

З. М. СТАРОСТИНА, Б. Н. КРАСИЛЬНИКОВ, Н. Г. СЕРГИЕВ, И. Ф. ТРУСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ГОР ЕРЕМЕНТАУ И ПРИЛЕЖАЮЩЕЙ ЧАСТИ ДОЛИНЫ р. УЛЕНТЫ

1. ВВЕДЕНИЕ

Летом 1936 г. Геологическим институтом Академии Наук было предпринято изучение Казахской ССР. Работы Северного отряда, входящего в состав Среднего пересечения Центральной Казахстанской комплексной экспедиции (ЦККЭ), возглавляемого Н. С. Шатским, производились по северо-восточной окраине гор Ерементау и прилежащей части левобережья р. Уленты. Район, охваченный исследованиями за два года (1936 и 1937), располагается между следующими координатами: $73^{\circ}15'$ — 74° вост. долготы от Гринича и 51° — $51^{\circ}40'$ сев. широты. Общая площадь съемки в масштабе 1 : 100 000 достигает 2500 км².

Задачей отряда являлось разрешение ряда тематических вопросов как тектонического, так и стратиграфо-литологического порядка, поэтому кроме указанной площади, которая подвергалась систематическому изучению, было предпринято несколько маршрутов вне пределов района, а именно к озерам Кобейтуз, Сомансор, Джарсор, Кендекты, и сделано пересечение хребта Ерементау к западу от гор Каратау.

Кроме начальника отряда З. М. Старостиной в работах принимали участие петрографы Н. Г. Сергиев и И. Ф. Трусова, геолог Б. Н. Красильников и коллекторы А. Г. Мирчинк, А. Л. Лосев и Н. П. Кузнецов.

Массивы кислых и основных пород северной половины района были изучены и описаны И. Ф. Трусовой, попутно ею же была произведена съемка участка, расположенного к юго-западу от оз. Коржун-куль. Интрузивные породы южной части района изучались и описывались Н. Г. Сергиевым; под его же руководством обрабатывалась и большая часть шлифов в осадочных породах. В тематическое задание Н. Г. Сергиева входило изучение эффузивных пород. С этой целью им была проведена съемка в масштабе 1 : 50 000 в районе Идельбай — Джуван-тюбе на юге и в области развития эффузивных пород верхнего палеозоя, на севере. Описание эффузивных пород, связанного с ними медного оруденения и общий обзор вулканических явлений верхнего палеозоя даны Н. Г. Сергиевым, характеристика же эффузивов нижнего палеозоя составлена Б. Н. Красильниковым при непосредственном его руководстве. Наблюдения над геоморфологией района и изучение четвертичных отложений производилось Б. Н. Красильниковым. Им были написаны следующие главы: орогидрография, четвертичные отложения, полезные ископаемые. Остальные главы, за исключением петрографии эффузивов и интрузивных пород, составлены З. М. Старостиной. Ею же проводилась общая редакция работы. Определение собранной фауны и основные

стратиграфические выводы, связанные с ее обработкой, сделаны: для нижнего палеозоя Н. А. Штрейс, для верхнего палеозоя А. М. Симориным, Н. Г. Марковой и Н. В. Литвинович. Микрофауна верхнего палеозоя определялась Д. М. Раузер-Черноусовой. Флора обработана М. Ф. Нейбург. Остатки водорослей изучены В. П. Масловым.

Как полевые, так и камеральные работы производились под непосредственным руководством Н. С. Шатского.

Главной топографической основой для северной половины района служила карта 1:50 000 масштаба Казахского геолого-гидро-геодезического треста издания 1934 г., листы: М-43—15-В; М-43—15-Г; М-43—16-А; М-43—16-Б; М-43—16-В; М-43—16-Г; М-43—28-А. Для южной половины района основным материалом являлась карта 1:84 000 масштаба, издания 1881 г., ряд XIII, лист 22.

II. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

История изучения исследованного района не велика. Работ, касающихся непосредственно описываемой площади, очень немного. Одной из первых работ, освещающих геологическое строение левобережья р. Уленты, является статья А. К. Мейстера (1899). Он приводит ряд обнажений по р. Уленты, указывая у горы Топракмол выходы известняков с фауной S_1 , что при позднейших исследованиях не подтвердилось. Далее А. К. Мейстер дает стратиграфическое описание района. Породы Ерементау относятся им к низам среднего девона, красные песчаники частично к среднему, а частично к верхнему отделам этой системы. Переходя к описанию каменноугольных известняков, он указывает на несогласное залегание их на различных горизонтах девона (верховья р. Уленты). Кратко останавливаясь на тектоническом строении, А. К. Мейстер отмечает северо-восточное и северо-западное простирание складок, причем смятие каменноугольных отложений связывает с внедрением глубинных пород. Небольшие дополнения к изложенным данным имеются в работе А. Краснопольского (1900).

Большой фактический материал приведен в труде А. А. Козырева (1911), относящийся, главным образом, к геоморфологии и гидрогеологии района. Козырев также описывает некоторые выходы коренных пород; на карте почти вся площадь закрашена верхним девоном лишь с небольшими участками каменноугольных отложений. Образования гор Ерементау отнесены к нижнему девону.

Наиболее полное описание геологического строения содержится в работе Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933). Авторы подробно излагают стратиграфию палеозоя, приводя наиболее характерные разрезы с петрографической характеристикой отдельных литологических комплексов выделяемых свит. Тектоническое строение района описано весьма кратко, причем большое значение отводится дизъюнктивным нарушениям.

Позднее придется неоднократно пользоваться материалами, содержащимися в этой работе, и ссылаться на изложенные в ней выводы, поэтому вдаваться здесь более подробно в ее содержание нет надобности.

В 1932 г. исследования на описываемой площади производились Г. А. Петровой. К сожалению, возможность познакомиться с этими материалами представилась нам очень поздно. Судя по приложенному к ней отзыву Н. Г. Кассина, работа эта низкого качества и использован может быть только ее картографический материал.

К северу от описываемого района располагается Тениз-Коржункульский угленосный бассейн, который в связи с разведкой угольного месторождения изучен значительно детальнее, особенно в отношении верхнего палеозоя. Заслуживает упоминания предварительный отчет Тениз-Коржункульской геолого-разведочной и Тениз-Коржункульской геолого-

съемочной партий, составленный А. И. Егоровым (1936₂), и его работа по описанию Ерементausкого угольного района (1937). Эти работы частично производились на площади, захваченной Северным отрядом в 1936 г. А. И. Егоров (1936₂, 1937) дает весьма краткое и схематическое изложение геологического строения района, иллюстрируя его приложенной картой. Результаты двух лет исследований не позволяют согласиться с некоторыми его выводами как в отношении возрастных определений, так и относительно распространения отдельных свит, о чем более подробно будет сказано при изложении стратиграфии.

На этом история изучения интересующего нас района, до работ ЦККЭ, заканчивается. Существует целый ряд работ, затрагивающих отдельные общие вопросы, в той или иной степени касающиеся исследований площади; эти работы будут упомянуты позднее в тексте отчета.

III. ОРОГИДРОГРАФИЯ

Изученный район располагается по северной окраине Казахской горной страны, где последняя переходит в Восточно-Сибирскую низменность, и приурочен к северо-восточному склону Ишимо-Иртышского водораздела.

Однообразие мелкосопочного, характерного для Казахской степи, рельефа нарушается по западной окраине района резко поднимающимися островершинными хребтами восточной окраины гор Ерементау. Горы Ерементау располагаются в основном за пределами описываемой площади, протягиваясь на 80—90 км при ширине до 20—30 км. Общий наклон поверхности на восток обуславливается широкой плоской долиной р. Уленты, протекающей вдоль всего района.

По характеру рельефа, изученную площадь можно разбить на три различных в орографическом отношении участка.

1. Восточную часть района занимает обширная долина р. Уленты. Некогда р. Уленты была притоком р. Иртыша. В настоящее время она уже до нее не доходит и впадает в оз. Ак-куль, лежащее в Тениз-Денгизской котловине. Р. Уленты представляет собой усыхающую водную артерию с водотоком, функционирующим, главным образом, весной. Летом она превращается в ряд разобщенных между собой водоемов, часто со стоячей затхлой водой. Иногда эти водоемы соединяются мелкими, теряющимися в аллювиальных отложениях протоками со слабым движением воды.

Верховья р. Уленты располагаются вне пределов изученного района среди Ерементausких гор. В среднем ее течении долина достигает 10—12 км ширины, явно не соответствуя размерам протекающей в ней реки. Здесь наблюдаются три террасы, из которых нижняя, незначительной высоты, местами является пойменной. Выше 3 и 5 м высоты располагаются вторая и третья террасы, представляющие собой аккумулятивные террасы, прислоненные к коренным породам нижнего уступа (см. ниже) и сложенные песками и галечниками. Они сильно размыты и плохо выражены в рельефе.

В северной части района долина р. Уленты несколько расширяется и приобретает более расплывчатые очертания, сливаясь с широкой долиной, идущей параллельно ей с юга. Характерной особенностью этой последней является неопределенность ее очертаний. Она состоит из ряда бессточных впадин с солеными или пресными озерами. Самой южной впадиной является небольшая котловина озер Май-куль и Кара-сор, соединяющаяся сравнительно неширокой долиной с большой Коржункульской впадиной, в которой располагаются озера Коржун-куль, Кызыл-сор и Борхо-куль. На севере, за пределами изученного района, эта впадина почти непосредственно смыкается с Тениз-Кобейтузской котловиной. В восточной части района располагается крупная котловина оз. Уштаган,

соединяющаяся на юге с Майкульской впадиной, а на севере с долиной р. Уленты. Большинство упомянутых озер соединены между собой большими пересыхающими протоками. Такими сухими протоками соединены озера Май-куль, Коржун-куль, Борхо-куль, Курбет-куль и Тениз. Террасовых отложений в этой долине не наблюдалось.

Кроме этих долин, отличающихся расплывчатыми формами, имеются долины иного строения, впадающие либо в долину р. Уленты, либо в озерные котловины. К таковым относятся, прежде всего, Кушмурунская долина отделяющая массив Кушмуруна от гор Джель-тау, долина ручья Кара-су, разделяющая хребты Мын-чекур и Тюре-джол, долина р. Джель-тау, а также поперечная долина Безымянного ручья, отделяющего горы Кой-тас от гор Трунты. Они характеризуются значительно меньшей шириной (1—1.5 км), более крутыми резко очерченными склонами, значительно более крутым продольным профилем и, наконец, присутствием хорошо выраженных аккумулятивных террас.

Кушмурунская поперечная долина, впадающая с запада в котловину оз. Коржун-куль, только нижней своей частью входит в пределы изученного района. В настоящий момент в ней нет постоянного водотока. Почти на всем ее протяжении можно наблюдать две хорошо выраженные аккумулятивные террасы 3 и 5 м высоты, сложенные крупнозернистыми песками.

В долине ручья Кара-су, впадающего в оз. Коржун-куль и протекающего вдоль гор Джель-тау и Мын-чекур, отделяя их от более низких вытянутых хребтов Тюре-джол и Идельбай, выражена только 3-метровая терраса, прослеживающаяся на протяжении всей долины.

Ручей Джель-тау, протекающий между горами Санды-тау на западе и горами Кара-тау и Джель-тау на востоке, также обладает узкой и довольно глубокой долиной с крутым продольным профилем. Ее склоны расчленены мелкими овражками; присутствие на них невысоких плосковершинных холмов придает долине менее ясные очертания, чем у ручья Кара-су и долины Кушмурунской. В описываемой долине располагаются озера Коблан-куль и Телес-куль, соединяющиеся временными пересыхающими протоками с оз. Коржун-куль. Террасы во многих местах уничтожены позднейшим размывом. Там, где они сохранились, можно наблюдать две вложенные одна в другую аккумулятивные террасы 3 и 5 м высоты, сложенные песчано-галечным материалом, по составу аналогичным террасовым накоплением верхней части Кушмурунской долины.

Между горами Кереге-тас и Трунта проходит вторая поперечная долина, пересекающая весь Ерементауский горный массив. В своем верховье, где она врзается в гористую часть Ерементау, долина хорошо выражена и ограничена с обеих сторон скалистыми грядами. В среднем и нижнем течении, где долина проходит среди невысоких холмов, занимающих все пространство между горами Ерементау и р. Уленты, она начинает сильно извиваться и, не доходя до последней, теряется в ее наносах. В верхней части этой долины хорошо выражена одна галечная терраса, прислоненная к коренным отложениям.

2. Между горами Ерементау и долиной р. Уленты располагается неровное всхолмленное пространство с общим уклоном на восток.

На этой площади выделяются три уступа различной высоты, вытянутые в меридиональном направлении параллельно горам Ерементау. Поверхность первого нижнего уступа лежит несколько выше третьей террасы р. Уленты, примерно на абсолютной высоте 210—220 м. Этот уступ занимает значительную площадь в восточной половине исследованного района, примыкая к долине р. Уленты. На севере ширина его увеличивается за счет размыва второго, лежащего выше, уступа. Останцами последнего являются отдельные гряды в районе хребта Айгыр-джал и к востоку от оз. Кобей-туз. К поверхности описываемого уступа при-

урочено дно Тениз-Коржункульской озерной долины, которая на севере, за пределами изученного района, близ оз. Джар-сор, сливается с Приулентинской частью этого уступа. Еще далее на севере, постепенно понижаясь, поверхность уступа присоединяется к современной поверхности Тениз-Денгизской котловины. На юге ширина этого уступа уменьшается; она ограничена горами Ак-джал, Джила и Уш-таган на левом берегу р. Уленты и горами Тюлькелы, Тас-чеку, Бала-джуван-тюбе и Джуван-тюбе на правом.

Поверхность второго уступа лежит на высоте 320—350 м над ур. моря и проходит через вершины гор Каргалы, Тастычоко и Джар-сорского мелкосопочника. В северной части района ей принадлежат водораздельные пространства между р. Уленты и Тениз-Коржункульской озерной долиной. В южной части района этот уступ занимает значительные площади на правом берегу р. Уленты, проходя через вершины гор Бала-джуван-тюбе и Джуван-тюбе.

Поверхность третьего уступа располагается на абсолютной высоте 430—450 м, прослеживаясь вдоль восточных склонов Ерементау, а севернее — через горы Кой-тас и Джаман-адыр. В центральной части района она проходит через вершины гор Кереге-тас, Джуван-тюбе и Кара-тау. На юге этот уступ почти полностью размыт, от него остались небольшие останцы, расположенные по обе стороны р. Уленты.

Поверхности описываемых уступов, соответствующих древним денудационным уровням, расчленены более мелкой эрозионной сетью, создавшей мелкосопочный рельеф. Это беспорядочные группы невысоких холмов с коническими вершинами, обычно имеющих в плане овальную форму. Склоны их, достигающие 20° уклона, постепенно уполаживаются к подножью. Характерной особенностью такого мелкосопочника является однообразная высота отдельных его холмов, через вершины которых легко можно провести его «исходную» поверхность. Особенно хорошо это видно, если смотреть с вершин горной системы Ерементау. Для каждого денудационного уровня высота мелкосопочника определенная и соответствует его «исходной» поверхности.

Следует выделить мелкосопочник нижнего денудационного уровня, повидимому подвергшийся абрадирующему действию палеогенового моря, осадки которого широко развиты севернее. Он отличается меньшей высотой холмов, более сглаженной их формой и своеобразным распределением мелкой эрозионной сети. На характере последней сказывается наличие местного базиса эрозии — р. Уленты. Этот мелкосопочник, повидимому, соответствует так называемому приречному мелкосопочнику, выделенному Г. Е. Быковым в Атбасарском районе (1932).

3. Как уже сказано, поверхность третьего уступа проходит через высоты окраинной части гор Ерементау. На 100—120 м выше третьего денудационного уровня располагаются наиболее высокие точки района — его «исходная поверхность» — собственно массив гор Ерементау. В пределах изученной площади горы Ерементау расчленены на ряд невысоких хребтов, носящих название гор: Сандык-тас, Кушмурунских, Джель-тау, Мын-чекур, Кара-тау, Кой-тас, Трунта, Найза-тас, Ак-джал, Кара-джал, Сорал, Джуван-тюбе и др. Это длинные, тянущиеся на десятки километров, узкие гряды, расчлененные глубокими оврагами и долинами рек. Абсолютная высота гряд почти всегда достигает 550—600 м, с относительным превышением над современной долиной на 200—300 м. Они имеют острые вершины, с резко зазубренными очертаниями, и крутые, иногда обрывающиеся склоны.

Восточнее, на другом берегу р. Уленты, располагается вторая группа горных хребтов: горы Тиес, Семиз-бугу, Топрак-мол. Эти возвышенности значительно меньших размеров, грядообразная форма их выражена хуже, здесь это скорее группы конических возвышенностей, иногда даже с несколько сглаженными очертаниями.

IV. СТРАТИГРАФИЯ

В описываемом районе обнажаются породы нижнего и верхнего палеозоя. Породы нижнего палеозоя слагают окраину Ерементауских гор, выходят в форме нескольких крупных «островов» к востоку от них, среди поля распространения верхнего палеозоя, и затем вновь слагают значительные площади по правому берегу р. Уленты (горы Семиз-бугу, Тиес, Топрак-мол).

1. Нижний палеозой

Опубликованные до сих пор материалы не дают ясного представления о стратиграфии нижнего палеозоя исследованного района. Наиболее полное описание имеется в работе Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933), но и в ней нет четкого представления о стратиграфической последовательности отдельных комплексов. Так, например, для разреза кембрия и нижнего силура, по словам этих авторов, основным компонентом «являются песчаники, туфовые песчаники и глинистые плотные песчаники». Мощнейшие же толщи известняков и кремнистых пород, таким образом, как бы выпадают из разреза, и с их точки зрения либо имеются в резко подчиненном количестве, либо отсутствуют вовсе.

В толще верхнего силура, по тем же данным, главным компонентом является также кластический и пирокластический материал. Такоеобразие в характеристике состава, естественно, лишает возможности объяснить характерные особенности условий накопления осадков для каждой эпохи.

Одной из задач, которую ставили себе авторы настоящей работы, было путем детального картирования и изучения литологического состава отдельных комплексов подойти к вопросу о закономерности изменений в осадконакоплении, обусловленных ходом развития геологической истории района. Такой метод исследований позволил выделить ряд естественных комплексов, прослеживающихся на значительном протяжении и находящихся в строгих стратиграфических взаимоотношениях. Установление новой стратиграфической схемы нижнего палеозоя позволяет дать иной анализ геологических явлений, протекавших на описанной территории в течение соответствующих эпох. Стремление же наиболее полно осветить материал, послуживший основой для данной схемы, и желание дать ясное представление об особенностях строения выделяемых немых комплексов, дабы можно было найти эквивалентные им свиты в других районах, вызывают необходимость детальной петрографической их характеристики, что мы и пытаемся сделать ниже.

1. Наиболее древними породами, повидимому, надлежит считать толщу сильно дислоцированных, иногда брекчированных амфиболовых сланцев, развитых у подножья горы Семиз-бугу с ее западной стороны и несколько севернее на правом берегу р. Уленты.

а) Известняково-кварцитовая толща ($S_m + S_1$)

Выше амфиболовых сланцев с неясным контактом, осложненным дизъюнктивным нарушением, залегает толща кварцитов и известняков, содержащих, преимущественно в верхней части, прослой яшм и значительное количество эффузивных пород.

В нижней части толщи преобладают кварциты, слагающие наиболее повышенные элементы рельефа и относимые предыдущими исследователями ко «вторичным» кварцитам. Это обычно белые, серые, или желтовато-розовые массивные кварциты, под микроскопом представляющие агрегат мельчайших зернышек кварца, плотно сложенных между собой. Породы пронизаны трещинами, выполненными более крупными, лапчато-округлой формы, зернами кварца.

В средней части толщи преобладают известняки белого, чаще серого цвета, обычно перекристаллизованные, мраморовидные, в редких случаях содержащие мелкообломочную примесь, состоящую из зерен кварца. Сильно окрашенные разновидности обладают слабым битуминозным запахом.

В известняках широко развиты процессы окварцевания, захватывающие участки неправильной формы и приуроченные в слоистых известняках к отдельным тоненьким прослойкам, а в оолитовых разностях — к отдельным концентрам. В ряде мест прослеживается полное окварцевание известняков, по простиранию замещающихся кварцитами описанного типа, что позволяет предполагать образование значительной части нижележащих кварцитов за счет известняков. Подтверждением может служить наблюдаемая местами в кварцитах реликтовая структура известняков.

В средней части толщи проходит очень характерный горизонт брекчиевидной породы незначительной мощности, но хорошо прослеживающийся на больших расстояниях. Эта порода представляет собой скопление раздробленных, резко угловатых обломков белого или желтоватого кварцита, сцементированных агрегатом кварцевых зернышек с примесью мельчайших частиц гематита. Под микроскопом видно, что обломки кварцита состоят из мелкого агрегата кварцевых зернышек, аналогичных по строению описанным разностям кварцитов, характерным для данного комплекса. Отчетливо видно, что угловатая форма обломков есть результат раздавливания основной породы, куски которой разобщены друг от друга и в ряде мест почти не перемещены. В случае чисто кварцевого состава цемента наблюдается цемент типа нарастания. Выходы этого горизонта обычно приурочены к пониженным участкам рельефа. Формы его выветривания отличаются закругленностью очертаний в противоположность кварцитовым гребням. Происхождение его связано с какими-то процессами разрыхления, продукты которого позднее сцементированы кремнеземистыми и железистыми растворами. Определенное положение данного горизонта в разрезе и выдержанность его на расстоянии десятков километров помогает разобраться в структурах, сложенных довольно однообразными толщами.

Выше горизонта брекчиевидных пород среди известняков встречаются редкие маломощные прослои известково-кварцево-хлоритовых и серицитово-кварцевых сланцев, содержащих значительное количество актинолитовой роговой обманки и гранатов. К верхней же половине известнякового разреза приурочены прослои темнокрасных или сероватопрозовых, изредка слоистых яшм. В большинстве случаев это перекристаллизованные породы, состоящие из агрегата мелких, ожелезненных зернышек кварца, содержащих иногда мелкообломочную примесь полевых шпатов, пироксена и слюды. Многие разности этих яшм содержат округлые скопления кварцевых зернышек, не обнаруживающих собственного породе ожелезнения и, возможно, представляющие следы перекристаллизованных микроорганизмов (радиолярии?).

К тем же частям разреза приурочены авгитовые и авгит-оливиновые порфиристы, образующие либо выдержанные прослои до 20—50 мм мощности, либо быстро выклинивающиеся линзообразные залежи. Это обычно зеленовато-серые и темносерые породы с массивным или комковатым строением, иногда обладающие шаровой отдельностью. Наиболее распространены авгитовые порфиристы, содержащие в виде вкрапленников идиоморфные кристаллы авгита, величиной от 1 до 0.1 мм, и более крупные кристаллы плагиоклаза, центральная часть которого отвечает лабрадору № 50—56. Основная масса обычно витрофировой или гиалопилитовой структуры, иногда же почти нацело состоит из микролитов андезин-олигоклаза и стекловатого базиса (интерсертальная структура). Из аксессуарных минералов встречаются апатит и оливин. В оливин-

содержащих разностях порфиров плагиоклаз принадлежит лабрадору.

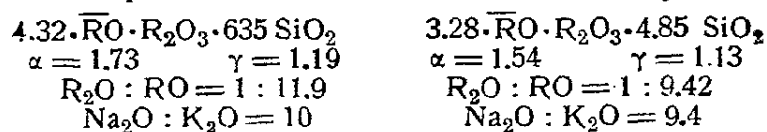
Менее распространены авгитово-плагиоклазовые микропорфиры мандельштейновой структуры, представляющие собой мелкокристаллическую массу основных плагиоклазов состава андезинлабрадор № 35—50 с более крупными выделениями авгита. Авгит-оливиновые мандельштейны и оливиновые порфиры являются наиболее основными разностями лав толщи и приурочены к наиболее низким горизонтам эффузивного комплекса. Их состав приведен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав авгит-оливиновых мандельштейнов и оливиновых порфиров

Компоненты	I анализ		II анализ	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	49.90	832	48.08	800
TiO ₂	1.06	—	0.74	—
Al ₂ O ₃	11.12	109	14.60	143
Fe ₂ O ₃	3.57	22	3.59	22
FeO	8.76	122	8.02	111
MnO	0.19	2	0.14	2
CaO	9.82	175	0.08	180
MgO	9.10	226	8.01	200
K ₂ O	0.33	4	0.43	5
Na ₂ O	2.43	40	2.91	47
P ₂ O ₅	0.08	1	0.09	1
Пот. при прок. .	3.78	—	3.67	—
Сумма . .	100.14		100.36	

Пересчеты по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



Нижняя часть известняково-кварцитовая толща может быть иллюстрирована следующим разрезом, составленным по южной окраине хребта Джелъ-тау (снизу):

Сп. 1. Кварцит буро-серого цвета, массивный	8 м
2. Кварцит белый с неправильными красноватыми узорами	1.5 »
3. Кремнистая порода черного цвета, сильно раскрошенная	2 »
4. Кварцит темносерый или бурый, массивный, обнажается в виде отдельных гривок, разобленных задернованными участками	30 »
5. Известняк темносерый, мелкокристаллический, с сероводородным запахом	16.5 »
6. Кварцит желтовато-серого цвета	2 »
7. Известняк, аналогичный слою 5	7 »
8. Кварцит желто-бурый	2 »
9. Известняк, аналогичный слою 5	8 »
10. Кварциты светлые, желтого или буроватого цвета, массивны, иногда приобретающие красноватый оттенок	20 »
11. Перерыв с высыпками известняков и кварцитов, встречаются куски известняков с тонкой слоистостью	15 »
12. Перерыв, встречаются куски кварцитов	13 »
13. Кварциты массивные желтого, иногда красноватого цвета	28 »
14. Кремнистая плотная порода серо-зеленого цвета	8.5 »
15. Кварцит светлосерого цвета с тонкой слоистостью	5 »

16. Известняк светлосерый и темносерый, перекристаллизованный; местами окварцованный; по простираению переходит в кварцит . . .	46 м
17. Перерыв, на протяжении которого выходят отдельные глыбы кварцита . . .	60 »
18. Известняк сероватый, массивный, издающий при расколе слабый запах сероводорода, местами окварцованный . . .	20 »
19. Разобщенные выходы массивных глыб кварцита светложелтого цвета . . .	70 »
20. Известняки темносерые, мелкокристаллические, со слабым сероводородным запахом, с маломощными прослоями тонкослоистого известняка. По простираению переходят в желтую окварцованную породу . . .	50 »
21. Кварциты серые и черные массивные, мощность их не ясна, но не менее . . .	50—60 »
22. Известняки, аналогичные слою 5 . . .	24 »
23. Перерыв . . .	60 »
24. Известняки . . .	20 »

Толща залегает с меридиональным простираением, круто падая на запад (55—75°). Верхняя часть этой же толщи наиболее полно представлена в обнажении восточной стороны горы Семиз-бугу. Здесь снизу вверх вскрываются:

Ст? 1. Известняки белые и голубовато-серые, крупнокристаллические, перекристаллизованные, местами переходящие в кварциты . . .	80 м
2. Брекчиевидная порода, состоящая из скопления остроугольных обломков белого кварцита, спаянных железистым кварцитовым цементом. Граница с подстилающими известняками неровная, мощность непостоянна, около . . .	25 »
3. Известняки голубовато-серые, темносерые и черные, массивные . . .	25 »
4. Окварцованный серицитовый сланец . . .	2 »
5. Частое чередование светлых окварцованных известняков и серицитовых сланцев . . .	15 »
6. Известняки голубовато-серые, реже белые, мраморизованные, массивные, переслаивающиеся с пачками тонкоплитчатых разностей . . .	40—45 »
7. Белые массивные кварциты . . .	3 »
8. Сильно окварцованные хлоритовые сланцы, чередующиеся с менее окварцованными разностями . . .	15 »
9. Белые массивные кварциты . . .	2 »
10. Голубовато-серые и светлосерые мелкокристаллические, тонкосланцеватые известняки . . .	4 »
11. Андезино-олигоклазовые порфириты, рассланцованные, сильно пиритизированные, местами переходящие в сланцы . . .	6 »
12. Переслаивание белых массивных, сахаровидных известняков, кварцитов, хлоритово-серицитовых и кварцево-серицитовых сланцев . . .	45—50 »
13. Белые массивные кварциты . . .	2 »
14. Хлоритовые и серицитовые сланцы с гнездами рассланцованных, хлоритизированных известняков . . .	12 »
15. Брекчированные, окварцованные хлоритовые сланцы, распадающиеся на мелкие остроугольные обломки . . .	15 »
16. Глинисто-кремнистая яшмовидная порода, иногда обладающая конгломератовидным строением . . .	3 »

Несколько отличным является разрез верхней части известняково-кварцитовой толщи в горах Кереге-тас. Здесь обнажаются (снизу):

1. Желтые крупные, сланцеватые кварциты . . .	300 м
2. Яшма красная и темнубурая, хрупкая, сланцеватая . . .	100 »
3. Белые хрупкие кварциты, рассланцованные . . .	200 »
4. Кварцитовая брекчия, состоящая из резко угловатых или расплывчатых участков кварцита, сцементированных аморфным кремнеземом, окрашенным в желтовато-бурые и красноватые тона . . .	30 »
5. Известняк белый, плотный, мелкокристаллический, обломочной структуры; участками окварцованный . . .	30 »
6. Красная яшма . . .	200 »
7. Плаггиопорфирит темнубурий, плотного сложения. Полевые шпаты во вкраплениях альбитизированы. Основная масса превращена в хлорит и серицит . . .	300 »
8. Белые массивные кварциты . . .	400 »

Известняково-кварцитовая толща является наиболее распространенной среди пород нижнего палеозоя. Она слагает наиболее возвышенные

участки со скалистыми островершинными гребнями. К ним принадлежат: Джель-тау, Мын-чекур, Кара-тау, Тюре-джол, Серек-тас, Кереге-тас, Ак-джал, Кара-джал, Найза-тас, восточная половина Семиз-бугу и т. д.

Местами в верхней части этого комплекса сильно возрастает количество эффузивов за счет известняков. Так, на юге, в районе гор Ак-джал и Кара-джал, известняки из разреза исчезают, почти нацело замещаясь андезиновыми и андезино-олигоклазовыми порфиритами, связанными постепенными переходами с авгитовыми и оливковыми порфиритами более низких слоев толщи. Те же породы слагают небольшие площади к югу от оз. Коржун-куль.

Наиболее широкое распространение имеют андезиновые порфириты, развитые преимущественно в средней части эффузивного комплекса. Это обычно темносерые, с зеленоватым оттенком, комковатые породы, иногда дающие шаровые отдельности. Под микроскопом они представляют собой мелкокристаллизированную массу андезиновой или трахитовой структуры, состоящую из микролитов сильно разрушенных плагиоклазов андезинового состава. Среди этой массы имеются многочисленные порфировидные выделения кристаллов обычно несколько более основного андезина.

В верхней части собственно эффузивной толщи преобладают андезин-олигоклазовые порфириты, зеленовато- или красновато-бурые, иногда с хорошо выраженной шаровой отдельностью. Под микроскопом они состоят из микролитов основного олигоклаза № 25—28; основная масса трахитовой, реже витрофировой структуры. Порфировидные вкрапления чаще всего принадлежат кислому андезину № 30—32, реже олигоклазу и, в виде исключения, кварцу.

Более кислым разностям часто присуща фельзитовая структура основной массы.

В самых верхах эффузивного разреза среди андезин-олигоклазовых, реже андезиновых порфиритов появляются прослои туфогенного материала такого же состава. Это обычно туфоагломераты и кристаллические туфы; пепловые туфы почти отсутствуют. Эти породы известны из района развалин Идельбай и гор Ак-джал и Кара-джал.

Наибольшим распространением пользуются аггломератовые туфы, содержащие, кроме обломков кристаллов плагиоклаза, много обломков эффузивов и кварцитов. Цементом обычно служит мелкий, измененный вторичными процессами пепловый материал. В случае преобладания обломков кристаллов, порода переходит в кристаллический туф, более мелкие разности которого, приближающиеся к пепловым туфам, иногда обладают микрослоистостью.

Мощности и соотношения отдельных литологических разностей как внутри эффузивной части разреза, так и в более низких горизонтах непостоянны. Мощность нижней кварцитовой части достигает 800 м; яшмово-известняковой (вместе с эффузивами) 1200—1300 м. Эффузивный комплекс в местах наибольшего его развития достигает 500 м. Общая мощность известняково-кварцитовой толщи не менее 2000—2100 м.

Линзообразное залегание эффузивных пород, смена ими по простиранию известняков и кварцитов, наличие шаровых лав, обилие в плагиопорфиритах стекловатых разностей, слоистость сопутствующего пирокластического материала, все это свидетельствует о сингенетичном образовании всех этих отложений.

б) Яшмо-кварцитовая толща (S_1)

Выше описанных образований залегает яшмо-кварцитовая толща. По литологическому составу ее можно условно подразделить на три части: а) нижнюю, собственно яшмо-кварцитовую толщу, б) среднюю, яшмо-эффузивную и в) верхнюю, эффузивно-туфогенную.

а) Нижняя часть яшмо-кварцитовой толщи, наиболее полно вскрытая в разрезе горы Семиз-бугу, представлена чередованием темнозеленых, темнокоричневых, буроватых, красных слоистых яшм и яшмо-кварцитов, то более, то менее перекристаллизованных. Изучение их под микроскопом позволило выделить два типа кремнистых пород. К первому относятся яшмы, близкие к яшмам подстилающей толщи, состоящие из агрегата мельчайших лапчатых зернышек кварца и содержащие следы перекристаллизованных радиолярий (?). Второй тип, более распространенный в верхней части разреза, представлен глинистокремнистыми яшмовидными породами. Последние представляют собой тончайший глинисто-кремнистый, часто ожелезненный агрегат, иногда с большим количеством аморфного кремнезема. В большинстве случаев эти породы содержат значительную примесь мельчайшего обломочного материала, состоящего из угловатых зернышек кварца и полевых шпатов, нередко обогащенного чешуйками серицита. Очень характерно для этих пород присутствие сферических образований с пористыми стенками и длинными тонкими отростками, представляющих собой плохо сохранившиеся скелеты радиолярий. Им же принадлежат кусочки ячеистых сеток. Кроме радиолярий во многих шлифах наблюдаются тоненькие удлиненные ветвящиеся образования, иногда с намеком на канал, напоминающие обломочки спикуль губок. Как скелеты радиолярий, так и эти образования выполнены кварцем или халцедоном, иногда хлоритом. Очень характерны для описываемых пород свойственные им значительно более мелкие, чем скелеты радиолярий, идеально округлые, или овальные тельца с намеком на концентрическое строение, выполненные преимущественно халцедоном, реже кварцем. Природа этих телец неясна, возможно, что они также представляют собой скелетные образования губок.

Повидимому, с этими частями разреза надлежит сопоставлять породы западного склона гор Трунты, Кендыкты и Уш-таган, где имеются еще более окварцованные разности, представленные полосатыми, иногда идеально тонкослоистыми яшмо-кварцитами. Разноцветная окраска отдельных прослоев (до 0.5—0.3 м) придает им местами весьма характерный облик. В нижних частях этого комплекса, в районе горы Семиз-бугу имеются немногочисленные прослои олигоклазовых порфиритов, связанных постепенными переходами с андезин-олигоклазовыми порфиритами.

Под микроскопом олигоклазовые порфириты обнаруживают трахитоидную структуру, обусловленную флюидальным расположением узких, длинных игольчатых микрометов олигоклаза. Количество вкрапленников невелико. Из рудных минералов в большом количестве присутствуют мелкие кристаллы магнетита. Наилучшим примером характера чередования кремнистых разностей в описываемой толще служит обнажение западной стороны горы Семиз-бугу. Здесь вскрываются следующие породы (снизу):

1. Светлозеленая хрупкая кремнисто-глинистая яшма	30 м
2. Светлосерая перекристаллизованная глинистая яшма, содержащая округлые тельца халцедона	2 »
3. Темносерый, олигоклазовый порфирит с тонкими прослоями красных яшм	25 »
4. Палево-желтые перекристаллизованные хрупкие яшмы с остатками радиолярий, тонко переслоенные плитчатыми сургучно-красными яшмами	40 »
5. Черные и темнокоричневые массивные глинистые яшмы	8 »
6. Частое чередование темноцветных олигоклазовых порфиритов, тонких прослоев сургучно-красных яшм и черных кварцитов с реликтовой структурой порфиритов	40 »
7. Светлые, сильно окварцованные, массивные яшмы с примесью глинистого материала	20 »
8. Красные, розовые и темные сильно окварцованные глинистые	

яшмы, содержащие округлые тельца халцедона	35 м
9. Белая перекристаллизованная, плотная яшма с неясными остатками скелетов радиолярий	3 »
10. Яшма бутылочно-зеленого цвета, глинистая, с прослоями черных яшм	12 »
11. Яшмы бутылочно-зеленого цвета, глинистые, перекристаллизованные	10 »
12. Частое чередование массивных серовато-коричневых яшм с тонкими прослоями красных и темносерых яшм	10 »
13. Коричневато-серые глинистые яшмы	20 »
14. Светлокорицевые хрупкие яшмы с многочисленными остатками радиолярий и обломками спикуль губок	10 »
15. Красные хорошо плитчатые или бесструктурные комковатые яшмы с большим количеством остатков скелетов радиолярий	15 »
16. Светложелтые яшмы хрупкие, тонкослоистые, глинистые	30 »
17. Сургучно-красные массивные яшмы	15 »
18. Желтовато-серые массивные кварциты	4 »
19. Массивные сургучно-красные яшмы	5 »
20. Светлозеленые хрупкие перекристаллизованные яшмы с остатками радиолярий	12 »
21. Сургучно-красные перекристаллизованные яшмы с остатками радиолярий	12 »
22. Темные массивные глинистые яшмы	15 »
23. Темнокоричневые грубослоистые яшмы	30 »

б) В средней части яшмо-кварцитового комплекса количество кремнистых разностей постепенно убывает за счет появления кислых эффузивов. Последние составляют 60—70% мощности этой части толщи, превалируя над яшмами. По своему составу они делятся на альбитофиры, кварцевые альбитофиры, ортофиры и кварцевые порфиры. Наиболее широко распространены альбитофиры, залегающие в низах описываемой части разреза. Это обычно красно-бурые, иногда комковатые породы.

Под микроскопом это породы трахитовой или фельзитовой структуры, содержащие вкрапленники альбита или олигоклаза величиной до 2—3 мм в поперечнике. Из аксессуарных минералов следует отметить выделения роговой обманки. В ряде шлифов присутствуют обломки такой же породы, погруженные в основную мелкокристаллическую массу. Вокруг этих включений наблюдается концентрическое наслоение девитрифицированного стекла, постепенно переходящего, вдали от обломков, в литондную породу. Такая структура, возможно, является результатом вторичного оплавления по периферии погруженных в расплавленную массу обломков лавовых корок. Большое скопление таких обломков обуславливает такситовый характер породы. Альбитофиры слагают, главным образом, возвышенности между горами Топрак-мол и Семизбугу на правом берегу р. Уленты, а также западную часть горы Тиес. Кварцевые альбитофиры, ортофиры и кварцевые порфиры распространены менее широко, встречаются в более высоких горизонтах средней части яшмокварцовой толщи, где они переслаиваются с кремнистыми породами и стекловатыми пепловыми туфами. Кварцевые альбитофиры макроскопически весьма похожи на альбитофиры. Им также свойственна трахитовая или фельзитовая структура основной массы, в которой появляется значительное количество кварца. В порфировидных выделениях, наряду с альбитом и олигоклазом, также присутствуют крупные вкрапленники кварца. Ортофиры в разрезе не много. Под микроскопом они представляют собой полнокристаллическую породу с микрогранитовой массой с крупными выделениями ортоклаза и альбита. Среди вкрапленников преобладает альбит, а в основной массе ортоклаз.

Кварцевые порфиры, слагающие наиболее высокие слои, представляют собой белые розовато-серые плотные породы, то афировые, то с большим числом вкрапленников. Под микроскопом они в большинстве случаев обнаруживают сферолитовую основную массу (полевого шпата). Промежутки между сферолитами заполнены девитрифицированным стеклом с распыленным в нем гематитом. Порфировидные выделения, достигающие 3—4 мм в поперечнике, принадлежат калиевому полево-

шпату, альбиту и кварцу. Из аксессуарных минералов встречаются роговая обманка и гематит. Из вторичных процессов наиболее широко развиты каолинизация и окварцевание, реже кальцитизация.

Химическая характеристика альбитофиров яшмо-кварцовой толщи дана в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав альбитофиров

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	64.79	1080	MgO	0.39	10
TiO ₂	0.72	—	K ₂ O	4.39	46
Al ₂ O ₃	16.35	160	Na ₂ O	6.37	103
Fe ₂ O ₃	2.43	15	P ₂ O ₅	0.19	1
FeO	1.46	20	Пот. при прок.	1.48	—
MnO	0.11	2			
CaO	1.37	25			
			Сумма .	100.05	

Пересчеты по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$1.16 \cdot \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.17 SiO_2$$

$$\alpha = 2.97 \quad \gamma = 2.86$$

$$R_2O_3 : RO = 2.76 : 1$$

$$Na_2O : K_2O = 2.24$$

Кремнистые отложения, входящие в состав средней части яшмо-кварцовой толщи, весьма близки к породам нижней ее части. Здесь также преобладают яшмы, содержащие небольшую примесь мелкого обломочного материала, остатки скелетов радиолярий и образования, напоминающие спиккулы губок. Кроме описанных разностей присутствуют очень редкие и маломощные прослои зеленоватых и серых, тонкозернистых туфо-песчаников, состоящих из мельчайших остроугольных зернышек полевых шпатов, в меньшем количестве кварца, еще меньшем пироксена, слюды и обломков эффузивных пород. Цемент мелкообломочный, участками хлоритовый, иногда известковистый или кремнистый. Наиболее полно эти образования вскрыты в районе горы Семиз-бугу, к северу от нее, где они слагают ряд вытянутых возвышенностей. Здесь описан следующий разрез (снизу):

- | | |
|---|-------|
| 1. Кварцевый порфир зеленовато-серый, плотный, скрытокристаллический | 120 м |
| 2. Альбитофиры красновато-бурые, плотные или комковатые, чередующиеся с агломеративными разностями и кварцевыми альбитофирами | 80 » |
| 3. Чередование красновато-бурых альбитофиров и кварцевых альбитофиров | 202 » |
| 4. Красновато-бурые кварцевые альбитофиры, чередующиеся с агломератовыми лавами | 100 » |
| 5. Частое чередование тонких прослоев бурых яшм и подчиненных им прослоев зеленых песчаников. Песчаники полимиктовые состоят из обломков кислых эффузивных пород, яшм и кварцитов | 50 » |
| 6. Тонкое чередование зеленоватых плитчатых туфогенных песчаников, кремнистых яшмовидных пород, прослоев аркозовых песчаников и агломератов | 20 » |
| 7. Зеленовато-серые плитчатые песчаники, состоящие из обломков порфиритов, полевых шпатов и кварца | 10 » |
| 8. Зеленовато-серый плотный кварцевый порфир с подчиненными прослоями кварцевого альбитофира | 100 » |
| 9. Темнобурая яшма, содержащая в большом количестве радиолярии и образования, напоминающие спиккулы губок | 40 » |
| 10. Темнозеленая кремнистая порода, также содержащая радиолярии | 40 » |
| 11. Зеленовато-серый туфогенный песчаник | 30 » |
| 12. Темнозеленая кремнистая порода, аналогичная породе слоя 10 | 90 » |

- | | |
|--|------|
| 13. Зеленовато-коричневая рассланцованная, слегка ожелезненная яшма, переполненная остатками радиолярий и спикулями губок, которые замещены хлоритом | 60 м |
| 14. Аркозовый песчаник | 45 » |
| 15. Кремнистая порода, аналогичная слою 10 и 12 | 50 » |

Эффузивный комплекс средней части яшмо-кварцитовой толщи широко развит также к югу от озера Коржун-куль. Незначительные выходы этих же пород имеются у зимовья Идельбай, Даумбай и близ гор Сорал и Мын-чекур.

в) В верхней части яшмо-кварцитовой толщи количество эффузивов уменьшается за счет увеличения туфов. На ряду с яшмами и кремнистыми породами зеленых и темнокрасных цветов, весьма сходных с вышеописанными, здесь распространены тонкие полосатые пепловые туфы, тонкозернистые песчаники и конгломератовидные породы. Последние состоят из обломков яшм, сцементированных глинисто-кремнистым цементом, содержащим также обломки кристаллов полевых шпатов и реже кварца. Эта часть яшмо-кварцитовой толщи обнажена плохо, кроме района гор Уш-тубе, она выходит в ряде небольших «островков» между породами верхнего силура к западу от горы Тиес. К западу от Уш-тубе небольшие сопки сложены, нигде более не обнаруженными, серыми и зелено-серыми олигоклазовыми порфиритами и аггломератовидными породами. Они, видимо, являются самыми высокими горизонтами яшмо-кварцитовой толщи.

Яшмо-кварцитовая толща достигает 2100—2200 м мощности, причем на долю нижней, собственно яшмо-кварцитовой, части приходится 400—500 м, средней 1200 м и верхней около 500 м.

Породы известняково-кварцитовой и яшмо-кварцитовой толщ прорваны жилами авгитовых и роговообманковых плагиопорфиритов меридионального простирания.

Ранее породы яшмо-кварцитовой толщи в ряде мест относились ко «вторичным кварцитам» (горы Трунты, сопка к югу от горы Топрак-мол) и не выделялись в особый комплекс. Приведенное описание доказывает самостоятельное существование этой толщи и бесспорно осадочное и вулканическое происхождение слагающих ее пород. Наблюдаемые в ней процессы окварцевания играют второстепенную роль и не маскируют полностью первичного состава отложений.

Налегание яшмо-кварцитовой толщи на известняково-кварцитовую подчинено определенной закономерности. Выходы нижней части приурочены или к периферии области развития древнего палеозоя, т. е. к местам ее погружения (горы Трунты, Уй-тас, Кендык), или невысоким ее поднятиям (гора Семиз-бугу). Как в том, так и в другом случае резкого несогласия между этими толщами не наблюдается. Наоборот, по мере продвижения вглубь Еремантауских гор, где выходят более низкие части разреза известняково-кварцитовой толщи, на различные ее горизонты налегает исключительно средний комплекс яшмо-кварцитовой свиты (горы Кара-джал, Идельбай, Мын-чекур). Верхние же горизонты последней были обнаружены только в синклинальной области, расположенной между двумя поднятиями нижнего палеозоя сопки к востоку от горы Кой-тас-оба и к северо-западу от горы Тиес.

Таким образом, яшмо-кварцитовая толща отлагалась трансгрессивно на уже приподнятые, несколько размытые и возможно продолжающие подниматься породы известняково-кварцитовой толщи. Интенсивная дислоцированность и последовавший размыв яшмо-кварцитовой толщи лишают возможности подтвердить эти выводы анализом фаций.

в) Песчано-конгломератовая толща (S_2)

Выше, перекрывая несогласно описанные толщи, залегает комплекс обломочных пород не менее 700 м мощности. Это обычно темнозеленые,

серовато-зеленые, иногда серые песчаники, туфо-песчаники, конгломераты и туфо-конгломераты, отличающиеся большим непостоянством состава.

Песчаники, среди которых наблюдаются разности от тонко- до грубо-зернистых, состоят из угловатых и полуугловатых, иногда остроскольчатых, реже окатанных зерен, преобладают обломки кристаллов андезина, альбита, пироксен-авгита, в несколько меньшем количестве присутствуют зерна эффузивных пород, главным образом представленные обломками основной их массы фельзитовой, трахитовой или андезитовой, реже витрофировой структуры. Среди обломков эффузивов наиболее встречаются кислые разности. В небольшом количестве в состав песчаников входят зерна кварца, роговой обманки, эпидота, рудных минералов и апатита. Цементом служит такой же мелкообломочный материал с глинистой примесью; реже кварцевый, известковистый или хлоритовый. Песчаники иногда обладают шаровой отдельностью. Эти породы переслаиваются, а иногда замещаются по простиранию мелкогалечными конгломератами. Последние состоят из угловатой гальки яшм, эффузивов, известняков, кварца и жильных пород, распространенных в яшмо-кварцитовой и известняково-кварцитовой толщах. Сцементированны они мелкообломочным материалом, аналогичным составу песчаников. Выходы песчано-конгломератового комплекса приурочены, главным образом, к пониженным частям рельефа. Эти породы распространены по восточному склону хребта Мын-чекур, прослеживаясь далее на юг по долине, и обнажаются в районе зимовья Идельбай, где слагают синклинальную складку. Широкое поле их располагается еще восточнее, от горы Серек-тас на севере до зимовья Кара-тумсук на юге.

К западу от горы Серек-тас наблюдается резкое фациальное изменение толщи. Здесь развиты грубые, крупногалечные конгломераты, состоящие из разнообразной, хорошо окатанной гальки, достигающей 10—15 см в диаметре. В очень большом количестве встречаются рогово-обманковые и плагиоклазовые порфириды жильной серии, широко распространенные среди образований известняково-кварцитовой и яшмо-кварцитовой толщ. Встречается также галька кварцевых диоритов и кварцевых диорит-порфиров, реже гранитов и основных интрузий. Цементом конгломератов служит песчаный материал, по составу аналогичный описанным песчаникам.

Песчано-конгломератовая толща развита и южнее: в районе горы Найза-тас, к юго-западу от горы Кой-тас-оба и в районе горы Семизбугу.

К западу от горы Тиес и к юго-востоку от горы Топрак-мол песчаники содержат линзы серых или розоватых известняков, непостоянных по мощности и переходящих в мелкогалечные конгломераты. Из этих известняков была собрана фауна, среди которой Н. А. Штрейс определил: *Orthis rustica* Sow., *Atrypa reticularis* Linn., *A. marginalis* Dal m. Здесь была найдена также *Stromatopora colotradition* n. sp., которая, по сообщению В. М. Яворского, относится к новой, изучаемой им силурийской форме.

Эти виды позволяют описанную толщу относить к верхнему силуру, точнее среднему салопу.

При изучении литературных материалов в приводимых исследователями (1933) разрезах (Водорезов, Кассин и Медоев, 1933) нижнего силура, бросается в глаза обилие песчаных пород, что нашими наблюдениями не подтверждается. Песчаники S₂ залегают на сильно расчлененном фундаменте подстилающих пород. Среди них имеются многочисленные «острова» образований известняково-кварцитовой и яшмо-кварцитовой толщ, которые при интенсивной складчатости оказались зажатыми в форме узких полос среди толщи песчаников. Лучшее всего сохранились верхнесилурийские песчаники в синклиналях, где их выходы, в силу указанного характера складчатости, также приняли форму полос,

расположенных среди хребтов кварцитов, известняков или яшм более древних толщ. Все это и обусловило то, что предыдущими исследователями эти песчаники были отнесены к последним. Тем же объясняются и их замечания о большом сходстве петрографического состава нижнего и верхнего силура, затрудняющем проведение между ними границы.

Примером такого объединения разновозрастных комплексов может служить разрез горы Топрак-мол, приводимый для нижнего силура Г. И. Водорезовым и др. (1933).

1. Мраморизованные белые известняки мощностью в 10 м. Они перекрыты несогласно красноцветной толщей с конгломератом в основании, среди кварцитовой гальки которого часто встречается галька этих же известняков
2. Зеленые и оливково-зеленые рыхловатые песчаники с растительным сором около 100—150 м
3. Известняки, как в слое 1 20 »
4. Зеленые песчаники 50 »
5. Вторичные кварциты 30—40 »
6. Зеленые песчаники и конгломераты 80—100 »
7. Конгломераты с кварцитовой зеленой, яшмовидной роговиковой, реже сиенит-порфировой галькой переслаиваются с конгломератовыми известняками красноватого или лилового цвета. В известняках включены гальки того же состава, что и в конгломератах слоя 7. Фауна (в известняках) имеется трилобитов, мшанок, кораллов, брахиопод, определяющая возраст, как нижнесилурийский. В гальке конгломератов найдена известковая, содержащая ту же фауну 60—80 »
8. Зеленые песчаники, как в слое 6 30 »
9. Известняки розоватые, белые, серые, с редкой галькой яшм и кварцитов, с непостоянной мощностью то выклиниваются, то раздуваются в мощность до 60 »
10. Зеленые песчаники с прослойками конгломератов 40—50 »
11. Пластовая интрузия красных сиенитпорфиров около 40 »
12. Вторичные кварциты. Простираение NE и падение к NW под углом 30—40°

Произведенные нами в районе горы Топрак-мол наблюдения приводят к несколько иным выводам. Обнажающаяся здесь толща зеленых песчаников, содержащих линзы известняков и конгломератов, относится к верхнему силуру, так как именно отсюда собрана указанная выше фауна. Среди этих песчаников выходят нижележащие породы яшмо-кварцитовой толщи, именуемые в приведенном разрезе «вторичными кварцитами»; сама сопка Топрак-мол сложена окварцованными границами.

Переходя к определению возраста (толщ, подстилающих образования верхнего силура), необходимо отметить, что достаточной для датировки возраста фауны в них нами обнаружено не было. Несмотря на это, ряд сопоставлений позволяет прийти к кое-каким выводам.

Близкий литологический состав и одинаковые условия залегания с палеонтологически охарактеризованными отложениями верхнего силура, позволяют относить к этому же возрасту песчаники и конгломераты, широко развитые и в других местах района, в частности конгломераты гор Сорал и Серек-тас. Таким образом, толщи, залегающие стратиграфически ниже: яшмо-кварцитовую и известняково-кварцитовую следует относить к нижнему силуру или к кембрию. Г. И. Водорезов, Н. Г. Касин и Г. Ц. Медоев (1933) из известняков приведенного разреза горы Топрак-мол указывают фауну нижнего силура (*Crotalurus strigatus* We b., *Bronteus* sp., *Sphaerexochus* sp. *Asaphidae*). Место находки этой фауны совпадает с пунктами наших сборов ископаемых верхнего силура. Резкое различие в определении фауны вызывает необходимость несколько подробнее остановиться на этом вопросе. К сожалению, названные авторы недостаточно четко осветили условия нахождения окаменелостей, которые частично, повидимому, собраны из гальки. Если откинуть воз-

возможность случайной ошибки, это противоречие может быть разрешено двояким путем. Или фауна нижнего силура собрана из гальки конгломератов S_2 , или ими был найден небольшой «остров» более древних известняков, нами не обнаруженных, ни здесь, ни где-либо в других местах района. Очевидно, первое предположение более правдоподобно.

Г. И. Водорезов, Н. Г. Кассин и Г. Ц. Медоев приводят еще ряд пунктов находок в известняках фауны нижнего силура. Один из таких пунктов, район к югу от оз. Кендекты, был посещен и нами. Здесь была собрана фауна, по устному сообщению Н. А. Штрейс, безусловно нижнесилурийского облика. В 1938 г. этот район был изучен Н. А. Штрейс. В составленном им разрезе толща светлых яшм с туфогенными песчаниками, яшмами и альбитофирами в основании, имеющая 1500 м мощности, располагается между двумя палеонтологически охарактеризованными горизонтами известняков, принадлежащими к нижнему силуру. Она перекрывается отложениями верхнего отдела этой системы.

Таким образом, возраст яшмо-кварцитовый толщи, прекрасно сопоставляемой с толщей яшм оз. Кендекты, устанавливается как нижнесилурийский. Этот вывод тем более справедлив, что в том же году Н. А. Штрейс обнаружил в верхах яшмо-кварцитовый толщи горы Семиз-бугу (р. Уленты) горизонт известняков с нижнесилурийской фауной плохой сохранности. Что касается известняково-кварцитовый толщи, то она, таким образом, должна быть отнесена к более древнему возрасту.

Г. И. Водорезов (1938), описывая район, расположенный непосредственно к западу, указывает кембрийские отложения. Последние представлены измененными породами: сланцами, порфиритами, туфами, песчаниками и линзами известняков с *Dorypyge* cf. *slatkowskii* Tall., *Neolenus* sp., *Olenoides*, *Solenopleura* (*Solenopleurella*) sp., *Corynexochus* n. sp., *Atychæparia* sp., *Erbia spinulosa* n. gen., которые принадлежат среднему кембрию. Г. И. Водорезов считает окварцованные породы гор Ерементау сходными с кембрийскими отложениями описываемого им района.

Известняково-кварцитовую толщу, повидимому, можно сравнивать также с известняками хребта Чингиза, откуда А. К. Мейстер (1932) указывает трилобиты среднего кембрия. Такое сопоставление тем более вероятно, что работами Центральной Казахстанской комплексной экспедиции (1936—1937) составлен детальный разрез Чингиза, в котором эти известняки с размывом покрываются свитой порфиритов нижнего силура. Последняя с нашей точки зрения хорошо сопоставляется с верхней частью яшмо-кварцитовый толщи исследованного района.

Возраст амфиболовых сланцев горы Семиз-бугу, дислоцированных и несогласно перекрытых породами известняково-кварцитовый и яшмо-кварцитовый толщ, пока остается неясным. Условно можно относить их к нижнему кембрию или даже докембрию.

2. Средний и верхний палеозой

Между восточной окраиной гор Ерементау и горами Семиз-бугу и Топрак-мол, слагая более низкие элементы рельефа, располагается область развития пород среднего и верхнего палеозоя. Они отделяются ненормальным тектоническим контактом от образований нижнего палеозоя или ложатся на него трансгрессивно и несогласно. Предыдущими исследователями стратиграфия этих отложений разработана сравнительно полно. Несмотря на это, нам удалось уточнить ряд стратиграфических и тектонических соотношений между отдельными свитами, значительно полнее выяснить состав и взаимоотношения между различными эффузивными комплексами и подойти к решению вопроса их фациальных изменений.

Наиболее древней среди образований среднего палеозоя является мощная толща эффузивов. В северной половине района эти породы занимают обширную площадь, слагая свод крупного, неправильного поднятия, несколько вытянутого в меридиональном направлении и разделяющегося небольшим понижением на две части. Западный, больший выход этих пород протягивается от широты оз. Кызыл-сор на севере почти до зимовки Джуван-тюбе на юге, достигая в южной своей половине, где центральная часть его слагается известняками и кварцитами нижнего палеозоя, 8—9 км ширины. Восточный, меньших размеров выход протягивается от широты оз. Уш-таган на севере до оз. Кара-сор на юге. По периферии купола эффузивные породы погружаются под толщу песчаников, обнажаясь из-под них в ряде мест в форме «островков» или в ядрах более мелких антиклинальных структур, усложняющих общее строение этого крупного поднятия. Такими выходами являются обнажения района зимовок Сепильды, к востоку от зимовок Джуван-тюбе, по западной стороне хребта Айгыр-джал и в других местах. Те же породы выходят в самом северо-восточном углу района. В южной половине описываемой площади они слагают мелкие, безымянные сопочки в долине р. Уленты.

Обнаженность пород эффузивного комплекса плохая, их выходы либо располагаются на мелких сопках, иногда с задернованными склонами, либо образуют небольшие возвышения среди пониженных степных пространств.

Полевые наблюдения и изучение под микроскопом показало, несмотря на значительную удаленность выходов этих пород друг от друга, чрезвычайное их сходство, простирающееся не только на химизм пород, но даже и на их структуры. Это сходство свидетельствует о происхождении соответствующих лав из магм одного очага и о единстве условий их излияния на земную поверхность. Поэтому ниже описаны в стратиграфическом порядке лишь отдельные петрографические типы, встречающиеся повсеместно.

Комплекс эффузивов содержит весьма разнообразные породы, как в структурном и текстурном отношении, так и по минералогическому составу. Подобно эффузивным образованиям нижнего палеозоя эта толща представлена не только лавами, но и прослоями рыхлых вулканических выбросов, дающих накопления разнообразного пирокластического материала; однако последний занимает здесь подчиненное положение. Следует отметить, что не все типы лав сопровождаются туфами того же состава. Текстура этих эффузивов также разнообразна. Характерной особенностью их является грубая полосчатость или флюидалность, видная благодаря неравномерному распределению в лавах порфировых вкрапленников. Количество порфировых вкрапленников подвержено колебаниям, число их в единице объема и абсолютная величина, а также строение основной массы варьирует. Вследствие этого наблюдаются переходы от афировых пород к порфировым и от афанитовых к яснозернистым.

Окраска эффузивов также различна. Она находится в прямой зависимости от химического состава пород и наличия рудного пигмента в их основной массе. В случае окисления этого рудного пигмента преобладают красно-бурые и красные цвета. Впрочем, окраска меняется иногда весьма прихотливо, даже в одном и том же штуде.

Эффузивный комплекс расчленяется на три свиты, не только отличающиеся друг от друга химизмом или минералогическим составом, но и отвечающие разным моментам вулканической деятельности одного и того же вулканического цикла. Эти три свиты следующие (вниз):

1. Авгит-гиперстеновые порфириды (андезиты и андезит-базальты и оливиновые порфириды)

2. Плагноклазовые порфириды (андезиты)

3. Эпироговообманковые порфириды и кварцевые порфириды (дациты).

Авгит-гиперстеновые порфириды. Нижние горизонты описываемой толщи эффузивов сложены серией пород, окрашенных в зеленые или зеленовато-бурые, реже серые цвета. Они обычно содержат многочисленные вкрапленники пироксена и плагноклаза. В некоторых штуфах отчетливо виден и буроватый ромбический пироксен с металлоидным отблеском на плоскостях спайности. Такие порфировые разности сопровождаются светлозелеными мандельштейнами, почти лишенными порфировых вкрапленников. Форма миндалин обычно овальная или шарообразная, реже встречаются полости неправильных извилистых очертаний. Миндалины, как правило, выполнены кварцем или кальцитом с оторочкой хлорита. В полостях неправильной формы чаще наблюдается лишь оторочка вторичных минералов. В некоторых обнажениях свиты авгит-гиперстеновых порфиритов присутствуют прослои лав, почти лишенных вкрапленников, сложенных бурой, сильно ожелезненной основной массой.

Сравнительно редко авгит-гиперстеновые порфириды сопровождаются аггломератовыми лавами (вулканическими брекчиями). В этих текстурных разновидностях встречены обломки пород различных структур, но химический состав их и цементирующей их лавы, повидимому, тождественен. Среди обломков наблюдаются и мандельштейновые разности и эвпорфировые породы, содержащие различное количество вкрапленников, но неизменно представленных пироксеном и плагноклазом. Под микроскопом авгит-гиперстеновые порфириды обнаруживают типичную порфировую структуру. Вкрапленников иногда очень много, они часто занимают почти 50% объема породы.

Плагноклаз во вкрапленниках преобладает. Это толстотаблитчатые по М или призматические кристаллы, обладающие хорошо развитыми гранями. Они сдвойникованы по альбитовому закону и иногда образуют сростки. Размеры их колеблются в широких пределах. Наиболее обычны кристаллы, наибольший поперечник которых достигает лишь 1—1.5 мм. Плагноклаз лабрадор № 58—60. Цветные минералы встречаются в значительно меньшем количестве. Моноклинический и ромбический пироксены присутствуют в породе одновременно, но относительные количества их изменчивы. В одних породах преобладает ромбический пироксен, в других моноклинический. Таким образом, намечаются две ветви порфиритов: авгитовые порфириды (андезиты) и гиперстеновые. Некоторые разности их содержат редкие вкрапленники оливина.

Моноклинический пироксен в шлифе бесцветен, по оптическим константам его следует считать авгитом. Ромбический пироксен с ясно выраженным плеохроизмом. Это — гиперстен. Основная масса обычно андезитовой структуры. Микролиты отвечают по составу андезину № 38—40. Реже встречается витрофировая основная масса.

Из приведенной характеристики пород следует, что они произошли путем излияний магмы андезитового состава. Отсутствие пирокластического материала заставляет предполагать трещинный характер излияний. Лавы, повидимому, изливались на суше, так как явлений их альбитизации и хлоритизации, сопровождающих подводные излияния (спилиты), не наблюдается. Породы обладают кайнотипным обликом.

Плагноклазовые порфириды (андезиты). Покровы и потоки плагноклазовых порфиритов перекрывают различные горизонты лав авгит-гиперстеновых порфиритов, а также оливиновые разности. Они залегают то на мандельштейнах, то на плотных лавах. При этом наблюдается несогласие простираний, вызванное, впрочем, не тектоническими явлениями, а, повидимому, различными направлениями потоков лавы.

Петрографический состав продуктов данной фазы вулканической деятельности существенно отличается от состава лав авгит-гиперстеновых порфиритов. И притом не только минералогически. В свите плагиоклазовых порфиритов весьма большое место занимают накопления разнородного пирокластического материала. Скопления его реализуются в виде туфов кристалловых и аггломератовых, образующих прослои среди типичных лав. Некоторые потоки переполнены обломками боковых пород и лавовых корок.

Внешний облик пород также своеобразен. Это резко флюидалные лавы с неравномерным распределением внутри отдельных потоков вкрапленников плагиоклаза, обычно приуроченных к висячему боку. Мандельштейновые текстуры гораздо более часты, нежели в авгит-лабрадоровых порфиритах. Количество мелких пустоток иногда настолько велико, что порода представляет собой пемзу. Пустоты обычно заполнены кальцитом.

Для плагиоклазовых порфиритов характерны бурый, красно-бурый и красный цвет. Зеленые оттенки совершенно отсутствуют.

Структуры эффузивов очень разнообразны. Встречаются лавы, переполненные вкрапленниками полевого шпата, погруженными в плотную основную массу, почти всегда стекловатую; нередки и совершенно афирровые разности. Разумеется, между этими типами наблюдаются промежуточные разности.

Вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом. Он встречается в виде толстотаблитчатых кристаллов и принадлежит андезину № 40—42. Основная масса очень редко содержит второе поколение кристаллов — микролиты. В тех случаях, когда они присутствуют, состав их определяется как основной олигоклаз — кислый андезин. Основная масса обычно витрофировая, более редко андезиновая. Встречаются и промежуточные структуры.

Лавы плагиоклазовых порфиров пластуются с накоплениями пирокластического материала, который по механическому составу очень разнообразен. Здесь встречаются туфы различных типов — пепловые, кристалловые, скопления вулканического песка, включающие бомбы и лапилли, а также обломки сильно пузыристой пемзы.

Такой литологический состав этой свиты эффузивов указывает на то, что извержение лав происходило из вулканов центрального типа и сопровождалось взрывами, при которых выбрасывались рыхлые продукты извержений самого разнообразного механического состава. Эти вулканические аппараты не сохранились. Корнями их, возможно, являются некоторые дайки плагиопорфиритов, секущие нижнюю свиту эффузивов.

Эпироговообманковые порфириты (дациты). Эти породы слагают меньшие площади, нежели авгит-гиперстеновые порфириты и плагиопорфириты. Однако последнее обстоятельство обусловлено исключительно лишь позднейшими размывами, которые, естественно, уничтожили их как более высокие горизонты.

Эпироговообманковые порфириты и дациты являются, повидимому, результатом последних пароксизмов вулканической деятельности характеризуемого цикла. Это видно хотя бы из того, что данные лавы перекрывают вышеописанные свиты. Кроме того, корни вулканических аппаратов этих излияний — некии залегают как среди авгитовых порфиритов, так и плагиопорфиритов. Для пород этой фазы излияний типичны светлые окраски. Нежнофиолетовые цвета, сиреневые оттенки, переходящие в розовые, резко отличают их в поле от пород нижележащих свит.

Порфириты описываемой свиты характеризуются еще тем, что содержат в качестве вкрапленников тонкие иголки и призмочки роговой обманки. Вкрапленники этого минерала достигают крупных (0.5—0.8 см) размеров только в породах гипабиссального облика, выполняющих ка-

налы, по которым поднималась магма. Любопытно отметить, что в таких неках присутствуют более кислые дифференциаты, содержащие иногда свободный кварц. Это обстоятельство указывает, что последние порции магмы, поступавшей на поверхность земли, были значительно кислее и приближались по составу к альбитофирам, кварцевым альбитофирам и кварцевым порфирам — свите эффузивов, изливавшихся позднее после некоторого перерыва, во время которого эрозия успела частично уничтожить накопления лав предыдущего цикла.

Эпироговообманковые порфириты обладают трахитовой основной массой, не содержащей совершенно стекла. Она сложена тонкими лейсточками плагиоклаза олигоклазового ряда, среди которых встречаются иголки роговой обманки. Вкрапленники принадлежат также почти исключительно роговой обманке. Она большей частью нацело опалитизирована. В более крупных зернах (0.5—0.6 мм) сохраняются центральные части их, по которым видно, что роговая обманка коричневая.

Плеохроизм по $Ng = Nm$ — коричневый, по Nr — светложелтый; $cNg = 19^\circ$.

Плагиоклаз — это второй минерал, встречающийся во вкрапленниках. Он основнее, чем в микролитах, принадлежит андезину № 38—40, а в некоторых образцах олигоклазу № 10—11.

Пирокластический материал в этой свите отсутствует, вероятно, потому, что лавы обладали незначительной вязкостью и не создавались условия, благоприятствующие взрывам при извержении. Форма же каналов, подводивших магму, свидетельствует, что излияния происходили из вулканов центрального типа.

Проследивая изменение минералогического состава и структуры пород, можно констатировать, что химический состав лав охарактеризованного вулканического цикла менялся во времени.

Если общий состав магмы очага соответствует составу андезитов, то в отдельные фазы вулканического процесса происходили извержения лав различного химического состава. При этом устанавливается замечательная закономерность, выражающаяся в том, что лавы каждой последующей фазы извержений оказываются несколько кислее более ранних.

В самом деле, нижние горизонты описанного эффузивного комплекса сложены авгит-гиперстеновыми андезито-базальтами и оливиновыми базальтами, содержащими оливин во вкраплениях, т. е. породами, резко недонасыщенными кремневой кислотой и несущими значительное количество щелочных земель и небольшое количество щелочей с резким преобладанием окиси натрия.

Следующая фаза вулканической деятельности, давшая потоки и покровы плагиоклазовых андезитов, характеризуется магмой более кислого состава, о чем можно судить по обилию в них стекла.

Наконец, эпироговообманковые порфириты и дациты отвечают по составу еще менее основной магме — трахиандезитовой и андезито-дацитовой. Для химического состава этих пород характерно более высокое содержание щелочей, причем среди последних больше окиси калия, нежели в авгит-гиперстеновых порфиритах.

Как выше сказано, излияния лав последней фазы заканчиваются кварцсодержащими породами (горловины, неки), т. е. породами, пересыщенными кремнекислотой.

Химическая характеристика эффузивов описываемой толщи дана в табл. 3.

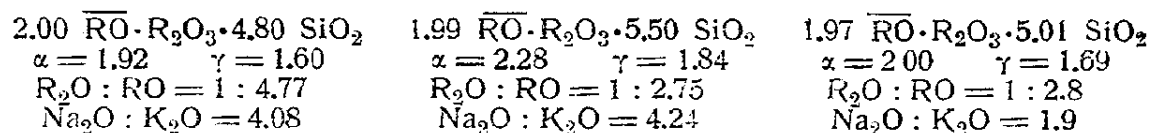
Мощность эффузивного комплекса точно неизвестна. Она сильно колеблется, местами достигая, повидимому, не менее 800—900 м.

Описываемые порфириты сильно дислоцированы, особенно сильная перемятость их наблюдается в районе озер Уш-таган, Тумен и Кара-сор. Здесь, вероятно, имеется большое количество мелких разломов, с которыми связано медное оруденение этих пород. О последнем свидетель-

Химический состав пород девонского эффузивного комплекса

Компоненты	I. Гиперстеновый андезит		II. Плагноклазовый андезит		III. Эпироговообманковый порфирит	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	55.67	928	55.44	924	53.80	897
TiO ₂	0.94	—	1.51	—	1.38	—
Al ₂ O ₃	18.37	180	15.44	151	15.11	148
Fe ₂ O ₃	2.15	13	2.68	17	4.90	31
FeO	2.76	38	2.12	29	2.11	29
MnO	0.11	2	0.11	2	0.11	2
CaO	8.03	143	7.47	133	6.83	122
MgO	5.58	138	3.60	90	4.69	116
K ₂ O	1.21	13	1.58	17	3.04	32
Na ₂ O	3.28	53	4.48	72	3.76	61
P ₂ O ₅	0.31	2	0.48	3	0.49	3
Пот. при прок. .	1.81	—	4.85	—	3.36	—
Сумма . .	100.22		99.76		99.58	

Пересчеты по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



ствуют отвалы и обнажения в стенках старых выработок, встречающихся в районе оз. Кара-сор. Предыдущие исследователи описанные эффузивы относили к силуро-девону, так как они несогласно подстилаются породами верхнего силура, а перекрываются альбитофирами, которые, в свою очередь, выше сменяются песчаниками со среднедевонской флорой и фауной. Ряд соображений и некоторые наблюдения над соотношениями этих пород с другими позволяют прийти к иным выводам об их возрасте. Так как эти выводы связаны также с определением возраста залегающих выше пород, то к этому вопросу уместнее вернуться ниже, в конце изложения стратиграфии среднего и верхнего палеозоя.

б) Майкульская свита (D_{1+2})

Во многих пунктах района на дислоцированный комплекс эффузивов налегают образования, названные майкульской свитой, по оз. Май-куль, где она была впервые обнаружена. Выходы отложений майкульской свиты приурочены или к периферии поднятий древнего палеозоя или к центральным частям небольших складок, сложенных породами верхнего палеозоя. Так, в северной половине района майкульская свита обнажается по краям центральной части плоского поднятия, сложенного описанными выше эффузивами. Здесь она вскрывается у оз. Майкуль, к северу от зимовок Джуван-тюбе и в хребте Кереге-тас, у зимовья Кызырбек. Та же свита выходит в небольшой складке у оз. Аунь. В южной половине района породы майкульской свиты обнажаются около зимовок Ишке-адыр с западной стороны гор Караджал и Джилы, с восточной стороны горы Семиз-бугу, в горах Уш-таган и по правому берегу р. Уленты, к западу от гор Бала-джуван-тюбе.

Так как разрез майкульской свиты весьма непостоянен и испытывает

довольно резкие фациальные изменения, то описывать ее удобнее всего именно по районам. Наиболее сильное фациальное изменение заключается в том, что на севере эта свита состоит почти исключительно из обломочных пород с подчиненными прослоями известняков и эффузивов, на юге же преобладают эффузивы и туфы. В последнем случае обломочных пород мало, а известняки или отсутствуют или встречаются в небольших количествах.

У оз. Май-куль нижняя часть разреза, основание которого не вскрыто, слагается:

1. Темными зеленовато-серыми кремнистыми породами, состоящими из мелкого обломочного материала, сцементированного почти аморфным кремнеземом, участками замещенного кальцитом. Обломочный материал состоит из зерен кварца, полевых шпатов, редких зерен хлорита и эпидота. Форма их разнообразная, часто резко угловатая.

Кремнистые породы переслаиваются с серыми местами окремнелыми мелкозернистыми известняками, содержащими обломки кварца и полевого шпата. В них, как и в кремнистых породах, присутствуют в небольшом количестве образования кальцита, напоминающие спиккули губок.

К этой же части разреза приурочены небольшие прослои песчаника, состоящего из зерен кварца, полевых шпатов, среди которых преобладает альбит, реже олигоклаз, и в небольшом количестве зерен турмалина и эпидота. Цементом служит плотная мелкозернистая туфогенная масса. Общая видимая мощность этих пород около 11 м.

2. Выше располагается толща известняков серых, темносерых или розовато-серых, мелкокристаллических, часто песчаных, содержащих зерна кварца, полевого шпата и редкие обломки эффузивов. Из органических остатков встречаются удлиненные трубки с хитиновыми стенками до 1 см в диаметре.

Известняки переслаиваются с песчаниками и тонкозернистыми мелкообломочными, частично окремнелыми породами, которые содержат обломки спиккул губок, подобные описанным выше. Песчаники полимиктовые, сложены угловатыми зернами кварца и полевых шпатов, главным образом альбита и ортоклаза, в меньшем количестве зернами эпидота, хлорита и мелкими обломками эффузивных пород. Цемент в них халцедоновый с примесью туфогенно-обломочного. Мощность известняков, вскрытых у оз. Майкуль, не менее 60 м.

Более высокие горизонты той же толщи обнажены в хребте Керегетас, с его северо-западной стороны, где нижняя часть разреза, соответствующая известняковому комплексу оз. Май-куль, носит резко отличный характер. Здесь известняки, обладающие небольшой мощностью и содержащие хитиновые трубочки, подстилаются кварцевым альбитофиром, повидимому частично замещающим известняки майкульского разреза. Под кварцевыми альбитофирами залегает толща разнотернистых полимиктовых песчаников, в основном состоящих из зерен кварца, полевых шпатов и мелкой гальки эффузивных пород и кварцитов. Эти песчаники часто переходят в мелкие конгломераты. Литологически они весьма близки к породам залегающей выше красноцветной толщи.

3. Перекрываются известняки с хитиновыми трубками толщиной глинистых или окремнелых известняков, мергелистых пород и тонкозернистых полимиктовых песчаников серого цвета. Мощность — 20 м.

4. Заканчивается разрез конгломератами, состоящими из галек описанных майкульских пород, эффузивов и кварцитов. Конгломераты принадлежат уже к вышележащей толще красноцветных песчаников.

Майкульская свита у горы Джуван-тубе отличается увеличенной мощностью нижней песчаной толщи, вплоть до частичного замещения известняков розовато-желтыми или желтовато-серыми мелкозернистыми кремнистыми песчаниками полимиктового состава. Мощность

нижнеконгломератовой части достигает здесь 15 м, а залегающих выше песчаников 22 м. Выше следуют известняки, повидимому аналогичные известнякам с хитиновыми трубочками.

Такой же комплекс пород обнажается и севернее, с юго-западной стороны оз. Уш-таган, где наблюдаются фациальные изменения. Розоватые известняки с хитиновыми трубочками обогащаются обломочным материалом, в котором, наряду с зернами кварца и полевого шпата, большую роль играют обломки эффузивных пород. На восток и северо-восток эти известняки переходят в средне- и грубозернистые розовато-серые, неоднородные песчаники и конгломераты, весьма близкие к подстилающим и покрывающим породам, что сильно затрудняет прослеживание этих горизонтов. На запад они сменяются соответствующими им кислыми эффузивами и их туфами, обнажающимися на сопке Мурза-чеку.

На юге, как было сказано, характер майкульской свиты меняется. У зимовья Ишке-адыр и с западной стороны горы Джилы в нижней части разреза преобладают альбитофиры (15—20 м) розовых, белых, или вишневых цветов, переслаивающиеся с туфами. Широко распространены пепловые туфы, обладающие витрокластической структурой, с большим количеством остроугольных, саблевидно изогнутых обломков стекла. Встречаются и крупнозернистые разности с ясно видимыми кристаллами, макроскопически почти не отличимые от лав. Но наиболее распространенными являются тонкозернистые, иногда слоистые вишнево-красные туфы, ноздреватые на выветрелой поверхности.

В верхней части разреза в районе Ишке-адыр преобладают песчаники. Здесь имеет место чередование тонкозернистых, тонкослоистых серо-зеленых и среднезернистых песчаников с небольшими прослоями мелкогалечных конгломератов.

Эти полимиктовые песчаники близки по составу к подстилающим их туфам, но с явными следами водной сортировки. Они состоят из угловатых обломочков зерен полевых шпатов, в меньшем количестве кварца и эффузивных пород. Редко встречаются зерна эпидота и пироксена. Цемент мелкообломочный и хлоритовый, частично кремнистый и кальцитовый. В состав гальки встреченных здесь конгломератов почти исключительно входят породы майкульской свиты, т. е. альбитофиры, туфы, известняки, значительно реже яшмы. Мощность майкульской свиты в разрезах Ишке-адыра и Джилы достигает 370—400 м, причем примерно половина ее приходится на нижнюю туфогенно-эффузивную часть, а половина на верхнюю туфогенно-песчаниковую.

У зимовок Зыл-тора, к северо-востоку от горы Серек-тас, под серыми известняками и известковистыми песчаниками залегает толща альбитофировых туфов, состоящих из мелких обломков кварца и альбита остроугольной, клиновидной формы. Кроме обломков кристаллов в большом количестве содержатся иногда саблевидно изогнутые или скорлуповатые осколки стекла. Стекло обычно замещено агрегатом мельчайших, ближе не определимых зерен (микрофельзитовая структура) или же ожелезнено. Такой состав пород позволяет относить их также к майкульской свите, несмотря на то, что внешний облик пород этого разреза напоминает образования красноцветной толщи D₁₋₃.

Еще южнее обломочный материал из описываемой свиты полностью исчезает, и в районе горы Уш-таган и сопки на правом берегу р. Уленты, к западу от горы Бала Джужан-тубе, относимые к ней породы представлены кварцевыми порфирами мощностью до 150 м.

Состав лав, изливавшихся во время образования майкульской свиты, резко отличается от состава лав предыдущего вулканического цикла, начала среднего палеозоя. Здесь мы встречаем исключительно кислые лавы, обычно пересыщенные кремневой кислотой. В нижних горизонтах майкульской свиты наблюдаются многочисленные прослои лав суммарной мощностью не менее 150—200 м (мощности отдельных горизонтов около

15—20 м). Такими районами являются сопки Джилы, Ишке-адыр, Уш-таган и др.

Альбитофиры и кварцевые порфиры — породы светлоокрашенные. Среди окрасок преобладают белая, розовая, реже фиолетовая. В большинстве образцов отчетливо видны порфиновые вкрапленники кварца и полевого шпата. Некоторые же типы лав лишены вкрапленников и благодаря мелкозернистости основной массы производят впечатление сливных кварцитов.

Под микроскопом почти все породы оказываются кварцсодержащими. Лишены макровкрапленников этого минерала фиолетовые альбитофиры, слагающие нижние горизонты лавовой толщи сопок Уш-таган (р. Уленты). Вкрапленники кварца частично оплавлены, иногда дают сростки размерами в 3—5 мм по длинной оси. Полевой шпат во вкрапленниках двух типов. Все образцы содержат ортоклаз и кислый плагиоклаз. В кварцевых порфирах преобладает первый, в кварцевых альбитофирах (кератофирах) наблюдаются обратные соотношения. Плагиоклаз вкрапленников принадлежит ряду альбит-олигоклаз; альбит входит и в ортоклаз-пертит (пертит распадается). В бескварцевых (по вкрапленникам) альбитофирах встречается, в качестве уцелевшего от альбитизации, кислый андезин.

Основная масса почти всегда чрезвычайно тонкозернистая, фельзитовой структуры. Лишь в более мощных покровах, в их центральных частях встречаются породы с микрогранитовой или гранофировой основной массой. Наоборот, маломощным потокам свойственна грубо флюидальная, лишь слабо расстеклованная основная масса.

Породы описываемой свиты, повидимому, имели значительное распространение, так как элементы их разрушения встречаются повсюду, накапливаясь в виде мощных песчаниково-конгломератовых толщ красного декона.

Обратимся теперь к характеристике сопутствующих лавам накоплений пирокластического материала. Отдельные лавовые потоки переслаиваются с туфами различного механического состава. Однако их минералогический состав довольно однороден и отвечает составу кислой магмы.

Среди туфов чаще встречаются пепловые, обладающие витрокластической структурой. Обломки кристаллов и горных пород сравнительно немногочисленны, а преобладают обломки стекла, имеющие характерные остроугольные, саблевидно изогнутые и т. п. формы.

Кристалловые туфы сложенные обломками и осколками кристаллов кварца и полевых шпатов — минералов, встречающихся и в лавах в качестве порфиновых вкрапленников. Присутствуют иногда и обломки посторонних пород, происходящие, видимо, за счет разрушения стенок подводящего канала. Впрочем они более характерны для лавовых брекчий, или аггломератовых лав.

Туфы переслаиваются с туффитами — породами, несущими ясные признаки сортировки водной средой, более однородными по крупности зерна.

Такой литологический состав эффузивной толщи альбитофиров и кварцпорфиров указывает на то, что излияния лав происходили из вулканических аппаратов центрального типа, расположенных или на цепи островов, или же на краю материка. Однако в подавляющем своем большинстве излияния, повидимому, были наземные.

Для иллюстрации соотношений эффузивных и пирокластических пород майкульской свиты в области, переходной между северными разрезами, богатыми обломочными разностями, и южными, слагающимися исключительно эффузивами, может служить обнажение у зимовок Ишке-адыр, записанное снизу вверх.

D ₁₊₂ 1. Кварцевый порфир	20 м
2. Разнозернистые туфо-песчаники с прослоями кварцевых порфиров	40 »

3. Порфир светлокремowego цвета с вкрапленниками кварца и розового полевого шпата	15 м
4. Грубозернистые туфогенные песчаники с преобладанием обломков кристаллов полевого шпата	10 »
5. Плотные афировые порфиры с прослоями мандельштейнов	50—60 »
6. Известняк зеленовато- и розовато-серый с комковатой структурой	1.5 »
7. Чередование зеленовато-серых крупно- и тонкозернистых слоистых песчаников и конгломератов, содержащих гальку эффузивов и кремнистых пород	125—150 »
8. Альбитофир красновато-серого цвета	10 »
9. Песчаник темнокрасный, мелкозернистый, туфогенный	3.5 »
10. Туф сероватого и серо-зеленого цвета, содержащий крупные обломки кристаллов	4 »
11. Альбитофир желтовато-серого цвета с прожилками кварца	12 »
12. Туф вишневого цвета, плотный, мелкозернистый, чередующийся с тонкозернистыми песчаниками	50 »
13. Мощная толща песчаников и мелкогалечных конгломератов относимых условно к песчаной толще D_{2+3}	

в) Девон красноцветный (D_{2+3})

Местами резко несогласно, местами трансгрессивно, на породах различного возраста, или, что реже, с постепенным переходом на майкульских породах залегает толща, характеризующаяся исключительным непостоянством состава и мощности. Эти отложения занимают большие площади пониженных или мелкосопочных участков, что объясняется относительной их рыхлостью по сравнению с другими породами. Представлена эта толща песчаниками, туфо-песчаниками серо-розового, красноватого, иногда зеленого цвета, переслаивающимися с конгломератами и прослоями туфов и известняков.

Наибольшей мощности описываемая толща достигает между хребтом Кереге-тас и горой Мурза-чеку и в юго-восточной части района с западной стороны горы Джуван-тюбе. В разрезе от северо-восточного окончания хребта Кереге-тас к сопке Джаман-гора она имеет следующий характер (снизу):

D_{2+3} 1. Туфо-песчаник серовато-красный, состоящий из туфогенного материала, косослоистый. Мощность неизвестна.	
2. Туфо-конгломерат с хорошо окатанной галькой эффузивных пород, кварцитов, яшм, реже розоватых известняков. Цементом служит обломочный материал туфогенного состава	216 м
3. Туфо-песчаники темнокрасного, вишневого или серо-красного цвета, тонко-иногда косослоистые. Угловатые зерна представлены обломками кристаллов, среди которых преобладают полевые шпаты и кварц. Цементом служит такой же мелкообломочный материал, в меньшем количестве кальцит	200 »
4. Туфо-конгломерат, состоящий из галек, а иногда угловатых обломков эффузивных пород, сцементированных туфогенным кремнистым цементом	250 »
5. Переслаивание песчаников и туфо-песчаников то средне-, то мелкозернистых, тонко- или грубослоистых, часто известковистых, по составу аналогичных описанным выше. Цвета от серо-розовых до красноватых, реже зеленовато-серых	600 »
6. Туфо-конгломерат, переходящий в туфо-брекцию, состоящий из обломков и галек плагиоклазовых порфиров, сцементированных туфогенным материалом; встречаются прослои туфо-песчаников	140 »
7. Частое переслаивание песчаников различной зернистости, окрашенных в красноватые и лиловые цвета. Крупнозернистые разности состоят из обломков кварца, альбита, ортоклаза, эпидота, магнетита и альбитофиров. Форма зерен угловатая. Цемент кремнистый. Тонкозернистые, плотные разности сложены мельчайшими альфитовыми частичками, не действующими на поляризованный свет. Они содержат большое количество ромбоэдрических кристаллов карбоната более	1000 »

По простиранию на юго-запад, на небольшом расстоянии, залегающие в основании туфо-конгломераты и аггломераты переходят в нормальные конгломераты, богатые, на ряду с галькой эффузивных и кварцитовых

пород, галькой подстилающих известняков и песчаников майкульской свиты. Кверху конгломераты сменяются туфами и туфо-песчаниками, иногда переходящими в гравийные конгломераты. Характерным разрезом этих пород является следующее обнажение, описанное снизу вверх от средней части хребта Кереге-тас на юго-восток:

D ₂₊₃ 1. Базальный конгломерат, состоящий из хорошо окатанных, реже угловатых галек кварцитов, порфиритов и известняков. В конгломерате проходят прослои песчаников темнокрасного цвета	10 м
2. Песчаники темнокрасные, вишнево-красные, тонкослоистые, реже толстослоистые, тонкозернистые с отдельными тонкими прослоями мелких конгломератов	1000—1100 »
3. Очень плотные, темносерые аргиллитоподобные породы, состоящие из агрегата мельчайших частиц, почти не действующих на поляризованный свет. Им подчинены тонкие прослои мелкозернистых песчаников	140 »
4. Песчаник красноватого цвета с глинистыми прослоями; состоит из зерен кварца, в меньшем количестве полевого шпата. Цемент мелкообломочный туфогенный или глинистый	80 »
5. Аргиллиты от светлых до почти черных цветов. Наблюдаются отдельные прослои несколько более грубых разностей	350 »
6. Кремнистая порода с идеальной тонкой слоистостью	2 »
7. Аргиллит серо-красного или темносерого цвета, плотный, с раковистым изломом, состоит из мельчайших частиц, сцементированных известково-кварцевым цементом. Аргиллит переслаивается тонкозернистыми глинистыми песчаниками	500 »
8. Песчаники мелкозернистые, темнокрасные, тонкослоистые, переслаивающиеся со светлыми глинистыми известняками	78 »
9. Аргиллиты темносерого цвета, довольно рыхлые, с прослоями песчано-глинистых известняков	120 »
10. Песчаники светлосерые, красновато-серые, известковистые, тонкозернистые, состоящие из обломков кварца и полевого шпата, редких угловатых зерен апатита и листочков слюды. Цемент кварцевый местами типа нарастания	110—120 »
11. Аргиллиты плотные, красновато-серого цвета, аналогичны слою 7. Видимая мощность	50 »

Характерным для всей этой толщи является ее состав. Песчаники состоят из зерен кварца, альбита, в меньшем количестве ортоклаза и плагиоклаза, обломков кварцита и эффузивных пород. Среди последних иногда удается определить альбитофиры. Размеры зерен очень непостоянны; в низах толщи преобладают крупные (от 0.5 до 0.15 мм), в более высоких слоях мелкие (около 0.05 мм). Форма зерен в нижних горизонтах, как правило, резко угловатая, оскольчатая, клиновидная — это в основном обломки кристаллов. В более высоких горизонтах появляются полуокатанные зерна. Цемент туфогенный, состоящий из того же мелкообломочного материала, что и зерна.

Описанные песчаники по простиранию, по мере удаления от северо-восточного окончания хребта Кереге-тас переходят в плотные породы, состоящие из тончайших альфититовых частиц, содержащих в небольшом количестве мелкие зерна кварца, полевых шпатов и обломочки пород. Эти аргиллитоподобные породы, повидимому, представляют скопление тончайших пепловых частиц и могут быть названы пелитовыми туфами.

Мощность песчаниковой толщи, слагающей северо-западное крыло синклинали между хребтом Кереге-тас и горами Айгыр-джал, не менее 2.5 км.

Та же толща, еще большей мощности, слагает юго-восточное крыло структуры. Она отличается здесь появлением в низах серо-зеленой окраски, которая прослеживается и южнее. Наблюдается также изменение состава ее пород по мере движения на юго-восток. Непосредственно к югу от хр. Айгыр-джал песчаники продолжают сохранять тот же туфогенный характер, что и в районе хребта Кереге-тас, отличаясь лишь большим количеством полуокатанных зерен. Южнее, на горе Мурза-чеку развиты породы с преобладанием вулканогенного материала.

Здесь вскрываются песчаники, состоящие из остроуголоватых, зазубренных клиновидных обломков кристаллов кварца, полевых шпатов и эффузивных пород. Цементом в этих песчаниках служит халцедон, чем они существенно отличаются от вышележащих песчаников и пород противоположного крыла складки.

Отличаются породы юго-восточного крыла также и присутствием маломощных прослоев серого известняка, хорошо прослеживающихся по простирацию. В верхней части разреза располагается горизонт конгломератов, состоящих из хорошо окатанных галек нижнедевонских эффузивов и пород нижнего палеозоя.

Значительно большие изменения литологического состава этих песчаников наблюдаются при движении на север от хребта Кереге-тас, вдоль окраины гор Ерементау. Мощности здесь значительно сокращаются (1200—1300 м). У оз. Телембек изучено следующее небольшое их обнажение (снизу):

D ₂₊₃ 1. Песчаник кварцевый мелкозернистый, состоит из зерен кварца и кварцитов. Форма зерен чаще изометрическая, нередко клиновидная или зазубренная. Цемент халцедоновый	4 м
2. Переслаивание мелко- и крупнозернистых песчаников красноватого цвета. Песчаники состоят из зерен кварца, кварцитов и листочков слюды, магнетита, апатита и эпидота. Цемент халцедоновый	29 »
3. Конгломерат, состоящий из гальки яшм и кварцитов до 3—4 см в диаметре	0.5 »
4. Песчаник слюдистый, состоящий из зерен кварца и слюды. Цемент халцедоновый	1 »
5. Чередование пород слоя 3 и 4	5 »
6. Песчаники красновато-серые, темнокрасные, реже светлосерые, средне- или мелкозернистые, по составу аналогичны предыдущим, но с примесью вулканогенного материала (обломки эффузивов и пепла); содержат тонкие прослой конгломератов с гальками эффузивных пород	25.6 »
7. Конгломерат темнобуро-красного цвета, состоящий из галек порфиритов, кварцитов, яшм и известняков. В конгломерате проходят небольшие прослой песчаников. Видимая мощность	10 »

Как видно из приводимого разреза, обломочный материал песчаников состоит почти исключительно из зерен кварца, обломочков кварцита и небольшого количества слюды; полевые шпаты, как правило, отсутствуют. Форма зерен округлая, или корродированная, цемент халцедоновый, т. е. это нормальные осадочные породы с отсортированным и окатанным материалом и кварцевым цементом.

В песчаниках, развитых еще севернее, в районе озер Кызыл-сор и Кобей-туз, влияние вулканогенного материала сказывается еще меньше. Обломочный материал, состоящий из окатанных или полуокатанных зерен кварца и полевого шпата, цементируется кальцитовым или кварцевым цементом, типа нарастания. Мощность этих пород достигает всего 700—800 м.

Тот же характер изменения описываемого комплекса наблюдается и в направлении на северо-восток. Так, песчаники оз. Кара-сор по своему составу близки к породам Кереге-таса, в районах же Чий-кудук и оз. Уш-таган преобладают кварцевые песчаники с кварцевым же или кальцитовым цементом.

В южной половине района состав песчаниковой толщи также существенно отличается от образований хребта Кереге-тас и горы Мурзачеку. Здесь она сложена, главным образом, продуктами разрушения и переотложения подстилающих пород. Примером могут служить районы горы Джилы и сопки, расположенных к северу и северо-западу от горы Койтас-оба. В разрезе горы Джилы туфогенные песчаники и мелкогравийные конгломераты состоят преимущественно из полуокатанных обломков кислых эффузивных пород (за счет майкульской свиты), в меньшем количестве основных, обломков полевых шпатов, яшм и кварцитов.

В самом незначительном количестве встречается пирокластический материал, причем не всегда удается с достоверностью сказать, что он перетолжен. Цемент, как правило, мелкообломочный и кальцитовый. Лишь к западу от горы Джила, к югу от горы Кара-джал широко развиты темные, тонкослоистые породы, состоящие из тончайшего материала, возможно пепла. При этом здесь не всегда можно быть уверенным в том, что эти породы не принадлежат к майкульской свите, особенно там, где в силу плохой обнаженности не удастся наблюдать резко выраженного углового несогласия между ними и последней. В районе гор Кой-тас-оба залегающий в основании песчаников конгломерат, строго следующий контурам выхода пород нижнего палеозоя, обладает зеленой окраской и почти исключительно состоит из галек яшм, кварцитов и зеленых эффузивных пород, т. е. образований древнего палеозоя. Точно так же к востоку от гор Уш-таган базальные конгломераты красноцветной толщи песчаников содержат в подавляющем количестве гальку кварцевых порфиров, слагающих восточные высоты этих гор. В более высоких частях толщи, где уже преобладают тонкозернистые разности песчаников, часто встречаются маломощные прослои серых, плотных, слегка глинистых известняков.

В районе гор Бала-джуван-тюбе и Джуван-тюбе так же широко развиты конгломераты, переполненные галькой красных яшм, зеленых кремнистых пород и тонкозернистых неоднородных песчаников, происходящих, повидимому, из самой же красноцветной толщи. К северу от гор Бала-джуван-тюбе, приблизительно в осевой части имеющейся здесь синклинальной структуры, среди песчаников появляются прослои известняков. Общая мощность этих пород не менее 2,5 км.

В красноцветной толще песчаников собрана флора плохой сохранности, которая была определена М. Ф. Нейбург. У оз. Кобей-туз (к северу за пределами района) в верхней части разреза найдены обломки древесины типа *Callixylon* (средний, верхний девон) и типа *Schisopodium* (средний девон). На сопках к юго-востоку от зимовок Усамбай среди серо-зеленых песчаников обнаружен отпечаток ствола *Lepidodendron* sp. *chemungense* Hall. (верхний девон). Примерно в тех же горизонтах к востоку от зимовок Кызыл-сор собраны отпечатки мелкоподушечного *Lepidodendron* sp., также принадлежащего к верхам девона.

Изменения литологического состава красноцветной толщи песчаников позволяют прийти к некоторым выводам об условиях ее накопления. На ряду с районами, где происходило образование нормальных песчаников с кварцевым или кальцитовым цементом, с обломочным материалом, образовавшимся за счет размывания подстилающих пород, существуют районы, где состав этих отложений иной.

Песчаники района хребта Керге-тас и к юго-востоку от него состоят исключительно из вулканогенного материала, представленного резко-угловатыми остроугольными обломками кристаллов полевых шпатов, кварца и мелкими зернышками эффузивных пород, сцементированных туфогенным цементом. Подобный состав песчаников говорит о наличии эффузивной деятельности в момент их образования.

Грубый аггломеративный характер пород, слагающих северо-восточное окончание хребта Керге-тас, замещающихся на небольшом расстоянии от него более тонкими разностями, свидетельствует о близости вулканического очага, откуда поступали продукты извержения в момент образования толщи. Этим, повидимому, объясняется и колоссальная мощность отложений в этой части района.

Местоположение такого очага не ясно, можно лишь говорить об одновременности в ряде случаев образования части эффузивов красноцветной толщи песчаников и конгломератов. Эта часть лав, показанных на карте одним знаком с песчаниками, является более молодой, чем их главная масса.

Изложенные материалы позволяют сделать ряд выводов о возрасте и о фациальных изменениях описанных образований.

Майкульская свита залегает несогласно на эффузивных породах нижнего девона. В ряде мест (оз. Майкуль, оз. Уш-таган, зимовки Кызырбек, сопки к западу от гор Бала-джуван-тюбе) простирающие описываемых горизонтов не соответствует простираению как подстилающих эффузивов, так и лежащих выше красноцветных песчаников. У оз. Майкуль хорошо видно, как красноцветные песчаники, залегающие на майкульских слоях, переходят на подстилающие ее эффузивы. Таким образом, майкульская свита представляет дислоцированный комплекс, с разрывом несогласно перекрытый толщей красноцветных песчаников. Эти соотношения объясняют островной характер выходов майкульской свиты, приуроченных к окраинам массивов более древних эффузивных пород или к ядрам небольших антиклиналей. Предыдущие исследователи (Водорезов и др., 1933) в северной части района комплекс майкульских отложений объединяли с толщей «силуро-девона». В южной части, где соответствующие образования представлены кварцевыми порфирами (гора Уш-таган), они относили их к альбитофировой толще.

В южных и юго-западных районах Центрального Казахстана выше порфиритовой толщи несогласно залегает альбитофировая, также несогласно перекрытая толщей красноцветных песчаников. Возраст альбитофиров устанавливается как нижнедевонский или как самые низы среднего девона.

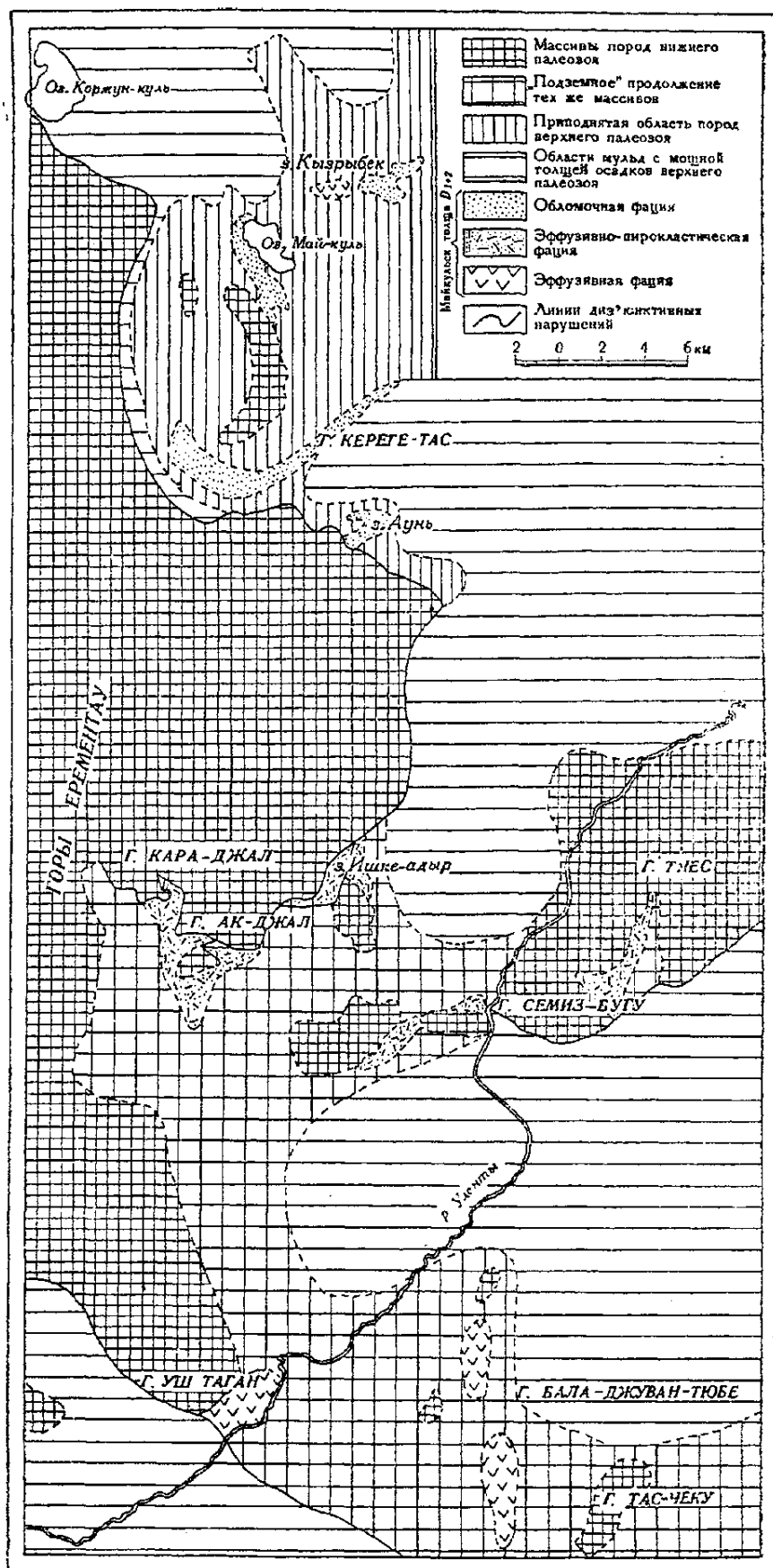
В исследованном районе типичная альбитофировая толща отсутствует, но здесь совершенно то же стратиграфическое положение занимает майкульская свита, что и дает право считать их синхроничными.

Тщательное изучение разрезов майкульской свиты и знакомство с описанием альбитофировой толщи и ее аналогов, приводит к выводу, что наряду с общим изменением этой толщи с юга на север наблюдаются также местные изменения ее состава в зависимости от условий ее залегания (Старостина, 1938). Исследованную площадь в геотектоническом отношении можно разбить на ряд областей (см. схему фациальных изменений майкульской свиты, фиг. 1). Выделяются участки, занятые высоко приподнятыми породами нижнего палеозоя (горы Ерементау, гора Семиз-бугу). По окраинам этих массивов, как бы на их склонах, расположены площади, сложенные интенсивно смятыми, сравнительно маломощными осадками верхнего палеозоя. Имеются затем области глубокого погружения древних пород, выполненные мощными толщами отложений верхнего палеозоя (Айгырджальская синклиналь и др.). Наконец, существуют и промежуточные области, отличающиеся неглубоким залеганием древнего фундамента и преобладанием в их строении пород верхнего палеозоя (приподнятая область, расположенная между Коржункульской мульдой и Айгырджальской синклиной).

В разрезах майкульской свиты, приуроченных к окраинам древнепалеозойских массивов, обычно ярко выражено угловое несогласие с перекрывающей их красноцветной толщей и преобладание в составе пород эффузивного и пирокластического материала (гора Семиз-бугу, южная окраина гор Караджал и Акджал, зимовки Ишке-адыр). Наоборот, в разрезах, более удаленных от выходов древнего палеозоя, резко выраженного несогласия с залегающей выше толщей песчаников не наблюдается. Изменение состава пород за счет обогащения обломочным материалом здесь настолько велико, что в верхах они становятся неотличимы от толщи красноцветного девона (зимовки Кызырбек, горы Керегетас, зимовки Аунь).

Исключительно эффузивный состав майкульской свиты на правом берегу г. Уленты, к западу от гор Бала Джуван-тюбе и Тас-чеку, сви-

детельствует о «подземном» продолжении в этом месте древнепалеозойского массива, что подтверждается обнажающимися здесь породами кембрия и нижнего силура.



Фиг. 1. Схема фациальных изменений майкульской толщи (D_{1+2}) по окраине горы Ерементая.

Следовательно, во время образования пород майкульской свиты, в приподнятых участках происходило накопление осадков с преобладанием эффузивного и пирокластического материала, тогда как в пониженных частях отлагались преимущественно их обломочные аналоги.

В литературе можно найти ряд фактов, подтверждающих эти наблюдения. Н. Г. Кассин (1931₂), описывая Баянаульский район, отмечает общее уменьшение мощности альбитофировой толщи с юга на север, чередование в ней различных пород и их фациальную изменчивость.

При внимательном изучении геологической карты Баянаульского и Верхне-Чидертинского районов (Кассин, 1931₂) (фиг. 4) эти изменения становятся понятными. В восточной половине района, где наблюдается высокое залегание пород нижнего палеозоя, альбитофировая толща, достигающая значительной мощности (500—1000 м), представлена в основном лавами и их туфо-брекчиями (разрезы Джусалы, горы Ит-чаптас и р. Эспе). Южнее, где породы нижнего палеозоя исчезают с дневной поверхности и в мульде появляются каменноугольные отложения, в долинах Тасты-куля, Ома-куля и в горах Мая-джен, Н. Г. Кассин отмечает перемежаемость лав с песчаниками, причем последних много.

Между р. Коджа-Куругу и сопкой Найза-Кара, где с северо-запада имеется обширное поле силура, вновь преобладают лавы, мощность которых достигает 1000 м.

Центральная часть района, описанного Н. Г. Кассиным, сложена преимущественно породами нижнего палеозоя; в северо-западном углу располагается крупная молодая мульда. К западу от оз. Джеланды, в области еще незначительного погружения пород нижнего палеозоя, альбитофировая толща, главным образом, представлена эффузивными породами. По мере движения на северо-запад, в область мульды, площади развития альбитофировой толщи уменьшаются и получают широкое распространение песчано-конгломератовые толщи девона, причем они не только перекрывают альбитофировую толщу, но, повидимому, в значительной своей части ей соответствуют. На это указывает Н. Г. Кассин для района гор Айгерик, где «пород альбитофировой толщи не встречается, или вернее наблюдаются весьма небольшие по площади и мощности покровы альбитофировых лав (у оз. Кызыл-куль), и девонская песчаная толща непосредственно налегает на порфиновые конгломераты, которые по времени образования быть может местами синхроничны с альбитофировой толщей».

Таким образом, отсутствие альбитофировой толщи в эффузивной ее фации в северо-западной части района с нашей точки зрения находится в тесной связи с существованием здесь мульды и служит подтверждением изложенных выше наблюдений.

В Карагандинском районе над альбитофирами располагается аггломератовая толща, плащеобразно перекрывающая различные горизонты порфирито-альбитофирового комплекса. Выше залегает толща обломочных пород акбастауской свиты ($D_1^2 D_3^1$).

При взгляде на карту Карагандинского бассейна ясно видно, что область распространения аггломератовой толщи приурочена к высокому залеганию пород нижнего палеозоя, где она ложится не только на альбитофиры, но и на породы байдаулетовской и сарыкульской свит ($S_1 \rightarrow S_3$).

Наоборот, в районе сопки Чурубай и Джартас (окраина Карбасса), где располагается северное крыло антиклиналя, аггломератовая свита отсутствует. Ей, повидимому, частично соответствует здесь акбастауская песчаная толща.

А. А. Богданов отмечает, что «достаточно вероятным является предположение об одновременности образования верхней части аггломератовой и низов конгломератовой свиты» (1938₁), а позднее (1938₂) приходит к выводу, что «не исключена возможность, что некоторые части альбитофировой свиты, а тем более кварцевые порфиры западной окраины бассейна могут оказаться вулканогенной фацией акбастауской свиты».

Не имеем ли мы здесь картины, аналогичной с более северными районами? А. А. Богданов высказывает предположение, что накопление

пирокластического материала (агломератовой толщи) происходило в пониженных частях древнего рельефа. Но вероятно эти области входили в систему более крупного поднятия, к которому и было приурочено главное распространение эруптивных центров, по мере удаления от которых получали развитие песчаные толщи, которые и являются обломочными аналогами эффузивных свит.

П. Л. Меркулов (1938) для района, расположенного к югу от группы озер Тениз-Кургальджик, также отмечает замещение альбитофиров аркозовыми песчаниками с востока на запад, что, судя по его карте, повидимому, согласуется с существованием более глубоких прогибов в западной части района.

По данным С. Е. Колотухиной (1938) особенно хорошо эти фациальные изменения прослеживаются при движении от ст. Ак-адыр на юг, вглубь Босагинской мульды, где разрезы с явным преобладанием лав сменяются толщами пирокластического материала с прослоями эффузивов.

Из сказанного следует, что формирование структур, сложенных эффузивами верхнего палеозоя, происходило одновременно с их излиянием, причем центры этих излияний были приурочены к местам испытывавшим положительные движения, тогда как в областях опусканий накапливался либо пирокластический, либо обломочный материал, обычно относимый предыдущими исследователями к толще красноцветных песчаников.

Возраст эффузивных пород начала среднего палеозоя до сих пор остается невыясненным. По мнению большинства исследователей время излияния этих лав «укладывается в пределах верхней части верхнего силура и нижней части нижнего девона», почему они и получили название «силуродевонской» толщи (Водорезов и др., 1933).

Излияние этих пород связывается с образованием разломов, последовавших за мощными орогеническими движениями. В последних участвуют образования верхнего силура, а описываемые эффузивы несогласно перекрывают их и, в частности, породы с фауной верхов верхнего силура.¹ Поэтому с нашей точки зрения, начало эффузивного цикла, т. е. излияния мощной толщи основных лав, вернее отнести к нижнему девону.

Этот вывод подтверждается находками С. Е. Колотухиной (1938) фауны нижнего девона в известняках Босагинской мульды, где они переслаиваются с песчаниками и сланцами. Последние в верхах чередуются с «рассланцованными» порфирами, принадлежащими к интересующей нас толще.

В районе Беркутинской выемки, по данным того же исследователя, эти порфиры перекрываются толщей пирокластических пород с подчиненным количеством лав и известняков и с фауной среднего и верхнего девона. Что касается верхней возрастной границы этих эффузивов и возраста лежащих выше альбитофиров и красноцветной толщи, то для различных районов они будут весьма различны.

При описании Баян-аульского листа Н. Г. Кассин указывает районы, где на толщу бескварцевых альбитофиров, олигофиров и андезинофиров налегают туфы, туффиты и аркозы с фауной верхнекобленцских слоев (1931₂).

В Карагандинском районе низы акбастауской свиты ($D_1^2 D_3^1$), сопоставляемые с майкульской свитой, представлены сланцами, туфами и порфиритами с редкими прослоями известняков и конгломератов. По данным М. А. Борисяк, они содержат фауну кобленцкого возраста.

С. Е. Колотухина и Н. А. Штрейс (1938) указывают, что к югу от гор Кос-мурун в толще зеленых песчаников и туфо-песчаников, перекрывающих эффузивы, являющиеся аналогами наших эффузивных пород нижнего девона, В. М. Поповым также была найдена фауна брахиопод кобленцкого яруса.

¹ Работы С. Е. Колотухиной и Н. А. Штрейс.

С другой стороны, для более южных районов Г. Л. Падалка (1932) описывает порфиры и их туфы среди отложений верхнего девона (D_3^2).

В еще более южных районах альбитофировые лавы встречаются не только среди пород верхнего девона, но и нижнего карбона.

Все это свидетельствует об условности возраста альбитофировой толщи, которую многие исследователи относят к среднему девону.

Из вышеизложенного видно также, что пестроцветные туфогенные песчаники, покрывающие колоссальные площади, содержащие прослойки туфов и иногда лав, в ряде случаев объединяют разновозрастные горизонты, может быть местами даже разделенные небольшими угловыми несогласиями. Следовательно, можно согласиться с теми исследователями (Водорезов и др., 1933), которые, основываясь на находках флоры как нижнедевонского облика (например, на хребте Керге-тас), так и среднедевонского (сопка Мурза-чеку), считают, что накопление толщи красноцветных песчаников и конгломератов продолжалось «с конца нижнего девона, весь средний девон и захватило значительный промежуток верхнего девона».

Однако это не был бассейн с однообразными условиями накопления осадков на всей его площади. Это был обширнейший, но мелководный бассейн, с отдельными приподнятыми и продолжающимися подниматься участками, по окраинам которых возникали эруптивные центры с излияниями кислых лав. Последние в силу их вязкости не растекались широко, а застывали близ места своего излияния.

Естественно, что сопутствующий этим лавам пирокластический материал сносился дальше, смешивался с принесенным обломочным материалом и отлагался, частично перекрывая лавовые накопления, а частично соответствуя им по времени образования в наиболее удаленных и глубоких участках бассейна. Эти соотношения объясняют особенности налегания красноцветных песчаников на породы майкульской свиты: несогласные залегания в зонах, прилежащих к массивам нижнего палеозоя, трансгрессивные в местах несколько удаленных от последних и, наконец, постепенные переходы осадочных фаций майкуля кверху в красноцветные песчаники в областях мульд.

Следовательно, в одних районах излияние кислых лав закончилось в нижнем или среднем девоне, и в дальнейшем происходило лишь накопление их пирокластических и обломочных аналогов. В других районах, более южных, излияние кислых лав продолжалось значительно позже, вплоть до нижнего карбона. Отсюда становится ясным, что «альбитофировая толща» и «красноцветная толща песчаников» не являются полностью самостоятельными стратиграфическими единицами, а очень часто служат фаціальными аналогами друг друга, а иногда и подстилающих или перекрывающих их пород.

д) Морские отложения верхнего девона и нижнего карбона

На толще песчаников и конгломератов среднего и верхнего девона залегает толща хорошо палеонтологически охарактеризованных известняков. Определение фауны позволило прийти к выводу, что в общем описываемый разрез вполне укладывается в принятую в настоящее время для Казахстана стратиграфическую схему верхнего девона и карбона. Отличием от Карагандинского района является возрастание мощностей некоторых горизонтов и отсутствие посидониевых слоев, которым здесь местами соответствуют переходные горизонты со смешанной фауной сульфидеровых и кассинских слоев. Наиболее полно описываемая толща вскрывается у оз. Кобей-туз, расположенного севернее, вне пределов района, где по его западному берегу и составлен приведенный ниже разрез.

На толще пестроцветных песчаников, венчающихся горизонтом белых и желтоватых средне- и крупнозернистых песчаных пород, содержащих тонкие известняковые прослои, залегает толща сильно песчаных желтовато-серых известняков, в нижней части содержащих примазочки черной глины. Общая мощность ее около 50 м. В нижней половине толщи собрана следующая фауна: *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *calcaratus* Sow., *Sp.* (*Cyrtospirifer*) *archiaci* Murch., *Rhynchonella* (*Paryphorhynchus*) *triaequalis* Soss., *R.* (*Paryphorhynchus*) *gonthieri* Goss.

Эта фауна позволяет считать охарактеризованные известняки принадлежащими калькаратусовым слоям (низы фаменского, возможно верхи франского яруса) верхнего девона.

Выше следуют буровато-серые крупнокристаллические известняки со слабым сероводородным запахом, содержащие *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *semisbugensis* Nal. Мощность горизонта 8,5 м. Известняки с фауной перекрываются мелкокристаллическими, чистыми известняками, переслаиваемыми с глинистыми их разностями и с редкими прослоями серых и зеленых глин и тонких известковистых песчаников. В средней части этих пород, достигающих 33 м мощности, проходит пластовая интрузия базальта (5 м).

Выше залегает довольно мощная толща буро-серых известняков, то крупно-, то мелкокристаллических, толстоплитчатых, содержащих несколько горизонтов темносерых мелкокристаллических известняков с запахом сероводорода.

В этой же толще проходят два горизонта светлосерых пелитоморфных известняков, сильно рассланцованных. Направление кливажа перпендикулярно простиранию пород.

Известняки содержат обильную фауну, главным образом брахиопод, среди которой определены следующие формы: *Spirifer speciosus* Hall., *Sp.* (*Cyrtospirifer*) *semisbugensis* Nal., *Sp.* (*Cyrtospirifer*) *semisbugensis* var. *spherioidea* Nal., *Sp.* (*Cyrtospirifer*) *calcaratus* Sow., *Productus* (*Plicatijera*) *praelongus* Sow., *P. praelongus* var. *simplicios* Wh., *P. speciosus* Hall., *Athyris angelica* var. *kulica* Nal., *A. tau* Nal., *Athyris* sp., *Stromatopora* sp., *Syringopora* sp., а также остатки водорослей *Girvanella* sp., *Dasycladaceae*. Состав указанной фауны и наличие в известняках, залегающих ниже глинистых известняков с прослоями серо-зеленых глин, *Girvanella* sp., *Dasycladaceae* позволяет говорить о принадлежности всего описанного комплекса к сульфидеровым слоям (фаменский ярус) верхнего девона, общая мощность которого около 140—150 м.

Выше следуют известняки, характеризующиеся кристаллическим строением и буровато-серой окраской, но относящиеся уже к кассинским слоям турнейского яруса, так как в этих породах собрана следующая фауна: *Spirifer sibiricus* Leb., *Productus concentricus* How., *Reticularia cooperensis* Sow., *Dielasma* sp., *Athyris angelica* Hall., *Chonetes* sp. Мощность известняков достигает 30—35 м.

Присутствие типичной для кассинских слоев фауны и верхнедевонской формы *Athyris angelica* позволяет предполагать, что часть этих известняков является переходными образованиями от верхнего девона к карбону. Таким образом, и указанные выше мощности кассинских и сульфидеровых слоев не могут считаться достаточно точными, поскольку граница между ними не резкая. В этих же слоях была обнаружена микрофауна, по определению Д. М. Раузер-Черноусовой *Endothyra* sp. № 1, *Endothyra* sp. № 3. По данным В. Н. Крестовникова и Д. М. Раузер-Черноусовой (1938) эти эндотиры обычно сопровождают переходную фауну верхнего девона и нижнего карбона. «Они характерны для определенного стратиграфического горизонта Казахстана, Урала и Самарской Луки, который может быть сопоставлен с зоной *Euroeungt* — самой нижней частью нижнего карбона. Возможно, что слои с эндотирами разреза оз. Кобей-туз относятся к более древней части этой зоны, поскольку

эндотирь этих слоев встречаются на Самарской Луке стратиграфически ниже, чем эндотирь из более западных разрезов Казахстана».

На известняках, относимых к кассинским слоям, залегает толща известняков, переполненных обломками члеников лилий, в меньшем количестве кораллов и брахиопод. Чаше эти известняки мелкопоздреваты из-за большого количества пустот от криноидей. Характерными для данного горизонта являются также процессы окремнения. При выветривании неокремненные разности известняков превращаются в легкую, пористую мучнистую массу светложелтого цвета. В силу плохой обнаженности этих пород фауна была преимущественно собрана в осыпи. Из брахиопод были найдены: *Spirifer forbesi* Nand., *Productus* ex gr. *semireticularis* Mart., которые позволяют считать данные известняки принадлежащими к средней или верхней части турнейского яруса (кассинские или русаковские слои). Истинная мощность их неизвестна, видимая не менее 70—80 м. По данным А. И. Егорова (1932, 1934, 1935, 1935₁, 2, 1937) мощность кассинских слоев около 80—100 м, мощность русаковских — около 180 м. Известняки, вскрытые разрезом у оз. Кобей-туз, слагают восточное крыло Тениз-Коржункульского угленосного бассейна. Продолжением этого крыла к югу служат выходы той же известняковой толщи в районе оз. Коржун-куль и восточной окраины гор Ерементау.

К востоку от оз. Кызыл-сор и немного южнее на горе Оба вскрывается вся толща известняков верхнего девона и нижнего карбона. В основании толщи залегают серые или желтовато-серые известняки, содержащие *Spirifer sulcifer* var. *typica*, характерный для калькаратусовых слоев, мощность которых около 50 м.

Выше залегает маломощный горизонт темносерых кристаллических известняков, иногда обладающих слабым сероводородным запахом. Они содержат смешанную фауну калькаратусовых и сульфидеровых слоев. Здесь найдены: *Spirifer semisbugensis* var. *spherioidea* Nal., *Sp. calcaratus* Sow., *Sp. posterus* Hall., *Sp. aff. archiaci* Murch., *Athyris tau* Nal., *Productus prealonugus* Sow.

Выше следует толща сероватых кристаллических известняков, содержащих *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *semisbugensis* var. *spherioidea* Nal., *Athyris tau* Nal., *Productus prealonugus* Sow., относящихся к сульфидеровым слоям. Южнее в этих породах найден *Chonetes hardrensis* Phill. Мощность известняков, так же как и у оз. Кобей-туз, около 130—150 м. Может быть к этим же слоям принадлежит и небольшая часть выше лежащих известняков, в которых не было найдено руководящих форм; в таком случае и мощность их будет соответственно несколько больше.

Выше залегают крупнокристаллические известняки, содержащие большое количество обломков криноидей. В них собрана фауна, которая, как и фауна оз. Кобей-туз, позволяет относить их к кассинским слоям нижнего турне. Здесь были найдены: *Spirifer incertus* Hall., *Sp. missouriensis* Sow., *Productus* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Rhipidonella* sp., *Bryozoa*.

К югу от оз. Кызыл-сор вскрываются еще более высокие горизонты, представленные серовато- и зеленовато-коричневым известняками, с большим количеством обломков криноидей. Они содержат фауну брахиопод, среди которых в нижних частях слоя найден *Spirifer grimesi* Hall., а выше *Sp. forbesi* Now and Pratt., *Sp. logani* H., *Productus deruptus* Rom., *Chonetes ischimica* Nal., *Brachythyris* sp., *Bryozoa*.

Известняки со *Spirifer grimesi* Hall. относятся к русаковским слоям (средний турне), а более высокие горизонты, с *Chonetes ischimica*, к ишимским слоям верхнего турне. Мощность этих пород, так же как и подстилающих их кассинских слоев, в силу плохой обнаженности и осложнения общего крыла мульды более мелкой складчатостью, остается невыясненной.

Такой же комплекс известняков вскрывается восточнее, на другом крыле этого небольшого антиклинального поднятия. Здесь под известняками с фауной кассинских слоев залегают известняки с ископаемыми верхнего девона, которые книзу, на расстоянии 20 м, сменяются рыхлыми, сильно песчанистыми известняками, которые в свою очередь через 24 м сменяются крупнозернистыми, плотными кварцевыми песчаниками, переходящими затем в темнобордовые песчаники. Таким образом, наблюдается замещение калькаратусовых, а частично возможно и сульфидеровых известняков песчаниками, близкими к подстилающим красноцветным породам. Подобное же замещение, хотя и в меньших размерах, прослеживается и на другом, юго-западном крыле той же складки.

Комплекс известняков, вскрытый в разрезах к востоку от солонца Кызыл-сор протягивается и вдоль восточной окраины гор Ерементау (Джелтау), но в силу тектонического строения здесь вскрывается только верхний девон.

Для этой части района составленная нами карта расходится с картой А. И. Егорова (1937), на которой известняки верхнего девона здесь отсутствуют и древний палеозой ложится непосредственно на красноцветные песчаники.

Здесь обнажены калькаратусовые известняки, содержащие *Spirifer sulcifer* var. *typica* Nal., *Sp. sulcifer* Hall., *Sp. archiaci* Murch. Мощность этого горизонта 50—60 м. Видимая мощность сульфидерового горизонта достигает 200 м. Представлен он светлыми сероватыми кристаллическими известняками, заключающими: *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *semisbugensis* Nal., *Sp. sulcifer* Hall., *Sp. aff. platynotus* W., *Sp. dada* Nal., *Productus* (*Plicatifera*) *praelongus* var. *simplecios* W., *Rhynchonella triaequalis* Goss., *Athyris tau* Nal. Только в двух точках по окраине Ерементау выходят самые низы кассинских слоев, — это на широте окончания оз. Май-куль и южнее, на широте оз. Коблан-куль. Более высокие горизонты нижнего карбона, повидимому слагающие другое антиклинальное поднятие (условия залегания из-за плохой обнаженности неясны), обнажаются к юго-востоку и югу — от оз. Коржун-куль. В отвалах шурфов найдены куски желтого мучнистого известняка с фауной среднего и верхнего турне: *Spirifer* ex gr. *imbrex* Hall., *Sp. bajani* Nal., *Sp. logani* Hall., *Athyris lamellosa* Z. W. *Productus* aff. *burlingtonensis*, *Tetracamera subtrigonia* Meek., *Reticularia pseudolineata* Hall.

Изучение всего комплекса известняков девон-карбона показало, что нижние горизонты калькаратусовых слоев отличаются значительной песчаностью. Обломочная примесь состоит из угловатых зернышек кварца, в меньшем количестве полевых шпатов. Более высокие горизонты представлены чистыми известняками, переполненными обломками фауны. Такой же характер сохраняют и известняки сульфидеровых слоев, в которых только отдельные прослой содержат незначительную примесь мелких зернышек кварца. В кассинских слоях количество обломочного материала вновь возрастает, причем в нем преобладают полевые шпаты.

Вторая область развития известняков верхнего девона и нижнего карбона расположена значительно восточнее гор Ерементау. Это ряд брахискладок, вытянутых в северо-восточном направлении. Сюда относятся известняки хребта Айгырджал, сопки Чийкудук, Айт-магамбет и выходы известняков к северо-востоку от зимовок Уш-таган. Мощность их осталась невыясненной.

К юго-востоку от оз. Тумен, в разрезе восточного крыла нарушенной брахисинклинальной складки, с постепенным переходом, на красноцветных песчаниках залегают:

1. Известняки серого цвета, кристаллические, слегка вонючие. Среди них проходят тонкие прослой плотных пелитоморфных известняков. В верхней части этих пород собрана фауна калькаратусовых слоев: *Spirifer calcaratus* Sow., *Sp. calcaratus* var. *quadrata* Nal.,

- Sp. posterus* Hall., *Sp. cf. disjunctus* Sow., *Athyris angelica* var. *kulica* Nal., *Schizophoria cf. praeimpressa* Hall., *Rhynchonella gonthieri* Goss., *Reticularis* sp. Мощность оценивается в . . . 175—200 м
2. Выше залегает известняк, часто пористый, содержащий неправильные окременелые участки. Он включает многочисленные членики криноидей и обломки мшанок. Из брахиопод здесь обнаружены: *Productus praelongus* Sow., *Pr. cf. celak* Nal., *Spirifer pldtynotus* Well., *Sp. cf. semisbugensis* Nal., *Sp. semisbugensis* var. *spheroidea* Nal., *Sp. ex gr. imbrex* Hall., *Chonetes armata* Boych., *Rhynchonella* sp. Состав фауны указывает на принадлежность этих слоев к сульфидероному горизонту. Мощность около . . . 150 »
3. На этих породах залегают серые плотные известняки, иногда слегка вонючие, среди которых определимых фаунистических остатков не найдено. Повидимому, они соответствуют кассинским слоям. Мощность их достигает . . . 100—120 »
4. Выше следуют серые мелкокристаллические, в верхних частях сильно песчанистые известняки, содержащие: *Productus cf. deruptus* Rom., *Pr. burlingtonensis* Hall., *Spirifer missouriensis* Swall., *Brachythyris* aff. *suburbicularis* Hall. Истинная мощность этих известняков неизвестна, видимая не менее . . . 50—60 »
5. Западнее, изолированно от предыдущих выходов, с тектоническим контактом из-под красноцветных песчаников (на дне оврага) выходят белые известняки, переслаивающиеся с серыми и зеленоватыми песчанистыми разностями. Здесь собрана фауна верхнего турне (ишимских слоев): *Productus dengisi* Nal., *Pr. ex gr. deruptus* Rom., *Spirifer plenus* Hall., *Sp. cf. kasachstanensis* var. *konjebai* Lithn., *Sp. imbrex* Hall., *Athyris cf. sublamellosa*, *Tetracamera subtrigonia* Meek. Worth., *Cliothyridina obmaxima* Mill., *Brachythyris pesasicus* Tolm., *Lingula* sp.

Севернее, к северо-востоку от оз. Уш-таган и в районе оз. Кзыл-кок обнажаются такие же палеонтологически охарактеризованные известняки. Отличием является большое количество фаунистических остатков в известняках кассинского горизонта. Здесь обнаружены: *Productus concentrica* Hall., *Pr. sampsoni* Woll., *Rhipodomella cf. diminutiva* Rowl., *Schizophoria subelliptica* Whit., *Brachythyris fernglenensis* Well., *Camarotoechia* sp.

Для этих известняков весьма интересным является факт отсутствия среди них красноцветных песчаников. Известняки с фауной калькаратусовых слоев ложатся непосредственно на эффузивы нижнего девона. Мы предполагаем наличие здесь трансгрессивного налегания известняков на более древние породы. Примеры трансгрессивного залегания различных горизонтов морского верхнего девона неоднократно указывались другими исследователями для соседних площадей (1931з).

Известняки верхнего девона и нижнего карбона слагают также брахисинклинальную складку к юго-востоку от горы Семиз-бугу. Литологический состав и разрез этих пород несколько отличен. В верхних горизонтах красноцветных песчаников появляются прослойки известняков, содержащих примесь обломочного материала из угловатых зернышек кварца, табличек слюды, обломанных кристаллов роговой обманки и полевых шпатов и остатков мшанок, створок брахиопод и члеников криноидей. Выше располагается толща сильно песчанистых, зеленоватых известняков с фауной сульфидероных слоев и многочисленными водорослями. Здесь обнаружены: *Spirifer semisbugensis* Nal., *Sp. semisbugensis* var. *sphaeroidea* Nal., *Sp. platynotus* Well. Из водорослей определены *Dasycladacea Antracoporella*. Выше залегают плотные пелитоморфные известняки, содержащие кремневые конкреции. Среди них в редких прослоях собрана фауна кассинских слоев: *Productus laevicostus* Well., *Pr. kassini* Nal., *Rhynchonella rowellyi* Well., *Spirifer roemorianus* Rom., *Brachythyris peculiaris* Schm. Еще выше следуют серые плитчатые, иногда мергелистые или вонючие известняки без фауны. В виду плохой обнаженности мощности неясны. С южной стороны горы Семиз-бугу также выходят известняки сульфидероных и кассинских слоев, слагающие небольшие складки. Повидимому присут-

ствуют и более высокие горизонты. Высыпки и небольшие выходы известняков верхнего девона и нижнего карбона были обнаружены и к югу от горы Кистым-чеку, к юго-западу от гор Уш-таган и в горах Тюлькелы, где составить подробного разреза не удастся.

Легко видеть, что литологический состав описанного комплекса известняков остается примерно одинаковым на протяжении всего восточного крыла Тениз-Коржункульской мульды и только в самом восточном изгибе его наблюдается частичное замещение калькаратусовых известняков известковистыми песчаниками. Несколько иная картина наблюдается в более восточной и юго-восточной областях распространения этих пород. На хребте Айгыр-джал и к юго-востоку и югу от горы Семиз-бугу известняки калькаратусовых слоев совсем отсутствуют или иногда может быть достигают весьма небольшой мощности. Им соответствуют здесь розовато-серые или розовые песчаники, объединяющиеся с мощной толщей подстилающих неоднородных песчаников. Таким образом, если для всего Улентино-Чидертинского района, по данным предыдущих исследователей, морские условия наступали с юга и юго-востока, то для изученной нами площади несомненно проникновение морских вод вначале в район Тениз-Коржункульской мульды, а затем, несколько позднее, в более восточные ее участки.

е) Угленосная толща С₁

Естественные выходы толщи пород, залегающей выше известняков нижнего карбона, в исследованном районе отсутствуют. Она была обнаружена в отвалах шурфов с южной стороны оз. Коржун-куль и в канаве Тениз-Коржункульской разведочной партии, проведенной с западной стороны горы Обы. По данным А. И. Егорова, на известняках с фауной русаковских слоев залегают черные и темносерые глины и глинистые сланцы с прослоями известняков мергелей и серых песчаников с мшанками, которые соответствуют аккудукской свите Карагандинского бассейна. Выше, с постепенным переходом располагается угленосная толща, подразделяющаяся на две части.¹ Нижняя часть, принадлежащая к верхней половине турнейского яруса, в основании слагается песчаниками с обильной фауной, среди которой встречаются: *Spirifer aff. grimesi* Hall., *Sp. kasakstanensis* Nal., *Sp. plenus* Hall., *Sp. sokurensis* Sim., *Sp. karagandae?*, *Chonetes ischimica* Nal. Sim., и др. Известняки сменяются сланцами, песчаниками, иногда конгломерат-песчаниками, свидетельствующими о сильных колебаниях уровня моря.

В верхних частях толщи встречен пласт угля, после отложения которого произошло некоторое углубление бассейна, о чем свидетельствует фауна, в состав которой входят: *Productus dengisi* Nal. *Pr. deruptus* Rom., *Spirifer plenus* Hall., *Sp. aschlariki?*, *Chonetes Wistotzkii* Nal. Затем последовало постепенное обмеление бассейна, приведшее к длительному континентальному перерыву на границе турнейского и визейского яруса. Мощность нижней угленосной свиты 350 м.

Выше развиты косослоистые глинистые песчаники и конгломераты, содержащие линзы темносерых и черных глинистых сланцев с отпечатками пелеципод, чешуй рыб и пр. Эта свита, по указаниям А. И. Егорова, сопоставляется с карагандинской свитой Карагандинского бассейна. К ней приурочены основные рабочие пласты угля. Полная мощность ее неизвестна, повидимому она не более 500 м.

ж) Пермокарбон РС

По наблюдениям А. И. Егорова, несогласно на угленосном карбоне или подстилающих породах залегает континентальная нижняя пермь.

¹ В исследованном районе часть угленосной толщи, повидимому, замещается известняками ишимских слоев.

Нами эти осадки обнаружены в северо-западном углу изученного района, с юго-восточной стороны массива гранит-порфиров Малого Койтаса. Они представлены толщей серых косослоистых или плитчатых песчаников то мелко- то среднезернистых, в нижней части известковистых, переходящих в песчанистые известняки. Песчаники переслаиваются с мелкогалечными или более грубыми конгломератами. В состав гальки последних входят известняки с фауной девона или нижнего карбона, кремнистые известняки, яшмы, кварциты, песчаники, сланцы и гранит-порфиры.

В верхней части разреза появляется значительное количество прослоев тонкозернистых, аргиллитоподобных пород серой пятнистой раскраски. В нижней части присутствуют пластовые жилы гранит-порфира. Общая видимая мощность пород около 750 м. Характерный разрез этой толщи описан к северо-западу от оз. Коржун-куль (снизу):

- | | |
|---|--------|
| 1. Темносерые плотные плитчатые известняки. Видимая мощность | 8—10 м |
| 2. Пластовая интрузия гранит-порфира со скарновыми породами на контакте | 12 » |
| 3. Светлосерые тонкоплитчатые, песчанистые, мелкокристаллические известняки | 25 » |
| 4. Светлосерые известковистые, мелкозернистые, тонкоплитчатые песчаники | 12 » |
| 5. Частое чередование светлосерых среднезернистых известковистых песчаников и мелкокристаллических, тонкоплитчатых, темносерых известняков | 16 » |
| Породы падают на север и северо-восток 40—50°. | |
| 6. Описанная толща постепенно переходит в косослоистые крупнозернистые известковистые песчаники, переслаивающиеся с более мелкозернистыми разностями | 10 » |
| 7. Крупнозернистые песчаники, постепенно сменяющиеся крупногалечными конгломератами, состоящими из разнообразных, хорошо окатанных галек кварцитов и кремнистых пород нижнего палеозоя. Более редки гальки девонских эффузивов и голубоватых известняков с фауной верхнего девона и карбона. Величина галек от 2 до 10 см в диаметре. Они сцементированы песчаногравийным цементом с примесью туфогенного материала. Кверху величина галек возрастает | 25 » |
| 8. Известняки темносерые тонкоплитчатые, мелкокристаллические, переслаивающиеся со светлосерыми известковистыми песчаниками | 3 » |
| 9. Пластовая интрузия гранит-порфира | 1.5 » |
| 10. Песчаники серые известковистые, тонкоплитчатые | 3 » |
| 11. Известняки серые мелкозернистые, тонкоплитчатые | 3 » |
| 12. Пластовая интрузия гранит-порфира | 6 » |
| 13. Переслаивание серых песчаников и песчанистых известняков | 3 » |
| 14. Пластовая интрузия гранит-порфира | 1.5 » |
| 15. Известковистые светлосерые песчаники то мелко- то среднезернистые, плитчатые, с тонкими прослоями серых известняков | 30 » |
| 16. Мелкогалечный конгломерат из хорошо окатанных галек кварца, кварцита, яшмовидных пород, темных кремнистых пород, кварц-порфира, голубовато-серых известняков, иногда с кораллами, и конгломератовидных песчаников. Конгломерат содержит прослой грубозернистых песчаников | 49 » |
| 17. Пластовая интрузия гранит-порфира | 10 » |
| 18. Серые среднезернистые, известковистые, тонкоплитчатые песчаники, переслаивающиеся с более тонкозернистыми разностями | 10 » |
| 19. Серые тонкослоистые, тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с темносерыми песчанистыми известняками и с редкими прослоями грубозернистых песчаников | 25 » |
| 20. Серые среднезернистые, плотные, плитчатые песчаники с прослоями более крупнозернистых разностей | 16 » |
| 21. Средне- и мелкозернистые, хорошо слоистые известняковистые песчаники, местами переходящие в аргиллиты | 16 » |
| 22. Серые среднезернистые, местами конгломератовидные песчаники | 9 » |
| 23. Крупно- и мелкогалечные, косослоистые конгломератовидные песчаники, переслаивающиеся с голубовато-серыми аргиллитами | 8 » |
| 24. Чередование грубых косослоистых известковистых песчаников с более тонкослоистыми тонкоплитчатыми песчаниками и аргиллитами | 25 » |
| 25. Голубовато-серые плотные, тонкоплитчатые аргиллиты | 12 » |

26. Толща чередующихся аргиллитов, тонкоплитчатых серых косослоистых песчаников, конгломератовидных песчаников и светлосерых мелкокристаллических песчанистых известняков. Книзу количество прослоев аргиллитов уменьшается и начинают преобладать песчаники.	66 м
27. Мелкогалечные конгломераты из гальки серых песчаников и известняков девон-карбона. В нижней части появляются тонкие прослои песчаников и хорошо слоистых аргиллитов	33 »
28. Частое тонкое переслаивание серых песчаников и аргиллитов . .	8 »
29. Неясно обнаженная толща части чередующихся прослоев конгломератовидных среднезернистых косослоистых песчаников и серых сильно песчанистых известняков с прослоями пятнистых аргиллитов	93 »
30. Грубые, конгломератовидные косослоистые песчаники, переслаивающиеся с тонкослоистыми аргиллитами	25 »
31. Серые среднезернистые, массивные, косослоистые песчаники . .	70 »
32. Серые тонкоплитчатые плотные аргиллиты, переслаивающиеся с серыми мелкокристаллическими плотными известняками . . .	25 »
33. Неясно обнаженные, серые мелко- и среднезернистые песчаники с примесью туфогенного материала	65 »
34. Пластовая интрузия гранит-порфиров.	

Молодой возраст этих пород доказывается присутствием в конгломератах гальки известняков с верхнедевонской и нижнекаменноугольной фауной.

В работе Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933) из этих пород указывается флора, которая, по предварительному определению Н. Г. Кассина, принадлежит верхнему карбону и нижней перми. По данным А. И. Егорова (1937) и Г. И. Водорезова (1938) из тех же слоев собрана флора, по определению М. Д. Залеского и Е. Ф. Чирковой, нижнепермского возраста. Здесь обнаружены *Cardioneura tenisensis* Zal., *Angaricium potahini* (Schm.) Zal., *Odontopteris kirgisica* Zal. Касаясь границ распространения нижнепермских отложений, необходимо отметить некоторые расхождения с картой А. И. Егорова. По данным последнего, эти породы, выполняя центральную часть мульды, на всем своем протяжении подстилаются угленосной толщей. Наши исследования показали, что на южной окраине массива Малый Кой-тас песчаники и конгломераты нижней перми вскрываются на незначительном расстоянии от выходов известняков с фауной сульфидероносных слоев, т. е. угленосные отложения в этом месте, повидимому, отсутствуют. Известняки верхнего девона залегают также на незначительном расстоянии от массива нижнего палеозоя с падением от него. Следовательно, здесь, повидимому, известняки трансгрессивно перекрывают темные конгломераты нижнего палеозоя.

Пород мезозоя и третичной системы в районе не обнаружено.

3) Четвертичные отложения

Покров четвертичных отложений не велик. Выделяются современные и древнечетвертичные образования. К последним относятся древний аллювий и покровные суглинки. К современным принадлежат делювиальные образования склонов, элювий, овражный аллювий, пролювиальные отложения такыров и озерные аллювиальные осадки.

К древнему аллювию относятся темносиние однородные, тонкосланцеватые, вязкие, слегка песчанистые глины, вскрытые в двух шурфах в районе оз. Коржун-куль, недалеко от устья оврага Золотой Лог. Мощность их неизвестна. По устным сообщениям работников разведочной партии на золото, буровая скважина, заложенная в устье Золотого Лога, прошла по этим породам 50 м, не дойдя до их основания. Возраст глин неизвестен, о нем можно судить лишь относительно, на основании перекрытия их аллювиальными отложениями ручья Кара-су.

Повидимому древний возраст имеют террасовые отложения Кушмурунской долины, при ее впадении в оз. Коржун-куль. В стенках расположенных здесь шурфов из-под аллювиально-делювиальных галечников

вскрываются грубозернистые кварцевые косослоистые пески с тонкими прослоями песчано-глинистого материала и с мелкими линзочками, состоящими из хорошо окатанных зерен гравия, сцементированных песчанистой глиной. Мощность песков 2—3 м. В средней части Кушмурунской долины отложения тех же террас отличаются несколько более грубозернистым составом.

Сходными с галечниками и песками Кушмурунской долины являются галечники долины р. Кара-су, где они слагают 3-метровую аккумулятивную террасу, прекрасно выраженную на протяжении почти всей долины.

Сходство аллювиальных отложений описанных террас в долинах различных рек и одинаковые взаимоотношения их с покровными суглинками при общности строения долин позволяют считать их одновременными образованиями, связанными с общим базисом эрозии.

Одновременными с синими глинами или несколько более молодыми образованиями являются древние бурые покровные суглинки, плащеобразно залегающие на различных денудационных уровнях и перекрывающие некоторые водоразделы (Уленты — Селеты). Эти суглинки представляют желтовато-бурую тонкую глинистую бесструктурную породу, не вскипающую от соляной кислоты, но обладающую хорошо развитой столбчатой отдельностью. В толще суглинков проходят редкие, тонкие, быстро выклинивающиеся прослои песчано-галечного материала, состоящего из угловатой, плохо окатанной мелкой гальки окружающих пород.

Довольно грубый характер суглинков, отсутствие слоистости, наличие галек и условия их залегания заставляют считать эти породы скорее всего делювиальными образованиями, возникшими в результате климатических изменений, связанных с увлажнением климата. Возможно, что это увлажнение соответствует моменту таяния ледника Восточной Сибири, так как только в этот период мог происходить широкий смыв материала со склонов водоразделов и перенос его в более пониженные участки.

Характер самих суглинков, увеличивающаяся их мощность в более пониженных частях рельефа и выклинивание на повышенных местах, также подтверждают их делювиальное происхождение. Сравнительно однородный состав данных суглинков, выдерживающийся на значительных расстояниях вне зависимости от состава подстилающих пород, резко отличает их от более молодых делювиальных образований.

Значительно шире развиты современные образования, занимающие в исследованном районе большие площади.

Элювиальные отложения, представленные довольно разнообразными породами, покрывают наибольшую часть этой площади. Туфы и лавы палеозоя при выветривании обычно переходят в серовато-бурые, неслоистые, грубые глины с многочисленными включениями мелкой щебенки менее измененных пород. Песчаники и конгломераты верхнего девона образуют дресву, слагающую красно-бурые скелетные почвы, при дальнейшем разрушении превращающиеся в желто-бурые суглинки. Почти такие же элювиальные отложения получаются при выветривании верхнедевонских и каменноугольных известняков. Это желтовато-бурые неслоистые глины с многочисленными известковистыми пятнами и натеками.

Делювиальные образования покрывают тонким чехлом нижнюю часть склона мелкосопочника, седловины между сопками и склоны неглубоких логов. Они представлены красно-бурыми песчанистыми известковистыми глинами. В руслах оврагов эти породы постепенно переходят в делювиально-аллювиальные отложения, образуя овражный аллювий. К нему относятся косослоистые глинистые пески с мелкой неокатанной галькой из окружающих коренных пород и с тонкими прослоями красно-

бурой или красновато-серой сильно песчанистой глины. Сверху песчано-галечный материал покрыт тонкими грязно-серыми супесями. Мощность овражного аллювия очень изменчива. В разрезах многочисленных шурфов Золотого Лога она колеблется от 0.50 до 3—4 м.

Дно долин в отдельных участках, а также значительная часть озерных котловин покрыты отложениями конусов выноса, которые в ряде мест как, например, в Кушмурунской долине, в долине р. Кара-су, между горами Кара-тау, Кара-джал и Ак-джал, образуют шлейфы, перекрывающие аллювий. Эти породы представлены неслоистой толщей, состоящей из остроугольной щебенки, пересыпанной трубообломочным песчаным материалом. Состав щебня находится в тесной зависимости от состава коренных пород, слагающих склоны долин. Величина обломков при удалении от склонов уменьшается, достигая наименьших размеров в средних частях главных долин.

В озерных впадинах эти отложения представлены тонким глинистым осадком, занимающим наибольшую часть котловин. При высыхании на его поверхности образуются трещины, разбивающие ее на полигональные отдельности.

и) Современные озерные отложения

Современные озерные отложения выражены либо грубой щебенкой береговых валов (озера Коржун-куль, Май-куль), либо грубыми, светло-серыми, глинистыми тонкослоистыми песками. В шурфах близ оз. Коржун-куль наблюдалось прислонение этих песков к отложениям конусов выноса, которые местами их перекрывают.

К молодым образованиям надо относить и галечные террасы р. Уленты, прислоняющиеся к молодым делювиальным суглинкам. Залегание этих суглинков на разных денудационных уровнях заставляет считать их более молодыми образованиями. Однако факт прислонения к ним аллювиальных отложений р. Уленты и руч. Джельтау указывает на более древний их возраст по сравнению с последними.

В долине р. Уленты прослеживаются две молодые террасы. Нижняя сложена, главным образом, неслоистыми мелкими галечниками с многочисленными линзами крупнозернистого песка и вязких зеленоватых глин. Верхняя терраса сложена крупнозернистыми, плохо отсортированными слоистыми песками с прослоями крупной (2—3 см в диаметре) окатанной гальки развитых в этом районе коренных пород. Мощность песков 3—4 м.

V. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

1. Интрузии нижнего палеозоя

Проявления вулканической деятельности в нижнем палеозое весьма многочисленны. В различное время происходили и излияния лав кислой и основной магмы и внедрения интрузивных масс, также разнородных по химическому составу.

Среди пород нижнего палеозоя интрузии обнаружены в немногих пунктах. Наибольший интерес в этом отношении представляет собой район сопки Семиз-бугу, где наблюдаются выходы интрузивных тел, внедрение которых по некоторым данным произошло в первую фазу каледонской складчатости. Вторая фаза каледонских интрузий представлена значительно шире. Массивы этого возраста встречены к югу от оз. Коржун-куль, в горах Уш-тубе, на сопке Топрак-мол, к северу от нее на левом берегу р. Уленты и в горах Тиес. К этому же времени относятся многочисленные дайки и штоки роговообманковых микродиоритов и порфиритов.

Породы древнепалеозойского цикла. Выходы наиболее древних изверженных горных пород расположены к северо-западу от сопки Семиз-бугу. Здесь наблюдаются массивные амфиболиты или же амфиболовые сланцы, приуроченные к ядру размытой антиклинали. Они сильно пльчататы и инъицированы розовым гранито-гнейсом, с образованием смешанных пород типа артеритов. Амфиболовые сланцы зелено-черного цвета, с отчетливой сланцеватостью, обусловленной закономерной ориентировкой призматических зерен роговой обманки, с одной стороны, и наличием более светлых прослоев, содержащих полевой шпат, сфен и кварц — с другой. Эта сланцеватость подчеркивается мелкими прожилками розового полевого шпата, возникшими вследствие инъеции породы гранитным субстратом. Иногда в таких прожилках можно наблюдать кварц, реже — мусковит. Встречаются и более однородные разности, почти мономинерального состава. Под микроскопом им свойственна нематобластическая структура и актинолитовый характер амфибола. Массивные амфиболиты обнаруживают то или иное содержание сильно разрушенного плагиоклаза и типичную гранобластическую структуру. Реликтовые структуры в амфиболовых сланцах, отсутствуют. Поэтому остается неясным вопрос о материнской породе, за счет метаморфизма которой возникли эти образования. Повидимому достоверным является изверженный характер первоначального субстрата, но были ли это основные эффузивы, или интрузив, не ясно.

Соотношение амфиболовых сланцев с образованиями кембро-силура затушевывается тектоническими нарушениями. На границе налегающей на амфиболовые сланцы средней части яшмо-кварцитово́й толщи (кислые и средние эффузивы) наблюдаются милониты и брекчии, в состав которых входят обломки кварцитов и амфиболитов.

Каледонские интрузии. Граниты. Наиболее крупный гранитный массив расположен к югу от оз. Коржун-куль по северной окраине гор Ерементау. Площадь массива значительно больше, чем это изображено на карте Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933). Это объясняется тем, что указанными авторами выделены лишь катаклазированные биотитовые граниты, в то время как плагиограниты и плагиогранит-порфиры, плохо отличающиеся в поле от кислых эффузивов яшмо-кварцитово́й толщи, были отнесены ими к нижнему силуру. Наибольшие площади занимают плагиограниты и плагиогранит-порфиры, слагающие западную и южную часть района и прослеживающиеся вдоль хребта Жельтау, с его западной стороны. И лишь центральную, пониженную часть занимает порфировидный крупнозернистый гранит.

Среди порфировидного гранита встречаются отдельные линзовидные участки и полосы, сложенные эффузивами яшмо-кварцитово́й толщи, отображенными в рельефе отдельными грядами и гривками. Повидимому, это останцы кровли.

Порфировидный гранит представляет собой лейкократовую породу то светлорозового, то мясо-красного цвета. Под микроскопом это порфировидная или крупнозернистая (2—3 мм) порода с гипидиоморфнозернистой структурой. Реже встречаются среднезернистые разности с размером зерен в 1—1.5 мм. Среди полевошпатово́й части преобладает калиевый полевой шпат, в большом количестве содержится и кварц. Плагиоклаз представлен альбитом № 7—8. Он образует наиболее идиоморфные зерна, обрастающие с периферии ортоклаз-пертитом. Кварц корродирует зерна плагиоклаза, образуя длинные языковидные проникновения внутрь зерен.

К цветному компоненту относится биотит, замещающийся хлоритом. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, магнетит и циркон.

Все образцы порфировидного гранита, подвергшиеся изучению, несут следы катаклаза. Наблюдается целая серия переходов от порфировидного гранита, давленого только по трещинам, до типичной брекчии

гранита. Иногда катаклаз настолько значителен, что породы напоминают структуру аркозов. Возможно, что в отдельных участках гранитного массива существуют скопления сцементированного грубообломочного материала, образовавшегося за счет разрушения гранитов.

Плагииграниты и плагиигранит-порфиры. Эти породы пользуются широким распространением в западной части района и занимают также довольно большие площади в северной части гранитного массива. Плагииграниты несомненно более поздние, чем порфировидный гранит, так как они его секут, образуя маломощные (15—30 м) дайкообразные и жильные тела. Они представляют собой плотную породу темносерого или светлосерого цвета с пятнистым распределением роговой обманки, которая, обладая иногда ориентировкой, придает породе гнейсовидный облик. Порфировые разности плагиигранита такого же цвета. Основная масса их плотная, вкрапленники кварца и полевого шпата обычно различимы плохо.

Под микроскопом это крупнозернистая порода с порфировидными выделениями плагиоклаза, достигающими величины 1.5—2 мм. Характерной особенностью ее структуры является резкий идиоморфизм плагиоклаза, представленного альбитом № 7—8, и коррозия кварцем полевого шпата. Калиевый полевой шпат, принадлежащий ортоклаз-пертиту, присутствует в очень небольшом количестве. Большинство его выделений «съедено» кварцем. Последний содержится в большом количестве, образуя аллотриоморфные зерна с резко выраженным облачным угасанием. Цветной компонент представлен амфиболом с плеохроизмом в желто-зеленых тонах. Угол угасания с $Ng = 28^\circ$. Из вторичных продуктов по амфиболу развивается хлорит. Из акцессорных минералов встречены магнетит и апатит.

Гранит-порфировые разности плагиигранита по минералогическому составу ничем не отличаются от плагиигранита. Структура основной массы чаще всего микропегматитовая. Иногда она состоит из мелких (0.01—0.02 мм) лейст плагиоклаза и ортоклаза, сцементированных ксеноморфными выделениями кварца и скоплениями розеток хлорита, очевидно образовавшегося по роговой обманке. Вкрапленники представлены чаще всего плагиоклазом, реже кварцем. Нередко встречаются вкрапленники ортоклаза идиоморфной формы.

Как плагииграниты, так и плагиигранит-порфиры несут ясные следы давления. Встречаются сильно брекчированные разности.

Меньший катаклаз данных пород, по сравнению с описанным ранее катаклазом порфировидного гранита, является также подтверждением более молодого их возраста.

Кварцевые жилы. Жильными проявлениями гранитный массив очень беден; обнаружено несколько маломощных (0.5—1 м) кварцевых жил, приуроченных к плагиигранитам или вмещающим породам. Среди порфировидного гранита их встречено не было. Простирание жил меридиональное. Кварц сероватого цвета, реже белый, с большим количеством окристых пустот, почти всегда содержит пирит, халькопирит и вторичные медные руды. Вмещающие породы — плагииграниты окварцованы; мощность окварцованной зоны около 5—6 м. В пределах этой полосы встречаются отдельные маломощные прожилки кварца. Непосредственно около зальбандов жил наблюдается эпидотизация и пиритизация.

Описанный гранитный массив, повидимому, представляет собой сложный интрузив, внедрившийся в свод антиклинального поднятия пород нижнего палеозоя. В процессе его формирования можно наметить две фазы: 1) интрузия порфировидного биотитового гранита и 2) интрузия плагиигранита. Внедрению плагиигранитов предшествовали тектонические процессы, вызвавшие катаклаз порфировидного щелочного гранита. В металлогеническом отношении представляют интерес плагииграниты, которые золотоносны. С ними связано россыпное месторождение золота

Коржункульского района. Очень вероятно, что эти две интрузии разделены значительным отрезком времени. Тогда как плагиограниты, несомненно, интродуцируют яшмо-кварциты нижнего силура, порфировидный гранит, повидимому, активного контакта с ними не имеет и рвет лишь эффузивную часть известняково-кварцитово́й толщи. Таким образом, порфировидный гранит, возможно, более древний. Верхняя возрастная граница плагиогранитов не совсем ясна, галька их не встречена ни в конгломератах верхнего силура, ни в конгломератах девона.

Второй, значительно меньший гранитный батолит (до 3 км²) располагается на правом берегу р. Уленты у сопки Топрак-мол. Это зелено-ватые-серые, иногда почти белые кварцитоподобные породы, некоторые разности которых имеют порфировидное сложение; в большинстве случаев их структура маскируется, однако, окремнением. Иногда удается видеть, что порода обладала гипидиоморфно-зернистой структурой и среднезернистым сложением. Минералогический состав следующий: кислый плагиоклаз, олигоклаз-альбит (№ 10—12), калиевый полевой шпат, кварц. Цветные минералы, повидимому, представлены биотитом, нацело перешедшим в хлорит. В порфировидных разновидностях гранита кварц и калиевый полевой шпат образуют гранофировые прорастания. Последний реализуется между порфировыми выделениями упомянутых минералов.

В этих породах резко развит кливаж. Под микроскопом видно, что они сильно катаклазированы; разбиты многочисленными трещинами, заполненными глиноподобными продуктами, возникшими в результате дробления и истирания зерен минералов. Часто катаклаз настолько значителен, что граниты приобретают грубообломочную структуру, близко напоминающую структуру аркозов. Осадочные породы, окружающие данный массив, относятся к нижнему палеозою.

В южной половине района, кроме сопки Топрак-мол, выходы гранитов разбросаны на довольно большом пространстве. Они слагают целый ряд сопочек. Неправильной формы интрузивное тело гранитов такого же типа располагается в горах Тиес. Это также белые или светлосерые породы, реже розоватые, брекчиевидные.

Под микроскопом они представляются сильно мятыми, причем деформации подвергся не только кварц, но и полевые шпаты и цветные минералы. Полевой шпат принадлежит плагиоклазу, альбит-олигоклазу. Цветной минерал замещен хлоритом. Калиевый полевой шпат почти отсутствует, что позволяет отнести эти породы к адамеллитам (плагиогранитам).

Возраст гранитов, так же как и в районе оз. Коржун-куль, доверхнесилурийский. Они явно рвут породы яшмо-кварцитово́й толщи нижнего силура. Конгломераты верхнего силура ложатся на них с размывом.

Габбро и диориты. Наиболее крупный массив основных пород (около 8 км²) расположен к югу от оз. Коржун-куль. На западе он окружен альбитофирами, кварцевыми порфирами и их туфами, относящимися к нижнему силуру, а также авгитовыми порфиритами кембрия. На юге он контактирует с плагиогранитами, а с севера и запада окружен аллювиальными отложениями. На западе этот массив перекрывается очевидно (непосредственного контакта не видно) песчаниками и мелкогалечными конгломератами верхнего силура. В последних в большом количестве присутствует мелкообломочный материал габбро. В конгломератах верхнего силура, развитых в южной части района, близ сопки Серек-тас, встречена более крупная галька основных пород. Таким образом, возраст габбро устанавливается как доверхнесилурийский. Форма его из-за плохой обнаженности не ясна.

Коржункульский основной массив однороден по составу, сложен крупнокристаллическим роговообманковым габбро с подчиненными объемами мелкокристаллических меланократовых пород. К северо-западу

от массива габбро, среди аллювиальных отложений в пониженной части долины встречены выходы кварцевого диорита. Последний очевидно одного возраста с габбро, так как маломощные шширообразные тела кварцевого диорита обнаружены в северной части габбрового массива. Равным образом, шширы габбрового состава наблюдаются в пределах диоритов.

Массив кварцевого диорита рассечен системой жил диорит-порфидита.

Г а б б р о. Это крупнозернистая или среднезернистая роговообманковая порода с идиоморфными выделениями плагиоклаза, реже с идиоморфным цветным компонентом.

Под микроскопом габбро состоит из плагиоклаза и пироксена. В некоторых разностях в небольшом количестве присутствует кварц. Структура породы в большинстве случаев офитовая. Встречаются также разности с кристаллически-зернистой структурой, в которой большим идиоморфизмом обладает пироксен. Меньшим распространением пользуются порфировидные разновидности, с более крупными выделениями пироксена. Мелкозернистое габбро с порфировой структурой приближается к габбро-порфидитам. Плагиоклаз представлен битовнитом № 80—84. В кварцевом габбро плагиоклаз менее основной, отвечает составу лабрадора № 65. По олигоклазу развиваются эпидот, цоизит, клиноцоизит и соссюрит, реже мусковит, серицит и пренит. Иногда периферическая кайма зерен плагиоклаза замещается альбитом.

Пироксен представлен диаглагом с углом угасания $cNg = 41—42^\circ$. По пироксену наблюдается процесс амфиболизации. В некоторых образцах пироксен нацело замещен амфиболом.

Из акцессорных минералов в породе присутствуют апатит, титанит и магнетит. Встречаются сильно метаморфизованные разности габбро, часто с ярко выраженной сланцевой текстурой. Конечным продуктом его динамометаморфизма является габбровый сланец. По западной периферии массива наблюдается появление габбро-роговиковых разностей. Вдоль восточной окраины никаких изменений в габбро не наблюдается, да и осадочные толщи древнего палеозоя не несут каких-либо следов контактового метаморфизма. Роговики по габбро представляют собой плотные мелкокристаллические породы темносерого и зеленовато-серого цвета. Под микроскопом это мелкозернистая (полевошпатово-пироксеновая) порода, в которой полевошпатовые участки сменяются чисто пироксеновыми. В последних наблюдаются крупные порфировые выделения пироксена. Структура породы роговиковая.

К в а р ц е в ы е д и о р и т ы. Макроскопически это довольно крупнозернистая порода с идиоморфными выделениями цветного компонента среди белой полевошпатовой массы. Под микроскопом она состоит из идиоморфных кристаллов плагиоклаза и менее идиоморфных зерен пироксена, сцементированных кварцем, иногда калиевым полевым шпатом. Встречаются роговообманковые диориты с крупными идиоморфными кристалликами роговой обманки, сцементированными аллотриоморфными зернами плагиоклаза.

Плагиоклаз зонален, представлен в центральной части андезином № 37—40, периферия более кислая, отвечает основному олигоклазу № 30.

Пироксен принадлежит диаглагоу с углом угасания $cNg = 38—39^\circ$. Из вторичных процессов по пироксену наблюдается амфиболизация. Амфибол желто-зеленой разновидности с углом угасания $cNg = 18—19^\circ$. В свою очередь по амфиболу развиваются биотит, актинолит и хлорит.

Из акцессорных минералов присутствуют апатит, титанит и магнетит. Кварц является одним из главных компонентов породы. Он располагается между призматическими кристаллами плагиоклаза и пироксена, корродируя их по периферии.

Калиевого полевого шпата мало, представлен он ортоклазом. В некоторых разностях кварцевого диорита наблюдается повышенное содержание ортоклаза. Плагноклаз в этих разностях соответствует альбит-олигоклазу. Повидимому, первичный плагноклаз был более основного состава, но он альбитизирован. Не исключена также возможность, что среди кварцевых диоритов имеются более кислые разности, переходные к гранодиоритам и даже к гранитам.

Основные породы были обнаружены также на левом берегу р. Уленты, к северу от сопки Топрак-мол в высыпках и отвалах старого шурфа. Макроскопически это темнозеленые ясно кристаллические породы массивного сложения, а также светлоокрашенные плотные, с характерным раковинистым изломом. Под микроскопом видно, что первые относятся к амфиболитизированному габбро, а вторые к серпентинитам.

Габбро представляет собой среднезернистую породу гипидиоморфно-зернистой структуры. Наиболее существенной составной частью ее является плагноклаз. Пироксен замещен уралитовой роговой обманкой. Рудные минералы отсутствуют. Последнее обстоятельство и преобладание в составе породы плагноклаза придает ей лейкократовый облик. Серпентиниты лишены каких-либо признаков, указывающих на первоначальную структуру и состав породы. Это антигоритовые разности с небольшим количеством мелких зерен магнетита.

В районе сопки Тиес также отмечены разрозненные выходы сильно метаморфизованных основных интрузий типа габбро; аналогичные породы встречены и в сопках Ак-джал. Площадь этих выходов невелика. Повидимому, мы имеем дело с небольшими штокообразными интрузиями (Тиес), краевыми фациями топракмольских гранитов. Первоначальный минералогический состав их устанавливается с большим трудом. Цветная составная часть представлена амфиболом уралитового характера, образующим псевдоморфозы по моноклиническому пироксену. Плагноклаз соскюритизирован. Обращает на себя внимание значительное количество магнетита. В сопках Ак-джал кроме магнетита присутствуют сульфиды меди (халькопирит), в небольшом количестве вкрапленные в породу.

Малые интрузии. Интрузивная деятельность, приуроченная к таконской фазе каледонской складчатости, не закончилась внедрением магматических масс, давших серию сравнительно небольших массивов различных гранитоидов и габброидов. Повидимому, одновременно, а частично и позднее, породы нижнего палеозоя были пронизаны значительным количеством более мелких интрузивных тел. Нижняя возрастная граница этих малых интрузий устанавливается их присутствием среди всех свит кембро-силура, включая яшмо-кварцитовую толщу. Верхний предел определяется появлением обильной гальки соответствующих пород в конгломератах верхнего силура.

Мелкие интрузивные тела разбросаны по всей площади нижнесилурийских свит. Особенно широко они распространены на восточных склонах гор Ерементау, в районе сопки Идель-бай, Джуван-тюбе, Сорал и др.

Малые нижнепалеозойские интрузии в большинстве случаев образуют различной мощности и длины, обычно крутопадающие дайки. Эти дайки встречаются часто сериями, залегая, как правило, параллельно друг другу. В сопках Джуван-тюбе они имеют близкое к меридиональному простирание при мощности от 2—3 до 20—30 м. Мощные (8—10 м) жилы диорит-порфиритов встречены также в районе оз. Коржун-куль, в пределах габбрового и диоритового массивов. Другому типу малых интрузий присуща штокообразная, часто неправильная форма, иногда эллипсоидальная в плане. Поперечник их достигает 100—120 м. Подобного вида штоки обнаружены в районе Идельбай и к югу от сопки Джуван-тюбе.

Определенной закономерности соотношений интрузий со структурами толщ нижнего палеозоя выявить не удалось. В отдельных же случаях выяснилось, что серии даек были приурочены к сводам антиклиналей, размытым в верхнесилурийское время.

В районе оз. Коржун-куль жилы диорит-порфирита наиболее широко развиты среди диоритового массива. В пределах габбрового массива известно несколько мощных жил кварцевого диорит-порфирита, в строении которых наблюдается определенная закономерность. Центральная часть жилы представлена плотной серой или красноватой породой с крупными порфировыми выделениями белого полевого шпата и призматическими кристаллами темнозеленого цветного компонента. Около же зальбандов жил порода становится более плотной, меланократовой с игольчатым цветным компонентом и с редкими вкрапленниками полевого шпата. В некоторых случаях и в этих местах наблюдаются крупные идиоморфные кристаллы пирита. Под микроскопом структура породы порфировая.

Вкрапленники представлены плагиоклазом и цветным компонентом, нацело замещенным вторичными продуктами. Основная масса мелкозернистая (0.2—0.3 мм), состоит из мелких лейст плагиоклаза и призматических выделений цветного компонента.

В большинстве случаев вкрапленники плагиоклаза, принадлежащие андезину № 30—35, обладают зональным строением. Из вторичных минералов по плагиоклазу развиваются: серицит, эпидот и пренит.

Цветной компонент представлен пироксеном, почти нацело замещенным актинолитом, хлоритом и кальцитом, реже эпидотом или же бурозеленым амфиболом с углом угасания $cNg = 19—20^\circ$.

Кварц в основной массе породы цементирует и корродирует зерна плагиоклаза. Диорит-порфирит зальбандов отличается меньшим количеством вкрапленников, более меланократовой основной массой и меньшим содержанием или почти полным отсутствием кварца. Характерны для данных пород и крупные идиоморфные кристаллы пирита, по которому в псевдоморфозах развивается гематит.

Диорит-порфириты, слагающие мелкие интрузивные тела на восточных склонах гор Ерементау (сопки Идельбай, Сорал и др.), представляют собой темносерые или розовато-коричневые породы с порфировыми вкрапленниками полевых шпатов и цветных минералов, встречающимися порознь или совместно.

Цветные минералы представлены изометрическими кристаллами пироксена или же длиннопризматическими выделениями роговой обманки. Основная масса породы тонкозернистая, почти нераспознаваемая простым глазом или мелкозернистая — в центральных частях более крупных интрузивных тел. Количество порфировых вкрапленников непостоянно. Однако в большинстве случаев они занимают не менее 40—50% объема породы. В краевых зонах даек вкрапленников немного, они обладают меньшими размерами и представлены почти исключительно плагиоклазом. Такая зональность наблюдается повсеместно. Под микроскопом этим породам свойственна порфировая или порфировидная структура. Вкрапленники пироксена величиной $0.6 \times 0.6 \times 0.4$ мм и мельче. В разрезах, перпендикулярных призматической зоне, преобладают пинакоиды (010) и 100, грани призмы 110 развиты слабо. В шлифе минерал вполне прозрачен и слегка окрашен в голубовато-зеленый цвет. $cNg = 42^\circ$; $2V$ — положительный, умеренный.

Роговая обманка образует удлинено-призматические выделения с хорошо развитыми гранями призмы. Кристаллы ее достигают 3—4 мм в длину и часто представляют простые и полисинтетические двойники.

Плеохроизм по $Ng = Nm$ — буровато-зеленый, по Np — зеленовато-желтый, $cNg = 15—17^\circ$.

В одном случае роговообманковые диорит-порфириды оказались содержащими редкие вкрапленники биотита. Вкрапленники плагиоклаза, таблитчатого или призматического облика, достигают 2—3 мм в поперечнике, обычно же они значительно меньше. Плагиоклаз зональный, кроме того состав его изменяется в зависимости от присутствия в породе того или иного цветного минерала.

В авгитовых диорит-порфиридах вкрапленники плагиоклаза имеют ядро, отвечающее № 40, периферия немного кислее, соответствующая андезину № 33.

В роговообманковых диорит-порфиридах ядро плагиоклаза принадлежит № 32. В этих породах встречаются также одиночные выделения ортоклаза.

Кроме перечисленных минералов диорит-порфириды изобилуют микро-вкрапленниками магнетита и апатита. Первого особенно много в авгитовых и авгит-роговообманковых диорит-порфиридах. В них октаэдрические кристаллы магнетита превышают своей величиной микровкрапленники авгита и плагиоклаза.

Апатит в короткопризматических кристаллах 0.1 мм длиной и ниже, как будто в большем количестве, наблюдается в роговообманковой фации диорит-порфиридов.

Основная масса пород афанитовая, под микроскопом обнаруживает фельзитовую структуру, иногда же микрогранитовую.

В роговообманковых диорит-порфиридах основная масса бывает флюидалной, чаще же обладает пятнистым сложением, обусловленным наличием, на общем фоне фельзитовой структуры, отдельных более закристаллизованных участков.

Эпимагматические изменения пород выражаются в серицитизации плагиоклазов и замещении роговой обманки эпидотом.

Химический тип магмы, давшей описываемые жильные и штоковые интрузии, характеризуется следующим анализом авгитроговообманкового диорит-порфирида (табл. 4).

Таблица 4

Химический состав авгит-роговообманкового диорит-порфирида

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	57.48	958	MgO	3.79	94
TiO ₂	0.47	—	K ₂ O	2.63	28
Al ₂ O ₃	17.68	173	Na ₂ O	4.95	80
Fe ₂ O ₃	2.33	15	P ₂ O ₅	0.35	2
FeO	3.98	55	Пот. при прок.	1.66	—
MnO	0.16	2	H ₂ O	0.25	—
CaO	4.29	77			
			Сумма .	100.02	

Пересчеты по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$1.76 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.10 SiO_2$$

$$\alpha = 2.13 \quad \gamma = 1.85$$

$$R_2O : RO = 1 : 2.06$$

$$Na_2O : K_2O = 2.86$$

Как видно из приведенных коэффициентов, магма, давшая эти интрузии, несколько отличается от диоритового состава и почти насыщена кремнекислотой ($\gamma = 1.9$). По содержанию щелочей она также является промежуточной между диоритовой и сиенитовой.

Плагиоклазовые порфириды. Несколько особняком в минералогическом и структурном отношении стоят немногочисленные дайки

плагноклазовых порфиров. Они характеризуются наличием крупных лейстовидных вкрапленников плагноклаза, образующих часто розетковидные сростки, погруженные в афанитовую основную массу бурокоричневого цвета. Жильный характер этих пород также несомненен. Под микроскопом видно, что порфировые вкрапленники принадлежат исключительно плагноклазу. Некоторые из них достигают 3 см в длину, подавляющее большинство, однако, обладает значительно меньшими размерами (в среднем 0.5×0.8 см). Многие вкрапленники содержат каплевидные включения бурого стекла.

В разрезах $\perp$ РМ измерено: $\angle \text{Nr} (010) = +11$, что отвечает плагноклазу № 29.

Основная масса витрофировая, содержит лишь небольшое количество тонких лейсточек плагноклаза, обладающих раздвоенными концами. Они принадлежат № 20.

Стекло темнобурого цвета, девитрифицировано, местами содержит участки, действующие на поляризованный свет.

2. Интрузии среднего палеозоя (девонский вулканический цикл)

Более молодыми, чем описанные выше породы, являются кварцевые диориты, выходы которых обнаружены на сопке Уш-тубе.

Возраст их определяется активным контактом с породами верхнего силура. Верхняя возрастная граница устанавливается отсутствием контактового метаморфизма прикрывающих их песчаников верхнего девона (кварцевые диориты Уш-тубе). Выходы изверженных пород на сопках Уш-тубе занимают площадь около 0.5 км в поперечнике. Это темно-серые породы массивного сложения, крупнозернистые. Содержание цветной составной части непостоянно, вследствие чего они представляются неоднородными. Неоднородность подчеркивает многочисленные шлиры меланократового облика и ксенолиты нижнесилурийских туфогенных пород.

Под микроскопом кварцевые диориты Уш-тубе обнаруживают гипидиоморфно-зернистую структуру. Более 50% объема породы занимают призматические выделения плагноклаза — андезина № 35. Цветной минерал — буровато-зеленая роговая обманка. Порода содержит большое количество кварца. Акцессорные минералы — апатит и магнетит, изредка встречаются идиоморфные кристаллы сфена. В меланократовых разностях, на ряду с роговой обманкой, присутствует биотит. Вторичные изменения выражаются в серицитизации плагноклаза и хлоритизации биотита. Интрузии этого возраста также сопровождались внедрением пород жильного характера. Описание их мы даем ниже.

Роговообманковые диорит-порфиры и микродиориты. Эти породы встречены в виде жил или небольших штоков. Они распространены всюду, где наблюдаются выходы нижнего палеозоя и верхнего силура. Особенно обильны эти тела в нижнепалеозойских свитах гор Ерементау и их восточных отрогов (сопки Идельбай, Джужан-тубе, Найза-тас и многие другие). Время возникновения их определяется на следующих основаниях.

В окрестностях сопки Джужан-тубе роговообманковые диорит-порфиры и микродиориты смещают дайки нижнесилурийских роговообманковых и авгитовых диорит-порфиров, что указывает на более молодой возраст секущих пород. Затем базальные конгломераты верхнего силура не содержат гальки описываемых пород, а, наоборот, подобно их песчаниковым фациям пересекаются дайками роговообманковых порфиров и микродиоритов. Таким образом, они моложе нижнего палеозоя. Верхняя возрастная граница менее отчетлива, но во всяком случае она не может быть поднята выше нижнего девона. Скорее всего

малые интрузии синхроничны вулканической деятельности начала нижнего девона и отвечают одной из фаз этого вулканического цикла.

Интересно отметить, что интрузии микродиоритов и роговообманковых порфиров обычно приурочены к линиям разрывных дислокаций и часто фиксируют тектонические линии, нарушающие структуры древнего палеозоя. В качестве примера можно указать на нарушения близ сопки Идельбай, сопровождающиеся серией даек роговообманкового порфирита.

Макроскопически это темносерые, иногда розовато-серые полнокристаллические породы, в краевых зонах даек приобретающие плотное афанитовое сложение. В центральных частях интрузивных тел наблюдается значительное увеличение крупности зерна основной массы.

Порфировые вкрапленники также различаются далеко не во всех штуфах. Они обычно присутствуют в дайках небольшой (5—10 м) мощности или в краевых зонах более крупных интрузивных тел. Центральные части последних обнаруживают микролитовые пустоты, выполненные нацело или частично эпимагматическими минералами. Под микроскопом в большинстве шлифов видны многочисленные микровкрапленники роговой обманки (иногда пироксена) и реже плагиоклаза; афировые разности отсутствуют. Роговая обманка образует призматические кристаллы, иногда достигающие 1 см в длину. Обычно ее микровкрапленники значительно мельче: 2—2.5 мм длины при поперечном сечении 0.3×0.3 мм.

Роговая обманка коричневая. Плеохроизм по Ng — коричневый, по Nr — светлокоричневый — желтый; $cNg = 21-22^\circ$; $2V = \pm 90^\circ$.

В меньшем количестве и не всегда встречаются микровкрапленники пироксена. Его изометрические зерна часто образуют скопления.

Пироксен бесцветен $cNg = 42^\circ$; $+2V = 56^\circ$. Микровкрапленники плагиоклаза замещены серицитом. Основная масса породы полнокристаллическая, обладает различной структурой.

В роговообманковых диорит-порфиритах основная масса флюидально-трахитовой структуры, сложена микролитами роговой обманки, а также лейстами плагиоклаза (кислый андезин № 32).

Акцессорные минералы: апатит в зернах 0.02—0.03 мм в поперечнике, магнетит и хлорит.

В мощных дайках, а также в штокообразных интрузивных телах, основная масса обладает микропойкилитовой структурой. В этом случае порода сложена изометрическими зернами плагиоклаза-андезина, включающими мелкие идиоморфные выделения коричневой роговой обманки. Эта структура связана постепенными переходами с гипидиоморфно-зернистой. Такие образования следует называть роговообманковым микродиоритом. Под микроскопом эти полнокристаллические породы состоят из крупных зерен плагиоклаза № 30 или № 34, иногда слабо зонального. Плагиоклаз пойкилитово прорастает идиоморфными выделениями коричневой роговой обманки. Частые в этих структурных разновидностях микролитовые пустоты выполнены альбитом или хлоритом.

Химическая характеристика роговообманковых диоритпорфиров и микродиоритов дается следующим анализом табл. 5 образца № 746 (обн. 673).

Магма, родственная диоритовой, но несколько обогащенная щелочными землями. Сравнивая состав ее с магмой нижнепалеозойских малых интрузий, мы находим значительное отличие, выражающееся в большей основности.

3. Интрузии верхнего палеозоя

Верхнепалеозойские интрузии обнаружены как в северной части района, в горах Малый Кой-тас, около озер Кызыл-сор, Уш-таган, Кара-

Химический состав роговообманковых диорит-порфиров и микродиоритов

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	52.58	876	K ₂ O	2.20	23
TiO ₂	0.82	—	Na ₂ O	3.55	57
Al ₂ O ₃	11.04	108	P ₂ O ₅	0.30	2
Fe ₂ O ₃	4.82	30	Пот. при прок.	2.32	—
FeO	5.06	70	Гигроск.	0.31	—
MnO	0.17	2			
CaO	9.70	173			
MgO	7.49	186	Сумма	100.36	

Пересчеты по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$3.66 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.35 SiO_2$$

$$\alpha = 1.91 \quad \gamma = 1.36$$

$$R_2O : RO = 1 : 5.31$$

$$Na_2O : K_2O = 2.5$$

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$3.69 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.35 SiO_2$$

$$R_2O : RO = 5.3 \quad \alpha = 1.91$$

$$Na_2O : K_2O = 2.5 \quad \gamma = 1.4$$

сор и к северо-востоку от них, так и в южной его части, в горах Семизбугу и в прилегающей к ним долине р. Уленты.

Возраст интрузий, в одном случае, определяется активным контактом их с породами верхнего девона и нижнего карбона, в другом, степенью их метаморфизма и сходством петрографического и петрохимического состава с породами, возраст которых установлен. Прибегать к подобным критериям возраста интрузий приходится в тех случаях, когда они залегают среди пород нижнего палеозоя. Таким примером являются мелкие интрузии гранит-порфиров, распространенные в районе гор Тиес и Семизбугу. Почти полная тождественность петрографического облика и состава их с таковыми заведомо варисцийских интрузий, равно как и отсутствие галек подобных пород среди конгломератов верхнего силура и девона, позволяют приписывать им тот же возраст.

Форма и размеры интрузивных тел довольно разнообразны. Первая находится в непосредственной связи с характером вмещающих пород. Среди образований нижнего палеозоя, сильно метаморфизованных, уплотненных и интенсивно дислоцированных, верхнепалеозойские интрузии проявляются в виде мощных дайкообразных крутопадающих тел или штокообразных масс. В обоих случаях наблюдаются дискордантные контакты. Таковы дайки и мелкие штоки гранит-порфиров горы Семизбугу.

Иными являются соотношения верхнепалеозойских интрузий с боковыми породами, представленными осадками верхнего девона и нижнего карбона. Для них характерно согласное залегание в структурах. Это пластовые интрузии типа силлов или, быть может, мелкие лакколиты. Конечно рвущие контакты встречаются и у этих образований. Особенно это относится к апофизам и дайкам.

Лакколитообразными телами, повидимому, являются интрузии гранит-порфиров сопки Джетым-чеку на левом берегу р. Уленты и гранодиорит-порфиров, обнаруженных среди пород красно-цветного девона на правом берегу к западу от сопки Джуван-тюбе и в других местах.

Межпластовые интрузии базальтового состава известны близ оз. Кобей-туз среди пород нижнего карбона. Наблюдаются и дайки подобного состава, залегающие в отложениях различного возраста. Часть таких даек несомненно играла роль подводящих каналов к стратиграфически

более высоким межпластовым интрузиям. Размеры верхнепалеозойских интрузивных тел в южной половине района в большинстве случаев невелики.

Петрографический состав верхнепалеозойских интрузий разнообразен. На ряду с представителями кислых пород распространены породы кварц-диоритового состава, а также основные, отвечающие габбровой магме. Однако в пределах одного интрузивного тела петрографический состав выдерживается очень хорошо. Наблюдаются лишь структурные вариации, обусловленные, главным образом, условиями застывания магмы. Таким образом, для верхнепалеозойских интрузий характерно отсутствие явлений дифференциации магмы в момент ее кристаллизации. Последнее обстоятельство обусловлено, повидимому, не только малыми объемами интрузивных тел, но и свойствами самой магмы, дифференциация которой произошла, вероятно, уже в самом магматическом очаге.

Основные породы этого возраста, повидимому, не дают лакколитообразных тел — форм, свойственных преимущественно интрузиям кислого состава. Эта «избирательность» форм безусловно вызвана различием в физических свойствах интрузивных масс.

Гранит-порфиры. Гранит-порфиры в районе Малого Кой-тас и оз. Кызыл-сор образуют мощные пластовые интрузии. На массиве Малого Кой-тас они подстилаются конгломератами и песчаниками пермокарбона, падая совместно с ними на северо-запад. В районе Кызыл-сор гранит-порфиры слагают менее мощную залежь, приуроченную к угленосной толще и являющуюся, повидимому, отщеплением основной мощной интрузии, располагающейся севернее, к югу от оз. Тениз. Кроме этих крупных интрузий встречена небольшая дайка гранит-порфиров к югу от Малого Кой-тас. Наибольшей мощности она достигает в южной своей части (40 м), постепенно выклиниваясь к северу.

Гранит-порфиры Малого Кой-тас и Кызыл-сор по минералогическому составу и структуре очень однообразны. Макроскопически это плотные, белые или розоватые и желтоватые породы с крупными порфировыми выделениями полевого шпата и округлыми зернами прозрачного кварца. В некоторых разностях ясно видны пластинки биотита, иногда их скопления. В большинстве случаев они нацело замещаются вторичными продуктами. Никаких изменений на контакте с вмещающими породами в гранит-порфирах не наблюдается. Изменений осадочных образований также не наблюдалось, но Г. И. Водорезов, Н. Г. Кассин и Г. Ц. Медоев (1933) указывают на активные контакты подобных гранит-порфиров с угленосными толщами нижнего карбона Тенизского района. А. И. Егоров (1936) также отмечает обжиг пластов угля на Сары-Адырском месторождении.

Главные породообразующие минералы гранит-порфира: ортоклаз, кварц, биотит, в некоторых разностях плагиоклаз; акцессорные минералы: апатит, магнетит, титанит и циркон, вторичные мусковит, серицит, хлорит. Структура основной массы микрогранитовая, реже микропегматитовая и сферолитовая. Вкрапленники представлены ортоклаз-пертитом и кварцем. Они достигают в среднем 3—5 мм, в редких случаях 1—1.2 см. Преобладают вкрапленники кварца, составляющие 23—25% породы, на долю ортоклаз-пертита падает 15—16%. Таким образом, в гранит-порфирах Малого Кой-тас вкрапленники составляют 40%, основная масса 60% породы. Гранит-порфиры Кызыл-сор значительно беднее вкрапленниками, здесь их всего 14—15%. Вкрапленники ортоклаз-пертита идиоморфны. Подобно вкрапленникам кварца они давлены, разбиты иногда на отдельные части и сцементированы основной массой. По периферии вкрапленников наблюдается коррозия. Цветной компонент представлен биотитом, образующим в основной массе мелкие пластинки.

Несколько особняком стоят гранит-порфиры более мелких пластовых интрузий, среди толщи пермокарбона.

Они сложены зеленовато-бурым стеклом, с округлыми включениями и прожилками опаловидной красноватой породы. Под микроскопом эта порода как по структуре, так и по минералогическому составу, отвечает нормальному гранит-порфиру со сферолитовыми образованиями среди нерасстеклованной основной массы.

В центре сферолитов наблюдаются оплавленные зерна кварца и идиоморфные призматические кристаллы санидина.

Гранит-порфиры сопки Кистым-чеку и Семиз-бугу розового, розовато-белого, иногда чисто белого цвета, мелкозернисты, часто лишены порфировых вкрапленников. В последнем случае они настолько мелкозернисты и однородны, что напоминают сливные кварциты или песчаники с кремнистым цементом. Чаше порода обладает большим числом вкрапленников кварца и полевого шпата, размеры которых определяются несколькими миллиметрами. Оба типа имеют хорошую сохранность. Порфировые вкрапленники принадлежат кварцу, калиевому полевошпату — ортоклазу, реже встречается олигоклаз. Кристаллы кварца обычно оплавлены, но несмотря на это отчетливо можно наблюдать скелетные формы отдельных индивидов. Калиевый полевой шпат и олигоклаз образуют коротко-призматические кристаллы изометрического облика. Сравнительно редко в качестве вкрапленников появляется биотит (сопка Кистым-чеку). Он образует тонкие листочки, не диссоциирован и плеохроирует от соломенно-желтого цвета до густокоричневого. Основная масса пород всегда полнокристаллическая, обладает различными микроструктурами. Встречается преимущественно микрогранитовая основная масса различной крупности зерна, обычна также гранофировая (микропегматитовая). В некоторых шлифах она имеет сферолитовую структуру. Минералами основной массы являются кварц и калиевый полевой шпат, кислого плагиоклаза мало.

Процессы автометаморфизма затронуты главным образом вкрапленники плагиоклаза, которые часто серицитизированы. Калиевый полевой шпат слабо каолинизирован, а в отдельных случаях прозрачен (с. Кистым-чеку). На ряду с серицитизацией плагиоклаза наблюдается турмалинизация основной массы.

Кварцевые диориты. В районе оз. Май-куль, с его западной стороны, по окраине развития майкульской свиты, встречены небольшие выходы кварцевого диорита. Форма залегания этих пород и их взаимоотношения с окружающими осадочными образованиями неясны, повидимому это маломощная дайка. Кварцевый диорит представляет собой крупнозернистую (2—4 мм) роговообманково-полевошпатовую породу с пятнистым распределением цветного компонента. Встречаются разности и с крупными порфировыми выделениями роговой обманки.

Под микроскопом порода состоит из идиоморфных кристаллов плагиоклаза, сцементированных цветным компонентом. Структура офитовая. Лейкократовые разности кварцевого диорита сложены идиоморфными кристаллами плагиоклаза, которые сцементированы кварцем и ортоклазом. Встречаются также порфировые разности кварцевого диорита с вкрапленниками плагиоклаза и цветного компонента. Основная масса диорит-порфиров состоит из мелких лейст плагиоклаза, но встречаются участки и со сферолитовой структурой.

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом № 6—8. Повидимому, первичный плагиоклаз был более основным, но впоследствии подвергся альбитизации. Калиевый полевой шпат, обрамляющий кристаллы плагиоклаза, принадлежит ортоклазу. В некоторых образцах он обладает пертитовой структурой. Цветной компонент нацело замещен хлоритом и кальцитом. Из группы акцессорных минералов присутствуют: магнетит, апатит, титанит, циркон и турмалин. Кварц в породе ксеноморфен, выполяет промежутки между призматическими кристаллами плагиоклаза, местами их корродируя. В диорит-порфировых разностях он образует

с калиевым полевым шпатом тончайшую эвтектику. Как исключение в диорит-порфирите встречаются порфиновые выделения кварца.

Породы подобного состава были также обнаружены на восточном крыле Кызыл-сорской мульды, к югу от горы Обы, где выходит дайка кварцевого диорита. Эти мелкие интрузии кварцевого диорита и диорит-порфирита, повидимому, тоже принадлежат к герцинскому циклу. В районе горы Обы кварцевые диориты рвут известняки нижнего карбона, а у оз. Май-куль они приурочены к границе майкульской свиты и красноцветного девона (D_{2+3}).

Небольшой выход кварцевых диоритов имеется также к западу от горы Джуван-тюбе, на правом берегу р. Уленты среди песчаников верхнего девона. Эти серые породы содержат значительное количество темноцветных минералов. Под микроскопом они обнаруживают гипидиоморфно-зернистую структуру и массивное сложение. Минералогический состав: плагиоклаз зональный, периферия отвечает № 20—22, центральные части зерен № 35—40. Призматические выделения его занимают не менее 60—65% объема породы. Цветные минералы представлены пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, иногда двойникованными по (110). Присутствует также кварц, в количестве не менее 5% объема породы. Многочисленные идиоморфные выделения магнетита и апатита. Калиевого полевого шпата мало.

Базальты (интрузивные). К востоку от оз. Май-куль дайки основных пород прорывают серию эффузивов нижнего девона, а также толщу красноцветных песчаников. В окрестностях оз. Кобей-туз они обнаружены среди известняков нижнего карбона.

Микроскопически эти черные или темносерые породы, весьма тонкозернистые, содержащие многочисленные вкрапленники стеклянноподобного оливина. Выделения его достигают 4—5 мм в поперечнике. В других образцах наблюдается равномерно-зернистое, массивное сложение. Под микроскопом крупнозернистые разности обнаруживают порфировидную структуру. Вкрапленники принадлежат оливину, в прекрасно образованных кристаллах бипирамидального облика (комбинация (110) и (111)).

Основная масса полнокристаллическая, офитовой структуры, сложена плагиоклазом и пироксеном. В качестве акцессорных минералов следует упомянуть магнетит и апатит. Плагиоклаз в удлиненно-призматических выделениях, идиоморфный, принадлежит лабрадору. Пироксен-авгит слегка фиолетового цвета. Он образует ксеноморфные зерна, выполняя промежуток между кристаллами плагиоклаза. Эти породы лишены стекла и имеют гипабиссальный облик. Они залегают в виде интрузивных пластов-силлов.

Более высокие горизонты, вследствие иных условий застывания, не обладают столь совершенной кристаллизацией. Сохраняя порфировое строение (вкрапленники исключительно оливин), они имеют более мелкозернистую основную массу пилотакситовой структуры, переходящей в интерсертальную. Состав плагиоклаза тоже отвечает лабрадору, обилён и авгит.

Многочисленные маломощные дайки сложены породами, обогащенными стеклом. Минералогический состав их тот же. Интересно отметить, что автоморфизм в них выражен гораздо сильнее: свежий оливин отсутствует, а развиты исключительно псевдоморфозы серпентина по этому минералу.

Эпимагматические изменения пород ограничиваются процессом серпентинизации.

Вторичные изменения базальтов выражаются в замещении их кальцитом, причем этот процесс в первую очередь захватывает вкрапленники оливина.

Химический состав пород представлен в табл. 6.

Химический состав базальта

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂ . . .	46.77	780	MgO	12.70	315
TiO ₂ . . .	0.92	—	K ₂ O	0.40	4
Al ₂ O ₃ . . .	14.00	137	Na ₂ O	1.76	28
Fe ₂ O ₃ . . .	3.25	20	P ₂ O ₅	0.49	3
FeO	5.48	76	Пот. при прок.	—	—
MnO	0.14	2			
CaO	10.20	183	Сумма . .	100.28	

Пересчеты по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$3.81 \cdot \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.96 SiO_2$$

$$\alpha = 1.46 \quad \gamma = 1.03$$

$$R_2O : RO = 1 : 17.7$$

$$Na_2O : K_2O = 7.0$$

VI. ОБЩИЙ ОБЗОР ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Вулканическая деятельность во всех ее проявлениях была чрезвычайно широко развита в течение почти всего палеозоя. Ниже мы дадим краткую сводную характеристику вулканических явлений, не останавливаясь на деталях, достаточно освещенных выше.

Наиболее ранние проявления вулканизма для изученного района зафиксированы в среднем течении р. Уленты (гора Семиз-бугу). Обнажающиеся здесь амфиболовые сланцы являются продуктом метаморфизма основных интрузий или эффузий, возраст которых не может быть поднят выше кембрия и отвечает, повидимому, первой фазе каледонской складчатости. Мы не склонны приписывать амфиболовым сланцам докембрийский возраст, как делает это Н. Г. Кассин (1938) для аналогичных пород Кокчетовского и других районов.

Более достоверно датируется время образования мощных эффузивных свит, участвующих в строении известняково-кварцитовый толщи. Согласно высказанным выше соображениям этот вулканический цикл относится к кембро-силуру. Отличительными чертами пород, входящих в эффузивный комплекс этой свиты, являются их основность, отвечающая базальтовой магме, а также тесная связь с нормальными осадками. Последнее обстоятельство указывает на подводный характер излияний. Верхние горизонты покровных эффузивов этого возраста обладают несколько более кислым составом, будучи представлены производными андезитовой магмы.

Вышележащая нижнесилурийская яшмо-кварцитовая толща также включает серию лав разнородного химического состава. Нижние горизонты ее эффузивов представлены исключительно лавами андезитового состава (плагноклазовыми порфиритами). Среди них нередки спилитовые разности, указывающие на преемственность не только магматического очага, но и условий образования эффузивов известняково-кварцитовый толщи.

Более высокие горизонты яшмо-кварцитовый толщи содержат эффузивы средней основности типа альбитофиров (бескварцевых), еще выше сменяющихся кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами. Параллельно с изменением основности лавовых серий изменяется и литологический состав эффузивного комплекса. В верхах его появляется значительное количество пирокластического материала, который почти отсутствует в нижних горизонтах. Одновременно наблюдается локализация типичных лав, в определенных местах разреза, вызванная, повидимому, их большей вязкостью, чем эффузивов, приуроченных к низам толщи.

Форма индивидуализации кислых лав в виде потоков, щитов экстрезивных куполов и тому подобных образований, естественно, ограничивала их площадное распространение. Морфология вулканических аппаратов, поставлявших на поверхность кислые лавы, была также иная, чем у путей, выводивших лавы большей основности. В первом случае это были, повидимому, вулканы центрального типа, во втором — трещинные излияния.

Смятие кембрийских и нижнесилурийских отложений сопровождалось интрузиями различного состава. Это сравнительно небольшие штоки и дайки плагиогранитов, порфировидных гранитов, диорит-порфиритов и габбро. Интересно отметить «ненормальные» соотношения между габбровыми и гранитовыми фациями Коржункульского массива, где габбро является, по данным И. Ф. Трусовой, более молодым членом этого плутона.

Интрузиями нижнесилурийского возраста заканчивается нижнепалеозойский этап вулканической деятельности. Верхнесилурийское время является временем полного прекращения вулканических процессов.

Новый этап вулканизма, среднепалеозойский, открывается, как и предыдущий, мощными излияниями лав нижнего девона.

Состав нижнедевонских эффузивов как химический, так и литологический, весьма разнообразен. Лавовые серии их во многих чертах сходны с нижнепалеозойскими, однако начинаются они менее основными породами, отвечающими андезитобазальтам. Последовательность изменения химического состава лав этого вулканического цикла рисуется в следующем виде: за излиянием авгит-гиперстеновых порфиритов следуют излияния плагиоклазовых и, далее, эпироговообманковых порфиритов, сменяющихся в свою очередь кварцевыми порфиритами. Лавы сопровождаются и переслаиваются с накоплениями пирокластического материала различного механического состава, от пепловых до грубых аггломератовых туфов.

Образование такой эффузивной толщи происходило в наземных условиях из вулканических аппаратов, повидимому, центрального типа. Для более поздних членов лавовой серии данного возраста это устанавливается с несомненностью, благодаря наличию горловин, neckов, выполненных соответствующим материалом.

Н. Г. Кассин и др. (1931—1932) указывают для Центрального Казахстана мелкие интрузии различного состава, возникшие после образования нижнедевонских эффузивов, но до излияния альбитофировых лав. В Чидертинском районе, к юго-западу от Экибастуза и в других местах эти интрузивы представлены самыми разнообразными породами. Нами приписывается нижнедевонский возраст кварцевым диоритам с. Уш-тюбе и диорит-порфиритам с. Серектас и др. на том основании, что они прорывают верхнесилурийские отложения, но не метаморфизуют альбитофиры майкульской свиты.

Излияния альбитофировых лав, происходившие после некоторого перерыва, распространены повсеместно.

Выше была отмечена известная локализация этих альбитофиров, связанная, повидимому, со структурами. Однако отсутствие сплошного покрова альбитофиров и кварцевых порфиров могло быть обусловлено также и ограниченной подвижностью, присущей кислым лавам. Естественно, что пирокластический материал мог переноситься на большие расстояния от сравнительно немногочисленных центров излияний, накопляясь, главным образом, в отрицательных формах современного ему рельефа. Магма, давшая породы альбитофировой свиты, значительно отличается от магмы предыдущего вулканического цикла. Породы альбитофировой толщи гораздо богаче щелочами и кремнеземом, почти все они содержат кварц. Последовательность излияний обычная: от более основных лав к кислым.

Орогенические движения верхнего палеозоя сопровождались интрузиями преимущественно кислой магмы. Крупных массивов гранитоидных пород на описываемой площади не встречено, — размеры обнаруженных интрузий определяются немногими десятками квадратных километров.

Форма интрузивных тел находится в прямой зависимости от характера вмещающих пород. В нижнепалеозойских толщах они залегают в форме секущих штокообразных тел. Толщи среднего палеозоя заключают преимущественно согласные, типа лакколитов, интрузии или же пластовые залежи.

Следует отметить еще межформационные верхнепалеозойские интрузии типа херцидозита (Левинсон-Лессинг), которые наблюдались в районе оз. Уш-таган — Кара-сор для интрузивных базальтов.

Петрографический состав верхнепалеозойских интрузий довольно разнообразен, однако резко преобладают среди них интрузии кислой магмы и подчиненное положение занимают более основные — кварцевые диориты и габбро.

Наиболее ранние проявления интрузивной деятельности в верхнем палеозое дали кварцеводиоритовые и гранодиоритовые породы, а также интрузивные базальты. Соотношения между ними из-за отсутствия данных не выяснены. Время образования всех этих интрузий, повидимому, следует считать синхроничным среднему карбону. Наиболее молодыми являются пластовые интрузии гранит-порфиров Малого Кой-тас и др., залегающие среди слоев пермокарбона и метаморфизирующие продуктивную толщу карбона (обжиг углей).

Химический состав верхнепалеозойских интрузий определяется их кислотностью и резким преобладанием среди щелочей окиси калия над окисью натрия, особенно отчетливо видным в гранит-порфирах Малого Кой-тас.

Заканчивая краткий обзор вулканизма, следует отметить, что изменение изверженных пород как в эффузивной фации, так и в интрузивной, заставляет прийти к выводу, что чередование их во времени обусловлено определенной закономерностью. Эффузивная деятельность дала в нижнем палеозое серию лав, состав которых изменяется во времени от основных к кислым. Таким же порядок излияний был и в течение среднепалеозойского этапа вулканической деятельности.

Состав интрузивных масс также закономерно менялся на протяжении палеозоя, что особенно отчетливо можно проследить по щелочности пород и относительному содержанию в них окиси калия. Эти вопросы рассмотрены Н. Г. Сергиевым (1938) в специальной статье, к которой мы и отсылаем читателя.

VII. ТЕКТОНИКА

Полного описания тектонического строения восточной окраины гор Ерементау и прилегающей к ним части долины р. Уленты в литературе нет. В работах Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933) и Г. И. Водорезова (1938), касающихся не только изученной нами площади, но значительно большей области, тектоника изложена крайне кратко. Представление о тектоническом строении соседних областей, особенно пород палеозоя, приходится составлять на основании скудных данных о их простирании и падении.

Новейшей работой в этой области является статья Н. С. Шатского (1938), который после критического разбора основных положений схемы Н. Г. Кассина приходит к выводам, во многом противоречащим точке зрения последнего.

Н. С. Шатский делает заключение об отсутствии в изученном районе пересечений герцинской и каледонской складчатостей, намечавшихся Н. Г. Кассиным. Он считает, что как меридиональные, так и широтные

структуры этой области представляют формы одного и того же возраста, развивающиеся одновременно. Н. С. Шатский отрицает существование на обследованной площади «не сминаемых» платформ с уменьшенной мощностью осадков, полагая, что весь Центральный Казакстан был в палеозое сложной геосинклинальной областью с чередованием мегасинклиналей и мегаантиклиналей.

Произведенные нами исследования подтверждают некоторые выводы Н. С. Шатского. Даже в сложно дислоцированных породах нижнего палеозоя, на первый взгляд почти безнадежных, удалось не только воспроизвести морфологию структур, но и несколько приблизиться к выяснению истории их формирования. Для сравнения структур и разрешения вопроса о положении изученного района в общем плане тектонического строения Казахской складчатой страны приходится пользоваться сводными работами, для которых та или другая особенность тектоники отдельного района является иногда лишь непонятой деталью, тогда как знание таких особенностей, выявляющихся лишь при более детальных работах позволило бы сделать ряд существенных выводов. Лишенные соответствующего материала, мы вынуждены ограничиться описанием морфологии структур и лишь подойти к выяснению условий их развития. В самых общих чертах мы стремимся определить связь этих структур с общей тектонической схемой Центрального Казахстана.

Общий характер тектоники района обусловлен существованием в его пределах крупного геосинклинального поднятия нижнего палеозоя на западе, надвинутого на породы верхнего палеозоя, и второго поднятия тех же пород на востоке. Между ними расположена область погружения древних пород, заполненная отложениями верхнего палеозоя.

На севере, выходя за пределы района, располагается крупная Тениз-Коржункульская мульда.

1. Структуры нижнего палеозоя

а) Пликативные нарушения

Наиболее низкие горизонты известняково-кварцитовый толщи (Ст + S) выходят у западной границы района, обнажаясь в ядре антиклинальной складки гор Кара-тау. Простирается в этом месте северо-восточное $20-22^\circ$, причем шарнир погружается на север. Северо-западное падение пород на обоих крыльях складки ($340^\circ \angle 80^\circ$; $330^\circ \angle 60^\circ$) свидетельствует о том, что она опрокинута на восток. Продолжение складки на юг, с изменением простирания на северо-западное, наблюдается в горах Трунта, где сохранилось лишь ее западное крыло. Известняково-кварцитовый комплекс гор Трунта прослеживается далее в горах Найза-тас, где образует продолжение той же складки, с той лишь разницей, что она переходит здесь в нормальную антиклиналь меридионального простирания ($360-350^\circ$), с углом падения пород до 70° .

В южной части гор Найза-тас складка погружается и породы приобретают широтное простирание.

Выходы яшмо-кварцитовый толщи в горах Кендыкты и Уш-таган и известняков и кварцитов к северу от последних позволяют предполагать здесь антиклинальную структуру — продолжение описанной. В горах Кендык породы залегают с падением СВ $\angle 50-60^\circ$, в Уш-таган СЗ $300-270^\circ \angle 30-40^\circ$. Эти замеры свидетельствуют о веерообразном строении складки и ее погружении на юг. Яшмы и кварциты гор Трунта и Уй-тас (простирание СЗ $320-340^\circ$) слагают западное крыло антиклинали.

С западной, южной и восточной стороны гор Найза-тас породы верхнего силура образуют между Найза-тас и Уй-тас небольшую синклинальную складку. Здесь, таким образом, на крыле упомянутой крупной антиклинальной структуры образуются более мелкие складки, возникшие,

очевидно, на месте интенсивного доверхнесилурийского размыва, о чем свидетельствует резкое трансгрессивное залегание песчаников S_2 на породах кембрия и нижнего силура.

В районе гор Кереге-тас простирание пород северо-западное ($330-350^\circ$). Брекчиевидный горизонт, протягивающийся севернее в меридиональном направлении, в этом месте разветвляется, отклоняясь на юго-восток. Таким образом, здесь, на крыле описанной выше антиклинальной стороны окончания антиклинали гор Кара-тау развивается синклиналь, которой перекрыто песчаниками девона.

Подобная же картина наблюдается и на севере, где с восточной стороны окончания антиклинали гор Кара-тау развивается синклиналь, раскрывающаяся на север.

Обширное поле яшмо-кварцитовой толщи в районе оз. Телес-куль, залегающей с изоклинальным падением на запад, позволяет предполагать здесь продолжение той же синклинали. Выходы близ самого озера пород кембро-силура, простирание которых севернее отклоняется на северо-запад, свидетельствуют о наличии нового антиклинального поднятия, продолжение которого на юге нами не прослеживалось.

Через хребет Джель-тау и Мын-чекур протягивается новая антиклиналь меридионального простирания, лишь с местными отклонениями на северо-северо-восток и северо-северо-запад. В хребте Джель-тау породы на обоих крыльях падают на юго-запад. ЮЗ $260^\circ \angle 60-70^\circ$, в горах Мын-чекур на СВ $360-10^\circ \angle 60-90^\circ$. На севере восточное подвернутое крыло этой опрокинутой на восток антиклинали сорвано и перекрыто породами западного крыла. К югу от гор Мын-чекур на восточном крыле складки залегают породы верхнего силура, а сама складка сливается с антиклиналью гор Кара-тау — Кереге-тас.

К востоку от этой антиклинальной зоны, протягивающейся от хребта Джель-тау на севере до гор Кендык и Уш-таган на юге, в долине Кара-су располагается область, сложенная породами яшмо-кварцитовой толщи и верхнего силура, свидетельствующими о наличии здесь синклинальной структуры. В силу интенсивного доверхнесилурийского размыва яшмо-кварцитовой толщи и позднейших движений, последовавших за отложением пород верхнего силура, форма этой синклинали весьма причудлива. В районе гор Мын-чекур и севернее она асимметрична, сильно сжата и опрокинута на восток; близ гор Кара-тау, напротив расширяется, центроклинально оканчиваясь между горами Кереге-тас и Кара-джал. Осевая часть складки сложена песчаниками верхнего силура, трансгрессивно залегающими на породах нижнего силура и кембрия.

Восточнее описанной синклинали протягивается ряд узких, также опрокинутых на восток, антиклинальных складок с еще более узкими, зажатыми между ними, синклиналями, осложненными дизъюнктивными нарушениями. Простирание складок почти строго меридиональное, углы падения достигают $60-80^\circ$. Большое количество разрывов, иногда сопровождающихся горизонтальными перемещениями, сильно усложняет строение этого участка.

К востоку от долины р. Кара-су располагается антиклинальная складка (горы Тюре-джал на севере, Кара-джал на юге). В ядре этой антиклинали по западной окраине гор Кара-джал обнажаются порфириды верхов известняково-кварцитовой толщи, падающие на обоих крыльях на запад $\angle 60-80^\circ$; простирание пород СВ $10-20^\circ$. На восток эффузивы сменяются отложениями нижнего и верхнего силура, выполняющими прилежащую синклиналь. В силу изложенного строения последние падают на запад, т. е. под породы известняково-кварцитовой толщи.

К северу шарнир складки поднимается и на широте зимовья Идельбай в ее ядре обнажаются уже известняки и кварциты, которые по восточной окраине хребта налегают на песчаники верхнего силура. Здесь, таким образом, существует надвиг пород кембро-силура на верхний силур,

перекрывающий западное крыло и осевую часть прилежащей синклинали. На юг амплитуда перекрытия уменьшается.

На севере, непосредственно в горах Тюре-джал, где наблюдается изменение меридиональных простираний на северо-западное (340°) с уменьшением угла падения до 60° , это перемещение достигает еще больших размеров, так как не только яшмо-кварциты, но и значительная часть известняково-кварцитовый толщи восточного крыла этой антиклинали оказываются перекрытыми породами западного крыла.

К востоку от описанной антиклинали расположена узкая, сжатая, опрокинута на восток синклиналь, выполненная породами нижнего и верхнего силура. В южном окончании этой синклинали строение ее усложняется появлением конгломератов верхнего силура, отделенных от главной структуры с запада выходами порфиринов верхов кембро-силура. Здесь, повидимому, имеется небольшая дополнительная синклинальная складка.

Через восточные высоты гор Кара-джал, западнее зимовья Идельбай, и через хребет, расположенный к югу от зимовья Джуван-тюбе, прослеживается следующая антиклинальная складка. Эффузивы верхов известняково-кварцитовый толщи, обнажающиеся в горах Кара-джал, слагают крылья этой антиклинали, тогда как кварциты основного хребта образуют ее осевую часть. Простирание складки меридиональное, углы падения $80-85^\circ$. В связи со слабым наклоном ее осевой плоскости на восток, породы на обоих крыльях падают на запад. Севернее шарнир складки резко погружается, и в районе зимовья Идельбай развита уже яшмо-кварцитовая толща. Несогласие между яшмо-кварцитовый толщей и образованиями кембросилура, наблюдающееся в этих местах, объясняет местные изменения простираний пород с отклонением их на северо-запад ($350-340^\circ$) и северо-восток ($10-15^\circ$).

Продолжением этой антиклинали севернее служат известняки и кварциты, слагающие хребет к югу от зимовья Джуван-тюбе. Замыкание отдельных горизонтов по северной оконечности хребта свидетельствует о новом ее погружении.

С юга на север строение описываемой антиклинали усложняется. С восточной стороны хребта, расположенного к югу от Джуван-тюбе, имеет место дизъюнктивное нарушение с надвиганием пород с запада на восток, о чем свидетельствует резкая смена простираний вдоль линии контакта и сближенное расположение двух соседних антиклинальных складок, с полным перекрытием разделяющей их синклинали. К востоку от зимовья Идельбай песчаники и конгломераты верхнего силура образуют синклиналь, также осложненную этим надвигом. К северо-востоку от зимовья Идельбай песчаники верхнего силура залегают с падением на СЗ $305-310^\circ \angle 80^\circ$. Южнее они, согласуясь с простиранием яшмо-кварцитов, плавно изгибаются и падают на СЗ $295^\circ \angle 30-50^\circ$; еще южнее падение их ЮЗ $235-240^\circ \angle 50-60^\circ$. К востоку от зимовья Идельбай верхнесилурийские песчаники упираются в меридионально вытянутые породы кембро-силура. Здесь проходит разлом, при котором сохранилось западное крыло синклинали, тогда как восточное полностью перекрыто.

Севернее эта синклиналь прослеживается с восточной стороны линии надвига, где она центроклинально оканчивается. Это следует из того, что с южной стороны гор Джуван-тюбе известняки и кварциты кембросилура залегают с падением ЮЗ $240^\circ \angle 30^\circ$. Постепенно простирание пород меняется, и южнее они падают СЗ $280^\circ \angle 60^\circ$. Песчаники и конгломераты S_2 в северном окончании этой складки, залегая с северо-восточным простиранием (СВ 20°) на ее западном крыле, постепенно переходят на восточное крыло, также падая на северо-запад. Углы наклона колеблются от 50 до 80° . Таким образом, эта синклиналь принимает изоклинальное строение. В замке складки породы сильно перемяты

и рассланцованы с направлением плоскостей кливажа на северо-восток и восток-юго-восток. В этом месте широко развиты жильные интрузии. В районе гор Кара-джал и Ак-джал на продолжении описанной выше структуры располагается нормальная, очень слабо наклоненная на восток, синклинальная складка, крылья и осевая часть которой сложены эффузивами кембро-силура.

Группа островершинных возвышенностей (горы Кара-тау), вытянутых в меридиональном направлении между зимовьями Идельбай и Коз, сложена породами известняково-кварцитовый толщи, которые образуют антиклинальную асимметричную складку. Крылья этой складки сложены известняками и порфиритами верхов кембро-силура. Широкое развитие последних на западном крыле, где они в значительной своей части замещают известняки, объясняет отсутствие здесь брекчиевидного горизонта, хорошо прослеживающегося по восточному крылу. Падение пород обоих крыльев на $3\ 270\text{—}280^\circ$; угол падения на восточном крыле $50\text{—}60^\circ$, на западном 40° . На север и юг складка погружается, о чем свидетельствует замыкание отдельных горизонтов.

Слишком обширное пространство моноклинально падающих порфиритов на западном крыле складки позволяет предполагать наличие в нем мелких смятий.

На юге продолжением этой складки служит хребет Ак-джал, с тем же почти строго меридиональным простиранием, но с более крутым углом падения пород.

На широте зимовья Даумбай описываемая антиклиналь оборвана секущим простиранием пород надвигом, и наблюдается смещение целого ряда горизонтов. Смещенным продолжением осевой части антиклинали на севере являются выходы кварцитов на горе Сорал (см. детальную карту гор Сорал и Серек-тас, фиг. 2). Породы здесь стоят почти на головах с простиранием на северо-северо-запад. В осевой части складки выходят массивные белые кварциты, сменяющиеся во все стороны известняками и порфиритами. Последовательное замыкание этих горизонтов с южной стороны горы Сорал свидетельствует о погружении складки на юг.

Много севернее зимовья Джуван-тюбе и к югу от зимовья Кулебед расположен небольшой хребет Найза-тас, сложенный породами известняково-кварцитовый толщи. В южной части они простираются на СВ $10\text{—}15^\circ$, угол падения $70\text{—}80^\circ$. Севернее простирание меридиональное, постепенно сменяющееся на северо-западное. Здесь, повидимому, находится антиклинальная структура, возможно продолжение складки горы Сорал.

К северо-востоку от последней расположены выходы мелкогалечных конгломератов верхнего силура. Дугообразно изгибающиеся хребты эффузивов нижнего силура, подстилающих эти конгломераты, на востоке упираются в значительно более высокий массив кварцитов и окварцованных эффузивов горы Сорал, меридионального простирания. При тщательном картировании легко обнаружить надвигание антиклинали горы Сорал на породы силура, в силу чего западное крыло выполняемой ими синклинали оказывается перекрытым, а антиклиналь горы Сорал сближенной со следующим к востоку антиклинальным поднятием, расположенным между горой Сорал и зимовьем Сепильды.

К юго-западу от зимовья Сепильды обнажаются верхние горизонты кембро-силура, слагающие антиклинальную складку, северо-восточное простирание которой на севере переходит в северо-западное. Ядро складки сложено известняками и кварцитами, которые на крыльях сменяются основными эффузивами, а затем породами яшмо-кварцитовый толщи. Осевая плоскость складки слегка наклонена на юго-восток, падение пород на обоих крыльях северо-западное. Отличное простирание этой структуры от всей описанной ранее меридиональной системы позволяет предполагать наличие разлома и здесь, по юго-восточной ее окраине.

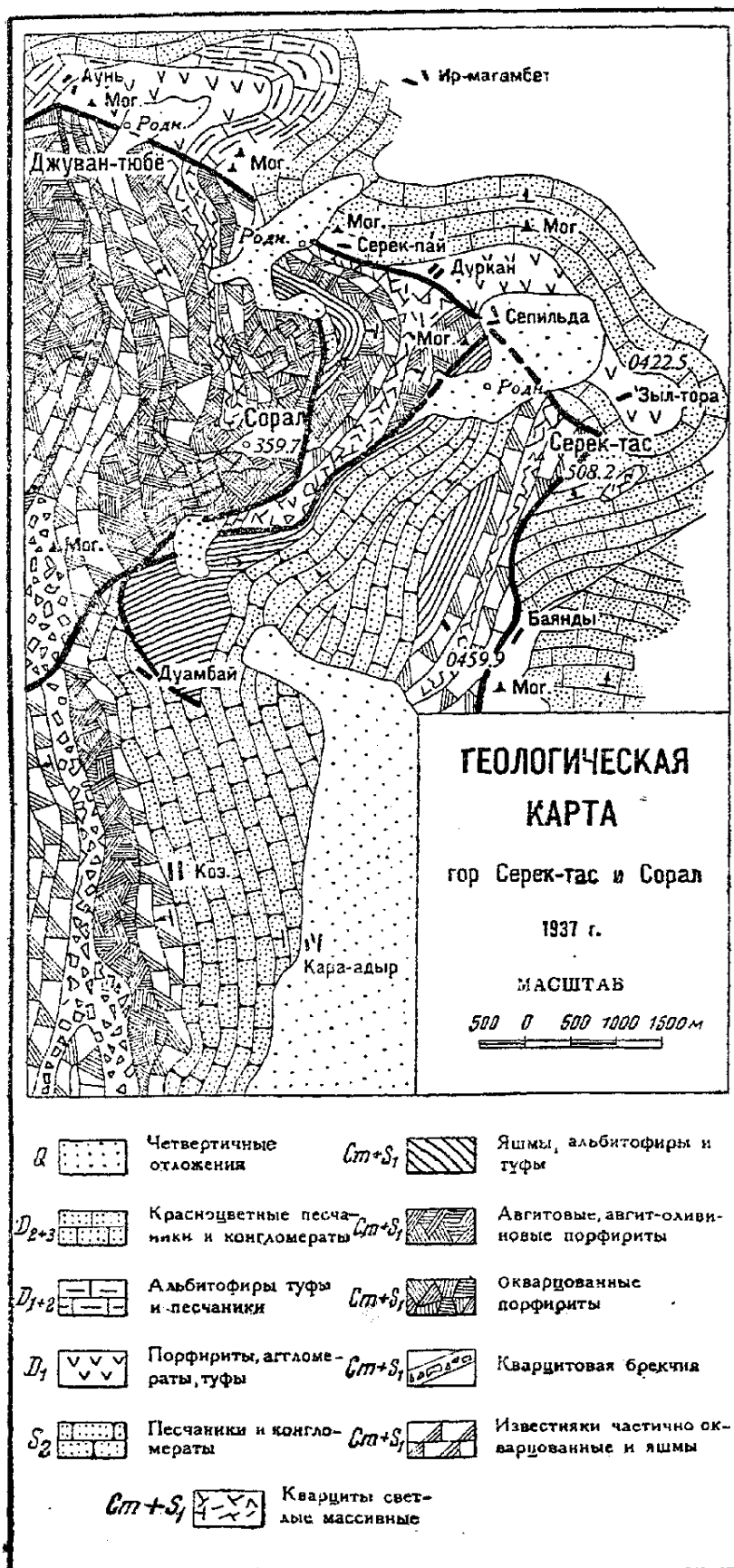
К востоку от антиклинали, расположенной между зимовьями Коз и Идельбай, по краю нижнепалеозойского массива протягивается полоса отложений верхнего силура. В районе зимовьев Коз, Кара-адыр и Кой-тас

простираются эти породы почти меридиональное, падение ЮЗ $265^\circ \angle 30-40^\circ$. Они выполняют крупную синклиналиную складку. В районе зимовья Даумбай меридиональное и северо-западное простираются их резко меняется на северо-восточное, причем песчаники и крупногалечные конгломераты, выполняющие эту синклинали, падают на обоих крыльях на северо-запад ($300^\circ \angle 45-60^\circ$). При прослеживании отдельных гривок наблюдается замыкание некоторых горизонтов, свидетельствующее о центроклинальном окончании структуры.

Восточное крыло синклинали сложено остатками размытой яшмо-кварцитовый толщи и известняками, кварцитами и яшмами кембро-силура гор Серек-тас.

В районе гор Кара-чеку строение западного крыла этой складки усложняется появлением дополнительных мелких складок, а в районе Ишкеадыр — серии дизъюнктивных нарушений.

Южное окончание этой крупной синклинали находится, повидимому, в районе гор Кой-тас-оба, где между породами кембро-силура и нижнего силура располагаются песчаники



Фиг. 2. Геологическая карта гор Серек-тас и Сорал.

Породы последних близ западной своей границы падают на восток, а у восточной — на северо-запад при угле в $70-60^\circ$. Наличие широтных простирающихся и замыкание ряда горизонтов свидетельствует о центроклинальном окончании складки.

Между горами Кой-тас-оба и Семиз-бугу породы яшмо-кварцитовый

толщи залегают с северо-восточным простиранием $\angle 30-50^\circ$ (горы Уш-тубе).

Присутствие последних и пород кембро-силура на восточной окраине гор Кой-тас-оба позволяет допустить существование здесь погребенной и размытой крупной синклинали с более мелкими смятиями в ее центральной части.

На правом берегу р. Уленты в районе гор Семиз-бугу, Топрак-мол и Тиес располагается вторая область поднятия образований нижнего палеозоя. Тектоника этого участка отличается отсутствием изоклинального строения. Породы силура и кембро-силура слагают ряд нормальных складок северо-восточного, в южной части юго-восточного простирания.

В районе гор Семиз-бугу и к северо-востоку от них, через ряд безымянных сопок до гор Топрак-мол, протягивается антиклинальное поднятие, строение которого осложняется появлением в комплексе слагающих его пород древних амфиболовых сланцев. В сильно сжатой антиклинали обнажаются сложно дислоцированные амфиболовые сланцы, на которые налегают эффузивы средней части яшмо-кварцитовой толщи нижнего силура. Падение пород на юго-восточном крыле ЮВ $110-140^\circ$, $\angle 70-75^\circ$, на северо-западном СЗ $290-310^\circ$, $\angle 60-80^\circ$. Залегающие выше трансгрессивно песчаники верхнего силура, по простиранию складки на северо-восток, срезая яшмо-кварцитовую толщу слагают крылья антиклинали и залегают непосредственно на амфиболовых сланцах. Постепенное погружение складки на северо-восток обуславливает полное исчезновение в ее осевых частях сланцев и пород нижнего силура. Последние вскрываются лишь в форме небольших «островов» на ее крыльях, представляя собой остатки размытых доверхнесилурийских структур.

На юге в горах Семиз-бугу простирание этой антиклинали изменяется. В ее строении принимают уже участие известняки и кварциты кембро-силура, слагающие ядро складки и частично крылья. Здесь, видимо, намечается виргация складки, так как на западном крыле покрывающие известняки породы яшмо-кварцитовой толщи падают на запад (270°), а южнее на северо-запад (285° , $\angle 60-70^\circ$). Восточное же крыло антиклинали сильно размыто; известняки и кварциты, слагающие его и перекрываемые породами девона, имеют северо-западное простирание.

С южной стороны гор Семиз-бугу данная антиклиналь оборвана сбросом, причем породы нижнего палеозоя образуют его поднятое крыло.

С восточной стороны описанной антиклинали располагается синклинальная складка, выполненная отложениями верхнего силура. Последние залегают с северо-восточным простиранием и очень крутыми углами падения, достигающими $80-85^\circ$. На юге эта синклиналь, видимо, замыкается (породы девона срезают ее простирание), а на севере сильно сужается, уходя под аллювиальные образования. В северной половине структуры, почти в осевой ее части, выходят породы яшмо-кварцитовой толщи в форме длинной гряды. Этот выход позволяет предполагать наличие небольшого антиклинального поднятия, усложняющего строение синклинали. В ряде мест здесь, среди пород верхнего силура обнажаются древние граниты, представляющие остатки размытого фундамента.

Восточнее, в районе гор Тиес, отложения нижнего палеозоя залегают с моноклинальным падением на северо-запад $300-335^\circ$, $\angle 50-55^\circ$, образуя северо-западное крыло размытой антиклинальной складки, в осевой части которой выходят кварциты с характерным горизонтом брекчий. Сохранившееся северо-западное крыло складки сложено яшмо-кварцитовой толщей, всеми тремя ее разделами. Описанная структура прорвана интрузией доверхнесилурийских гранитов.

Кварциты ядра складки на юге приобретают широтное простирание, в дальнейшем сменяющееся меридиональными. Эти породы сильно смяты, наблюдаются дугообразные изгибания слоев и резкие смены простираний. Повидимому они образуют здесь небольшую узкую сжатую

антиклинальную складку, резко погружающуюся на север и ограниченную с востока дизъюнктивным нарушением.

Выходы пород нижнего палеозоя обнаружены в нескольких точках в южной части района (горы Тас-чеку и группа сопок к северо-западу от них). Это, обычно, остатки размытых структур меридионального, северо-восточного, или северо-западного простирания.

б) Дизъюнктивные нарушения

Среди отложений нижнего палеозоя широко распространены дизъюнктивные нарушения; наиболее крупные из них нанесены на карте. Их присутствие доказывается несогласием простираний приходящих в соприкосновение различных комплексов и срезанием частей отдельных структур более древними породами.

Одно из таких нарушений типа надвига протягивается от подножья хребта Тюре-джал на юг в горы Кара-джал. Существование его доказывается исчезновением восточного, лежащего крыла проходящей через эти хребты антиклинальной складки и падением пород верхнего силура под известняки и кварциты кембрия, со срезанием простирания первых вторыми (Тюре-джал).

Продолжением этого нарушения на севере является, повидимому, линия надвига, проходящая у подножья хребта Джель-тау, хотя для этого необходимо предположить, что в районе зимовья Мын-Чекур простирание надвига становится секущим по отношению к располагающейся здесь синклинали. Амплитуда надвига возрастает с юга на север; у подножья хребта Мын-чекур — Джель-тау, с его восточной стороны, ясно видно, как известняки верхнего девона и нижнего карбона падают под известняки и кварциты кембрия. При прослеживании здесь отдельных горизонтов древней толщи, в частности брекчиевидного, хорошо видно, как они, подходя к линии надвига, идущей несколько не по простиранию пород, исчезают в подвернутом истертом крыле складки.

Второй разрыв проходит восточнее, от зимовья Джуван-тюбе на севере к зимовью Идельбай на юге. Размах смещения по его поверхности в северной части также достигает больших размеров, чем на юге. На севере (зимовья Джуван-тюбе) также исчезает лежащее крыло антиклинали, причем плоскость надвига довольно крутая. Южнее этот надвиг становится секущим, проходя под углом оси синклинали, имеющей северо-восточное простирание. Южное окончание этой синклинали складки почти полностью перекрыто надвигом. Лишь у зимовья Идельбай сохранилось ее западное крыло, где слагающие его песчаники верхнего силура, дугообразно изгибаясь по простиранию, упираются в линию надвига. Еще южнее, в горах Ак-джал и Кара-джал, этот надвиг затухает переходя в нормальную опрокинутую складку.

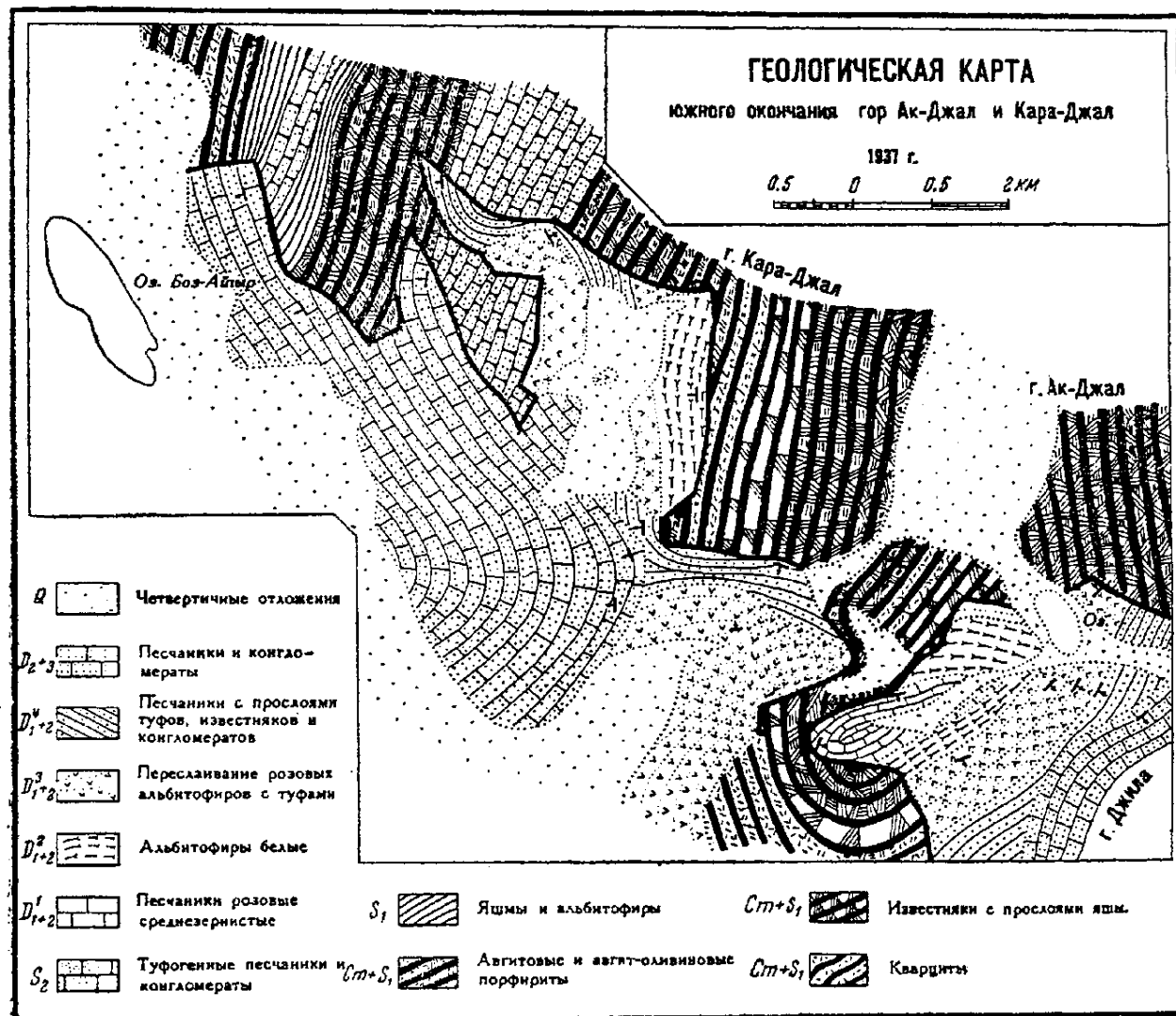
В районе зимовья Идельбай от этой тектонической линии отходит новая разрывная дислокация, идущая в северо-восточном направлении. Существование ее доказывается резким смещением осевой плоскости антиклинали, расположенной к западу от зимовья Коз, продолжением которой, видимо, является складка горы Сорал (см. геологическую карту гор Серек-тас и Сорал, фиг. 2). Здесь ясно видно, что периклинально-погружающаяся антиклиналь горы Сорал надвинута на востоке на породы силура, выполняющие синклинальное понижение. В рельефе это очень хорошо выражено резким уступом кварцитов горы Сорал по отношению к прилежащим с востока дугообразно изгибающимся хребтам эффузивов яшмо-кварцитовой толщи.

Это синклинальное понижение сменяется к востоку антиклинальным поднятием, которое с юго-восточной стороны ограничено дизъюнктивным нарушением, уничтожившим часть лежащего крыла антиклинали и обусловившим надвигание пород известняково-кварцитовой толщи на

породы нижнего силура. Точно такого же типа нарушение наблюдается и между зимовьями Зыл-тора и Баянды.

Вся эта серия в основном параллельных, крутых надвигов в большинстве случаев образовавшихся от скалывания или растяжения лежащих крыльев опрокинутых складок, образует чешуйчатую структуру, с наклоном плоскостей перемещения к западу.

По восточной окраине гор Ерементау в районе гор Сорал и Серек-тас развиты секущие разрывные дислокации северо-восточного простирания, которые, повидимому, являются переходными формами между надвигами и сбросами. Клиновидная форма ограниченных этими линиями



Фиг. 3. Геологическая карта южного окончания гор Ак-джал и Кара-джал.

участков, на ряду с резким изменением простирания складок к юго-востоку от горы Сорал, из меридионального в северо-восточное, позволяют предполагать наличие здесь не только поступательных движений по плоскости скола на восток, но и перемещений отдельных участков, может быть в форме блоков, на юго-восток.

По южной окраине массива древнего палеозоя в районе гор Ак-джал и Кара-джал распространены мелкие поперечные нарушения сбросового характера, местами переходящие в небольшие надвиговые структуры (фиг. 3).

Кроме описанных дизъюнктивных нарушений среди пород нижнего палеозоя существует еще ряд мелких сбросов, часто очень трудно фиксируемых и обычно также приуроченных к подвернутым крыльям опрокинутых складок. В очень редких случаях эти нарушения сопровождаются истиранием пород и образованием брекчий, состоящих из расланцованных обломков прилежащих толщ. Примером могут служить

горы Уш-таган и сопки к северу от Семиз-бугу. В последнем случае это нарушение приурочено к границе яшмо-кварцитовый толщи, надвинутой на размытый эрозией, сложенный амфиболовыми сланцами свод антиклинала. Сланцы близ контакта сильно перемяты, гофрированы или брекчированы.

Толща пород нижнего палеозоя сильно кливажирована. В ней наблюдается несколько систем трещин. К сожалению, недостаточность собранного материала не позволяет пока сделать в этом направлении каких-либо выводов.

Количество трещин возрастает от молодых пород к древним. Наиболее распространенными и хорошо выраженными являются трещины с падением плоскостей на: СВ $50-80^\circ$, $\angle 60-65^\circ$; ЮВ $140-150^\circ$, $\angle 50-80^\circ$; Ю 180° , $\angle 60-80^\circ$, СЗ $325-300^\circ$, $\angle 60-90^\circ$ (замеры взяты в известняково-кварцитовый толще). К югу от оз. Коржун-куль, в гранитах, интрузирующих нижний палеозой, количество трещин увеличивается. Здесь, кроме перечисленных ранее, появляются хорошо выраженные трещины с падением плоскостей на: СВ $10-СЗ 345^\circ$, $\angle 20-35^\circ$; В $90-100^\circ$, $\angle 80-85^\circ$; ЮЗ 220° , $\angle 10-20^\circ$.

Из изложенного следует, что область, сложенная породами нижнего палеозоя, характеризуется интенсивной дислоцированностью, представляя собой систему изоклинально построенных складок, опрокинутых на восток и переходящих в чешуйчатую структуру.

Несогласное залегание известняково-кварцитовый толщи на амфиболовых сланцах, движения перед отложением яшмо-кварцитовый толщи и, наконец, резко трансгрессивное и несогласное налегание пород верхнего силура, также участвующего в дислокациях, свидетельствует о том, что дислоцированность пород нижнего палеозоя, после движений конца верхнего силура есть результат нескольких периодов складкообразования, растянувшихся на весьма длительный срок.

2. Структуры среднего и верхнего палеозоя

а) Пликативные нарушения

Характер тектоники среднего и верхнего палеозоя существенно иной. Форма этих дислокаций зависит в основном от особенностей складчатости и глубины залегания нижнепалеозойского фундамента.

К юго-востоку и востоку от Тениз-Коржункульской мульды находится плоское, меридиональное вытянутое поднятие, отделяющее от нее серию четкообразно расположенных синклинальных структур. Наиболее приподнятая, центральная часть этого поднятия слагается эффузивными породами нижнего девона. В виду очень плохой обнаженности характер тектоники этих толщ недостаточно выяснен. К западу от зимовок Кызырыбек они залегают с падением на СВ 60° , $\angle 70^\circ$. В ряде случаев можно замерить только простирание, колеблющееся от СЗ 340° до 360° . Прослеживаясь к юго-западу от оз. Кара-сор эти породы приобретают северо-восточное простирание, падая у подножья хребта Кереге-тас на ЮВ 105° , $\angle 45^\circ$; ЮВ 110° , $\angle 50^\circ$; ЮВ 100° , $\angle 80^\circ$. Далее, огибая с юга гряды нижнепалеозойских образований, эффузивная толща слагает западное крыло поднятия, залегая с северо-западной стороны сопки Найза-тас с падением на В 90° , $\angle 45^\circ$ и З 270° , $\angle 50^\circ$.

Между озерами Уш-таган и Тумен в этих эффузивах преобладают северо-восточные простирания. В отдельных случаях хорошо видны изгибания их слоев, часто с резким изменением простираний, мелкие срывы, запрокидывания небольших складок, а иногда и зоны дроблений. Подобные явления распространены в районе оз. Кара-сор у подножья хребта Кереге-тас, близ зимовок Сепильды и к востоку от Джуван-тубе. В последнем пункте, где данные породы слагают центральную часть небольшой антиклинальной складки, они залегают с широтным

простираем. На севере это поднятие погружается и образования эффузивного комплекса скрываются под отложениями красноцветного девона. К востоку от оз. Кызыл-сор порфириты, глубоко вдаваясь в Тениз-Коржункульскую мульду, делят ее окраину на ряд синклинальных углублений.

Выходы эффузивов нижнего девона часто сопровождаются породами майкульской свиты (D_{1+2}). В северной части района они приурочены к периферическим частям поднятия порфиритов, обнажаясь по южной его окраине, где простираение данных пород меняется согласно периклинальному окончанию этой структуры. В основании хребта Кереге-тас породы майкульской свиты падают на ЮВ $125-135^\circ$, $\angle 25-35^\circ$. При движении на юго-запад простираение их меняется, и к северу от Джуван-тюбе они залегают с падением на ЮВ 140° , $\angle 40-50^\circ$. На широте зимовок Мын-чекур известняки майкульской свиты падают на ЮЗ 200° , $\angle 45^\circ$.

Такое же соотношение наблюдается и к западу от зимовок Ир-магобет. Породы майкульской свиты окружают здесь выход порфиритов, образуя небольшую, нормально построенную брахиантиклинальную складку, юго-западный конец которой перекрыт отложениями нижнего палеозоя. На северо-восточном крае описываемой структуры они залегают с крутым падением на север, на юго-восточном ее крыле падают на ЮВ $160-170^\circ$, $\angle 45-50^\circ$, а еще западнее на ЮВ 170° , $\angle 30^\circ$ и ЮВ 140° , $\angle 20^\circ$. Некоторое усложнение наблюдается по северо-западной окраине складки, где породы майкульской свиты запрокинуты, падая на ЮВ 170° , $\angle 45-50^\circ$.

Выходы майкульской свиты были обнаружены также по северо-восточной окраине оз. Май-куль и с западной стороны зимовок Кызырбек. Связь этих пород с тектоническим строением эффузивной толщи здесь доказана быть не может. Они безусловно представляют собой остатки каких-то размытых структур, о характере которых можно лишь строить предположение.

По северной окраине оз. Май-куль описываемые породы залегают с падением на СВ 30° , $\angle 35^\circ$; несколько восточнее они приобретают широтное простираение, переходящее далее в северо-восточное, при колебаниях угла падения от 30 до 40° . По западной окраине озера те же породы залегают с падением на запад, $\angle 40^\circ$. Южнее их простираение вновь несколько меняется, они падают на ЮЗ 250° , $\angle 35^\circ$, а затем на ЮЗ 240° , $\angle 25^\circ$ и ЮЗ 230° , $\angle 45^\circ$. Возможно, что и здесь эти породы обрисовывают неправильный контур бывшей границы распространения эффузивного комплекса.

У зимовок Кызырбек майкульские породы со всех сторон окружены вышележащими красноцветными песчаниками. Они образуют здесь дугу с выпуклостью, обращенной на запад. В северо-восточной части этого выхода породы падают на ЮВ 100° , $\angle 25^\circ$, а в южной образуют крутой изгиб, залегая с падением на СВ 70° , $\angle 40^\circ$ и «обрываясь» далее выходом красноцветных песчаников.

Западным продолжением этих пород, видимо, являются альбитофиры сопки Мурза-чеку (4 км к западу от зимовья Кызырбек), простирающиеся в широтном и северо-западном направлениях. Здесь, следовательно, налицо размытая синклиналь, образование которой можно связывать с погружением эффузивного ложа, вследствие чего два выхода порфиритов нижнего девона разобщены.

Породы майкульской свиты обнажаются также по южной окраине гор Кара-джал и Ак-джал, где они, оконтуривая отложения нижнего палеозоя, образуют самостоятельные более мелкие структуры (см. геологическую карту южного окончания гор Ак-джал и Кара-джал, фиг. 3).

К северо-западу от горы Джилы породы майкульской свиты слагают маленькую брахиантиклинальную складку северо-восточного простираения с падением слоев на ЮВ $110-160^\circ$, $\angle 20-35^\circ$. С юго-западной,

северо-западной и северной сторон они упираются в выходы нижнего палеозоя иного простираения, что указывает на явно ненормальный тектонический контакт.

По южной окраине гор Кара-джал отложения майкульской свиты образуют синклинальную складку почти меридионального простираения (падение на восточном крыле ЮВ 250° , $\angle 25^\circ$, на западном ЮВ 110° , $\angle 50^\circ$), также со всех сторон ограниченную породами нижнего палеозоя. Местами, в частности в северо-западном углу области развития майкульских пород, где последние оказываются как бы зажатыми между кварцитами кембро-силура и туфо-песчаниками верхнего силура, наблюдаются падения молодых пород под нижний палеозой, с углом наклона до $60-70^\circ$.

Такие же соотношения наблюдаются и западнее по контакту красноцветных песчаников девона с кембро-силуром и силуром. Здесь, видимо, находится разлом, идущий перпендикулярно к простираению описанных выше надвигов в толще нижнего палеозоя и состоящий из системы мелких пересекающихся сбросов (небольшие перемещения), которые и обусловили столь сложную картину соотношения древних и более молодых пород.

В районе зимовья Ишке-адыр отложения майкульской свиты обнажаются в ядре небольшой антиклинальной складки, разбитой сбросами и осложненной выходом древнего палеозоя. На северо-восточном крыле этой складки майкульские альбитофиры падают на СВ 40° , $\angle 45^\circ$. Те же породы, переслаивающиеся с туфами, с южной стороны зимовья Ишке-адыр, залегаая с падением на ЮВ 170° $\angle 36^\circ$, западнее приобретают падение ЮВ 140° $\angle 57^\circ$ и упираются в песчаники и мелкогалечные конгломераты верхнего силура, повидимому уходя под них.

Между горами Семиз-бугу и Тиес породы майкульской свиты обнажаются по западному крылу синклинали, выполненной красноцветными песчаниками (D_{2+3}).

Характер структур, слагаемых, красноцветными песчаниками девона (D_{2+3}) теснейшим образом связан с тектоникой подстилающих пород. Эти толщи уже при своем образовании приспособлялись к существующим неровностям дна, позднее же отдельные, ранее созданные тектонические элементы района играли еще более решающую роль в формировании слагаемых ими структур.

Вдоль восточного склона хребта Джель-тау толща красноцветных песчаников, оконтуривая подстилающие ее эффузивы нижнего девона и породы майкульской толщи, слагает западное крыло охарактеризованного выше поднятия.

В районе оз. Телембек красноцветная толща падает на СЗ 280° , $\angle 40^\circ$, ЮЗ 250° , $\angle 40^\circ$. У подножья северного склона Джель-тау те же песчаники падают на ЮЗ 260° , $\angle 50-40^\circ$. Еще севернее они участвуют уже в строении Тениз-Коржункульской мульды, повторяя ее очертания. К северу от оз. Май-куль эти отложения залегают с падением на север, а несколько восточнее — на СЗ $300-330^\circ$, $\angle 30-35^\circ$. К востоку от горы Обы красноцветные песчаники простираются в направлении 320° . Протягиваясь далее, вдоль крыла мульды, они переходят на противоположный склон выходящих здесь эффузивов, залегаая к северо-западу от оз. Уш-таган уже с падением на СВ $20-30^\circ$, $\angle 30^\circ$.

В северо-восточной части района красноцветные песчаники слагают небольшую, неправильную синклинальную складку, протягивающуюся от оз. Кара-сор к оз. Уш-таган и расширяющуюся на север. На западном крыле ее породы падают на восток и на северо-восток. Близ оз. Кара-сор слои падают на ЮВ $130-120^\circ$, $\angle 40-25^\circ$, севернее на СВ 50° , $\angle 30^\circ$. К северо-западу от зимовок Кызырбек те же породы залегают с падением на СВ 20° , $\angle 30^\circ$ и 50° , $\angle 30^\circ$ и, приобретая в дальнейшем северо-западное простираение, участвуют в строении Тениз-Коржун-

кульской мульды. Образования восточного крыла в южном окончании складки, у оз. Кара-сор, залегают с падением на ЮЗ 240° , $\angle 45^\circ$, на З 270° , $\angle 40^\circ$ и СЗ 280° , $\angle 40^\circ$. Севернее, в силу расширения складки, это крыло принимает северо-восточное простирание, причем породы падают на СЗ 310° , $\angle 35^\circ$; ЮЗ 255° , $\angle 37^\circ$; СЗ 300° , $\angle 35^\circ$; СЗ 330° , $\angle 10^\circ$. К востоку от оз. Уш-таган они залегают с падением на СЗ 310° , $\angle 30^\circ$.

К северу от оз. Уш-таган красноцветные песчаники девона слагают небольшую антиклинальную складку, резко поднимающуюся на юг. На западном ее крыле породы падают под углом в $30-25^\circ$, на восточном же на СВ 70° , $\angle 10^\circ$, образуя небольшую замыкающуюся на юге синклиналь.

На левом берегу р. Уленты мощные толщи красноцветного девона слагают широкую синклинальную складку, в осевой части которой выходят известняки верхнего девона и нижнего карбона, обнажающиеся в хребте Айгыр-джал. Общее направление складки северо-восточное. К юго-востоку от хребта Айгыр-джал прослеживается моноклинально падающая толща красноцветных песчаников, слагающих юго-восточное крыло этой структуры. У подножья хребта они падают на СЗ 305° , $\angle 45^\circ$. По мере удаления на восток, те же породы принимают простирание, близкое к меридиональному, падая на ЮЗ 250° , $\angle 50^\circ$; ЮЗ 260° , $\angle 30^\circ$; З 270° , $\angle 40^\circ$.

Южнее песчаники приобретают северо-восточное простирание, залегая с падением на СЗ 290° , $\angle 50^\circ$, СЗ 315° , $\angle 60^\circ$ и 335° , $\angle 55^\circ$. К югу от хребта Айгыр-джал они, образуя коленообразный изгиб, вновь приобретают меридиональное, а затем и северо-западное простирание, сохраняя примерно ту же величину угла падения в $45-50^\circ$.

Значительно более сложно построено северо-западное крыло данной синклинали. Здесь к юго-востоку от хребта Кереге-тас также располагается обширное поле красноцветных пород, залегающих с падением на ЮВ $120-140^\circ$, $\angle 35-55^\circ$. Но в районе зимовок Ир-магомбет и Джамаг-гора простирание их резко меняется и песчаники красноцветной толщи, падая на СВ 10° , $\angle 60-70^\circ$, СВ 15° , $\angle 55^\circ$; СВ 33° , $\angle 45^\circ$, подходят почти под прямым углом к простиранию известняков Айгыр-джала. В нижней части пород этого крыла наблюдаются мелкие смятия, осложняющие его строение, что связано с существованием здесь поднятий к западу от зимовья Ир-магомбет и в районе Сепильды. В последнем случае красноцветные песчаники, падающие на север и на северо-восток (10° , $\angle 75^\circ$; $15-20^\circ$, $\angle 70-75^\circ$; 40° , $\angle 60^\circ$; 50° , $\angle 60^\circ$) огибают выход эффузивных пород. По юго-восточной окраине их они приобретают северо-восточное простирание, падая на северо-запад $305-330^\circ$, $\angle 20-35^\circ$. Здесь, таким образом, приуроченные к осевой части синклинали слои запрокинуты на юго-восток.

Северо-восточным продолжением пород хребта Кереге-тас являются выходы песчаников близ оз. Кара-сор и в районе оз. Тумен, которые участвуют в строении той же структуры. Они падают на ЮВ 145° , $\angle 20^\circ$; 150° , $\angle 20^\circ$; 120° , $\angle 25^\circ$.

Осевую часть этой неправильной синклинали занимают известняки верхнего девона и нижнего карбона, слагающие ряд брахискладок, вытянутых в северо-восточном направлении (хребет Айгыр-джал, сопки Чий-кудук — оз. Тумен, к северо-востоку от зимовья Уш-таган). В хребте Айгыр-джал, на юго-восточном крыле складки, породы залегают с падением согласным с подстилающей толщей красноцветных песчаников, падая на северо-запад 330° , $\angle 40^\circ$. При движении по простиранию этих образований на юго-запад, направление их падения изменяется на СЗ 340° , $\angle 45^\circ$, затем они делают плавный изгиб и залегают уже с падением на северо-восток 75° , $\angle 80^\circ$, т. е. здесь наблюдается центроклинальное окончание складки. На северо-западном ее крыле породы залегают с крутым углом наклона, достигающим 90° . Таким образом, это сжатая асим-

метричная брахисинклиналь. Обширная площадь выходов кассинских слоев, на ряду с крутыми углами наклона, позволяет предполагать, что осевая часть структуры осложнена антиклинальным поднятием. В противном случае необходимо допустить очень сильное возрастание мощности известняков кассинского горизонта, оснований к чему нет.

Как уже сказано, на северо-западном крыле описываемой синклинальной складки, участвующие в ее строении красноцветные песчаники девона и известняки девон-карбона простираются резко несогласно. Простирающиеся в северо-западном направлении песчаники подходят под прямым углом к известнякам, слагающим хребет Айгыр-джал и имеющим северо-восточное простирание. Такое соотношение говорит в пользу наличия дизъюнктивного нарушения. Плоскость скола прошла, повидимому, на некотором расстоянии от границы с известняками, перед новым коленообразным изгибанием слоев песчаников. Последние были приподняты и несколько надвинуты на известняки по плоскости, наклоненной к северо-западу. Продолжение этого взброса можно видеть и западнее в толще песчаников, где породы запрокинуты.

К северу от хребта Айгыр-джал между сопками Чий-кудук и оз. Тумен располагается толща известняков, слагающих восточное крыло новой, самостоятельной синклинали (падения на СВ 20° —СЗ 310° , $\angle 30$ — 50°). Центральная часть складки и западное крыло перекрыты надвинутыми с запада песчаниками верхнего девона, доказательством чего служит располагающийся среди них небольшой изолированный выход известняков ишимского горизонта. На севере в центре этой складки находится окруженный со всех сторон четвертичными отложениями выход угленосной толщи и молодых гранит-порфиров.

К северо-востоку от зимовья Уш-таган те же известняки, залегая непосредственно на эффузивах нижнего девона, слагают небольшую синклинальную складку залегая с северо-восточным простиранием (30 — 20°) и с углами падения слоев в 50 — 70° .

К северу от гор Ерементау располагается крупная мульда, получившая название Тениз-Коржункульской. Южное окончание этой мульды, краткое описание которой составлено А. И. Егоровым (1936), было захвачено и нашими исследованиями. Она распадается на ряд более мелких углублений, среди которых А. И. Егоров выделяет Сары-адырскую, Кызыл-сорскую, Боше-сорскую Центральную и Кос-мурунскую мульды.

Кызыл-сорская мульда находится в районе оз. Кызыл-сор. Известняки, оконтуривающие ее с юго-востока и с востока, делают резкий изгиб на юг, образуя сжатую, замкнутую на юге и открывающуюся на северо-запад синклиналь, в центре которой и располагается угленосная толща, сливающаяся с главным полем распространения угленосных пород Тениз-Коржункульского бассейна.

К югу от оз. Кызыл-сор известняки залегают с падением на северо-запад. При прослеживании их по простиранию видно, как породы, делая дугообразный изгиб, приобретают почти меридиональное простирание и угол наклона в 60° — 50° . К северу от оз. Май-куль те же известняки принимают широтное простирание, падая на север с углом в 65° , и затем вновь приобретают меридиональное простирание, но уже с падением на запад 270° , $\angle 60^\circ$. Севернее простирание этих пород несколько отклоняется к северо-западу, где в районе горы Обы они падают на ЮЗ 250° , $\angle 43^\circ$; 250° , $\angle 70^\circ$. Увеличивающаяся здесь площадь выходов известняков кассинских слоев и наблюдающиеся в некоторых местах обратные падения говорят за наличие в ядре синклинали антиклинального поднятия. К северу от горы Обы гряда известняков делает резкий коленообразный изгиб, в свою очередь осложненный более мелкими смятиями. Здесь наблюдается следующая смена замеров: СЗ 290° $\angle 30^\circ$; СЗ 325° , $\angle 27^\circ$; СЗ 345° , $\angle 25^\circ$; СВ 10° , $\angle 30^\circ$; затем вновь СЗ 310° $\angle 38^\circ$, после чего слои переходят на юго-западное крыло Сары-Адырской мульды. По за-

хваченному исследованиями южному краю мульды, известняки делают плавный изгиб, вырисовывая сравнительно правильную дугу, открытую на северо-запад. На юго-западном крыле складки породы падают на СВ 10° , $\angle 30^\circ$, на восточном на СЗ 285° , $\angle 30^\circ$; 280° , $\angle 20^\circ$.

К юго-западу от Кызыл-сорской мульды известняковый комплекс верхнего девона обнажается вдоль всего нижнепалеозойского массива, залегая с общим падением к западу. У подножья северного окончания Джель-тау известняки падают на СЗ 290° , $\angle 40-50^\circ$, несколько южнее на СЗ 315° , $\angle 45^\circ$. На широте оз. Коблан-куль те же породы залегают с падением на З 270° $\angle 60^\circ$. У зимовок Мын-чекур их простирание меняется на северо-западное и слои падают на ЮЗ $210-220^\circ$, $\angle 35-40^\circ$. В районе зимовок Джуван-тюбе и к западу от них наблюдаются широтные простирания пород с падением на Ю 175° , $\angle 55^\circ$.

Здесь, таким образом, известняки верхнего девона и нижнего карбона также участвуют в строении западного крыла описанной выше антиклинальной структуры, располагающейся к югу от оз. Май-куль.

В северо-западной части района исследования захватили лишь южное окончание Кос-мурунской мульды. Здесь отложения нижней перми и верхнего девона, падая на север и северо-запад, с углами наклона до $45-50^\circ$ ясно обрисовывают южное крыло этой структуры, окружая со всех сторон массив гранит-порфира.

Тектоника угленосной толщи нами не могла быть изучена, но по указаниям А. И. Егорова (1934, 1935) она носит значительно более спокойный характер.

В южной половине района структуры верхнего палеозоя менее крупные и выражены значительно хуже. Объясняется это большим количеством «островов» нижнего палеозоя среди поля развития этих пород.

К юго-востоку от хребтов Ак-джал и Кара-джал красноцветные песчаники, выполняющие понижение между ними и горой Кой-тас-оба, слагают сжатую синклинальную складку. К северу от горы Кой-тас — оба простирания красноцветных песчаников колеблются, так как они, особенно на крыльях, строго следуют контурам выходов перекрываемого ими нижнего палеозоя. Общее простирание складки широтное, углы падения на южном крыле от 45 до 70° , на северном от 40 до 50° . На запад простирание складки переходит в северо-восточные румбы ($75-50^\circ$); углы падения на южном окончании горы Джилы достигают $50-75^\circ$.

Южное окончание горы Кара-джал оконтуривается выходами пород майкульской толщи, образующими небольшое антиклинальное поднятие. К западу от него располагается небольшая синклиналь меридионального простирания, на севере оборванная рядом мелких сбросов, по контакту этих пород с нижним палеозоем, а на юге, к северу от Найза-тас, центрально-оканчивающаяся.

К югу от гор Тиес и Семиз-бугу находится крупная депрессия, выполненная в центральной части известняками верхнего девона и нижнего карбона, слагающими, в свою очередь, ряд мелких брахискладок.

Так, к югу от гор Тиес располагается короткая брахисинклинальная складка, вытянутая в северо-восточном направлении. Падение известняков на ее юго-восточном крыле изменяется на СЗ 305° , $\angle 40^\circ$ до СЗ 350° , $\angle 45^\circ$; на северо-западном крыле падение на ЮВ 140° , $\angle 45^\circ$. Те же величины углов падения наблюдаются в подстилающих известняки песчаниках.

С юго-западной стороны горы Семиз-бугу располагаются две сближенные синклинальные складки, представляющие, видимо, также брахиструктуры. Юго-западное их продолжение скрыто под четвертичными отложениями; северо-восточное перекрыто надвигом нижнего палеозоя горы Семиз-бугу. Простирание пород северо-восточное, углы падения достигают $30-50^\circ$.

С той же структурой связаны выходы известняков юго-западного склона сопки Кистым-чеку (простираение СЗ 340°).

Песчаники верхнего девона, слагающие борты этой депрессии, также смяты в ряд складок. В районе гор Бала-джуван-тюбе и Джуван-тюбе красноцветные песчаники, участвующие в строении описанной брахисинклинали известняков, к северу от гор Джуван-тюбе образуют новую синклинальную складку северо-западного, почти широтного направления. Простираение песчаников на южном крыле ее несколько меняется, в связи с наличием к югу и к северо-западу от гор Бала-джуван-тюбе выходов пород нижнего палеозоя и эффузивов нижнего и среднего девона. Здесь произведены следующие замеры падения: СВ 30°, $\angle$ 30°; СВ 25°, $\angle$ 70°; СВ 20°, $\angle$ 10—15°. Те же углы падения наблюдаются и на северном крыле складки.

К югу от гор Бала-джуван-тюбе красноцветные песчаники залегают уже с меридиональным простираением, выполняя понижение между горой Тас-чеку и безымянными сопками на правом берегу р. Уленты, сложенными эффузивами майкульской толщи.

Такого же характера мелкие складки образуют красноцветные песчаники и к юго-западу от сопки Кистым-чеку, где простираение их колеблется от ЮВ 140° до ЮВ 170°, и к востоку от сопки Уш-таган. В последнем пункте они слагают особо резко выраженные брахиструктуры.

В юго-западной части района вновь встречается крупная мульда, в основном находящаяся за пределами исследованной площади. Из-за плохой обнаженности здесь не удастся собрать достаточного количества замеров, чтобы выяснить характер этой структуры. На горах Тюлькелы породы падают на юго-запад. К югу от горы Кендык они вытянуты в меридиональном направлении. Падение пород нижнего карбона под нижний палеозой к юго-западу от горы Кендык свидетельствует о наличии в этом месте дизъюнктивного нарушения, прослеживающегося к юго-востоку, с северной стороны горы Тюлькелы, где наблюдаются не совсем ясные соотношения красноцветных песчаников и известняков верхнего девона.

Из изложенного следует, что структуры верхнего палеозоя подразделяются на три типа. Первому принадлежат неправильные, широкие, плоские структуры, с непостоянными простираениями и с углами наклона пластов, не превышающими 55—50°. Сюда относятся структуры северо-западной части района, слагаемые эффузивами и частично красноцветными песчаниками. Второй тип образуют сжатые неправильные складки с углами наклона в 60—70°, с меняющимися простираениями и неожиданными замыканиями. Эти структуры переходят одна в другую и не являются достаточно четкими. К этому типу принадлежат складки красноцветных песчаников в южной половине района. К третьему типу относятся резко очерченные, хорошо выраженные брахискладки с крутыми (70—80°) углами падения пород и часто с более мелкими осложнениями на крыльях и в осевых частях. К ним принадлежат Айгыр-джальская синклиналь, складки известняков к юго- и северо-востоку от оз. Тумен и складки верхнего девона и нижнего карбона с южной стороны гор Семиз-бугу и Тиес.

б) Дизъюнктивные нарушения

Как было сказано ранее, вдоль северо-западного крыла Айгыр-джальской синклинали имеется резкое несогласие простираений толщи красноцветных песчаников и известняков, что объясняется взбросовым надвижением одной части песчаников на другую.

Севернее, в районе оз. Тумен, имеется подобная же разрывная дислокация. Западное крыло и осевая часть синклинальной складки скрыты под толщей песчаников верхнего девона. Об этом нарушении

свидетельствует выход известняков нижнего карбона среди песчаников, в овраге, к югу от оз. Тумен. Здесь к нему присоединяется новая разрывная дислокация, почти широтного простираения, проходящая в районе оз. Кара-сор. Ею обусловлено перекрытие песчаников верхнего девона нижнедевонскими эффузивами.

Общим продолжением этих дизъюнктивных нарушений на северо-восток является ненормальное залегание песчаников угленосной толщи непосредственно на известняках верхнего девона к юго-востоку от оз. Кызыл-кок.

Ранее неоднократно указывалось наличие надвигов пород нижнего палеозоя на более юные отложения. Доказательством именно надвигового характера этих нарушений служит наблюдаемое вдоль хребтов Джель-тау и Мын-чекур падение известняков D_3 и C_1 и красноцветных песчаников в сторону массива нижнего палеозоя и перекрытие образованиями нижнего палеозоя тектонических структур, слагаемых средним и верхним палеозоем. Такие соотношения характерны для юго-западного продолжения оси Айгыр-джальской синклинальной складки, юго-западного окончания небольшой брахиантиклинали к востоку от Джуван-тюбе, южного борта Тениз-Коржункульской мульды, где ясно видно, как известняки $D_3 + C_1$ и угленосная толща перекрыты нижнепалеозойским массивом, и района зимовья Ишке-адыр.

При сравнении предлагаемой геологической карты изученного района с картой, приложенной к работе Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933), бросается в глаза существенно иное распределение тектонических линий. К сожалению, указанные авторы не приводят фактического материала, доказывающего нанесенные ими разрывные дислокации. Они лишь отмечают, «что значительная часть таких разрывов нанесена, но их еще более упущено, и может быть большая часть их в поле совсем не подмечена». Произведенные нами исследования заставляют отказаться от признания некоторых «разрывных дислокаций», нанесенных на карте цитируемой работы. При изучении разрезов вызывает недоумение, почему одни и те же стратиграфические соотношения в разных местах трактуются авторами по-разному. В одних случаях эти соотношения признаются достаточным мотивом для проведения тектонических линий, в других воспринимаются как нормальное явление.

В ряде мест основанием для предположения о существовании тектонического контакта служит, повидимому, выпадение из разреза того или иного горизонта, что при наличии большого количества угловых несогласий и трансгрессивных перекрытий, обычных для описываемого района, представляет нормальное явление.

В хребте Кереге-тас, у подножья которого авторы указанной работы проводят тектоническую линию, имеется следующий разрез. На размытой поверхности эффузивов нижнего девона несогласно, с маломощными конгломератами в основании, залегает майкульская свита. Выше последней, также с конгломератом в основании, переходящим по простираению в аггломерат, следует пестроцветная песчаниковая толща девона, т. е. здесь имеется нормальный для описываемого района разрез. Тектоническая линия, проведенная от северо-восточного конца хребта Кереге-тас к северному окончанию хребта Айгыр-джал, вызвана, повидимому, появлением пород нижнего силура. Выходы их очень незначительны и представляют собой небольшие «островки» древнего палеозоя, на размытой поверхности которого залегает красноцветный девон. Явление весьма распространенное в пределах изученной площади.

Подобным образом, мы могли бы вскрыть ошибочные построения упомянутых исследователей во многих пунктах.

Основными тектоническими единицами района являются: крупное антиклинальное поднятие пород нижнего палеозоя хребта Ерементау, с выходом гранитов в его своде, и меньшее поднятие тех же пород на

правом берегу р. Уленты. Массив Ерементау представляет собой чешуйчатую структуру, с запада на восток надвинутую на породы верхнего палеозоя. На продолжении хребта Ерементау, к северу и к югу располагаются молодые мульды: на севере Тениз-Коржункульская, на юге Улентино-Чидертинская (Акджарское и Борулинское месторождения углей). Ерементауское антиклинальное поднятие, имея своим продолжением на севере горы Куянды, Тасты-чоко и гранитный массив Кой-тас, на юге палеозой гор Джаксы-нияз, Каргалы и Джаман-нияз (водораздел рек Чидерты и Ишима), входит в систему северной складчатой зоны (Н. С. Шатский, 1938), располагаясь в месте изменения ее северо-западных простираний на меридиональные.

В понижении между Ерементауским поднятием и нижним палеозоем правого берега р. Уленты, на размытом основании этих пород, располагается дислоцированный комплекс верхнего палеозоя, характер структур которого, главным образом, зависит от глубины залегания фундамента и его подвижности. Повышенное залегание фундамента обычно сопровождается уменьшением мощности покрывающих осадков. Слагаемые ими структуры отличаются плоской неправильной формой с простиранием, повторяющим направление складок фундамента, т. е. каледонских дислокаций, или же это мелкие, неправильные, прослеживающиеся на коротком расстоянии структуры с крутыми углами наклона крыльев и с простиранием, согласующимся с формой оконтуриваемого ими массива древних пород. Примером первых складчатых форм служат выходы эффузивной толщи D_1 на севере, примером вторых — складки красноцветных песчаников юго-западной половины района.

Иначе построены области более глубокого залегания фундамента, с отдельными участками прогибания, о наличии каковых можно судить по возрастанию мощностей и более интенсивной дислоцированности залегающих в них отложений. Примером таких структур служат: Айгырджальская синклиналь и складки к юго- и северо-востоку от оз. Тумен, а также сложная депрессия, расположенная к югу от гор Тиес и Семизбугу. Это четкие, полно сформированные структуры.

Связано ли образование таких мобильных участков с наличием разрывов в фундаменте, отображающихся в вышезалегающих слоях лишь резкой сменой углов наклона на крыльях, как это мыслит В. Ф. Беспалов для Джезказганского района (1936), сказать трудно, но бесспорно, что меридиональные, или слегка отклоняющиеся к северо-востоку простирания герцинских структур суть повторение направления каледонских нарушений как в погруженных, так и приподнятых частях фундамента. Последние безусловно служили упорами при смятии более молодых осадков, что и вызвало непостоянство простираний и структур.

Эти структуры по терминологии Н. С. Шатского (1938), принадлежат к типу «унаследованных мульд», которые «по структуре и в стратиграфическом отношении тесно связаны со структурами среднего и нижнего девона и в ряде случаев готландия, т. е. они представляют лишь каменноугольную стадию длительного процесса палеозойского развития данной структуры».

Генетически иные формы представляют собой Тениз-Коржункульская и Улентино-Чидертинская мульды, морфологически несколько сходные с описанными выше структурами. Это «наложенные мульды» (Н. С. Шатский), т. е. мульды «молодых пород, расположенных с большим стратиграфическим перебором на сильно дислоцированных древних отложениях».

Простирание пород в таких мульдах может резко отличаться от общего простирания дислокаций прилежащей площади.

Из изложенного следует, что намечавшееся Н. Г. Кассиным (1934) наличие пересекающейся каледонской меридиональной складчатости и северо-западной варисцийской для описываемого района не подтвер-

ждается. Простираание пород древнего палеозоя в основном меридиональное, в районе гор Тиес и Семиз-бугу — северо-восточное. Простираание же герцинских структур, как уже сказано, находится в тесной связи с простираанием каледонской складчатости и глубиной залегания древнепалеозойского основания, а отнюдь не имеет какого-либо самостоятельного простираания, характерного для всей системы складок этого возраста.

На ряду со сложными формами пликативных дислокаций, широко развиты дизъюнктивные нарушения, образующие определенные системы, объединяющие эти нарушения не только по морфологическим и генетическим признакам, но и по предполагаемому времени их возникновения и формирования.

К первой системе относятся меридиональные продольные надвиги пород нижнего палеозоя, образовавшиеся от растяжения или скалывания подвернутых крыльев опрокинутых складок. Время начала возникновения этих нарушений трудно определяемо, но формирование их было весьма длительным и захватило верхний палеозой. Доказательством участия пород последнего в этих нарушениях служит наблюдающееся в хребте Джель-тау надвигание кембрия на известняки девона и нижнего карбона.

Во вторую систему входят нарушения, которые могут быть названы поперечными сбросами. Последние, протягиваясь в широтном направлении через весь район и располагаясь либо среди пород верхнего палеозоя, либо по контакту его с нижним палеозоем, состоят из серии мелких, находящихся в сложных соотношениях сбросовых нарушений. К ним принадлежат:

а) Сброс по южной окраине гор Кара-джал и Ак-джал (см. карту, фиг. 3); это нарушение прослеживается в районе зимовья Ишке-адыр, Кызыл-сор, по южному окончанию горы Семиз-бугу, где северо-восточное окончание складок верхнего девона и нижнего карбона уходит под породы нижнего силура и кембрия и к югу от горы Тиес, где красноцветные песчаники падают под породы древнего палеозоя. Повидимому, сюда же следует протягивать сброс северной части сопот Найза-тас.

б) К той же системе поперечных сбросов относится разлом по северному краю Улентино-Чидертинской мульды.

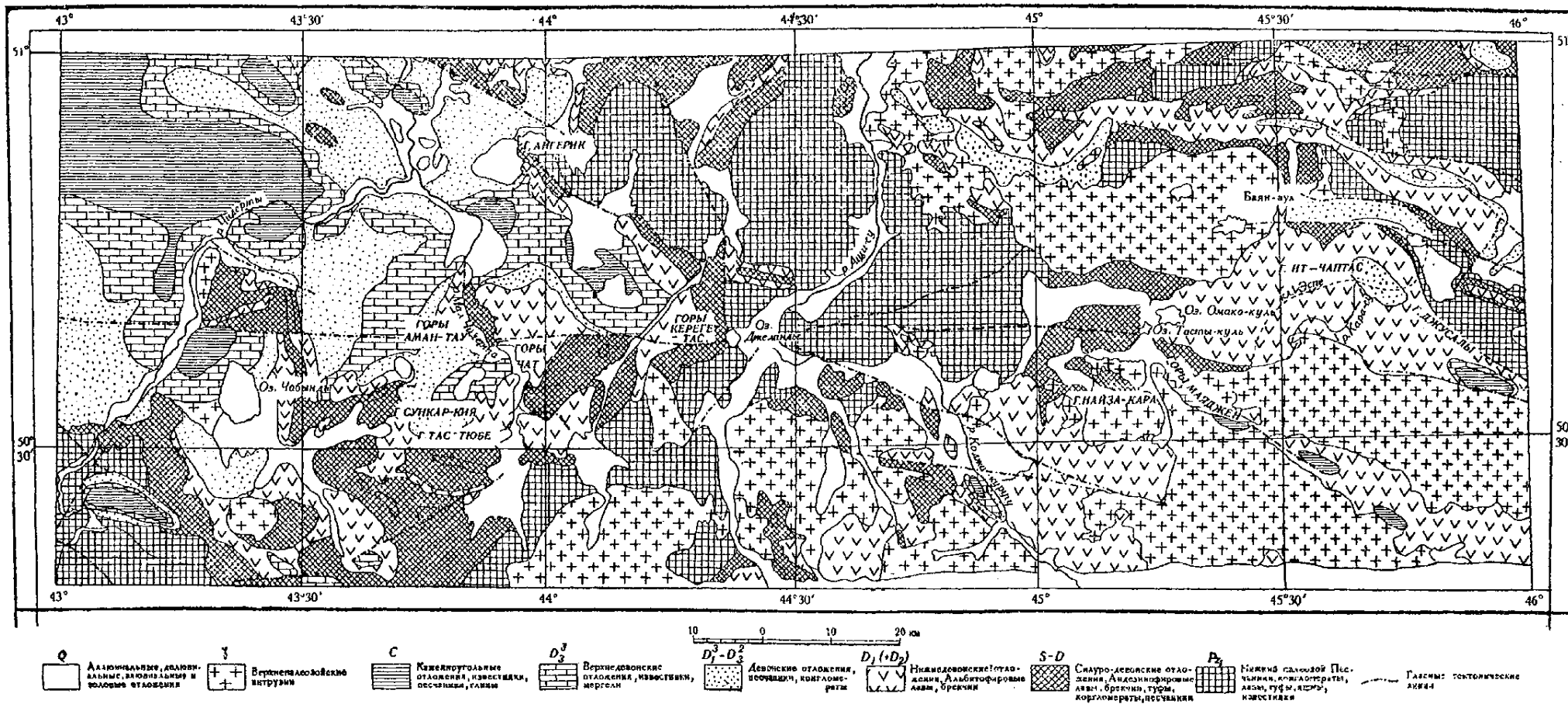
в) Сброс в юго-восточной части Тениз-Коржункульской мульды. Продолжением его на восток служит серия сбросовых и мелких надвиговых нарушений, протягивающихся от зимовья Кулебед к озерам Кара-сор и Тумен.

г) Нарушение по северо-западному краю Айгыр-джальской синклинали вероятно надлежит увязывать с надвиганием на девон пород древнего палеозоя между зимовьями Сепильды и Джуван-тюбе.

Начало возникновения второй системы нарушений видимо более позднее чем первой, о чем свидетельствует район южной окраины горы Кара-джал, где ясно видно, как система сбросов пересекает надвиговые нарушения толщи нижнего палеозоя. Возникновение первой системы надвигов, возможно, было вызвано постепенным нарастанием степени смятия пород как естественное дальнейшее развитие изоклинальной складчатости. Возникновение же второй системы сбросов есть, видимо, результат стремления масс к восстановлению нарушенного равновесия в момент ослабления, после несколько повышенного орогенического напряжения, вызвавшего более усиленное образование надвигов предыдущей системы.

Дальнейшее формирование этой сбросовой системы могло идти параллельно с первой и закончиться одновременно, так как в этих нарушениях также участвуют породы нижнего карбона (гора Семиз-бугу).

Таким образом, все существующие в районе пликативные и дизъюнктивные нарушения являются проявлением единого, общего геотекто-



Фиг. 4. Схематизированная геологическая карта Баянаульского и Верхне-Чидертинского районов. Сделана по карте, составленной Н. Г. Кассиным по исследованиям А. Г. Залазинского, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева,

нического процесса формирования структуры данного участка земной коры. Формы проявления последнего в каждый последующий отрезок времени предопределяются формой предыдущего этапа.

VIII. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ РАЙОНА

Анализ петрографического состава пород, стратиграфических соотношений и тектонического строения позволяет следующим образом обрисовать геологическую историю района.

Кембро-силурийское время характеризуется образованием мощнейшей толщи известняков, позднее в значительной части испытавших окварцевание. Отсутствие грубокластического материала при мелководном характере известняков (оолитовые разности) свидетельствует об удаленности суши или сглаженности ее рельефа. Большие мощности осадков говорят о геосинклинальном характере бассейна.

Позднее спокойное отложение известняков нарушается вулканической деятельностью с излиянием лав базальтового и андезино-базальтового состава, сопровождаемых пирокластическим материалом. В то время как в одних участках эти процессы были незначительны, в других они обуславливали накопление мощнейших толщ авгитовых, авгито-оливиновых и плагиоклазовых порфиритов и их туфов.

Продолжение вулканической деятельности в нижнем силуре привело к образованию мощнейших толщ кремнистых осадков — яшм, позднее частично превращенных в яшмо-кварциты.

Отложение яшм время от времени прерывалось излиянием кислых эффузивов, постепенно их вытесняющих. Накопление альбитофиров и кварцевых порфиров сопровождается образованием пирокластического материала, который в верхних частях толщи, на ряду с яшмами, вновь начинает преобладать над эффузивными породами.

Тончайший, часто, повидимому, пепловый материал обуславливает появление тонкослоистых осадков, переслаивающихся с глинисто-кремнистыми породами, содержащими большое количество остатков радиолярий и спиккуль губок.

Трансгрессивное налегание яшмо-кварцитовый толщи нижнего силура на породы кембро-силура свидетельствует об орогенических движениях, возможно незначительного размаха, но с явно выраженным различием их направленности для отдельных частей геосинклинали.

Область современного Ерементау испытывала положительные движения, тогда как в более восточных участках происходило медленное погружение. Подтверждением последнего может служить наличие здесь выходов наиболее высоких горизонтов яшмо-кварцитовый толщи и более полный ее разрез. Постепенно интенсивность движений возрастает (отсутствие верхних горизонтов в центральных частях Ерементауской структуры и появление глинистого и песчаного материала в ее верхах) и на границе нижнего и верхнего силура происходят мощные орогенические движения, сопровождаемые интрузиями вначале кислой, а затем основной магмы.

Эти движения прекратили существование геосинклинальной области в том ее виде, в каком она существовала до сих пор. Состав пород верхнего силура указывает на глубокий размыв, последовавший за этими движениями. Эти породы отлагались в мелководном бассейне с большим количеством островов, причем размыванию подвергались как породы яшмо-кварцитовый толщи нижнего силура, почти нацело уничтоженной в северной части района, так и образования кембро-силура.

Присутствие эффузивных и пирокластических пород среди подстилающих толщ обуславливает богатство туфогенного материала и в осадках верхнего силура. Сложная дислоцированность верхнего силура, отсутствие в его синклиналях верхнего палеозоя говорит о том, что эти

движения, временно ослабевшие в момент образования песчано-конгломератовой толщи S_2 , позднее возникли с новой силой. Во время этих движений были заложены основные элементы наиболее крупных, существующих ныне структур. Под влиянием неоднократных орогенических процессов происходит переход нормальной складчатости в изоклинальную, которая на дальнейшие напряжения сжатия реагирует уже образованием разрывов с надвиганием одних частей структур на другие. Таким образом, дислоцированность пород нижнего палеозоя есть результат неоднократных периодов складкообразования, растянувшихся на весьма длительный срок.

Страна на значительный отрезок времени оказывается выведенной из-под уровня моря и является ареной иных геологических процессов. Во время этих движений на склонах наиболее крупных поднятий возникают разрывы, по которым, повидимому, и получают доступ на поверхность новые массы магматических пород, дающих колоссальные покровы эффузивов нижнего девона. Излияние этих лав местами, в областях погружения, удаленных от эруптивных центров, сопровождалось накоплением пирокластического материала. Те же эффузивы подвергались размыванию временными потоками с накоплением конгломератов, иногда сцементированных эффузивным цементом. К моменту образования вышележащей толщи, отделенной от этих порфиритов несогласием, эффузивный комплекс испытал некоторое смятие, относимое Н. Г. Кассиным к каледонским дислокациям.

После этих движений следует отложение пород майкульской толщи. Анализ фаций показал, что излиянию кислых эффузивов этого времени в приподнятых местах бассейна, соответствовало накопление пирокластического и обломочного материала в пониженных его частях. Формирование структур происходило параллельно с образованием слагающих их пород. Те же процессы, но в ослабленной форме, наблюдаются и во время накопления красноцветных песчаников верхнего девона. Об этом говорит отсутствие резкой границы между этими толщами, наличие постепенных переходов в синклинальных местах и резкие угловые несогласия в приподнятых участках, в частности по окраине приподнятых нижнепалеозойских пород. Этим и предыдущим движениям страна обязана общим своим подъемом из-под морского уровня и восстановлением континентальных условий, выразившихся в образовании широко распространенных толщ красноцветных песчаников. Их состав, мощность и характер залегания находятся в явной зависимости от подстилающих пород. Накопление их происходило частично на континенте при участии временных потоков, частично в мелководных, меняющих свои очертания, бассейнах с архипелагом островов. Вблизи последних шло образование конгломератов.

Существенную роль играли и вулканические процессы, что видно из количества вулканического материала, принимающего участие в строении толщи. Особенно были распространены эти процессы в районе современных гор Кереге-тас, Айгыр-джал и Мурза-чеку, где мощности осадков достигают 2.5—3 км. Здесь, на ряду с толщами аркозовых и полимиктовых песчаников, приобретают большое значение туфо-песчаники, туфы, а местами и аггломераты.

Таким образом, в конце среднего и начале верхнего девона район не находится в состоянии покоя. Еще продолжается вулканическая деятельность и наблюдаются воздымания и прогибания отдельных участков, являющихся зонами денудации и накопления.

Позднее континентальные условия сменяются морскими, с отложением известняков верхнего девона и нижнего карбона. В конце турнейского века, но не везде в одно время, происходит новый подъем страны. Море распадается на ряд замкнутых бассейнов. К этому времени относится, повидимому, образование плоского поднятия, разделяющего

Тениз-Коржункульскую и Айгырджальскую мульды. Области прогибания, наметившиеся в момент отложения красноцветных песчаников, позднее образуют узкие сжатые брахискладки с круто поставленными крыльями (Айгыр-джал, Кызыл-сорская мульда). В результате всех этих движений в области развития верхнего палеозоя возникают структуры, существенно отличающиеся от структур нижнего палеозоя. Сказывается наличие жесткого фундамента, залегающего не глубоко от поверхности и обуславливающего возникновение небольших, типа брахискладок, структур.

В силу плохой обнаженности выяснить контакт между известняковой и угленосной толщами не удастся, но целый ряд наблюдений позволяет предполагать здесь угловое несогласие. Доказательством служит значительно более пологая складчатость угленосной толщи, по сравнению с известняковой и различная судьба впадин, умирание одних (Айгыр-джал) и дальнейшее прогибание других (Тениз-Коржункульская мульда).

Мощные конгломераты и грубообломочный характер нижнепермских отложений свидетельствуют о новых орогенических движениях, произошедших к этому времени (варисийская эра). Последние сопровождались внедрением кислой магмы. Доказательством служит присутствие в конгломератах большого количества гальки гранитов и гранодиоритов и пластовые залежи гранит-порфиров в породах пермокарбона.

В области развития пород кембро-силура и силура эти движения выразились в образовании взбросов и надвигов, в частности, повидимому, с этим моментом надлежит связывать надвигание древнего палеозоя на девонские и каменноугольные отложения.

Последние движения вновь приподняли всю страну, и более молодых осадков в описываемом районе не встречается. Дальнейшая его история может быть выяснена уже исключительно на основании изучения современного рельефа.

IX. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В исследованном районе находятся месторождения меди, золота, платины, гематита и угля. Все они, за исключением платины, известны в литературе. Поэтому мы касаемся их лишь постольку, поскольку они затронуты нашими исследованиями.

1. Медные месторождения

Мощное оруденение обнаружено в нескольких пунктах. Наиболее широко оно проявляется к северу от сопки Кереге-тас, т. е. в окрестностях оз. Кара-сор. Здесь еще прежними горнопромышленниками было разведано, небольшими шурфообразными выработками, до полутора десятков пунктов, где в той или иной степени проявлено оруденение. Вторым участком, где обнаружены признаки медного оруденения, являются безымянные сопки, расположенные на правом берегу Уленты, к юго-западу от гор Семиз-бугу. Наконец, третьей точкой проявления медных минералов служит западный склон сопки Ак-джал, расположенный к западу от зимовок Ишке-адыр.

Месторождения района оз. Кара-сор и правобережья Уленты обязаны своим возникновением одним и тем же процессам и находятся в сходной геологической обстановке. Следы оруденения в сопках Ак-джал иного генезиса и о них будет сказано особо.

Месторождение оз. Кара-сор и правобережья р. Уленты.

Медное оруденение приурочено к порфиридам и их туфам нижнего девона. Здесь наблюдается два типа рудных минералов, отвечающих различным процессам минералообразования. К первому принадлежат

месторождения самородной меди, приуроченные к авгит-гиперстеновым и эпироговообманковым порфирирам.

Самородная медь встречается в небольших выделениях (2—3 мм в поперечнике) в миндалинах авгит-гиперстеновых порфиритов совместно с кальцитом и пренитом. Рудный минерал распределен в породе довольно равномерно, однако площадь оруденения не велика, не превышает немногих сотен квадратных метров.

Второй тип оруденения представлен вкрапленными медными рудами, преимущественно сульфидами. Первичным минералом является халькопирит, сменяющийся халькозином (в зоне цементации) и окислами с карбонатами (в зоне окисления). Месторождения этого типа приурочены к полосам дробления и рассланцевания порфириновой свиты нижнего девона, а так же, что реже, к толще красноцветных песчаников. Трещиноватость пород обычно более интенсивна в широтном направлении, благодаря чему возникали довольно значительные участки оруденения, прослеживающиеся по простиранию на 30—40 м. Площадь выходов сравнительно невелика, вследствие незначительной мощности оруденелых полос. Г. И. Водорезов, исследовавший Кара-сорскую группу месторождений, приходит к заключению, что они обязаны своим возникновением мелким интрузиям гранит-порфиров герцинского возраста, которые он считает источником меди. Однако следует подчеркнуть то обстоятельство, что сами вмещающие породы являются меденосными, на что указывают выделения в них самородной меди, приуроченной к мандельштейновым разностям. Таким образом, возможным источником меди являлись сами порфириды нижнего девона, из которых воздействием гидротерм герцинских интрузий этот элемент был выщелочен и переотложен в виде сульфидов в зонах дробления.

Совершенно иной тип месторождения меди находится в сопках Акджал. Здесь халькопирит встречается вкрапленным в габброидную породу, концентрируясь в нижней части рудного тела. К сожалению, малая площадь выходов, а повидимому и самого интрузивного тела, лишает практического значения и этот весьма перспективный тип оруденения.

2. Месторождение россыпного золота¹

Коржункульское месторождение золота занимает площадь около 40 км², располагаясь между озерами Коржун-куль и Телес-куль. Выделяются два участка, наиболее богатых россыпным золотом. Первый участок находится в районе Золотого Лога, откуда он тянется узкой полосой до оз. Телес-куль; второй располагается к югу от оз. Коржун-куль. Оба участка почти точно совпадают с площадями выходов на дневную поверхность каледонских плагиогранит-порфиров.

Проведенная на этих площадях трестом «Каззолото» разведка промышленных запасов золота не выявила. В настоящее время россыпи разрабатываются бригадами старателей под наблюдением рудоуправления треста.

Систематическое изучение шлихов, полученных от старателей, а также дополнительная расшурфовка в местах, представляющих интерес для выяснения условий залегания золотоносных россыпей, дали возможность собрать весьма обширный материал, позволивший уточнить генезис месторождения. При шлиховом опробовании логов выяснилось, что наиболее богаты золотом средние их части, в то время как устья и седловины их с целой системой впадающих мелких овражков бедны золотом, а часто последнее и совсем отсутствует. На ряду с этим, крупные овраги, как, например, Золотой Лог и другие, впадающие непосредственно в долину оз. Коржун-куль, золотоносны почти на всем

¹ Месторождение изучалось И. Ф. Трусовой.

протяжении, и только в их устьях содержание золота резко понижается. Золото, встреченное в россыпях, крупное, достигает в диаметре до 1—2 мм. Иногда попадаются очень крупные самородки. Так, в 1936 г. был обнаружен самородок золота весом в 36 грамм. Они обычно неокатаны, обладают коррозионными контурами весьма причудливой формы.

Четкая приуроченность золотоносных участков к местам распространения плагиигранит-порфиров и наличие золота в последних (химические анализы показали в плагиигранитах следы золота позволяет с полной достоверностью утверждать, что россыпное золото здесь связано с элювием плагиигранитов и что россыпи их образовались *in situ*. Встречающееся в россыпях золото настолько крупное и настолько лишено окатанности, что ни о каком механическом обогащении россыпей говорить не приходится. По мнению И. Ф. Трусовой обогащение россыпей шло химическим путем, о чем свидетельствуют коррозионные контуры, наблюдаемые у самородков (Трусова, 1936).

3. Платина

При исследовании И. Ф. Трусовой золотоносных шлихов Коржункульского месторождения были обнаружены самородки платины. До сих пор платина известна не была, хотя старателям неоднократно попадались самородки серебристо-серого металла. И. Ф. Трусовой удалось достать от старателей самородки платины до 200 мг весом.

В изученном районе платина связана с породами основного массива каледонского возраста. Анализы показали, что габбро этого массива содержит незначительное количество платины. Такое содержание не является промышленным, но весьма интересно в минералогическом отношении для геохимической характеристики основных пород Центрального Казахстана.

В литературе имеются указания на присутствие платины среди основных пород других районов Центрального Казахстана, в частности в работах П. Л. Драверта и П. Высоцкого (1896). Следовательно, платина, повидимому, достаточно широко распространена на территории Казахстана, и среди группы элементов, приуроченных к основным магмам, этому минералу следует отвести определенное место.

4. Месторождение гематита

Месторождение гематита было обнаружено в горах Тиес, расположенных на правом берегу р. Уленты. Гематит залегает маломощной (15—20 см) четкообразной жилой среди кварцитов кембрия. В залбандах жилы породы подверглись оруденению, проявившемуся в многочисленных вкрапленниках гематита в кварцитах. По выходам жилы на дневную поверхность можно предположить, что она имеет не менее 250 м длины. Простираение жилы СВ 75° при общем падении пород на север, под углом в 70—80°. Руда представляет крупнокристаллический гематит, вкрапленный в темные кварциты. Выходам этой жилы на поверхность сопутствуют образования железной шляпы. Последние обычно представляют собой пористые окремненные породы, образовавшиеся за счет выщелачивания известняков и сопровождающиеся многочисленными натеками и налетами бурого железняка и лимонита. Жильный характер этого месторождения и широко окварцованные прилежащие породы позволяют предположить, что это железное месторождение гидротермального генезиса. Мы позволяем себе не согласиться с Н. Г. Кассиным (Водорезов, Кассин и Медоев 1933), который Тиесское месторождение относит к сегрегационным, связывая их с основными интрузиями.

Отсутствие в зоне окисления каких-либо вторичных минералов сульфидных руд, повидимому, указывает на отсутствие этих руд в более глубоких зонах.

5. Уголь

К северу от изученного района располагается Тениз-Коржункульский угленосный бассейн. Южное окончание этого бассейна входит в пределы исследованной площади, занимая Кызыл-сорскую мульду. По данным А. И. Егорова (1937) в пределах Сарыадырского участка этого бассейна угленосная толща представлена двумя свитами (нижняя верхнетурнейского возраста и верхняя — визейского). К нижней свите приурочен один пласт угля — 2 м мощности; к верхней пять, суммарной мощностью в 25 м (чистый уголь — 20.7 м). В Кызыл-сорской мульде разведочная канава и буровые скважины показали примерно то же строение угленосной толщи с суммарной мощностью пластов в 32.6—33.1 м. Мощность и качество этих угольных пластов по простиранию меняются. Почвой угля служат сланцы и глины.

Качественная сторона угля видна из приводимого ниже химического анализа наиболее мощного пласта.

Химический состав (в %)

Влага	1.58— 3.5
Зола	21.31—26.62
Летучие	25.40—32.70
Сера	0.51— 1.10
Углерод	82.45
Азот	1.39
Водород	5.32
Кислород	9.95

Запасы угля для Кызыл-сорского участка еще не выяснены.

6. Поделочный камень

Широкое развитие в районе яшм обусловливает наличие красивого поделочного камня, особенно в пределах распространения нижней части яшмо-кварцитовой толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Балушев А. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые Селеты-Денгизского района. Тр. Казах. геол.-разв. тр., 1937.
- Берг Л. С. Высыхает ли Средняя Азия. Изв. Рус. геогр. общ. 1902, 11, 507—522.
- Берг Л. С. и Игнатович П. Соленые озера Селеты—Денгиз, Теке и Кызыл-кок Омского уезда. Физико-географический очерк. Зап. Сиб. отд. Рус. геогр. общ., 1901, 28.
- Берг Л. С. и Игнатович П. О колебании уровня озер Средней Азии и Западной Сибири. Изв. Рус. геогр. общ. 1903, 36, 111—125.
- Беспалов В. Ф. Варийская структура Джезказган-Атбасарского района. Пробл. сов. геол., 1936, 6, № 11.
- Богданов А. А. 1. Новые данные о тектонике южной окраины Карагандинского бассейна. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1938, № 1.
- Богданов А. А. 2. Новые данные по тектонике южной и западной окраины Карагандинского бассейна. 1938, рукопись.
- Богданов А. А., Трусова И. Ф. и Кузнецов Н. П. Геологическое строение западной и южной окраины Карагандинского бассейна. Отчет ЦККЭ, 1937, рукопись.
- Быков Г. Е. Формы рельефа Атбасарского района. Изв. Геогр. общ. 1932, 64, вып. 1.
- Водорезов, Г. И. Описание Акмолинского и Еременьтавского градусо-листов: общей геологической карты Казахстана. Мат. по геол. полезн. ископ. Казахстана, 1938, вып. 3.

- Водорезов, Г. И., Кассин Н. Г. и Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чидертинского и Улентинского листов. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1933, вып. 318.
- Высоцкий П. 1. Очерк физико-географических изменений Западной Сибири третичной и послетретичной эпохи. Зап. Мин. общ. 1896, 34, вып. 2, 32—36.
- Высоцкий П. 2. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., 1896, вып. 5.
- Годован С. А. Вторичные кварциты Карагандинского района Казахской АССР. Связанные с ними неметаллические полезные ископаемые Северо-восточного Казахстана. Фонд Инст. мин. сырья, 1935, рукопись.
- Григорьев А. А. и Личков Б. Л. Основные проблемы геоморфологии Казахстана. Казахстан. Вопросы экономического развития во 2-й пятилетке. Л., изд. Акад. Наук, 1932.
- Егоров А. И. Краткий предварительный отчет по летним полевым работам 1932 г. Сары-Адырской партии. Фонд Инст. мин. сырья, 1932, рукопись.
- Егоров А. И. Отчет о геолого-разведочных работах на Сары-Адырском каменно-угольном месторождении за 1931—1932 гг. Фонд Инст. мин. сырья, 1934, рукопись.
- Егоров А. И. Тениз-Коржункульский угленосный бассейн. Фонд Инст. мин. сырья, 1935, рукопись.
- Егоров А. И. 1. Сборник материалов геологии полезных ископаемых Казахстана, № 1. Гл. геол. упр. Казах. геол. трест, 1936.
- Егоров А. И. 2. Предварительный отчет Тениз-Коржункульской геолого-разведочной и Тениз-Коржункульской съемочной партии по работам 1936 г. Фонд Инст. мин. сырья, 1936, рукопись.
- Егоров А. И. Еремантауский угленосный район. Сб. Ископаемые угли Казахстана, т. I, вып. 2. 1937.
- Кассин Н. Г. 1. Краткий геологический очерк Северо-восточного Казахстана. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1931, вып. 165.
- Кассин Н. Г. 2. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Баян-Аульского и Верхне-Чидертинского листов. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1931, вып. 110.
- Кассин Н. Г. 3. Проявление вулканизма в северном Казахстане. Из. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1931, вып. 83.
- Кассин Н. Г. Очерк гидрогеологии северо-восточной части Казахстана и прилежащих к нему частей Сибирского края. Подземные воды СССР, вып. 10. Изд. Геол. ком.
- Кассин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в юго-восточной части Иргизского уезда в 1931 г. Под ред. В. Половникова. Отд. зем. улучш. гидрогеол. иссл. в степных областях, 1932.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, № 6.
- Кассин Н. Г. 1. К характеристике четвертичных отложений Казахстана. Пробл. сов. геол., 1936, № 2.
- Кассин Н. Г. 2. О древних долинах в Центральном Казахстане. Пробл. сов. геол., 1936, № 1.
- Кассин Н. Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана. Пробл. сов. геол., 1937, № 8.
- Кассин Н. Г. Докембрий Казахстана. Сов. геол., 1938, 8, № 11.
- Козырев А. Геологическое описание южной части Акмолинской области. СПб. Гл. упр. землеустр. и землед. отд. зем. улучш. 1911.
- Козырев А. Краткий геологический очерк Казахстана. Изд. Акад. Наук, 1927.
- Колотухина С. Е. Предварительный отчет Успенского отряда ЦККЭ. 1938, рукопись.
- Колотухина С. Е. и Штрейс Н. А. Геологическое строение Кайрактинской мульды Успенского района Центрального Казахстана. Отчет о работе южной стратиграфической партии, 1936 г. Среднее пересечение ЦККЭ. Геол. инст. Акад. Наук, 1936, рукопись.
- Колотухина С. Е. и Штрейс Н. А. Геологическое строение района гор Ортау и Космурун. Отчет ЦККЭ, 1938 г. Фонд геол. наук Акад. Наук, 1938, рукопись.
- Коптев-Дворников В. С., Мирлин Г. А., Кочуров В. Б., Марков Н. Г. и Полковой О. С. Отчет о работах отряда Центральной Казахстанской экспедиции за 1936—1937 гг. Инст. геол. наук Акад. Наук, рукопись.
- Краснопольский А. Геологические исследования в Акмолинской и Семипалатинских областях. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д. 1900, вып. 21.
- Крестовников В. Н. и Раузер-Черноусова Д. М. О фораминиферах из переходных от девона к карбону слоев (зона Etroeungt) Казахстана. Южного Урала и Самарской Луки. Доклады Акад. Наук, 1938, 20, № 7—8.
- Кузнецов Е. А., Литвинович Н. В. и Афанасьев Л. М. Геологическое исследование в области среднего течения Ишима в районе Джар-Каин-Агач. 1936—1937, рукопись.
- Мейстер А. К. Геологические исследования в Киргизской степи. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., 1899, вып. 15.

- Мейстер А. К. Хребет Чингиз—река Чаган. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 223.
- Меркулов П. Л. К геологии Северо-восточного Казахстана. Пробл. сов. геол., 1938, № 3.
- Неуструев С. С. К вопросу об изучении послетретичных отложений Сибири. Почвоведение, 1925, № 3.
- Орлов Ю. А. Некоторые данные о третичных и послетретичных отложениях северной окраины Киргизской горной страны. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, вып. 10.
- Падалка Г. Л. Геологические и петрографические исследования в Верхне-Токраунском районе Казахской АССР. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 245.
- Русаков М. П. Гидрогеологический очерк юго-восточной части Казахской степи. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 139.
- Сергиев Н. Г. О некоторых закономерностях развития вулканических явлений в Центральном Казахстане. 1938, рукопись.
- Симорин А. М. Краткий стратиграфический очерк Карагандиского бассейна. Мат. Карагандинск. геол.-разв. бюро, 1936, вып. 2.
- Старостина З. М. О стратиграфии среднего палеозоя верхнего течения р. Уленты. 1938, рукопись.
- Старостина З. М. и Красильников Б. Н. О стратиграфии нижнего палеозоя левобережья р. Уленты и Северной окраины г. Ерементау (Северо-восточный Казахстан). Изв. Акад. Наук, 1939.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. Акад. Наук, 1938, № 5—6.
- Шлыгин Е. Д. Среднепалеозойские отложения Кокчетавского района и их полезные ископаемые. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1931, 50, вып. 17.
- Шлыгин Е. Д. 1. Надвиги в Кокчетавском районе. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1932, № 8.
- 2. Геологическое строение восточной части Северного Казахстана (Район к западу от озера Селеты-Денгиз). Изв. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 67.
- Киммерийская складчатость в Северном Казахстане. Пробл. сов. геол., 1933, № 6.
- Тектоническое строение северной части Северо-восточного Казахстана. Пробл. сов. геол., 1935, № 2.
- Кора выветривания Северо-восточного Казахстана. Пробл. сов. геол., 1936, № 10.
- Яговкин И. С. Геологическое наблюдение 1923 г. по р. Ишиму и в Кокчетавском районе Акмолинской области. Мат. по общ. и прикл. геол., 1929, вып. 94.
- Чупатов. Предварительный отчет 2-й Улентинской гидрогеологической партии за летний сезон 1932 г. Фонд Инст. мин. сырья, 1932, рукопись.

Z. M. STAROSTINA, B. N. KRASSILNIKOV, N. G. SERGAYEEV, J. F. TROUSOVA

GEOLOGIC STRUCTURE OF THE NORTH-EASTERN EXTREMITY OF EREMENTAU MOUNTAINS AND OF THE CONTIGUOUS PART OF THE ULENTA RIVER VALLEY

Summary

In the present paper the results of the geologic investigation of the north-eastern extremity of Erementau Mountains and of the contiguous part of the Ulenta River valley are described; also, problems of the early Paleozoic stratigraphy, as well as the facial variability of the Devonian and tectonics of the region, are discussed.

I. Stratigraphy

The early Paleozoic rocks build up the extremity of Erementau Mountains and occur in the shape of several large "islands" east of the mountains, amidst the field of occurrence of the late Paleozoic.

(I) The series of strongly disturbed amphibole schists should be regarded as the oldest rocks in the region, the age and genesis of which have not been clearly ascertained.

(II) Above these the limestone-quartzitic Cambro-Silurian strata occur with intercalations of jasper and effusive rocks at the top of the series. In the basal portion quartzites predominate, while in the mid-portion limestones, and at the top effusives do. The total thickness of the series is 2000 to 2100 m.

(III) The limestone-quartzitic strata are transgressively and unconformably overlain by the jasper-quartzitic series divided into three members, viz., (a) basal, the jasper-quartzitic series proper; (b) the middle, jasper-effusive, series; and (c) the upper, effusive-tuffaceous member. The series is 2100 to 2200 m, thick.

(IV) Upon the disturbed and eroded surface of the described strata the following complex rests unconformably: dark green, sometimes grey sandstones, tuffaceous sandstones, conglomerates, and tuffaceous conglomerates containing the upper Silurian fauna, *Orthis rustica* Sow. and *Atrypa marginalis* Dalm. This sandstone-conglomerate series is about 700 m thick.

A comparison of the section studied with fossiliferous sections of Kendykt Lake (N. A. Shtreis), and with those of the region west of Erementau Mt. (G. J. Vodorezov), and of the Chinghiz ridge (Meister, N. G. Markova) permits to assume that the limestone-quartzitic series is Cambro-Silurian, and jasper-quartzitic Lower Silurian in age.

The age of granitic blocks encountered in the region lends itself to a fairly accurate determination, since these rocks break through the jasper-quartzitic series, and at the same time they occur in Upper Silurian pebbles.

Moreover, in the region vein rocks are widely distributed, viz., augite and hornblende porphyrites and diorite porphyrites, the latter in the lesser amount. Vein rocks of the described composition are abundant in upper Silurian pebbles.

(V) The disturbed eroded surface of various series of the Lower Paleozoic is overlain by the effusive rocks series, augitehyperstene, plagioclase and epeirohornblende porphyrites referred by the previous investigators to the "Siluro-Devonian".

(VI) Upon the disturbed surface of these effusives a rock complex rests termed conventionally the Maikul series. Near Maikul Lake this series is represented by a series of siliceous rocks, sandstones and limestones.

In the Keregetas ridge amidst these rocks intercalations of acid lava make their appearance. Southwards, at the winter station Ishke-Cedyr, in the basal portion of the series effusive rocks (allitophyres) are predominant, replaced upwards by the sandstone series. Still farther south the clastic material of the Maikul series disappears entirely, and in Ush-tagai Mts. a quartz porphyry series has been recorded, up to 150 m thick.

(VII) Higher up a thick series of variegated sandstones and fine pebble conglomerates overlies transgressively rocks of different age, the series also being highly variable in composition.

(VIII) These rocks are overlapped by a series of fossiliferous limestones of the Devonian-Carboniferous, replaced by deposits of the coal bearing series and Permo-Carboniferous.

The Maikul series may be correlated in its stratigraphic position with the albite-porphyry series. Locally it exhibits a variability of composition, due to the mode of occurrence.

Where the Maikul series exposures are confined to the extremities of the early Paleozoic massif, or to exposures of effusive rocks of the preceding cycle, a distinct unconformity occurs with the red-coloured series overlying the rocks; here the effusive and pyroclastic material is predominant. On the contrary, in sections distant from early Paleozoic rocks no well-pronounced unconformities occur and the composition changes at the expense of enrichment with the clastic material.

This, at the time of deposition of these series in the uplifted portions clastic sediments were accumulating with effusive and pyroclastic material predominating; in the lower portions accumulation of their clastic sedimentary equivalents was progressing.

The inference from the above statements is that the formation of structures built up by the late Paleozoic effusives was taking place concurrently with the effusion of these lavas.

2. Tectonics

The general character of the tectonics is determined by the occurrence of a number of great tectonic units, i. e., a geoanticlinal uplift of the early Paleozoic in the west, Erementau Mountain, a second uplift of the same rocks in the east, and a region of depression of old rocks in the interarea filled with deposits of the Middle and late Paleozoic.

The rock complex of the Lower Paleozoic is strongly disturbed, and crumpled into a number of large isoclinal folds reversed in the eastern direction. The anticlinal folds are built up by calcareous quartzitic series of the Cambro-Silurian, while the adjoining synclines are filled with the rocks of the lower and upper Silurian.

The trend of this structure in the northern portion of the region is meredional, and in the southern portion, in particular in Semizbugu and Ties Mountains, it is north-eastern. In the latter case the character of structures is somewhat different, the isoclinal structure being not observed here.

Throughout the field of development of the early Paleozoic, overthrusts are widely developed. The series of these mainly parallel overthrusts, occurring commonly along the strike, form an imbricate structure, the planes of shifting being westernly inclined. The unconformable occurrence of the Cambro-Silurian upon the underlying amphibole schists, the movements prior to deposition of the Lower Silurian and distinctly unconformable occurrence of Lower Silurian rocks affected by dislocations, affords evidence of the fact that the disturbance of rocks of the lower Paleozoic is an outcome of several periods of fold-forming. Under the influence of these repeated orogenic processes the normal folding becomes isoclinal, the response of which in later periods to the further increase of strain is manifested in the appearance of ruptures and in an overthrust of some parts of the structure upon the others.

The character of tectonics of the middle and late Paleozoic is essentially different, three types of structures being marked. Type one are irregular, broad, flat structures of unpersistent trend and with the angle of bed inclination not over 50—55 deg. Here certain structures are made up by effusives P_1 , and, partly, by red coloured sandstones. Type two are compressed, irregular folds with the angle of inclination not exceeding 60—70 deg. and with variable trend and abrupt closures. These structures grade into one another, and are not distinctly delimited. To this type folds of the red-coloured sandstones refer. Type three comprises clear cut, well pronounced brachiofolds with a steep dip of rocks (70—80° deg.), and frequently with minor complications in limbs and axial parts. To this type folds of the upper Devonian and lower Carboniferous belong.

To the upper Paleozoic strata disjunctive disturbances are also peculiar, commonly of latitudinal or north-eastern trend.

The inclination of limestones $P_3 + C_1$ and red-coloured sandstones in the direction of the lower Paleozoic, and the overlapping of tectonic structures built up of late Paleozoic by early Paleozoic rocks recorded along the Sil-Tau and Mynchekur ridges testify to the fact that the Erementau massif is thrust upon younger deposits from west eastwards. Thus, the Erementau massif represents an imbricate structure thrust over from west eastwards. This Erementau anticlinal uplift is a member of the northern folded zone (N. S. Shatsky), viz., Chingih Ridge, Bayan-aula mountains, Selety lake, occurring at a joint where its northwestern trend changes into the meridional.

Between the Erementau mountains and the outcrops of the old Paleozoic there occurs on the Ulenia River bank a zone of young deposits, forms of dislocations of which depend upon the depth of occurrence of the foundation, whereas the trend depends upon the shape of older massifs they outline; at a greater distance from the massifs the trend depends upon that of the foundation folds, i. e. upon Caledonian dislocations. This inference is in disagreement with N. G. Kassin's statement on the presence of the intersecting Caledonian meredional folding and the north-western Variscian one. In the extension of Erementau

Ridge south -and northwards young troughs occur, Teniz-Korzhunkul and Ulentino-Chidertin, which, according to N. S. Shatsky's terminology, belong to the class of "superimposed troughs".

Disjunctive dislocations form definite systems comprising these disturbances.

To the first system belong meridional longitudinal overthrusts of the rocks of the early Paleozoic strata, and which originated due to the stretch or shear of downturned limbs of recumbent folds.

The second system comprises disturbances which may be called transverse faults. They trend latitudinally throughout the entire region, and occur either amidst late Paleozoic rocks, or along its contact with the early Paleozoic. These faults consist of a series of minor disturbances with complicate relationships (Kara-Ial Mountain extremity and Akjal).

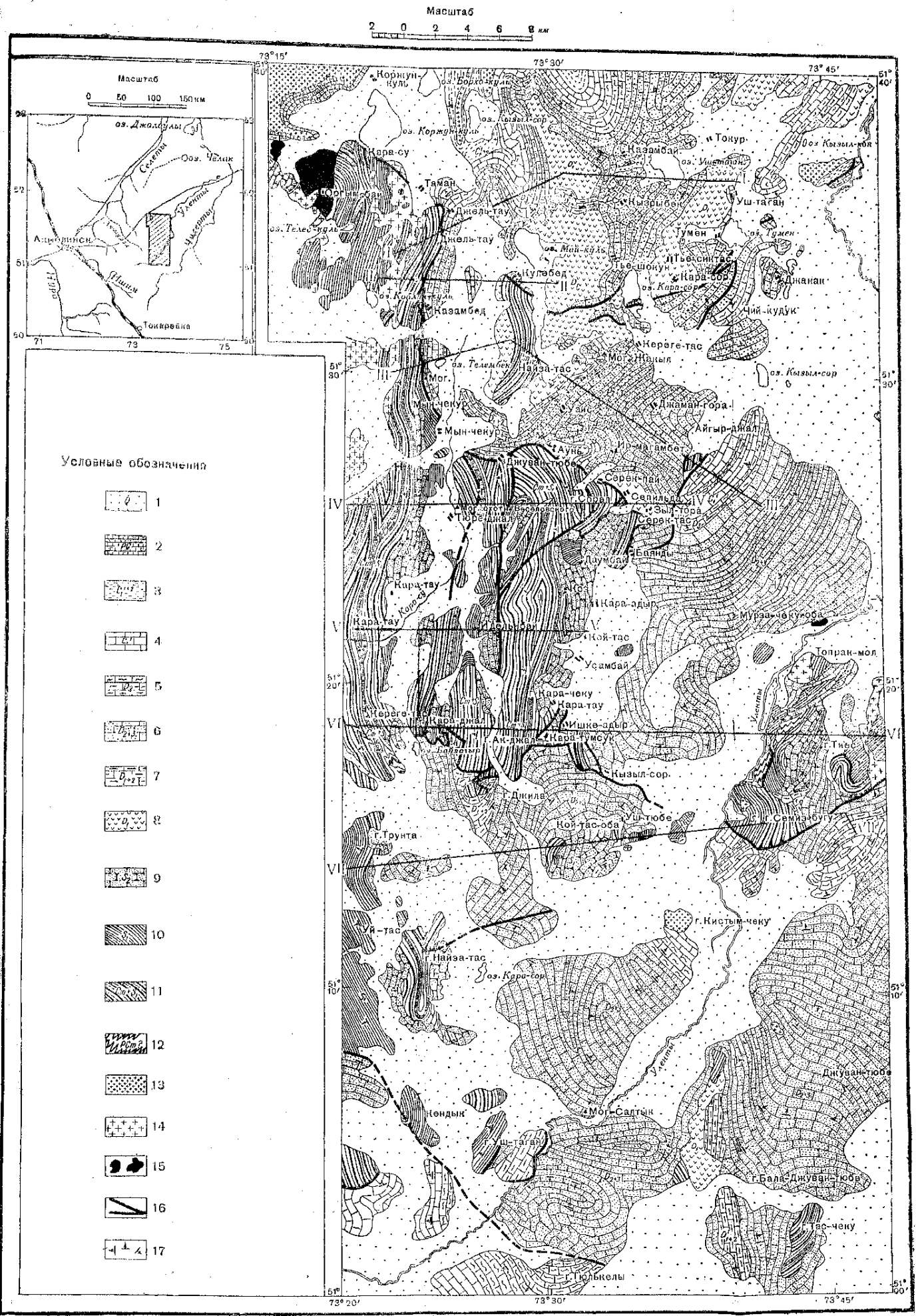
The second system of disturbances originated later than the former; of this an evidence is offered by the region of the southern extremity of Kars-Ial mt., which clearly shows how this system of faults intersects the overthrust disturbances of the early Paleozoic strata. Whereas the origin of the former system may have possibly been due to a gradual increase in the degree of the crumpling of rocks, as a natural further development of isoclinal folding, the origin of the second system is evidently a result of the tendency of masses to regain the lost balance at the moment of release following a somewhat greater orogenic strain which brought about a more intensive formation of the overthrusts of the former system.

ОГЛАВЛЕНИЕ

I. Введение (Старостина З. М.)	1
II. История исследований (Старостина З. М.)	2
III. Орогидрография (Красильников Б. Н.)	3
IV. Стратиграфия	6
1. Нижний палеозой (Старостина З. М., Красильников Б. Н.)	6
а) Известняково-кварцитовая толща	6
б) Яшмо-кварцитовая толща	10
в) Песчано-конгломератовая толща	14
2. Средний и верхний палеозой	17
а) Эффузивный комплекс (Старостина З. М., Сергиев Н. Г.)	18
б) Майкульская свита (Старостина З. М., Сергиев Н. Г.)	22
в) Девон красноцветный (Старостина З. М., Сергиев Н. Г.)	26
г) Возраст и фациальные изменения девонских отложений (Старостина З. М.)	30
д) Морские отложения верхнего девона и нижнего карбона (Старостина З. М.)	34
е) Угленосная толща (Старостина З. М.)	39
ж) Пермокарбон (Старостина З. М.)	39
з) Четвертичные отложения (Красильников Б. Н.)	41
и) Современные озерные отложения (Красильников Б. Н.)	43
V. Интрузивные породы (Сергиев Н. Г., Трусова И. Ф.)	43
1. Интрузии нижнего палеозоя	43
2. Интрузии среднего палеозоя (девонский вулканический цикл)	51
3. Интрузии верхнего палеозоя	52
VI. Общий обзор вулканических явлений (Сергиев Н. Г.)	57
VII. Тектоника (Старостина З. М.)	59
1. Структуры нижнего палеозоя	60
а) Пликативные нарушения	60
б) Дизъюнктивные нарушения	66
2. Структуры среднего и верхнего палеозоя	68
а) Пликативные нарушения	68
б) Дизъюнктивные нарушения	74
VIII. Геологическая история района (Старостина З. М.)	79
XI. Полезные ископаемые (Красильников Б. Н.)	81
1. Медные месторождения	81
2. Месторождение россыпного золота	82
3. Платина	83
4. Месторождение гематита	83
5. Уголь	84
6. Поделочный камень	84
Литература	84
Summary	86

Редактор издательства Б. М. Овчинников. Подписано и печати 17/V. 1941 г. РИСО № 1779—834
 Кол. печ. зн. в 1 печ. л. 61360. А-37675. Объем 55 $\frac{5}{8}$ печ. л. + 3 вкл, 9,53 уч.-изд. л. Тир. 600 экз.
 Цена книги 7 р. 60 к.

Типо-литография Издательства Академии Наук СССР. Ленинград, В. О., 9 лин., д. 12. Зак. 370.



Фиг. 5. Геологическая карта северо-восточной части гор Еременту и прилегающей части долины р. Улыны. Составили Б. Н. Красильников, Н. Г. Сергеев, З. М. Старостина, Н. Ф. Трусова 1936—1937 гг.

1 — четвертичные отложения — пески и глинны (Q); 2 — пермо-карбон — песчаники и конгломераты с прослоями аргиллитов (P-C); 3 — нижний карбон — известняки, кварциты, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (C₁₋₂); 4 — нижний карбон — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (C₁₋₂); 5 — верхний девон — известняки (алькаратусовые) и сульфидного горизонты (D₃); 6 — средний и верхний девон — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (D₂₋₃); 7 — нижний и средний девон — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (D₁₋₂); 8 — нижний девон — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (D₁); 9 — верхний силур — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (S₁); 10 — нижний силур — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (S₂); 11 — кембрий-силур — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (S₁₋₂); 12 — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (S₁₋₂); 13 — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (S₁₋₂); 14 — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (S₁₋₂); 15 — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (S₁₋₂); 16 — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (S₁₋₂); 17 — известняки, известняки, известняки с прослоями сланцев и углей (S₁₋₂).

Труды. ИГЕМ, вып

