркона, апатита, титано-магнетита, титанита, эпидота, цоизита, хлорита, серицита и пирита. Что касается структур, то в соответствии с условиями залегания пород они весьма разнообразны.

Первичный плагиоклаз гранитоидов не сохранился и представлен всюду вторичным альбитом. Если судить по количеству содержащихся во вторичном альбите вростков цоизита и эпидота, то часть плагиогранитных пород содержала почти чистый альбит, другая, преоб-

ладающая, имела более основной полевой шпат, но вряд ли основное олигоклаза.

Количество кварца в породах непостоянно. Иногда он образует небольшие вкрапленники, но преимущественно развит в их основной массе. Можно выделить редко встречающиеся породы, в которых содержание кварца не превышает 10 % и которые по общему составу стоят ближе к кварцевым диорит-порфирирам.

Определение содержания кремнезема и щелочей дало для описываемых пород следующие результаты (в %):

SiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O
75.31	0.30	5.00
66.34	0.22	5.00

Этот ряд цифр отвечает породам плагиогранитного состава.

Обычным темноцветным компонентом пород является биотит, но в тех разностях, в которых содержание кварца понижается, мы иногда находим реликты роговой обманки.

Гранитоиды обладают порфириной структурой, реже встречаются равномерно зернистые плагиограниты. Порфириновые выделения представлены вторичным альбитом, величиной от 1 до 2 мм. Порфириновые выделения кварца встречаются в наиболее кислых жильных породах, где первоначальный плагиоклаз был представлен альбитом. Вкрапленники кварца образуют мелкие выделения, размеры которых несколько меньше фенокристаллов плагиоклаза и не превышают 1.5 мм. Количество порфириновых выделений в породах колеблется от 10 до 50 % их объема. Среди фенокристаллов кварц всегда развит в подчиненном количестве. Вкрапленники распределены довольно равномерно, но иногда образуют сростки, состоящие из нескольких зерен (от 2 до 5). В этих случаях их границы становятся менее правильными, и они при соприкосновении теряют идиоморфизм. Первым в породах начал выделяться апатит, тонкие призмочки которого часто включены во вкрапленники плагиоклаза. Затем выделялись фенокристаллы плагиоклаза, а в кислых разностях — дополнительно кварца.

Значительная часть плагиогранит-порфиров обладает микрогранитной основной массой. Последняя состоит из довольно идиоморфных мелких (до 0.1 мм) табличек плагиоклаза, между которыми располагаются ксеноморфные зерна кварца. В плагиоклазе и кварце основной массы наблюдаются включения апатита. Между выделениями плагиоклаза и кварца распределено довольно много мелких чешуек более или менее хлоритизированного биотита, изредка содержащего включения циркона, апатита, титано-магнетита и титанита. Иногда в основной массе наблюдается неравномерно зернистое сложение, обусловленное присутствием небольших участков более крупнозернистых агрегатов плагиоклаза и кварца. Кроме того, выделяются плагиограниты с тонкозернистой микрогранитной основной массой, в которой содержится немного мелких (до 0.5 мм) сферолитов плагиоклаза, находящихся в тонком микропегматитовом срастании с кварцем. Судя по всему, магматические растворы в этих случаях были очень вязкими, что повлекло за собой образование сферолитов и тонкозернистых агрегатов кварца и полевых шпатов. Иногда отдельные сростки сферолитов нарастают на вкрапленники плагиоклаза. В одном случае в сферолитовой разности плагиогранитов,

кроме «больших» (2 мм) вкрапленников полевого шпата, присутствовали более мелкие (0.5—1 мм), причем краевые части последних имели микропегматитовое строение. Полевой шпат микропегматитовой каймы в вкрапленнике угасал одновременно. Все это говорит о том, что микропегматитовые структуры, в том числе и сферолиты с микропегматитовым строением, возникали перед началом формирования основной микрогранитной массы.

В тех породах, в которых микропегматитовые сферолиты пользуются большим распространением, наблюдаются и несколько другие структуры. В них при кристаллизации основной массы около вкрапленников плагиоклаза и кварца развиваются сплошные сферолитовые каймы, а округлые или овальные сферолиты основной массы обычно содержат мелкие включения идиоморфных вытянутых табличек плагиоклаза. Таким образом, в этом случае образование сферолитов происходило после появления в основной массе многочисленных кристаллизационных центров, в которых развивался полевой шпат.

Довольно распространенными являются породы, содержащие много микропегматитовых прорастаний плагиоклаза и кварца. Последние развиваются в виде сравнительно узких каемок около вкрапленников плагиоклаза, а также и в основной массе пород, которая в этих случаях состоит из выделений плагиоклаза, обильно проросших кварцем. Кварц нередко является преобладающей составной частью микропегматитов. Между зернами микропегматита располагаются сферолитовые микропегматитовые сростки, а также очень мелкие выделения плагиоклаза и кварца, которые, судя по их поведению, кристаллизовались последними, так как корродируют и вкрапленники, и микропегматитовые зерна, в том числе и сферолиты.

Так же как и в разностях с микрогранитными структурами, в породах кристаллизуется характерная ассоциация минералов, состоящая из биотита, апатита, титано-магнетита или магнетита и титанита. Количество биотита в гранитоидах было иногда довольно значительным, и он в виде тонкой сетки пронизывает их мелкозернистую основную массу и нередко концентрируется вдоль границ вкрапленников.

Кристаллизация основной массы пород сопровождалась коррозией порфировых выделений. К этому моменту иногда бывает приурочено образование в вкрапленниках протокластических разломов. Образовавшиеся трещины и плоскости спайности полевых шпатов послужили путями проникновения в порфировые выделения мелких зерен кварца и плагиоклаза основной массы. Особенно подвижным при этом оказывается биотит, который вместе с рудными частицами и апатитом наиболее часто проникает в центральные части вкрапленников. При коррозии границы последних становятся зазубренными и извилистыми, причем в коррозионных заливах также наблюдается развитие зерен микропегматита и сростков сферолитов.

Плагиограниты среди жильных пород встречаются редко, и для них мы ограничимся лишь очень краткой характеристикой. Они состоят из табличек альбита величиной около 1 мм, нередко содержащих включения длинных и тонких иголочек апатита. В промежутках между выделениями полевых шпатов первого поколения расположены более мелкозернистые агрегаты кварца и плагиоклаза второй генерации с размером компонентов от 0.2 до 0.5 мм. Наряду с этим присутствуют зерна плагиоклаза, которые по своей величине являются промежуточными между выделениями обоих поколений. Более крупные зерна полевых шпатов составляют 60—70% объема пород.

Подобные структуры типичны для гранитных пород и характеризуют постепенный ход их кристаллизации, с накоплением в остаточных рас-

творах кремнезема, выделившегося затем в виде кварца. Последний в мелкозернистых агрегатах играет большую роль. Среди минералов второй генерации развиты редкие листочки биотита, содержащего включения зерен титано-магнетита и титанита, величиной около 0.1 мм. Иногда в биотите наблюдаются короткие призмь апатита. Минералы второго поколения корродируют большие таблицы плагиоклаза I, которые благодаря этому имеют неправильные очертания.

Несмотря на разнообразие структур, все описанные разности весьма близки друг другу и, несомненно, принадлежат одному генетическому ряду жильных пород. Это подтверждается также и наблюдениями над их условиями залегания.

Вторичные изменения в породах распространены широко. К числу автотематоморфических процессов относится разложение первичного плагиоклаза. В наиболее кислых породах, содержащих во вкрапленниках кварц и альбит, этот процесс сказывается лишь в появлении в плагиоклазе очень редких и тонких зерен эпидота, цоизита и таких же редких чешуек серицита. В менее богатых кварцем типах пород количество этих вторичных минералов заметно возрастает, но в общем остается незначительным.

Принимая во внимание содержание в породах кварца и количество вторичных продуктов, образовавшихся при сосюритизации плагиоклаза, можно думать, что среди них существовали следующие типы: 1) альбитовые плагиогранит-порфиры и плагиограниты и 2) плагиогранит-порфиры. Последние содержали плагиоклаз не основное олигоклаза.

Биотит в плагиогранит-порфирах в значительной степени хлоритизирован с появлением светлоокрашенного пеннина. Хлоритизация биотита сопровождалась образованием мелких зерен эпидота. Значительно реже биотит подвергается обесцвечиванию с развитием на его месте бесцветной слюды, иногда в параллельных сростках с хлоритом. Титано-магнетит подвергается замещению лейкоксеном.

Все плагиогранитные породы несут следы раздробления, сказавшегося в появлении волнистого угасания в кварце, возникновении тонких, нередко пересекающихся трещинок и полосок раздробления. Вдоль этих ослабленных направлений циркулировали растворы, отлагавшие главным образом эпидот и, значительно реже, вторичный кварц. Последний иногда образует значительные скопления зерен неправильной формы, среди которых изредка присутствует пирит. Источник эпидота, очевидно, следует искать в тех породах, среди которых залегают гранитоиды.

Несколько отличными являются те изменения, которые наблюдались в дайках гранитоидов, залегающих в альбитофирах D₁ в 3 км к северо-востоку от Майканна и среди альбитофиров D₂, около выхода вторичных кварцитов в 6.5 км к юго-западу от рудника. Здесь породы интенсивно серицитизированы. Местами плагиоклаз почти целиком замещен скоплениями чешуек бесцветной слюды. Кроме того, в основной массе пород появляются неправильные участки и полосы скоплений вторичного кварца, проросших редкими чешуйками серицита. В серицитизированных и окварцованных участках содержатся редкие зерна пирита. В некоторых случаях отчетливо заметно, что серицитизация и окварцевание приурочены к динамически нарушенным участкам.

6. Гранит-порфиры

Гранит-порфиры были встречены в выходе на месторождении Эльток, где, кроме них, известны также плагиогранит-порфиры, образующие ряд небольших даек.

Породы состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита, рутила, циркона, титано-магнетита, титанита, турмалина, эпидота, цоизита, хлорита, серицита и лейкоксена.

Количественный минералогический состав пород непостоянен, и в небольшой интрузивной залежи месторождения Эльток мы встречаем отдельные участки, очень богатые калиевым полевым шпатом, и такие, где его количество заметно уменьшается. Разности первого типа содержат редкие, довольно идиоморфные вкрапленники плагиоклаза № 8, величиной от 0.5 до 2 мм. Помимо полевого шпата, в породах присутствовало немного небольших (около 0.5 мм) порфирировых выделений биотита, на месте которых возникли скопления вторичных продуктов. В биотите сохранились включения циркона и титанита. Основная масса пород — тонкозернистая и состоит из ортоклаза и кварца, величина выделений которых в среднем равна около 0.05 мм. Калиевый полевой шпат количественно преобладает над кварцем. Очень редко наблюдается идиоморфизм ортоклаза по отношению к кварцу, обычно же оба минерала дают ксеноморфные выделения. Распределение кварца и ортоклаза довольно равномерное, и лишь в немногих случаях наблюдаются небольшие участки, обогащенные калиевым полевым шпатом или кварцем. Это явление более характерно для кварца, скопления зерен которого достигают 0.5 мм в поперечнике. В них в промежутках между выделениями кварца присутствует немного ортоклаза.

Таким образом, в гранит-порфирах этого типа первыми образовались вкрапленники плагиоклаза, несомненно кислого, так как среди продуктов его разложения присутствуют очень редкие точечные зерна цоизита. Очевидно, одновременно с плагиоклазом возникли также небольшие вкрапленники биотита с включениями циркона и титанита.

Кристаллизация основной массы сопровождалась большой коррозией вкрапленников, причем мелкие порфирировые выделения плагиоклаза (около 0.5 мм) иногда обладают узкой оторочкой ортоклаза, возникшей при реакциях порфирировых выделений с остаточными растворами, обогащенными K_2O . В основной массе кварц и ортоклаз; вероятно, образовались почти одновременно. Во всяком случае идиоморфизм второго по отношению к первому выражен очень слабо.

Кварц основной массы содержит довольно много включений тонких призмочек рутила. Последними в гранит-порфирах появились чешуйки биотита и зеленоватого турмалина. Оба эти минерала в более крупнозернистых участках отчетливо развиваются вдоль границ кварца и ортоклаза и образуют в них многочисленные вростки, причем для турмалина характерны одиночные призмочки и их сноповидные сростки. Можно подметить некоторое укрупнение выделений турмалина и биотита в участках со скоплением более крупнозернистого кварца. Иногда сростки турмалина концентрируются в краевых частях вкрапленников биотита.

Вторичные процессы выразились в серицитизации плагиоклаза, почти целиком замещенного чешуйчатыми агрегатами бесцветной слюды, среди которой можно подметить очень редкие тонкие зерна цоизита. При наличии у вкрапленников плагиоклаза каймы ортоклаза последняя окружает участки, занятые серицитом, и остается неизменной. Биотит вкрапленников замещен бесцветной слюдой, содержащей многочисленные включения рутила сагенитового типа. Иногда среди серицита появляются мелкие зерна эпидота. В основной массе биотит частью хлоритизирован, частью обесцвечен. Калиевый полевой шпат довольно сильно каолинизирован, благодаря чему имеет буроватую окраску.

В том же выходе месторождения Эльток констатированы гранит-порфиры более обычного типа. Они также содержат немного мелких вкрапленников слабо серицитизированного альбита и редкие мелкие порфиры-

вые выделения биотита. Основная масса гранит-порфиров второго типа несколько более крупнозерниста. В ней наряду с тонкозернистыми агрегатами кварца и полевых шпатов часто содержатся зерна величиной около 0.1 — 0.15 мм. Структура основной массы — микрогранитная, близкая к аплитовой. В ее составе, кроме ортоклаза, значительную роль играют неправильные выделения плагиоклаза. Оба полевых шпата развиты примерно в равных количествах. В основной массе пород также присутствуют рутил, турмалин и биотит, и в этом отношении породы аналогичны первому существенно калийному типу гранит-порфиров. Кроме перечисленных минералов, в породах содержатся редкие зерна титано-магнетита, позднее превращенного в лейкоксен.

Вторичные процессы в описанной разности в общем аналогичны тем, которые были отмечены выше.

Гранит-порфиры несут следы раздробления. Они сказываются в появлении ряда очень тонких параллельных трещинок, заполненных кварцем.

VI. ТЕКТОНИКА

В геологическом строении Майкаинского района принимают участие в различной степени дислоцированные и метаморфизованные комплексы. По этим признакам зеленокаменная нижнесилурийская свита резко отличается от более молодых палеозойских образований. Верхнесилурийские породы дислоцированы значительно слабее нижнесилурийских, но более интенсивно, чем девонские. Среди верхнесилурийских и девонских отложений не удалось подметить четких различий в отношении проявлений складчатости, так как на юге района, где имеется полный разрез для второй половины палеозоя, соотношения разновозрастных свит маскируются складчатостью верхнепалеозойского возраста.

Таким образом, в нашем районе, как и в других частях Центрального Казахстана, степень дислоцированности и метаморфизма пород в общем явно убывает при переходе от нижних к более высоким частям разреза.

Другим общим признаком для условий залегания пород нашего района является подчиненность их структурных направлений простираниям складок каледонского основания. Этот факт унаследованности структур свидетельствует о том, что при неоднократных складкообразовательных процессах направление движений оставалось в общем постоянным и было ориентировано, очевидно, с северо-запада на юго-восток.

В строении Майкаинского района следует выделить двойного рода структурные единицы. В его центральной части мы имеем мегаантиклиналь, сложенную интенсивно дислоцированными породами нижнего силура и прикрытую на большей части площади нижедевонскими образованиями. Эта структура, вытянутая в северо-восточном направлении, с запада, юга и востока окружена выходами более молодых пород. К северу от озер Уш-куль, за пределами изученного района, мегаантиклиналь испытывает погружение, будучи перекрыта верхнесилурийскими песчаниками ангренсорской свиты. Южная часть структуры в районе рудника имеет периклиналиное окончание, сильно деформирована верхнепалеозойскими движениями и погружается под породы девона. На западе, юге и востоке мегаантиклиналь сменяется синклиналиными структурами, которые опоясывают ее со всех сторон.

Вдоль западной границы района развита нижняя свита песчаников верхнего силура (ангренсорская свита). Эта толща пород северо-восточного простирания слагает восточную окраину широкой синклинали, за которой к северо-западу от оз. Ангрен-сор расположена большая анти-

клинальная зона с выходами яшмо-кварцитово́й свиты нижней половины ордовича. На юго-западе песчаники испытывают погружение и частью перекрыты нижним девонем. Далее, при движении вдоль южной окраины района, появляются все более молодые образования вплоть до нижне-каменноугольных, слагающих синклинальную структуру, которую мы назвали южной синклиналию. На востоке северная граница синклиналии приобретает северо-восточное простирание, и в краевой части складки, продолжающейся далее к востоку, развиты верхнесилурийские песчаники уинлока-лудлоу и среднедевонские эффузивы.

Если мы обратимся к более обширным пространствам, прилегающим к Майкаину с юга, то увидим, что наш район расположен в крыле большой широтной мульды, приуроченной к месту виргации системы складок палеозоя и выполненной отложениями карбона и мезозоя. Вдоль южной границы мульды палеозойские толщи имеют широтные простирания. С запада они ограничены складками северо-восточных простираний. К системе этих складок относится и зона, сложенная песчаниками ангренсорской свиты. Последняя в направлении на юг погружается и исчезает под девонскими эффузивами, развитыми вдоль западной окраины мульды. Таким образом, складчатые структуры нашего района принадлежат к системе нарушений северо-восточных простираний и характеризуются погружением в южном направлении.

Структура центральной части района имеет сложное строение, и ее изучение затруднено тем, что складчатое каледонское основание на значительных площадях прикрыто нижнедевонской эффузивной свитой. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие в ее пределах верхнесилурийских песчаниковых толщ. Из них породы нижней, ангренсорской свиты почти совершенно отсутствуют и обнаружены под нижнедевонскими диабазами в одном выходе, расположенном в северо-восточном углу района. Верхняя свита голландия (лудлоу и уинлок) сохранилась на юго-востоке в виде неширокой полосы песчаников, перекрывающих южное крыло мегаантиклинали. Эти факты говорят о том, что в пределах последней обломочные породы верхнего силура были также распространены, но подверглись размыву. При этом здесь, повидимому, имел место двукратный размыв: один после отложения песчаников ангренсорской свиты, другой — перед нижним девонем. Этим можно объяснить, почему в одних случаях на карадок налегают слои уинлока, а в других — это преимущественно — непосредственно нижний девон. Таким образом, уже в верхнем силуре и нижнем девоне майкаинская структура обладала отчетливо выраженной тенденцией к поднятию.

Наиболее хорошо нижний силур вскрыт в восточной части района, где его толща слагает полосу шириной около 3 км. В северной части полосы породы обладают простиранием СВ 40°, на юге, около пункта Чаган-тюбе, оно становится близким к широтному. Аналогичные изменения направлений складок мы имеем и в прилегающем с юга верхнесилурийских песчаниках уинлока и девонских эффузивах. Двигаясь на запад, мы видим на площади, расположенной к югу от рудника, как широтные простирания нижнедевонских эффузивов, яшм и кремнистых сланцев, а также жил габбро-диабазов сменяются северо-западными и, наконец, почти меридиональными. Соответственно этому изменяется также и направление северной границы выходов среднедевонских эффузивов в южной синклиналии. Если исходить из вышеизложенного, то эти соотношения указывают на место замыкания и погружения мегаантиклинали в складчатом нижнесилурийском основании.

В пределах рудной зоны зеленокаменные образования нижнего силура имеют северо-восточные простирания и образуют ряд вытянутых полос и блоков, залегающих в массе интенсивно рассланцованных пород

(Тимофеевский и Божинский, 1939). Площадь их развития на юге резко обрывается широтной тектонической линией, к югу от которой распространены нижнедевонские эффузивы с сохранившимися среди них небольшими выходами среднего девона. Эта широтная дислокация против месторождения «С» испытывает резкий перегиб и приобретает северо-восточное простирание. Другая тектоническая линия северо-западного направления расположена южнее и является границей площади сплошного развития среднего девона южной синклинали. На западе оба указанных нарушения сливаются. Из сказанного следует, что в районе Майкаина зеленокаменная толща нижнего силура слагает мегаантиклиналь, в месте погружения которой в верхнем силуре возникла синклинальная широтная складка. Осевая часть этой мегаантиклинали в верхнем палеозое была приподнята, интродуцирована габбро-диабазами и подверглась интенсивному раздроблению. К этой нарушенной части структуры приурочены рудные тела Майкаина.

В истории формирования структур и развития вулканизма нашего района отчетливо выявляется граница между нижним и средним палеозоем. В нижнем силуре заканчивается прогрессивная стадия развития геосинклинали (эпоха погружения) Центрального Казахстана, после чего, начиная с верхнего силура, геосинклиналь начала распадаться на второстепенные структурные элементы, изменился характер вулканизма и, наконец, в конце палеозоя она превратилась в платформу (Коптев-Дворников, 1940).

Не следует думать, что превращение в платформу в конце палеозоя происходит как бы внезапно. Этому превращению предшествовала длительная подготовка — «платформенные тенденции» обнаруживают себя, начиная с верхнего силура.

Внимания заслуживает очень важный момент унаследования структур в послеврхнесилурийское время. Действительно, соотношения девона и готландия говорят о том, что уже в верхнем силуре в каледонском основании были заложены те депрессионные структуры (южная синклиналь), которые сначала были выполнены мощными толщами песчаников уинлока и лудлоу, а затем девонскими эффузивами. Таким образом, эти депрессии продолжали жить активной жизнью, прогибаясь в течение всего девона и в нижнем карбоне. Любопытно, что к южной синклинали приурочены также и мезозойские угленосные отложения (за пределами изученного района). Это развитие унаследованных структур было ведущим моментом в формировании мощностей свит, складчатых структур и распределении магматических проявлений. Наиболее мощные эффузивные толщи девона формировались в южной синклинали, которая по всем данным была наиболее подвижной. Интрузивные и гидротермальные проявления герцинского возраста оказались локализованными в пределах наиболее приподнятой второстепенной структуры каледонского основания.

Остановимся теперь более детально на структурах отдельных свит и участков нашего района. В геологическом очерке указывались те трудности, с которыми встречаются при изучении свиты нижнего силура. Из-за плохой обнаженности наблюдения над первичными элементами залегания пород очень затруднены. В наблюдавшихся случаях слоистость туфов имела как пологие (20—25°), так и крутые (60—90°) углы падения. Главная отдельность туфов и порфиритов, которая обычно в наслоенных толщах совпадает с их первичными элементами залеганий или образует с последними острые углы, также имеет крутые (50—60°) углы падений юго-восточных и северо-западных направлений. Последние встречаются значительно чаще, и поэтому можно думать, что это отражает некоторую опрокинутость складок на юго-восток. В окрестностях

рудника в зоне, осложненной верхнепалеозойскими движениями, блоки и полосы нижнесилурийских эффузивов имеют северо-восточные простирания и крутые северо-западные падения (60—90°). В толще туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов около Кайдаульской дороги последние также имеют крутые северо-западные падения.

В местности, лежащей к северу от пункта Чаган-тюбе, у начала широтного изгиба полосы нижнесилурийских эффузивов породы обладают отчетливо выраженными крутыми юго-восточными углами падения (60—70°). Это позволяет думать, что приблизительно под этими углами происходит и погружение мегаантиклинали в южном направлении. Частая перемежаемость выходов различных пород, залегание их в виде узких выдерживающихся полос также говорит в пользу наличия в нижнесилурийской свите крутых падений. В тех случаях, когда удавалось наблюдать пологие углы залегания, они связаны с наличием перегибов в мелких складчатых структурах.

Как указывалось выше, среди нижнесилурийских пород преобладают простирания СВ 30—40°, но местами мы наблюдаем значительные отклонения от них. Таковы соотношения на юге в месте замыкания майкаинской структуры. На севере района, к западу от массива диорит-порфиритов, в нижнесилурийских туфах также появляются простирания, близкие к широтным. Здесь широкая полоса нижнего силура расщепляется на две, причем сейчас же к югу от места виргации расположен синклинальный прогиб, сложенный нижедевонскими эффузивами. Учитывая, что в Центральном Казахстане структуры девонских толщ весьма часто отражают строение каледонского основания (Шатский, 1938), можно думать, что указанная виргация складок связана с наличием в нижнесилурийской свите мелких синклиналей. С этим хорошо гармонируют и наши стратиграфические представления, согласно которым к югу от озер Уш-куль развиты верхние горизонты вулканогенного нижнего силура.

Восточное крыло этой синклинали осложнено интрузией кварц-диорит-порфиритов. Синклиналь, выполненная нижедевонскими эффузивами, тянется далеко на юг, причем в районе Майкаинского рудника слагающие ее породы имеют широтные и северо-западные простирания.

Расположенная восточнее полоса нижнесилурийских пород имеет антиклинальное строение. По мере движения на юг ее ширина значительно сокращается, и на меридиане рудника, там, где слагающие ее породы имеют широтное простирание, она испытывает погружение и скрывается под девонскими эффузивами.

В пределах рудной площади Майкаина мы имеем приподнятую и раздробленную зону нижнего силура, испытывающую общее погружение в северо-восточном направлении, в связи с чем с удалением от рудника преобладающее развитие получают туфы верхней части разреза зеленокаменной свиты.

Наконец, на западе вдоль границы с песчаниками ангренсорской свиты также намечается существование приподнятой зоны складчатого нижнесилурийского основания, которая дает о себе знать отдельными изолированными выходами, выступающими из-под нижедевонских эффузивов.

Как мы видели, эпоха верхней половины нижнего силура в нашем районе характеризовалась широким развитием излияний андезитов, сопровождавшихся большим количеством выбросов пирокластического материала. Среди эффузивов наибольшим распространением пользовались роговообманковые андезиты и значительно меньшую роль играли базальтовые лавы и пироксеновые андезиты.

Исследования песчаников верхнего силура показывают, что в состав

нижнесилурийской эффузивной свиты, помимо продуктов излияния андезитов, входили также дацитовые лавы, а в нашем районе были, кроме того, обнаружены небольшие выходы альбитофиров.

В карадоке нижнесилурийская толща нашего района подверглась первому довольно интенсивному смятию в складки. Возникшая в это время в нашем районе мегаантиклиналь была осложнена присутствием ряда мелких синклинальных складок, которые получили дальнейшее развитие во время последующих движений. Одновременно со складчатостью нижнесилурийские породы претерпевали зеленокаменное перерождение. Тектонические движения закончились интрузией кварцевых диорит-порфиритов. Неправильные очертания массива диорит-порфиритов и их отношение к породам кровли позволяют рассматривать эту интрузию как штокообразное тело. Последующие моменты геологической истории по-видимому характеризуются размывом возникших складок, а также началом вертикальных движений, в результате которых в складчатом каледонском основании получили развитие депрессионные структуры, выполненные верхнесилурийскими толщами. Эти структуры представляли зоны, в которых в течение остальной части палеозоя локализовались более интенсивные отрицательные движения.

В самом конце нижнего силура в Чидертинском районе (Кассин, 1933; Штрейс, 1939) и в нашем местами откладывались известняки, содержащие фауну самой верхней части карадока, над которыми выше расположена мощная свита лландоверских песчаников ангренсорской свиты. Дальнейшее развитие отрицательных вертикальных движений привело к возникновению расчлененного рельефа дна морского бассейна. Вероятно, в это время движения происходили более быстрыми темпами, что и обусловило своеобразные черты строения песчаниковой толщи ангренсорской свиты и их большую мощность. Как мы видели, состав последней свидетельствует о том, что в это время размыву подверглась не только зеленокаменная свита карадока, но и отсутствующая в нашем районе яшмо-эффузивная свита лландейльского яруса ордовича. Детали строения песчаников ангренсорской свиты свидетельствуют о быстрых темпах размыва страны, причем с течением времени, в связи с погружением и отодвиганием области размыва, вверх по разрезу мы наблюдаем смену песчанико-конгломератовой толщи микропесчаниками.

Вполне вероятно, что с указанными отрицательными движениями связано появление местных вулканических центров, изливавших андезитовые лавы. К этому моменту мы предположительно относим толщу порфиритов, на которые ложатся песчаники верхней свиты готландия (уинлок и лудлоу) южной части района.

В пределах майкаинской структуры, по-видимому, не было благоприятных условий для отложений песчаников верхнего силура. В связи с приподнятым характером этого участка их мощность была незначительна, и они в последующие моменты геологической истории оказались смытыми.

Что касается взаимоотношений свит песчаников верхнего силура, то для их точной характеристики данных в нашем распоряжении нет. Наличие в основании песчаников верхней свиты готландия, конгломератов и линз известняков свидетельствует о том, что начало их отложения сопровождалось размывом и отвечает новому этапу седиментационных процессов. Накопление песчаников в это время происходило, вероятно, менее быстрыми темпами, чем в начале верхнего силура. Их обломочный материал значительно лучше отсортирован; временами, когда процессы размыва ослабевали, отлагались значительные прослои известняков. Отсутствие вдоль северной окраины южной синклинали песчаников ангренсорской свиты свидетельствует о том, что к этому времени они уже

были размыты. Это вполне гармонирует с представлениями о подвижности краевых частей депрессионных структур Центрального Казахстана. Степень метаморфизма и дислоцированности пород верхнего силура значительно меньшая, чем зеленокаменной толщи ордовича. Они сложены в пологие складки, в которых преобладают углы наклона до 30—45°. Наблюдающиеся иногда крутые залегания обусловлены наличием тектонических нарушенных зон.

В толще песчаников ангренсорской свиты в районе оз. Ангрен-сор существует ряд мелких брахиструктур. Одна из них с погружающейся в юго-восточном направлении осью развита в 2 км к востоку от оз. Ангрен-сор. Немного южнее расположена широтная антиклинальная складка, сложенная микропесчаниками. Южнее находится еще одно антиклинальное поднятие, которое в виде узкой полосы протягивается в северо-западном направлении и там, к юго-западу от оз. Ангрен-сор, образует широкую дугу, обращенную выпуклостью к северо-западу. В образующейся таким образом брахисинклинальной складке, в ее центральной части, залегают нижнедевонские известняки известкового завода.

Восточная граница ангренсорской свиты в западной части района имеет, несомненно, тектонический характер. На ее присутствие указывает то, что южнее горы Джуван-тубе простирается слоистость песчаников образует с линией контакта с нижним девонем угол около 45°. Несмотря на плохую обнаженность области контакта, все же удалось в ряде случаев замерить в песчаниках необычные для них крутые углы падений в 70—80° как северо-западных, так и юго-восточных направлений. При этом породы иногда рассланцованы и интенсивно кливажированы. Вероятно, в связи с большей нарушенностью пород стоит также и появление в области контактов кварцевых жил, которые здесь встречаются значительно чаще, чем в других местах, причем среди пород нижнего девона, кроме кварцевых жил, развиты дайки плагиогранит-порфириров и кварц-диорит-порфириров.

В северной части района граница ангренсорской свиты обнаруживает резкий изгиб в широтном направлении, который затем вновь сменяется северо-восточным простиранием. В связи с плохой обнаженностью и развитием третичных пород каких-либо деталей в структуре песчаников здесь подметить не удалось. Невыясненным остался и характер контакта между верхним и нижним силуром. Возможно, однако, что здесь мы имеем тектонический контакт, но он выражен менее отчетливо.

В пользу этого говорят соотношения в той части контакта, которая имеет широтное простирание. Здесь с юга подходит северное продолжение зеленокаменной полосы Майкаинского рудника, причем породы последней имеют почти меридиональное простирание. Трудно себе представить, чтобы на остающемся коротком расстоянии породы нижнего силура испытывали столь резкий изгиб простирания, что их складки стали параллельны нарушениям верхнего силура. Граница свит здесь перекрыта третичными породами. Среди песчаников ангренсорской свиты очень часто наблюдалась эллипсоидальная, реже сферическая отдельность. Образование последней надо поставить в связь с теми явлениями скольжения, которые имели место в еще слабо уплотненном материале песчаников во время первого смятия их в складки.

На юго-востоке и юге верхнесилурийские породы выходят из-под среднедевонских эффузивов и слагают краевую часть южной синклинали. Верхнесилурийские порфириды налегают непосредственно на нижний силур. Они слагают небольшую, почти широтную синклиналь с крутым северным и пологим южным крылом, которое падает на север под углом около 20°. На толщу порфириров, а там, где последние смыты,

непосредственно на зеленокаменную свиту ордовича ложатся песчаники уинлока и лудлоу.

В одних случаях песчаники залегают на порфиритах верхнего силура, в других — на их туфах, что вполне может быть объяснено явлениями размыва. Однако если принять во внимание, что песчаники вдоль северной их границы распространения всегда имеют южные румбы падений, а в непосредственном соседстве с ними туфы обладают северными наклонными, то не исключена возможность наличия небольших движений еще до отложения песчаников уинлока.

Характер обломочного материала в песчаниках уинлока говорит о том, что между излияниями верхнесилурийских андезитов и отложением песчаников был значительный перерыв, во время которого лавы испытали зеленокаменное превращение.

Песчаники уинлока и лудлоу обладают общим падением на юго-восток. Однако в центральной части их полосы развития намечается существование второстепенной антиклинали, в южном крыле которой залегают известняки с фауной низов лудлоу.

Направления нарушений и простираний в песчаниках всюду остаются параллельными простиранию пород зеленокаменной толщи. Вопрос о времени возникновения складок верхнего силура мы рассмотрим ниже.

Таким образом, после каледонского тектогенеза, последующих вертикальных движений и размыва страны, в нашем районе в конце верхнего силура существовал мелководный бассейн, на дне которого отлагалась песчаниковая толща. Мощность последней на повышенных участках морского дна была, по видимому, небольшой и значительно увеличивалась при переходе к площадям, отвечающим синклинальным структурам.

Из имеющихся данных устанавливается отсутствие верхней песчаниковой свиты на западе и в центральной части района. С другой стороны, мы имеем налегание нижнего девона на нижний силур в непосредственном соседстве с теми площадями, где развита песчаниковая свита уинлока и лудлоу.

Все это говорит о том, что перед формированием толщи нижнего девона имели место складчатость, поднятие региона и последующий размыв страны. Размыв отмечен для ряда мест Центрального Казахстана и, вероятно, происходил перед началом общего опускания страны. Дальнейшее развитие отрицательных движений сопровождалось возникновением разрывов и расколов, обусловивших широкое развитие вулканической деятельности девона во всем Центральном Казахстане (Коптев, 1940).

Наблюдая распространение нижнего девона в нашем районе, мы можем сказать, что продукты вулканической деятельности того времени покрывали его целиком и отлагались почти на одном уровне и вне зависимости от структурных элементов в подстилающих силурийских образованиях. Наиболее широко нижний девон развит в центральной части района, где он непосредственно налегает на нижний силур. На севере и западе эффузивы нижнего девона погружаются и перекрыты средним девонем.

В нижнем девоне вначале происходит отложение горизонта известняков. В северной части района этот горизонт местами отсутствует или имеет небольшую мощность. Последняя значительно увеличивается на юге и юго-западе в краевой зоне южной синклинали. После отложения известняков начались излияния базальтовых лав. Они происходили неоднократно, о чем свидетельствует частое переслаивание покровов диабазов с кремнистыми сланцами, туфитами и сургучными яшмами. Судя по всему, один из центров излияния базальтовых лав был расположен в цен-

тральной части района. Во всяком случае среди песчаников ангресорской свиты диабазы пользуются ничтожным распространением и вместо них значительно чаще развиты кремнистые сланцы, туфиты и яшмы. Таким образом, при движении от Майкаина на север и запад в толще диабазов происходят фашиальные изменения, заключающиеся в выпадении эффузивных горизонтов и увеличении мощности кремнистых осадочных образований.

Затем имеет место появление трахитовых лав, которые дали сначала тонкие покровы альбитофиров, переслаивающихся с диабазами, а затем самостоятельную толщу. С течением времени состав трахитовых лав становился более кислым, появились кварцевые альбитофиры и кварцевые порфиры. Последние пользуются в районе ничтожным развитием. Покровы альбитофиров и кварцевых альбитофиров распространены в пределах всех контуров, сложенных нижним девонем. Отсюда можно сделать вывод о том, что сравнительно с базальтовыми их излияния занимали значительно большие пространства. Таким образом, для нижнего девона мы наблюдаем отчетливую картину смены во времени основных лав кислыми и, наконец, калийными.

Соотношения между нижнедевонскими эффузивами и ангресорскими песчаниками отчетливо говорят о трансгрессивном налегании первых на вторые, а кроме того, и о том, что к моменту начала эффузивных процессов нижнего девона ангресорская свита верхнего силура была уже смята в складки и тем самым намечается существование складчатых движений на границе верхнего силура и нижнего девона. Направления образовавшихся в это время складок оказываются параллельными простиранию нарушений нижнесилурийских толщ.

Нижнедевонская свита сложена в пологие складки, с более пологими в общем углами падения, чем для пород верхнего силура. Особенно хорошо заметно пологое залегание нижнего девона в центральной части района, в краевых частях синклинальных структур, сложенных диабазами и альбитофирами. Здесь имеются три синклинальные структуры, вытянутые в северо-восточном направлении. Самая меньшая из них расположена на востоке района и почти со всех сторон окружена выходами нижнего силура. Две других структуры, значительно больших размеров, разделены полосой нижнесилурийских пород, проходящих через Майкаин. При общем погружении в южном направлении эти структуры к югу от Майкаина смыкаются.

В краевых частях указанных синклиналей известняки, яшмы и отдельные эффузивы и горизонты показывают резкую зависимость залегания от рельефа, возможную только при пологих углах контакта. Удалось констатировать наклоны с углами падения около 20—30°. Наряду с этим в выходах яшм и кремнистых туфов иногда можно видеть значительно более крутые падения, очевидно, связанные с существованием местных зон более нарушенного залегания пород. Пологое залегание пород подтверждается также и отсутствием полосчатого распределения пород в пределах площадей, занятых нижним девонем, что, как мы видели, характерно для более дислоцированных толщ, в частности для верхнесилурийских. Об этом же говорят неправильные и извилистые границы широких площадей, сложенных альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. Складчатость в нижнедевонской свите сопровождалась возникновением небольших местных структур, особенно хорошо представленных в районе озер Уш-куль. Здесь нижнедевонские породы залегают несогласно на нижнесилурийском комплексе, в том числе и на денудированной, почти горизонтальной поверхности кварцевых диоритпорфиритов. Уцелевшие от размыва обрывки нижнего девона в одних случаях имеют незначительные размеры, в других залегают в замкну-

тых структурах шириной до полутора километров. Наклон крыльев в них не превышает 30—40°. Указанные соотношения нижнего девона и кварцевых диорит-порфиритов говорят о том, что при образовании складок нижнедевонская толща испытывала скольжение по поверхности каледонского основания.

Из рассмотрения карты видно, что в юго-восточной части района нижнедевонские породы отсутствуют, и средний девон налегает непосредственно на верхний силур. Этот факт можно объяснить тем, что к моменту начала вулканической деятельности среднего девона нижнедевонская толща местами оказалась смытой. В других случаях оказываются размытыми альбитофиры и диабазы, и тогда средний девон ложится на известняки, а в пределах рудного поля, в вулканических брекчиях подстилающих средний девон, констатирован обломочный материал нижнесилурийских зеленокаменных пород. Факт несогласного залегания относимых к среднему девону эффузивных толщ является для Центрального Казахстана обычным (Коптев, 1940). В составе этих эффузивов, как и в нашем районе, большую роль играют продукты излияний трахитовых и липаритовых лав. Если для нижнего девона были характерны подводные излияния, то в среднем девоне во всем Центральном Казахстане начался общий подъем региона, благодаря чему широкое распространение получают наземные эффузии.

Излияния среднего девона дали мощную толщу эффузивов весьма разнообразного состава. Они начались типичными андезитами, затем произошли кратковременные эффузии базальтов, сменившихся липаритовыми и трахитовыми лавами. Таким образом, в среднем девоне происходит общая смена состава лав в сторону появления более кислых и щелочных.

Сравнивая ход вулканизма в нижнем и среднем девоне, мы видим, что в первом случае излияния начались с базальтов, тогда как в среднем девоне вначале широкое развитие получили андезиты, а базальтовые лавы пользуются очень небольшим распространением. Если принять во внимание, что верхняя часть среднедевонской толщи, которая, судя по некоторым данным, состояла из липаритовых лав, подверглась размыву, то придется признать, что общий объем кислых лав среднего девона был значительно больше, чем в нижнем девоне. Так как подобные количественные соотношения могут отражать местные особенности, мы можем сделать вывод, что в среднем девоне магматический очаг проделал значительную эволюцию в сторону формирования более кислых щелочных и калийных магм.

У нас нет данных для того, чтобы судить о распространении излияний среднего девона в средней части района. Несомненно, они там также имели место, но, повидимому, были менее интенсивными, и их толщи оказались размытыми.

Вулканическая деятельность среднего девона сопровождалась многократными перерывами и процессами размыва, во время которых уничтожались лавовые потоки предыдущих излияний. Об этом свидетельствуют факты налегания на верхнесилурийские песчаники всех эффузивных горизонтов вплоть до верхних альбитофиров. Подобные соотношения могли возникнуть как следствие или неравномерного распространения лавовых покровов, или размыва. Последнее кажется более вероятным, так как разрез среднего девона всюду оказывается выдержанным.

Резко выраженным явлениям размыва, повидимому, способствовали вертикальные движения, которые имели место во время вулканизма. В Семипалатинском районе такие небольшие движения приурочены к моментам смены состава изливавшихся лав (Коптев, Мирлин, Кочуров и др., 1937). Эти вертикальные колебания, очевидно, явились вместе

с тем предвозвестниками приближающихся складчатых движений в конце среднего девона.

Вероятно, с первыми слабыми проявлениями складчатости связано образование пластовых залежей и мелких секущих тел микроплагиогранитов. Структуры и состав этих пород ясно свидетельствуют об их кристаллизации на небольшой глубине. Внешне они чрезвычайно напоминают излившиеся породы, и их можно охарактеризовать как «неудавшиеся» эффузивы, магме которых был закрыт доступ к поверхности первыми моментами сжатия. По составу магма этих пород отвечает кварцевым альбитофирам; возможно, что в других частях региона в соответствующих условиях в это время еще происходили поверхностные излияния.

Однако в Центральном Казахстане теперь стали известны и заведомо девонские интрузии гранитов или их гипабиссальные фацции в виде типичных гранит-порфиров (Коптев-Дворников, 1940). Поэтому можно думать, что и в нашем районе складчатость среднего девона имела место, но что выделение связанных с нею структур затруднено вследствие наложения верхнепалеозойских движений. Среднедевонская складчатость, вероятно, смяла эффузивные породы девона в очень пологие простые складки, может быть, с углами наклона в 20—30°, если условно принять, что наблюдающиеся в девонских вулканогенных толщах наименьшие углы наклона связаны с теми нарушениями, которые имели место в конце среднего девона. Конечно, это не совсем правильно, и не исключена возможность, что в нашем районе, где типичные интрузивы девона отсутствуют, складчатость проявилась слабо и породы были дислоцированы очень полого. Следует еще напомнить, что Н. Г. Кассин и др. (1933) в соседнем Чидертинском районе также допускают существование тектогенеза в среднем девоне.

Верхний девон в нашем районе начался размывом и накоплением толщ песчаников, в основании которых местами залегают конгломераты. Отложением верхнедевонских песчаников во всем Центральном Казахстане начинается новый седиментационный цикл, продолжавшийся и в нижнем карбоне. В нашем районе над песчаниками нижней части верхнего девона залегают песчано-глинистые осадки, содержащие внизу известняки с фауной верхнего девона, а выше — нижнего карбона. Этими породами заканчивается разрез пород палеозойской кровли Майкаинского района.

В геологическом очерке был разобран ход событий, имевших место в верхнем палеозое, и здесь нет необходимости останавливаться на этом еще раз. Следует внести лишь некоторые дополнения и напомнить главные моменты.

Герцинские движения в нашем случае распадаются на два этапа. С первым связаны явления складчатости и последующее формирование интрузивного комплекса а со вторым — разрывные дислокации, гидротермальный метаморфизм и процессы рудообразования.

Первые герцинские движения, направленные с северо-запада на юго-восток, вызвали усложнение структур майкаинской мегаантиклинали. Та дополнительная складчатость, которую она испытала, сопровождалась в дальнейшем выявлением второстепенных структур, заложенных в каледонском основании. Мегаантиклиналь в целом испытала поднятие, но ее отдельные синклиналильные участки были опущены, и в них сохранились породы нижнего девона. Другие зоны, наоборот, испытали поднятие, и к ним приурочены выходы нижнего силура. Эти движения вызвали дополнительное сжатие как пород ордовича, так и нижнего девона. В последнем более нарушенные участки иногда дислоцированы с углами падения 60—70°. Особенно дислоцированными оказались нижне-

девонские породы, залегающие в месте погружения мегаантиклинали против ее осевой части, где они к югу от массива габбро-диабазов обладают северо-восточным простиранием.

Верхнедевонские песчаники, залегающие на размытой поверхности среднего девона, слагают в южной синклинали значительную площадь. Вдоль южной и западной границы из-под песчаников выходит толща порфириров, которые наблюдаются также и среди песчаников в восточной части их площади развития. Поэтому возможно, что песчаники здесь лежат на размытой небольшой брахиантиклинальной складке, замыкающейся на северо-западе. В ее южном крыле породы имеют простирание СЗ 300°, а в западном — близкое к меридиональному. Севернее расположен ряд сильно сжатых второстепенных складок, в которых развиты альбитофиры, диабазы и порфириты. Простирание всех пород параллельно границе с нижним девонном. На крайнем юго-западе среди порфириров расположены небольшие брахисинклинали, выполненные альбитофирами. Из них южная вытянута в северо-западном, а северная (около оз. Эльток) — в северо-восточном направлении.

При движении на юго-запад дислоцированность среднего девона явно ослабевает. Углы падения становятся равными 30—45°. Об этом свидетельствует также появление обширных полей порфириров, среди которых вышележащие породы сохраняются в незначительных выходах. Ту же картину мы наблюдаем и в верхнедевонских песчаниках, в которых около пункта Чаган-тюбе углы падения достигают 70°, а вдоль южной границы их площади равны 25—30°.

К началу верхнепалеозойских движений девонские породы покрывали наш район непрерывной толщей и во время складчатости обжимались вокруг каледонской мегаантиклинали. Происходившее одновременно выжимание майканской структуры вызвало местные изменения направлений движений, в результате чего складчатые структуры девонских пород во всем районе оказываются параллельными нарушениям каледонского основания. Очевидно, в связи с сжатием и удлинением майканской мегаантиклинали находится более интенсивная дислоцированность девонских пород против ее осевой части и опрокинутость складок южной синклинали в южном направлении.

Верхнепалеозойские движения проявились также и вдоль западной границы мегаантиклинали. Их признаки отчетливо констатированы к юго-западу от горы Джуван-тюбе. Здесь в верхнесилурийских песчаниках у контакта с нижнедевонскими породами наблюдаются необычные для них крутые, до вертикальных, северо-западные и юго-восточные углы падения. Породы интенсивно кливажированы и местами смяты. Кроме того, к югу от горы Джуван-тюбе простирание полос микропесчаников образует довольно значительный угол с направлением границы между верхним силуром и нижним девонном. Эти факты говорят о существовании здесь тектонической линии, вдоль которой верхнесилурийские породы были смяты, деформированы и прижаты к каледонскому складчатому основанию, расположенному под нижнедевонскими породами. В девонских породах, прилегающих к тектоническому контакту с востока, также местами наблюдается интенсивный кливаж и рассланцованность. Несомненно, подвиги вдоль этой тектонической границы происходили также и позднее. На остальных площадях верхнего силура никаких признаков усложнений их складчатых структур нами не подмечено.

Из изложенного следует, что верхнепалеозойские движения проявились в районе неравномерно и наиболее интенсивно сказались в осевой части майканской мегаантиклинали. Вероятно, ими были подготовлены те продольные и поперечные ослабленные зоны, в которых затем получили развитие гидротермальные и рудные процессы. Моментам спада

первого этапа герцинских движений отвечает интрузивная деятельность, оказавшаяся приуроченной к центральной части периклинального окончания майкаинской структуры, где предыдущие события создали для этого благоприятную обстановку.

Ход интрузивного процесса уже описан достаточно подробно, а потому мы здесь напомним лишь главнейшие моменты. Первыми вторглись габбро-диабазы и образовали значительное интрузивное тело в сопровождении большого количества апофиз. Вероятно, позднее произошла инъекция небольшой залежи кварцевых сиенитов к северо-востоку от Майкаина. Эти породы являются, повидимому, отпрысками оставшейся на глубине гранитной интрузии.

После остывания указанных интрузивов в связи с движениями в кровле происходит вторжение жильных пород. Формирование последних шло, вероятно, в направлении появления все более и более кислых и щелочных представителей в следующей последовательности: оливковые габбро, диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, плагиограниты, порфиры и гранит-порфиры. Как мы видели, среди этих пород имеются представители лампорфировой ветви в виде отпрысков габброидов и диоритов.

Вторжение жильных пород сопровождалось раздроблением кровли, в том числе и массива габбро-диабазов. Эти подвижки происходили вероятно, неоднократно и наиболее интенсивными были во время появления плагиогранитовых даек. Наибольшее количество последних образовалось в районе Майкаина. Жильные породы использовали ослабленные направления вблизи тектонического контакта с песчаниками верхнего силура ангресорской свиты, а также в породах среднего девона южной синклинали. Вероятно, инъекции плагиогранитных пород имели место и на рудной площади Майкаина, но были уничтожены при последующих событиях.

После формирования жильной серии вновь проявившиеся движения вызвали интенсивное раздробление пород на рудной площади и возникновение ряда больших тектонических нарушений. Движения также имели юго-восточное направление и на рудной площади встретили сопротивление со стороны массива габбро-диабазов, роль которого хорошо подчеркивается тем, что главные рудоносные зоны рассланцованности расположены только к западу от этой интрузии. Движения имели место и вдоль границы верхнесилурийских песчаников и ангресорской свиты, откуда с запада на восток отходит та широтная линия разрыва, которая резко обрывает с юга рудную площадь Майкаина, а затем около массива габбро-диабазов круто поворачивает на северо-восток и идет вблизи западной границы интрузии, образуя таким образом дугу, выпуклую к юго-западу. Этот разрыв имеет большое значение, так как все пока известные большие рудные объекты Майкаина расположены в пределах очерченной им площади. Вдоль линии всюду прослеживаются рассланцованные породы. Их сланцеватость в широтной части дислокации падает круто на север, а в северо-восточной — на северо-запад. Конфигурация разрыва, а также условия залегания пород в зонах рассланцованности рудной полосы подтверждают принятое юго-восточное направление движений. В широтной части дислокации приводит в соприкосновение разновозрастные породы. Так, нижний силур контактирует то с нижним, то со средним девоном.

К этому же времени относится образование зоны смятия пород, которая ограничивает с севера выходы среднего девона южной синклинали. Она имеет северо-западное простирание и сливается на северо-западе с указанной широтной дислокацией границы рудной площади. Сланцеватость пород вдоль этой зоны смятия падает круто на северо-восток под

углами 60—70°. В юго-восточном направлении она входит в верхнесилурийские песчаники и затухает.

Таким образом, в юго-западной части района мы имеем пучок расходящихся линий нарушений, из них одна уходит на северо-восток вдоль границы песчаников ангренсорской свиты, другая — на восток и третья — на юго-восток.

Одновременно в других частях района возник ряд второстепенных нарушений. Их образование было подготовлено движениями первого этапа, и к ним относятся продольные и поперечные зоны смятия и рассланцованности среди нижнего девона к югу от Майкайна, а также в среднедевонских толщах южной синклинали. Вдоль этих нарушений затем получили развитие процессы оруденения. Несколько особняком и в стороне, на северо-востоке района, находится зона рассланцованности месторождения Джерик-кудук, возникающая с западной стороны южного окончания каледонского массива кварц-диорит-порфиристов, вероятно, вследствие обжимания пород около последнего.

С герцинскими движениями также связаны те поперечные зоны интенсивного клизажа, которые наблюдались на юго-востоке района в туфах и порфиритах нижнего силура. Кроме того, признаки верхнепалеозойских нарушений наблюдались повсеместно во всех эффузивных толщах. Они сказываются в небольшом раздроблении, иногда смятии пород, и сопровождаются появлением прожилков кварца, эпидота и карбоната, а также окварцованных, эпидотизированных и карбонатизированных мелких участков.

Указанный выше характер южной границы рудной площади говорит о том, что она представляет оборванный с юга и приподнятый участок осевой части майкаинской мегаантиклинали. В рудной площади герцинские движения сопровождалось образованием продольных и поперечных зон рассланцованности и раздробления, как в нижнесилурийских, так и в девонских породах. Глыбы массивных или слабо раздробленных пород между зонами сжатия оказались приподнятыми на различную высоту и подвинутыми в юго-восточном направлении. Вследствие этого к одному уровню были приведены различные стратиграфические горизонты нижнего силура и девона. Наиболее приподнятой, вероятно, является центральная часть рудной площади, так как вдоль южной границы последней значительным распространением пользуются девонские образования и имеются выходы пироксен-плагиоклазовых, а не роговообманково-плагиоклазовых порфиристов, принадлежащих верхней части свиты ордовича.

Обращает на себя внимание образование на рудной площади не только продольных, но и поперечных зон разрывов и рассланцованности. Первые отличаются значительно большей мощностью и по отношению к направлению давления были ориентированы нормально. Возникновение вторых можно связывать с широтными простираниями в нижнем силуре, а также с тем, что они образовались между глыбами массивных пород вследствие неравномерного их относительного перемещения. Все это могло иметь место при том условии, что сжимаемый комплекс пород был лишен возможности удлиняться в поперечном к действовавшим силам направлении. Неравномерность продвижения отдельных участков рудной площади можно усмотреть в том, что между месторождениями «А» и «С» ее восточная тектоническая граница отчетливо выдвинута к юго-востоку. Что касается упора, то таковым могла быть та часть жесткого каледонского основания, которая расположена к югу от широтной границы рудной площади и скрыта под нижнедевонскими породами. Продольные и поперечные зоны сланцеватости и раздробления как бы обтекают заключенные между ними большие глыбы слабо нарушенных пород и плавно сочленяются. В продольных зонах падения пре-

имущественно крутые, северо-западные (50—90°), а в поперечных северо-восточные. К югу от Майкаина, отчасти сочленяясь с тектонической границей рудной площади, среди пород нижнего девона имеется ряд зон рассланцованности, к которым приурочены небольшие рудные тела и признаки оруденения. Одни из них расположены у южной границы массива габбро-диабазов, другие — параллельны направлению складок нижнего девона.

Если мы примем во внимание мощность девонских пород, а также наличие выходов нижних горизонтов нижнего силура, то приходим к выводу, что те поднятия, которые имели место при формировании рассланцованных зон рудной площади, повидимому, были значительными.

Судя по тому, что в зонах рассланцованности мы наблюдаем большое количество мелких блоков менее раздробленных пород, можно думать, что сокращение горизонтальной проекции рудной площади не имело больших размеров.

Характер тектонического контакта вдоль границы верхнесилурийских песчаников ангренсорской свиты не дает возможности говорить о каких-либо больших надвигах, так как по ту и другую сторону дислокационной линии нижнедевонские породы залегают почти на одном уровне. Быть может, здесь были небольшие смещения, в результате которых простирание песчаников образует с направлением тектонического контакта довольно значительный угол. При всех герцинских движениях верхнесилурийская толща оказывалась прижатой к западному крылу майкаинской мегаантиклинали. Если судить по крутым, близким к вертикальным, углам падения песчаников около тектонической границы, можно думать, что такими же условиями залегания обладают и породы нижнего силура, прилегающие к ней с востока и скрытые под нижнедевонскими образованиями. Это обстоятельство и могло затруднить развитие надвиговых явлений.

Последовавшие за вторым этапом герцинских движений процессы гидротермального метаморфизма и минерализации создали на рудной площади сложную гамму метаморфических пород (вторичные кварциты, кварцево-серицитовые и зеленые сланцы) и приуроченные к ним колчеданные баритовые рудные тела, а также баритовые, кварцево-баритовые и кварцевые жилы. Характеристика условий их залегания и способа образования, а также распространения в других пунктах района приведены в главе «Верхнепалеозойский метаморфизм», и повторять все сказанное будет излишне. Мы можем отметить, что процессы гидротермального верхнепалеозойского метаморфизма и оруденения оказываются сосредоточенными в юго-западной части района, которая, как мы видели, была наиболее проработана герцинскими движениями. Если первый этап последних характеризовался пликативным типом нарушений, то второй, который встретился с уплотненными массами пород, выразился в разрывных дислокациях.

VII. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В задачу наших работ, помимо изучения геологии района, входило выяснение закономерностей распространения оруденения в связи с тектоникой.

В очерке тектоники района мы постарались отразить связь между структурными элементами и проявлением минерализации в соответствии с теми данными, которые имелись в нашем распоряжении. Новых мощных зон рассланцованности, аналогичных майкаинским, вне пределов рудного поля месторождения нами не обнаружено. Вместе с тем сопо-

ставление фактов показывает, что наибольшее количество проявлений минерализации сосредоточено в более интенсивно затронутой герцинскими движениями юго-западной части района.

Имеется прямая зависимость между степенью нарушенности отдельных зон пород кровли и интенсивностью минерализации. Специфическая обстановка образования рассланцованных зон Майкайна обусловлена наличием упора в виде массива габбро-диабазов, к которому были прижаты раздробленные при этом породы рудного поля. С другой стороны, к осевой части мегаантиклинали, вероятно, ближе всего подошли те интрузивные породы, с магматическим очагом которых генетически связаны рудные растворы. Это положение подтверждается обилием и разнообразием развитых здесь магматических пород герцинского интрузивного комплекса.

В связи с приуроченностью майкаинского оруденения к месту погружения мегаантиклинали встает вопрос о том, не являются ли вообще такие части складчатых структур Центрального Казахстана благоприятными для проявления оруденения.

Рудное поле Майкайна в целом явилось своеобразным «центром» оруденения, с удалением от которого разрывные дислокации ослабевают и одновременно характер оруденения становится более низкотемпературным. Действительно, из известных наиболее крупных рудных тел месторождения Джерик-кудук и Эльток имеют полиметаллический характер. Небольшие проявления медного оруденения между Майкаином и оз. Эльток имеют более низкотемпературный характер и отчасти связаны с кварцевыми прожилками, а отчасти локализованы в зонах окварцевания, хлоритизации и эпидотизации.

К югу от Майкайна, в области развития нижнедевонских пород Д. А. Тимофеевский (1939) констатировал ряд зон рассланцованности с баритовыми мелкими жилами. Эта пониженная часть района отличается плохой обнаженностью, и здесь при поисковых работах не исключена возможность новых и интересных находок.

Другим пунктом, который в дальнейшем было бы желательно осветить, являются окрестности выхода вторичных кварцитов в 6.5 км к юго-западу от Майкайна. Наблюдавшиеся здесь соотношения пород описаны на стр. 59. Выходы вторичных, нередко пиритизированных кварцитов, содержащих турмалин, пирит, ярозит и следы золота, развиты на значительной площади и расположены у края большой долины. Ввиду того, что рассланцованные зоны обычно слагают пониженные элементы рельефа, этот участок также должен быть признан заслуживающим внимания при проведении поисковых работ. Вторичные кварциты намечают здесь существование нарушенной зоны северо-западного простирания.

В водопроводной канаве около пикета 6.3 км в смятых и окварцованных порфиритах среднего девона нами была обнаружена широтная жила барита с небольшим содержанием золота (1.2 г/т). Севернее в верхнедевонских песчаниках наблюдались зоны смятия и серицитизации. Заслуживает внимания то, что все эти пункты минерализации расположены вдоль северного края площади, сложенной средне- и верхнедевонскими породами.

Следующая зона минерализации расположена в месторождении Эльток. Она имеет широтное простирание и контролируется выходами гранит-порфириров и плагиогранит-порфириров. Вдоль нее, к востоку от месторождения Эльток, в долине констатированы вторичные кварциты и в 1 км от него кварцево-баритовая жила. Дно долины лишено коренных выходов и потому сказать что-либо о характере слагающих ее пород мы не можем.

На месторождении Эльток имеются выходы кварцево-баритовых жильных пород, мощностью от 30 см до 1 м. Они имеют широтное простирание с крутыми южными падениями и залегают в окварцованных охристых среднедевонских порфиритах, содержащих выщелоченную вкрапленность пирита, тонкие кварцево-баритовые прожилки и щетки кристаллов гипса. Зальбанды жил резкие, отчетливые и нередко содержат вкрапленность выщелоченного пирита. Жильные породы обладают массивным сложением и содержат редкие скопления галенита. У зальбандов жил в них наблюдается полосчатое строение, обусловленное чередованием полос кварца и барита. Штуфовая проба кварцево-баритовой породы показала содержание золота в количестве 1.6 г/т.

Шлиховое опробование выходов жил, произведенное партией Золоторазведки, обнаружило присутствие редких зерен малахита, церуссита, куприта и пирита. По этому минералогическому составу месторождение относится к кварцево-баритовым жилам с полиметаллическим орудением. В кварцево-баритовой жиле, найденной нами в 1 км к востоку от месторождения, наблюдались тонкие пленки медной зелени.

Значительно меньшими данными мы располагаем относительно месторождения Джерик-кудук. Некоторые сведения о его геологии изложены на стр. 59. К оказанному следует добавить, что шлиховое опробование отвалов разведочных выработок, произведенное партией Золоторазведки, показало присутствие барита, пирита, галенита, церуссита и малахита, т. е. по ассоциации рудных минералов это месторождение напоминает месторождение Эльток. Однако здесь, по видимому, имеется орудование не жильного типа, а типичная рассланцованная, окварцованная и серицитизированная зона, пронизанная тонкими кварцевыми прожилками и содержащая сульфиды, вероятно в виде вкрапленности. Породы месторождения Джерик-кудук настолько сильно изменены поверхностными процессами, что сказать что-либо определенное об их характере не представляется возможным. От произведенных разведок на месторождениях Джерик-кудук и Эльток никаких материалов не сохранилось, и для окончательного суждения об их ценности необходима постановка новых работ.

Нами был взят ряд проб кварцевых жил из западной и северной частей района. Одна из них, относящаяся к выходам кварцевых жил, залегающих в долине, в 3.5 км к юго-западу от горы Джуван-тюбе, показала содержание следов золота. Здесь же в долине были обнаружены обломки сильно охристой породы, также содержащей следы золота. Другая опробованная жила, расположенная в северной части района у южного подножья гряды, сложенной претичными песчаниками, представлена охристой разностью кварца, содержащей 1.2 г/т золота.

Все эти данные относительно кварцевых жил показывают наличие в них минерализации, и не исключена возможность, что их систематическое исследование может дать промышленные месторождения.

В районе имеются слабые проявления медного орудения. В 3.5 км к северо-востоку от оз. Эльток на вершине гряды, сложенной среднедевонскими альбитофирами, расположено несколько неглубоких, очень старых шуфов. В их отвалах наблюдаются обломки пород, пронизанных тонкими прожилками кварца и содержащих натечки медной зелени.

Другая точка находится в 5 км к востоку от оз. Эльток. Здесь имеется небольшая открытая выработка глубиной около 4 м, которая вскрывает мандельштейновые разности пироксен-плагноклазовых порфиритов, прорезанных дайкой плагноклазовых порфиритов. Дайка эта имеет простирание СВ 50° и крутое северо-западное падение под углом 65°. Породы сильно эпидотизированы, хлоритизированы и местами окварцованы. В них содержатся прожилки кварца и эпидота. Вдоль трещин от-

дельностей и местами в смятых участках пород наблюдаются скопления медной зелени.

Нам остается еще указать на то, что довольно широко распространенные в районе кремнистые породы, возникшие в результате окварцевания ордовических и нижнедевонских известняков, часто имеют желтые и охристые окраски. В 4.5 км к северо-востоку от оз. Эльток на северном склоне гряды альбитофиров, на которой расположена точка с медным оруденением, в кремнистых породах содержатся примазки медной зелени. Причина появления бурых окрасок в кремнистых породах нам остается неясной. Не исключена возможность, что она также связана с проявлением минерализации, природу которой было бы интересно установить.

В нашем отчете о работах майкаинского отряда ЦККЭ (фонды И. Г. Н., 1939, см. также стр. 57) было высказано предположение о присутствии вторичных кварцитов в месторождениях колчеданов Урала. В последующие годы это предположение подтвердилось в работах Н. И. Наковника (Красноуральские месторождения, фонды Ур. Г. У. 1941) и В. П. Логинова (рудник Кабан, фонды И. Г. Н., 1944), которые нашли в этих породах типичные богатоглиноземистые минералы (корурид, диаспор, андалузит и др.). Вместе с тем Н. И. Наковник в своей сводке по вторичным кварцитам Центр. Казахстана (фонды И. Г. Н., 1940) и в статье «Новое в минералогии боковых пород колчеданных залежей Урала» (Изв. АН СССР, 1943, № 1) предлагает рассматривать вторичные кварциты как продукт фумарольно-сульфатарной деятельности, протекавшей в близповерхностных и поверхностных зонах наземных вулканических аппаратов. В явном противоречии с этим выводом находится верхнепалеозойский возраст гидротермального метаморфизма и рудопроявлений не только для Майкаина, но и для всего более широкого Баян-Аульского рудного района. Кроме того, в сводной работе Астащенко К. И. («Герцинские интрузии гранитоидов Сев. Прибалхашья», ГИН, 1941) для месторождений Карабас, Борлы и др. указано образование части вторичных кварцитов путем замещения краевых зон интрузий гранодиоритов.

Согласно устному сообщению Маркова П. С. такие взаимоотношения между гранитами и вторичными кварцитами имеются и на корундовом месторождении Семиз-Бугу. Нам известны случаи (Семиз-Бугу, Чунай и др.), когда у контакта с герцинскими гранитами их жильные породы (диорит-порфириты, габбро-диабазы и др.) пересекают вторичные кварциты и имеют с ними резкие контакты. Очевидно, в этом случае вторичные кварциты возникли после остывания интрузий, но до появления пород жильной серии.

Возвращаясь к Майкаину, уместно еще указать точку зрения А. В. Пэк (фонды И. Г. Н., 1944 г.) на происхождение колчеданных тел Левихиноского месторождения (Ср. Урал); он рассматривает их как результат замещения преролов известняков. Не исключена возможность, что аналогичные явления имели место и в рудном поле Майкаина и тогда это объяснение может помочь уяснить некоторые особенности морфологии рудных тел.

Мы убеждены в том, что начавшееся изучение рудных богатств как самого Майкаина, так и его окрестностей приведет к открытию новых объектов. Для этого необходимо планомерное и систематическое проведение поисковых и разведочных работ. При этом, при правильной организации горного хозяйства, могут быть освоены также и менее крупные и с более низким содержанием золота месторождения.

Что касается самого Майкаина, то перспективы его освоения после выработки руд окисленной зоны будут зависеть от результатов разведки первичных руд. Уже и сейчас для отдельных рудных тел мы имеем ука-

знание на промышленные содержания ряда ценных металлов. Поэтому дальнейшие работы должны выяснить также возможность комплексного использования руд Майкаина.

Майкаинский район обладает большим количеством разнообразных каменных строительных материалов. Они широко используются в рудничном хозяйстве и в строительстве, которое принимает все большие и большие размеры. Для этих целей используются третичные песчаники и различные изверженные породы.

Что касается водных ресурсов, то их детальным и глубоким изучением в течение последних лет с успехом занимался П. М. Геронин. На основании его исследований произведена постройка нового водопровода, который будет брать трещинные воды из кремнистых известняков карбона южной синклинали. В окрестностях Майкаина имеется ряд небольших колодцев с более или менее удовлетворительной по качеству водой. Многие из них используются населением, а также животноводческими фермами рудника.

Энергетическое хозяйство рудника обеспечивается мезозойскими углями месторождения Шопты-куль.

Благоприятные перспективы освоения первичных руд, при обеспеченности топливом и водой сулят превратить Майкаин в недалеком будущем в один из крупных центров рудной промышленности Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Л. М. Геолого-петрографическое исследование изменений боковых пород колчеданных месторождений на Среднем Урале. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1937, 4.
- Вебер В. Н. Верхнеордовичские трилобиты из Киргизской степи и Кузнецкого бассейна. — Изв. Геол. ком., 1928, № 3.
- Геронин П. М. Предварительный отчет о гидрогеологических работах в Майкаинском районе. — Фонды ГРО Майкайна (рукопись).
- Захаров Е. Е. Металлогенический очерк Урала. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1938, 8.
- Кассин Н. Г. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Б. Аульского и В. Чидертинского районов. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 110.
- Кассин Н. Г., Водорезов Г. И. и Медоев Г. П. Общая карта Казахстана. Описание Ср. Чидертинского и Улантинского листов. Тр. Всес. геол.-разв. обл., 1938, вып. 318.
- Коптев-Дворников В. С. История вулканизма Центрального Казахстана в палеозое. Итги ЦККЭ. 1940.
- Коптев-Дворников В. С. Краткий обзор научных работ института за 1939 г. Тр. Инст. Геол. наук, 1940, вып. 53, стр. 138.
- Коптев-Дворников В. С., Мирлин Г. А., Кочуров В. Б. и др. Отчет о работах восточного пересечения ЦККЭ. Инст. геол. наук АН СССР. 1937 (рукопись).
- Коржинский Д. С. Мелкосопочник и водоемы Экибастузского района. Изв. Геол. ком., 1930, 49, № 8.
- Коржинский Д. С. Геология и петрология Экибастузского района. Тр. Всес. геол.-разв. об., 1932, вып. 155.
- Котульский В. К. Медные и полиметаллические месторождения Майкайна в Киргизской степи. — Мат. общ. и прикл. геол., 1928, вып. 95.
- Кочуров В. Б., Маркова Н. Г. и др. Отчет о работах восточного пересечения ЦККЭ. — Инст. геол. наук АН СССР, 1938 (рукопись).
- Краснопольский А. Геологические исследования в Акмолинской и Семипалатинской областях. — Геол. иссл. вдоль Сибирской железной дороги, 1898, 9.
- Мейстер А. К. Геологические исследования в Киргизской степи. Геол. иссл. вдоль Сибирской железной дороги, 1899, 15.
- Сергиев Н. Г. О некоторых закономерностях развития вулканических явлений в Центральном Казахстане. Изв. АН СССР, 1939.
- Тимофеевский Д. А. и Божинский А. П. Отчет о работах на Майкаинском руднике НИГРИЗ. 1939 (рукопись).
- Чудинов В. М. Древние горные работы на месте современных рудников Каззолото. Тр. Золоторазведки, 1937, вып. 4.
- Чухров Ф. В. Отчет о работах минералогического отряда ЦККЭ за 1938 г. Инст. геол. наук АН СССР (рукопись).
- Шатский Н. С. К тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, геол. сер. 1938, № 5—6.
- Штрейс Н. А. Материалы по стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана. Инст. геол. наук АН СССР, 1939 (рукопись).

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
I. Введение (В. С. Коптев-Дворников)	1
II. Оро-гидрографический очерк	2
III. Стратиграфия	4
A. Силур (О. П. Оглоблина)	5
1. Нижний силур	5
2. Верхний силур (В. С. Коптев-Дворников)	13
Б. Девон и нижний карбон (М. Е. Яковлева)	21
1. Нижний девон	22
2. Средний девон	31
3. Верхний девон	39
4. Верхний девон — нижний карбон	41
В. Мезозойские, третичные и четвертичные образования (В. С. Коптев-Дворников)	41
IV. Геология интрузивных и метаморфических образований	44
1. Каледонские интрузии	44
2. Породы герцинского интрузивного комплекса	46
3. Верхнепалеозойский метаморфизм	51
V. Петрографический очерк	61
A. Нижний силур (О. П. Оглоблина)	62
1. Пироксен-плаггиоклазовые порфириды	62
2. Туфы пироксен-плаггиоклазовых порфиритов	64
3. Роговообманково-плаггиоклазовые порфириды	65
4. Гематитизированные роговообманково-плаггиоклазовые порфириды	67
5. Зернистые туфы роговообманково-плаггиоклазовых порфиритов	68
6. Агломератные туфы роговообманково-плаггиоклазовых порфиритов	69
7. Плотные туфы роговообманково-плаггиоклазовых порфиритов	70
8. Альбитофиры	70
Б. Каледонские интрузии. Кварцевые диорит-порфириды (В. С. Коптев-Дворников)	71
В. Верхний силур	72
1. Нижняя свита песчаников и конгломератов	72
2. Породы эффузивной свиты верхнего силура. Плаггиоклазовые порфириды	77
3. Песчаники и конгломераты верхней свиты верхнего силура	78
Г. Нижний девон (М. Е. Яковлева)	79
1. Диабазы и диабазовые порфириды	79
2. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры	81
3. Туфы альбитофиров	82
4. Кремнистые сланцы, кремнистые туфиты и яшмы	83
Д. Средний девон	83
1. Диабазы и диабазовые порфириды	83
2. Порфириды	85
3. Туфы порфиритов	88
4. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры	89
5. Порфиры и кварцевые порфиры	90

6. Туфы альбитофиров, кварцевых альбитофиров, порфиров и кварцевых порфиров	92
7. Гипабиссальные гранитоиды среднего девона (<i>В. С. Коптев-Дворников</i>)	92
8. Химический состав эффузивов (<i>М. Е. Яковлева</i>)	97
Е. Породы герцинского интрузивного комплекса (<i>В. С. Коптев-Дворников</i>)	104
1. Габбро-диабазы	104
2. Кварцевые сиениты	106
3. Оливиновые габбро	108
4. Кварцевые диорит-порфириты	109
5. Плагιοгранит-порфиры и плагιοграниты	110
6. Гранит-порфиры	113
VI. Тектоника	115
VII. Полезные ископаемые	128
Литература	133

Труды ИГН, № 75

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР.*

*

Редактор В. Н. Рашнер.

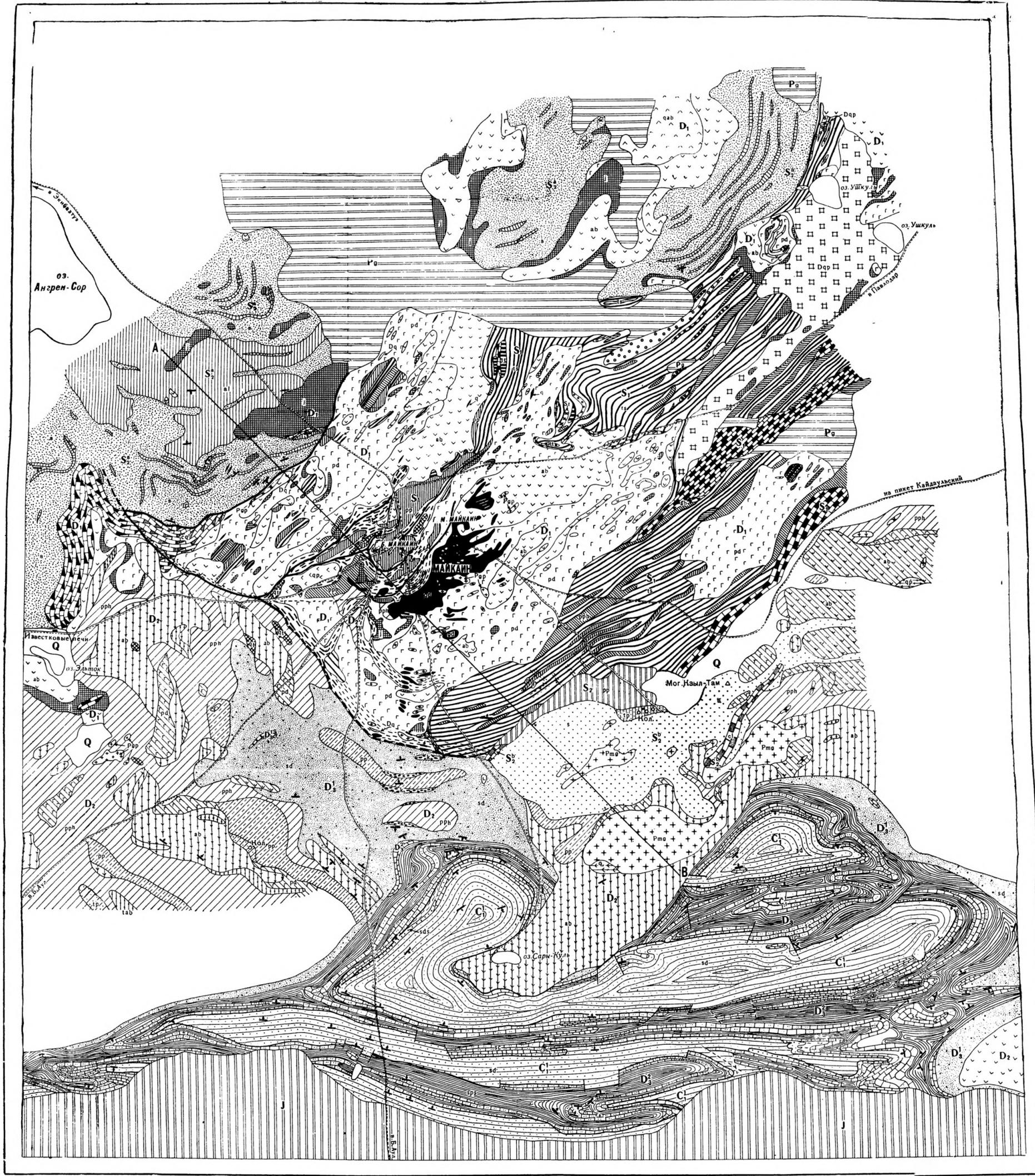
Технический редактор Е. В. Силкина.

Корректоры: Н. Н. Певцова и Л. К. Николаева.

*

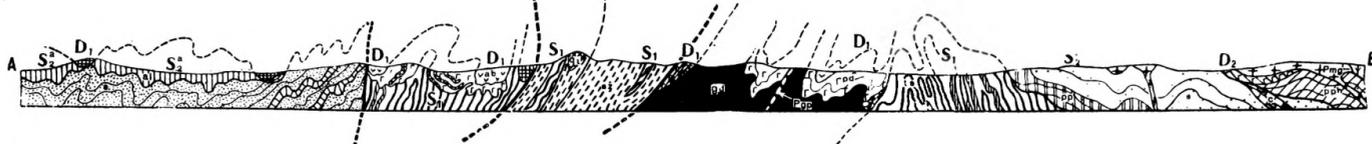
РИСО АН СССР № 2110. Ма—00634. Издат. № 1005.
Тип. заказ № 98. Подписано в печ. 28/1 1946 г.
Формат бум. 70 × 92 ¹/₁₆. Печ. л. 8 ¹/₂ + 1 в лейка.
Уч.-издат. 12. Тираж 1500.

1-я типография Издательства Академии Наук СССР.
Ленинград, В. О., 9 линия, 12.



Геологическая схема участка рудного поля составлена по данным Д. А. Тимофеевского и А. П. Божинского, а верхнепалеозойской (D₂-C₁) синклинали по данным П. М. Геронина.

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ АВ



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	НИЖНИЙ КАРБОН C ₁	СРЕДНИЙ ДЕВОН D ₂	НИЖНИЙ ДЕВОН D ₁	НИЖНЯЯ ПЕСЧАНИКОВАЯ СИТА (S ₂)	Альбитофиты
ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФАМЕНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²	ВЕРХНИЙ СИЛУР S ₂	ВЕРХНЯЯ ПЕСЧАНИКОВАЯ СИТА (S ₂ ¹)	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФАМЕНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴	НИЖНИЙ СИЛУР S ₁	НИЖНЯЯ ПЕСЧАНИКОВАЯ СИТА (S ₂ ²)	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С ГЕРЦИНСКИМ ИНТРУЗИВНЫМ КОМПЛЕКСОМ	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФАМЕНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
Кварцево-серпичитовые сланцы	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФАМЕНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹⁰	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹²	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
Вторичные кварциты	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹⁴	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹⁶	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
ПОРОДЫ ГЕРЦИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹⁸	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²⁰	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
Кварцевые миллы	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²²	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²⁴	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
Плагноклазит-порфиры, плагноклазиты и гранит-порфиры	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²⁶	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²⁸	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
Кварцевые диорит-порфиры	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ²⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³⁰	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³²	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
Кварцевые сивиты	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³⁴	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³⁶	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
Габбро-диабазы	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³⁸	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ³⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴⁰	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴²	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴⁴	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴⁶	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴⁸	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁴⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵⁰	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵²	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵⁴	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵⁶	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵⁸	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁵⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶⁰	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶²	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶⁴	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶⁶	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶⁸	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁶⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷⁰	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷²	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷⁴	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷⁶	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷⁸	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁷⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸⁰	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸²	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸⁴	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸⁶	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸⁸	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁸⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹⁰	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹¹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹²	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹³	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹⁴	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹⁵	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹⁶	Роговообманково-плагноклазовые порфиры
	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹⁷	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹⁸	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ⁹⁹	ВЕРХНИЙ ДЕВОН ФРАНСКИЙ ЯРУС D ₂ ¹⁰⁰	Роговообманково-плагноклазовые порфиры

Фиг. 3. Схема геологического строения окрестностей рудника Майкани. Составлена: Коптевым-Дворниковым В. С., Оглобиной О. П. и Яковлевой М. Е. (1938 г.)

Цена 10 руб.