

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 128. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 49). 1951

М. С. Нагибина. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования. — А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева. Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья. — А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева. Геолого-петрографический очерк района курорта Дарасун



М. С. НАГИБИНА

ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ, ИХ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

1. ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе дано описание состава и условий образования верхнемезозойских континентальных отложений Забайкалья, слагающих так называемую тургинскую свиту.

В Забайкалье эта свита несогласно залегает на подстилающих породах докембрия, палеозоя и мезозоя, в том числе и на вулканогенно-осадочных образованиях, которые в Восточном Забайкалье обычно относят к верхней юре, а в Западном Забайкалье считают более древними — мезозойскими или верхнепалеозойскими.

Отложения тургинской свиты в Забайкалье пользуются довольно широким распространением. Выходы их приурочены, как правило, к отчетливо выраженным в рельефе впадинам северо-восточного простирания (фиг. 1), которые в большинстве случаев являются долинами крупных современных рек или озерными впадинами.

Главными областями распространения верхнемезозойских континентальных отложений в Восточном Забайкалье являются Приаргунье, окрестности Торейских озер, среднее течение р. Турги, долины рек Газимура, Даи и Шилки; в Центральном и Западном Забайкалье — окрестности сел Алтана, Кыры и Букукуна, долины рек Читы, Ингоды, Чикоя, Хилка, Уды и Зазы, окрестности Гусиного озера и многочисленные (до 25) мелкие выходы этих отложений в бассейне р. Джиды.

В ряде перечисленных впадин тургинские отложения являются угленосными. Отдельные участки распространения угленосных отложений сравнительно хорошо изучены. Однако литология тургинских отложений и для этих участков исследована недостаточно, а для огромного их большинства сведения литологического характера крайне ограничены. В связи с этим представляют интерес приводимые ниже материалы по литологии тургинских отложений отдельных впадин Забайкалья, изученных непосредственно автором.

Проведенное исследование состава горных пород, слагающих тургинскую свиту, и результаты изучения стратиграфии и тектоники тургинских отложений позволяют значительно более полно, чем это делалось

до настоящего времени, проанализировать вопрос об условиях образования континентальных осадков, слагающих верхнемезозойские тектонические впадины, и о геологической истории последних.

II. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Первые сведения о глинистых сланцах с р. Турги мы находим у А. С. Миддендорфа, который посетил Забайкалье в 1860 г. Фауна, собранная А. Ф. Миддендорфом из этих отложений, в 1910 г. была подробно описана и определена И. Г. Эггером и^а О. О. Рейсом.

Более полное описание континентальных отложений для отдельных районов Прибайкалья дано И. Д. Черским в 1882 и 1886 гг. Свиту песчаников, конгломератов, отверделых и сланцеватых глин он относил к третичной формации, причем отмечал, что «все эти осадки имеют ясный озерный характер». Они накапливались, по его данным, в пониженных участках (депрессиях) района, представлявших собой синклинальные прогибы. Последние сформировались до отложения упомянутых континентальных осадков, так как обломочный материал для них, по мнению И. Д. Черского, поступал с соседних водоразделов — антиклиналей.

В конце XIX в., в связи с постройкой линии Сибирской железной дороги, в Забайкальской области были проведены разносторонние геологические исследования под общим руководством В. А. Обручева, в итоге которых последним сделаны крупные теоретические обобщения, касающиеся геологического строения области.

В. А. Обручев (1914) впервые установил общую закономерность в распространении молодых континентальных отложений Забайкалья, их приуроченность к системе впадин северо-восточного простирания. По его мнению, накопление этих отложений, которые он первоначально считал третичными (позднее был определен их юрский возраст), происходило в разбросанных, замкнутых бассейнах, долинах рек, озерах и т. п.

В 1924 г. А. В. Львов выдвинул новую гипотезу относительно условий образования угленосных мезозойских отложений. Он предполагал существование юрского «Ангарского моря» солоновато-водного типа на громадной территории Северной и Центральной Азии. Отложившиеся в этом море угленосные осадки представляли, по его мнению, первоначально сплошной покров, который впоследствии, в период альпийской дислокации (по преимуществу тангенциальной), был приподнят и частично уничтожен эрозией, а затем, в начале четвертичной эпохи, был разбит сбросами на горсты и грабены. Усиленная эрозия в связи с общим омоложением страны смыла, по его мнению, почти все рыхлые отложения с горстов.

В 1926—1928 гг. на территории Забайкалья Геологический комитет проводил обширные геологические исследования. В результате этих исследований опубликован ряд статей, в которых развивалась идея о том, что верхнемезозойские отложения формировались в виде сплошного покрова на всей территории Забайкалья, а современные разбросанные контуры распространения верхнего мезозоя в пониженных участках рельефа являются лишь результатом размыва тектонических покровов (шариажей) с образованием в последних эрозионных «окоп».

Относительно условий образования верхнемезозойских континентальных отложений Забайкалья до сих пор существуют разногласия, хотя большинство геологов, как, например, Ф. Ф. Оттен и Ю. П. Деев, Б. А. Максимова, М. С. Нагибина (1946₂) и многие другие, следуя В. А. Обручеву, считают современные разбросанные контуры угленосных отложений первичными.

III. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ВОЗРАСТ ТУРГИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Геологическое строение обширной территории, протягивающейся к востоку от берегов оз. Байкала до верховьев р. Амура, неоднородно. В пределах этой территории можно выделить следующие три разновозрастные складчатые области общего северо-восточного простирания (Нагибина и Лучицкий, 1948):

1) древнекаледонскую (Западное Забайкалье), располагающуюся непосредственно к востоку от Сибирской платформы вплоть до южных предгорий Яблонового и Малханского хребтов, ограниченную на востоке долинами рр. Ингоды и Чикоя;

2) герцинскую (Центральное Забайкалье), охватывающую Зачикойскую тайгу и Даурский хребет и на востоке ограниченную предгорьями Даурского хребта;

3) мезозойскую (Восточное Забайкалье), отделенную от предыдущей цепью тектонических впадин, обрамленных крупными разломами.

Данные об естественном распространении разновозрастных геологических формаций и об условиях их залегания позволяют определить, что геосинклинальный период развития выделенных областей закончился соответственно в конце кембрия, в конце карбона и в конце юры.

Молодые движения сильно осложнили складчатое строение этих участков. В результате тектонических движений в мезозойское и кайнозойское время на всей территории Забайкалья образовались крупные впадины, в которых и происходило накопление континентальных отложений.

Относительно тектонической природы этих впадин существуют различные точки зрения. В. А. Обручев считает верхнемезозойские впадины Забайкалья грабенами, образовавшимися до и в процессе отложения континентальных угленосных осадков. Согласно более поздним, но не подтвердившимся представлениям, приведенным в книге «Геотектоника СССР» (1938), в верхнеюрское и нижнемеловое время на территории Восточного Забайкалья продолжал существовать геосинклинальный режим, «...вызывая в дальнейшем накопление мощных толщ верхней юры и нижнего мела, но уже прибрежно-континентального типа, с образованием углей». В результате существования этого режима на территории Забайкалья накопилась непрерывная толща «общего сходного стратиграфического разреза, где, например, такие фаунистические горизонты, как горизонт с *Estheria middendorfi* или свита горючих сланцев, отличаются поразительным постоянством». Современные разобщенные пятна мезозоя представляют собой сохранившиеся от размыва относительно узкие днища синклиналей, разделенные широкими размытыми антиклиналями более древних пород. «В сложном чередовании синклиналей и антиклиналей этой структуры характерной чертой является надвигание чешуйчатого типа антиклинальных частей на синклинали, расположенные к северо-западу».

Н. А. Флоренсов (1947, 1948) в последних своих работах, посвященных геоморфологии и новейшей тектонике Забайкалья, развивает идею о складчатой природе верхнемезозойских впадин, считая, что процесс складкообразования, начавшийся в нижнем мелу, продолжался в третичное и четвертичное время и что современный рельеф Забайкалья имеет также складчатую природу. Он приводит типичный профиль и разрез Забайкальской депрессии, по его мнению, представляющий асимметричную синклинальную складку, сложенную угленосными мезозойскими отложениями, с юго-востока осложненную надвигом соседней антиклинали.

Однако обычно строение впадин, как это следует, в частности, из работы автора (Нагибина, 1946₂), весьма разнообразно и далеко не всегда соответствует типичному профилю депрессии, приведенному в работе П. А. Флоренсова (1948).

Накопившийся в настоящее время геологический материал несомненно требует известной систематизации имеющихся данных по характеристике тектонического строения впадин, к главнейшим типам которых могут быть отнесены следующие.

1. Симметричные впадины, обрамленные с юго-востока и северо-запада тектоническими разломами.

2. Асимметричные впадины:

а) обрамленные разломами с юго-востока (Читинская, северо-восточная часть Хилокской, Гусиноозерская и др.);

б) обрамленные разломами с северо-запада (Чикойская, Удинская, Ингодинская, Ундинская и др.).

В Восточном Забайкалье следует, повидимому, особо выделить обширные прогибы, в бортах которых отсутствуют тектонические разломы, например, впадины типа Торейских озер.

Перечисленные три группы впадин являются продольными по отношению к складчатым структурам основания и в большинстве случаев имеют северо-восточное простирание. Имеются, однако, и поперечные впадины, секущие структуру фундамента вкрест простирания и имеющие северо-западное простирание (район Петровского завода).

Крупные разломы, обрамляющие впадины, в большинстве случаев представляют собой надвиги, плоскость падения которых под разными углами наклонена от центра впадин на юго-восток или юго-запад. Местами устанавливается, что они имеют характер крутопадающих сбросов (например, северное обрамление Удинской впадины, по данным Б. А. Максимова, или северное обрамление юго-западной части Чикойской впадины, по наблюдениям автора).

Тектонические разломы обычно удается проследить непосредственно в обнажениях вдоль границы верхнемезозойских и более древних пород по мощным зонам развития брекчий и милонитов в древних породах. Время образования крупных разломов вдоль краев впадин, повидимому, предшествовало накоплению осадков тургинской свиты, так как гальки брекчий и катаклазированных пород, сопровождающих эти разломы, попадают в базальные конгломераты этой свиты, что устанавливается в отдельных впадинах, например Чикойской. Надвиги древних пород на молодые тургинские отложения, следующие направлениям первичных разломов, свидетельствуют о том, что движения по разломам, заложенным до отложения угленосных осадков, возобновлялись и в более позднее — третичное и, возможно, четвертичное время.

Внутреннее строение верхнемезозойских впадин довольно разнообразно. Тургинские отложения, выполняющие впадины, залегают на неровной размытой поверхности древних пород. Это можно наблюдать непосредственно в обнажениях в Приаргунье и других местах; на основании геофизических данных то же устанавливается в Тургинской впадине.

Тургинские отложения в пределах впадин смяты в чрезвычайно пологие складки с углами падения крыльев $5-10^\circ$, местами осложненные флексурными перегибами и обычно многочисленными мелкими дизъюнктивными нарушениями — простыми сбросами или надвигами. Количество таких складок в пределах одной впадины обычно одна-две, реже три.

В краевых частях впадин, близ фронта надвига древних пород на тургинские отложения, в последних наблюдается более интенсивное смятие

в мелкие складки с углами падения до 30 градусов и, реже, больше, местами опрокинутых к центру впадин. В некоторых впадинах довольно крутые углы падения тургинских отложений известны и в центральных частях впадин, но эти дислокации также наблюдаются обычно вблизи дизъюнктивных нарушений или выходов эффузивных горных пород, прорывающих тургинские отложения, для которых разломы послужили подводными каналами.

В отдельных впадинах (например Букукунская) тургинские отложения залегают почти горизонтально.

Описанные особенности условий залегания верхнемезозойских пород в пределах впадин естественнее всего объяснить тем, что дислокации почти совершенно неметаморфизованных тургинских отложений являлись лишь пассивным отражением глыбовых дислокаций жесткого складчатого основания, которые интенсивно проявлялись в мезозойское и кайнозойское время на территории Западного, Центрального и Восточного Забайкалья. Такой характер залегания верхнемезозойских отложений и особенности строения впадин вполне соответствуют представлениям В. А. Обручева, высказанным еще в начале 1900-х годов, согласно которым эти впадины являются грабенами, образовавшимися до и в процессе отложения континентальных угленосных осадков.

Стратиграфия и возраст тургинской свиты на всей территории Забайкалья неодинаковы. Изучение разрезов верхнемезозойских континентальных отложений в многочисленных впадинах показало чрезвычайно фациальное их разнообразие, в связи с чем невозможно дать для них общую стратиграфическую колонку. Можно только наметить (Нагибина, 1946₁) следующее двучленное деление тургинской свиты: 1) нижняя часть разреза (нижний отдел), как правило, сложена преимущественно грубообломочными отложениями — конгломератами, фангломератами, осадочными брекчиями и песчаниками, и 2) верхняя часть разреза (верхний отдел) сложена преимущественно более тонкозернистыми осадками и при этом наиболее фациально изменчива.

Преобладающими породами верхнего отдела являются глинистые сланцы, песчаники, местами бурые угли, битуминозные сланцы, пирокластические породы и др. Нижний и верхний отделы тургинской свиты залегают согласно и связаны между собой постепенными переходами. Мощности того и другого отделов чрезвычайно изменчивы в различных впадинах. Общая мощность тургинских отложений в различных впадинах Забайкалья колеблется в пределах от нескольких десятков метров до 2000 м (Гусиноозерская впадина).

Устанавливается определенная закономерность в изменении возраста тургинских отложений в направлении с востока на запад.

В Восточном Забайкалье возраст тургинских отложений определяется на основании содержащейся в них фауны как нижнемеловой. В Западном Забайкалье слои, содержащие нижнемеловую фауну, залегают в самых верхах непрерывного разреза континентального мезозоя, тогда как нижние части последнего, судя по флоре, определенной В. Д. Принадой, относятся к верхней, а местами (Гусиное озеро) даже к средней юре.

Данные о возрасте тургинских отложений позволяют предположить, что образование впадин типа грабенов, происходившее на жестком складчатом основании, не было единовременным на всей территории Забайкалья.

В пределах каледонской складчатой области (Западное Забайкалье) накопление тургинских отложений, выполняющих грабены, началось в среднее и, быть может, даже нижнеюрское время. В пределах герцинской и особенно мезозойской складчатой области (Центральное и Восточное Забайкалье) образование грабенов происходило значительно позже — в нижнемеловое время.

IV. ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Сведения о литологии верхнемезозойских континентальных отложений Забайкалья в опубликованной литературе почти совершенно отсутствуют. Некоторые данные о составе пород, слагающих эти отложения, мы находим в работах, посвященных описанию геологии отдельных районов Забайкалья или угольных месторождений.

При полевых геологических исследованиях в различные годы, начиная с 1934 г., автором был собран довольно разнообразный материал по литологии тургинских отложений Забайкалья, результаты обработки которого приводятся ниже для отдельных изученных автором районов.

А. Приаргунье

Тургинские отложения в Приаргунье пользуются довольно широким распространением. Они исследованы автором в верховьях рр. Урюмкан и Уров, а также в некоторых других пунктах.

1. Верховье рек Урюмкана и Урова

Выходы тургинских отложений здесь приурочены к пониженным участкам рельефа, протягивающимся в северо-восточном направлении вдоль долины р. Урюмкан и вдоль пологого, сильно пониженного Уровского склона Урюмкано-Уровского водораздела.

В долине р. Урюмкан породы этой свиты занимают широкую полосу северо-восточного простирания, протягивающуюся от с. Богдаты до р. Джамбрии. Местами они прорваны и частью перекрыты кайнозойскими андезито-базальтами.

На пониженном Уровском склоне водораздела породы тургинской свиты слагают также вытянутую в северо-восточном направлении полосу, идущую по системе левых притоков р. Уров от верховьев р. Кривой Гандыбой на северо-восток через верховье р. Хивы и дальше. В том же направлении эта полоса прослежена в верховьях р. Мотогор. В виде небольшой полосы северо-западного простирания выходы тургинских отложений наблюдаются также вдоль левого склона р. Урючки, правого притока р. Урюмкан.

Тургинская свита рассматриваемого района подразделяется на два отдела.

Нижний, или базальный, отдел представлен преимущественно грубо-обломочными осадочными породами — конгломератами от мелко- и среднезернистых до самых грубых фангломератов, осадочными брекчиями, представляющими собой плотно сцементированные древние делювиальные глыбовые россыпи. Подчиненную роль играют грубозернистые песчаники и аргиллиты, образующие небольшие линзы и прослои среди конгломератов.

Верхний отдел слагают преимущественно пирокластические породы — аггломератные и пепловые туфы и туффиты, с прослоями аргиллитов и песчаников. Мощность прослоев отдельных пород колеблется в пределах от сантиметров до метров.

а) *Нижний отдел.* Породы нижнего отдела имеют преимущественное распространение во всех вышеуказанных участках за исключением участков в долинах рр. Мотогор, Такши и Гарджигуй.

Конгломераты, фангломераты и осадочные брекчии. Базальные конгломераты имеют наибольшее распространение в районе с. Зерен, где они слагают почти всю полосу выходов пород этой свиты. Узкой полосой протягиваются конгломераты также по лево-

бережью р. Крючки до Уровского склона водораздела и, огибая гранитный массив «Мотогорской гряды», появляются в небольших выходах в верховьях р. Мотогора. Все эти конгломераты характеризуются беспорядочной текстурой и большим разнообразием состава галек, целиком зависящего от состава окружающих более древних пород. Величина галек в конгломератах колеблется в больших пределах. Наряду с мелкими гальками, имеющими 1—2 см в диаметре, встречаются крупные валуны, достигающие диаметра 1—2 м. Валуньи эти обычно хорошо окатаны и в некоторых местах целиком слагают породу, принимающую в этом случае характер фангломерата. Слабо метаморфизованный глинистый цемент таких конгломератов легко разрушается и от породы остается только масса крупных валунов, усеивающих целые поля и создающих ложное впечатление молодых рыхлых наносов. Разрушающиеся гранитные валуны превращаются в дальнейшем в гранитную дресву, нередко создавая ложное впечатление выходов гранитов, каковыми и были окрашены на и которых геологических картах отдельные участки, сложенные конгломератами.

В гальках и валунах конгломератов присутствуют следующие породы: граниты, кварциты, кварцево-сланцевые сланцы, кварцито-гнейсовые сланцы и гнейсы, слюдяные сланцы, известняки и мраморы, песчаные сланцы, филлиты, углистые филлиты и разнообразные эффузивные породы — кварцевые порфиры, пехштейны, биотитовые порфиры, мандельштейны, диабазы и др. Кроме того, в составе конгломератов принимают участие обломки и окатанные зерна минералов: кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и халцедона. В мелкогалечных конгломератах преобладают обломки минералов, преимущественно кварца и калиевого полевого шпата.

Обломки кварца, обычно неправильные, угловатые, редко слабо окатанные, размером не превышают 2—3 мм в диаметре.

Обломки калиевого полевого шпата также слабо окатаны, обладают низким показателем преломления, отчетливой спайностью в одном направлении и иногда прекрасно выраженной микроклиновой решеткой. Нередко гальки калиевого полевого шпата, особенно решетчатого, содержат тонкие разветвляющиеся пертитовые вроски альбита.

Зерна плагиоклаза мелкие (2—3 мм в длину), угловатые, с хорошо выраженным полисинтетически двойниковым строением, часто серицитизированы, иногда грейзенизированы, содержат включения мелких листочков мусковита и реже кристаллов синего турмалина.

Довольно редко в конгломерате встречаются небольшие (до 1 см в диаметре) гальки лучистого халцедона, повидимому, представляющие миндалины из эффузивных пород (мандельштейнов).

Гальки, состоящие из горных пород, в основном слагают крупногалечные конгломераты базального горизонта.

Наиболее широко распространены в этих конгломератах, особенно в районе пос. Зерен, гальки и валуны гранитов, достигающие местами 1—2 м в диаметре. Преобладающими здесь являются крупнозернистые, отчасти среднезернистые аляскиты, с ясно выраженной порфиroidной структурой. В несколько меньшем количестве присутствуют порфиroidные биотитовые граниты.

Порфиroidные аляскиты имеют те же особенности, что и аляскиты массива Мотогорской и Ягодной гряд (Катушенок и Нагибина, 1945), расположенные в непосредственной близости от выходов тургинской свиты. Аляскиты галек, состоящие главным образом из кварца и калиевого полевого шпата, характеризуются сильной грейзенизацией. В отдельных гальках заметна биотитизация и турмалинизация пород, аналогичная наблюдающейся в аляскитах массива Ягодной гряды. В этих же гальках,

в ассоциации с агрегатами мелких листочков зеленоватого биотита и кристаллов синего турмалина, присутствуют редкие, мелкие (0,1 мм в длину), бесцветные, с высоким показателем преломления и сильным дупреломлением, зерна касситерита.

Гальки порфировидных биотитовых гранитов состоят главным образом из кварца и калиевого полевого шпата и в несколько меньшем количестве содержат плагиоклаз и биотит. По своим структурным особенностям и иногда наличию слабой грейзенизации они близко напоминают порфировидные биотитовые граниты Инемтинского массива, расположенного непосредственно к северо-западу от выходов конгломератов.

Гальки кварцитов в конгломератах встречаются главным образом по левому берегу Урюмкана, около пос. Зерен и по левому склону пади Крючки.

Размер галек кварцитов колеблется от нескольких сантиметров до 1 м в диаметре. В большинстве случаев в гальке присутствуют кварциты с реликтовой псаммитовой структурой, аналогичные кварцитам, развитым среди древних пород фундамента по падам рр. Волги и Крючки. Они состоят из многочисленных округлых или овальных зерен кварца, размером до 3 мм в диаметре, сцементированных мелкозернистым кварцем и слюдястыми минералами (мусковитом, серицитом, хлоритом).

Гальки кварцитовых сланцев встречаются редко. Размеры их не превышают 1 см в диаметре. Они состоят главным образом из мелких зерен кварца, несколько удлиненных параллельно одному направлению, и редких листочков слюды (мусковита), подчеркивающих сланцеватое строение пород.

Гальки кварцево-слюдяных сланцев встречаются в значительном количестве, обычно имеют удлиненную форму, часто хорошо окатаны. По минералогическому составу и структуре гальки кварцево-слюдяных сланцев совершенно аналогичны кварцево-слюдяным сланцам, входящим в состав кварцевой толщи, слагающей соседние возвышенности.

Гальки гнейсовых сланцев и гнейсов встречаются сравнительно редко. Они имеют обычно неправильную удлиненную форму, состоят главным образом из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита и обладают лепидобластической структурой.

Гальки известняков и мраморов в конгломератах также довольно редки; лишь местами, как, например, в верховьях р. Джамбрии, конгломераты тургинской свиты, расположенные в непосредственном контакте с выходами известняков, слагающих древние толщи, почти целиком состоят из галек тех же известняков.

Гальки песчанистых сланцев и филлитов присутствуют в конгломератах в небольшом количестве. Размер их не превышает 1—2 см в длину; они имеют обычно удлиненную параллельно сланцеватости породы форму и слабо окатаны. Минералогический состав и структурные особенности этих пород тождественны с породами ушумунской свиты, слагающими соседние возвышенности.

Значительную роль в гальках тургинского конгломерата играют также эффузивные породы; наибольшее количество их присутствует в конгломератах, распространенных на водоразделе падей Олентой и Зерен и на правобережье р. Мотогор.

Из эффузивных пород, особенно на водоразделе падей Олентой и Зерен, широким распространением пользуются гальки биотитовых порфиритов. Они обычно мелкие, до 1—2 см в диаметре, угловатые или слабо окатанные. Минералогический состав и структура их совершенно аналогичны биотитовым порфиритам, распространенным по правому борту пади Олентой. Среди основной массы породы, обладающей интерсертальной структурой и состоящей из тончайших лейст плагиоклаза и стекла, располагаются

многочисленные фенокристы плагиоклаза и листочков биотита, обычно окруженные опацитовой каймой.

В небольшом количестве в конгломератах присутствуют также гальки кварцевых порфиров. Они обычно незначительны по величине, слабо окатаны и состоят главным образом из кварца и полевого шпата с фенокристами кварца. Структура их порфировая, с микрогранитной или микропегматитовой основной массой.

Реже в гальке конгломератов присутствуют пехштейны с прекрасно выраженными перлитовыми трещинками. Кроме того, встречаются гальки основных эффузивных пород. Они преимущественно слабо окатаны и не превышают 3 см в диаметре; состоят главным образом из тонких лейст плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены бурой стекловатой массой, содержащей включения многочисленных чешуек хлорита; при увеличении количества стекла в основной массе наблюдается переход от интерсертальной структуры к гиалопилитовой. Местами среди гиалопилитовой основной массы присутствуют мелкие миндалины, выполненные кварцем или хлоритом.

В конгломератах верховьев р. Мотогор встречаются неокатанные обломки желто-бурого стекла с пузырьчатым строением. Пустоты в этих стеклах местами выполнены мелкими кристаллами цеолитов.

Гальки диабазов в тургинских конгломератах довольно редки. Они характеризуются отчетливой диабазовой структурой и состоят главным образом из идиоморфных зерен плагиоклаза, между которыми располагаются листочки биотита, обычно хлоритизированные, и мелкие, неправильной формы, зерна кварца.

Местами в конгломерате присутствуют единичные гальки мусковитовых сиенитов, состоящие главным образом из зерен калиевого полевого шпата, альбита и мусковита.

Цемент в конгломератах играет подчиненную роль и в большинстве случаев выполняет лишь промежутки между отдельными гальками. Цементирующее вещество состоит преимущественно из более мелкого обломочного материала тех же пород, которые входят в состав галек, и, реже, — незначительного количества глинистого материала, обычно обогащенного гидроокислами железа и чешуйками хлорита. Местами в цементе присутствуют мелкозернистые агрегаты кальцита. Описанный цемент обычно легко разрушается при выветривании, особенно в крупногалечных конгломератах.

В ряде мест (падь Крючки, правый берег р. Мотогор, правый берег пади Джамбрия) в тургинских конгломератах наблюдается вулканогенный цемент, который в большинстве случаев также выполняет лишь поры между гальками, реже окружает их. Цемент этот представляет собой непрозрачную темную стекловатую массу, бурую в отраженном свете, в которой нередко присутствуют многочисленные чешуйки хлорита. Эффузивный цемент заполняет также трещинки в гальках конгломерата; чешуйки хлорита образуют прожилки, пересекающие породы в различных направлениях. В отдельных случаях цемент вулканогенного происхождения представляет собой светлую пузырьчатую массу, состоящую из мельчайших (различимых только при больших увеличениях) низкопреломляющих зерен цеолита и чешуек хлорита; последние образуют многочисленные миндалины среди цеолитовой основной массы. Местами (левый берег пади Шинкокуча) в конгломерате с бурым стекловатым цементом наблюдается сильная карбонатизация. Многочисленные прожилки кальцита пересекают породу во всех направлениях.

Весьма своеобразным типом пород являются встречающиеся вместе с конгломератами грубые осадочные брекчии. Эти породы слагают левый склон устьевой части пади Шинкокуча, вблизи с. Налим. В самом начале

водораздела между падами Шинкокуча и Джамбрия в нескольких выходах обнажаются фангломераты тургинской свиты, состоящие преимущественно из валунов кварцитов и гранитов. В нескольких десятках метров вверх по левому склону пади Шинкокуча наблюдаются выходы упомянутых выше осадочных брекчий. Эти породы представляют собой беспорядочное нагромождение мелких и крупных (до 75 см в длину) угловатых глыб гранитов и кварцитовых сланцев, плотно сцементированных гранитной дресвой. Глыбы и обломки кварцитовых сланцев по минералогическому составу и структуре полностью соответствуют сланцам кварцитовой свиты, которые обнажаются на возвышенностях, расположенных непосредственно к северу от выходов осадочной брекчий и конгломератов тургинской свиты. Обломки гранитов, входящие в состав той же осадочной брекчий, аналогичны порфировидным гранитам, прорывающим толщу кварцитовых сланцев.

Песчаники довольно широко распространены в базальном горизонте свиты. Они представляют собой преимущественно грубозернистые, реже мелкозернистые породы серого, желтоватого, местами розовато-серого цвета, в зависимости от состава обломочных зерен.

Состав песчаников, так же как и конгломератов, чрезвычайно пестрый; из обломков горных пород в них присутствуют углистые и углисто-серицитовые сланцы, филлиты, серицито-хлоритовые, песчаные сланцы, кварциты, кварцево-сланцевые сланцы, известняки, а также обломки эффузивных пород, среди которых можно определить обломки кварцевых порфиров, диабазов, мандельштейнов с гиалопилитовой основной массой и бурых пузырчатых стекол. Из обломков минералов присутствуют кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат (микроклин и нерешетчатый калиевый полевой шпат). В грубозернистых песчаниках преобладают обломки минералов, в особенности кварца и полевых шпатов. Из обломков горных пород преобладают филлиты, углистые сланцы и кварцево-сланцевые сланцы.

Характерной чертой песчаников является плохая сортировка и слабая окатанность образующих породу обломочных зерен. Состав обломочных зерен, так же как и у вышеописанных конгломератов и осадочных брекчий, обычно целиком зависит от состава древних пород, слагающих соседние возвышенности.

Структура песчаников псаммитовая, неравномернозернистая. Размер обломков колеблется в пределах 0,1—2,0 мм. Наряду с очень мелкими обломками минералов присутствуют крупные обломки горных пород.

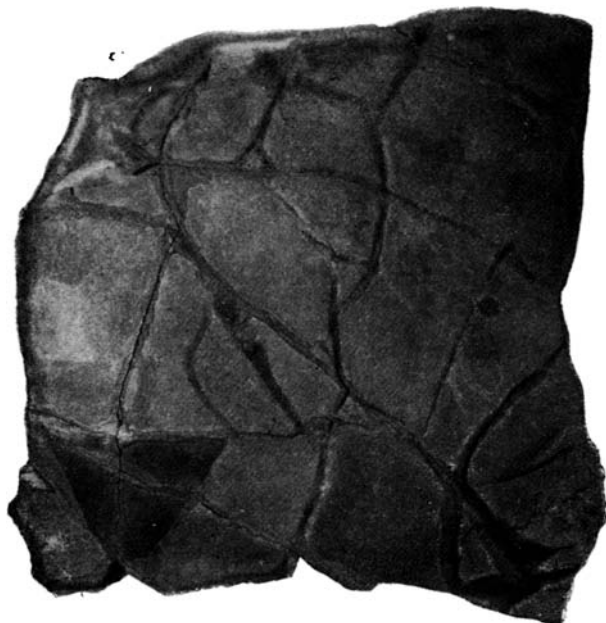
Цемент песчаников представлен глинистым материалом, местами слабо раскристаллизованным, содержащим мелкие чешуйки серицита и хлорита. В грубозернистых песчаниках цемент играет незначительную роль, выполняя поры между обломочными зернами; местами совершенно отсутствует. В тонкозернистых песчаниках, наоборот, цемент в количественном отношении преобладает над обломками, и последние неравномерно рассеяны в нем.

В ряде мест (правый берег пади Джамбрия, верховье р. Хивы и падь Кулинды) песчаники сцементированы вулканогенным материалом — бурой аморфной, желтоватой в отраженном свете, массой. В этой аморфной массе часто прекрасно различимы многочисленные пепловые частицы разнообразной формы, неправильные, остроугольные, нередко с раковистым изломом.

Песчаники, наряду с мелкогалечными конгломератами, наиболее широко распространены к северо-западу от с. Плюснино и в верховьях р. Гандыбой.

В нижней части разреза они переслаиваются с конгломератами, выше по разрезу образуют самостоятельные горизонты с подчиненными прослоями и линзами конгломератов.

Аргиллиты в базальном горизонте свиты имеют сравнительно небольшое распространение. Они встречаются обычно в виде прослоев в песчаниках и туфах и реже образуют самостоятельные, более или менее крупные, выходы. Наиболее широко распространены они на левом склоне долины р. Сенушки, около с. Плюснино, а также у устья р. Олентой. По внешнему виду аргиллиты описываемого района весьма разнообразны — светложелтые, белесые, серые и зеленовато-серые, нередко тонкослоистые, пестрые — вследствие чередования тонких светлых и темных прослоев. Местами встречаются тонкоплитчатые аргиллиты — листоватые,



Фиг. 2. Аргиллит с трещинами усыхания. Левый берег р. Урюмкан близ с. Богдаты. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

при ударе распадающиеся на тонкие пластинки. Местами на плоскостях напластования аргиллитов сохраняются трещины усыхания (фиг. 2).

При микроскопическом изучении аргиллитов выделяются две разновидности их: 1) собственно аргиллиты и 2) известковистые аргиллиты.

Собственно аргиллиты пользуются значительным распространением, тогда как известковистые разновидности встречены только в одном обнажении, по левому берегу р. Урюмкан, около устья пади Олентой, вдоль границы тургинских отложений с толщей кембрийских известняков. Собственно аргиллиты состоят из желтоватой, реже более темной и буроватой, непляризирующей основной глинистой массы, в которой в большем или меньшем количестве содержатся мельчайшие, не превышающие 0,1 мм в длину, остроугольные обломки кварца и плагиоклаза и местами тончайшие чешуйки серицита и углистого вещества, неправильные скопления гидрокислов железа, макрокристаллического кварца и обычно большое количество чешуек каолинита. Распределение обломочных зерен в глинистой массе обычно беспорядочное, реже более или менее закономерное, т.е. наблюдается полное чередование полос, обогащенных кластическим материалом, и полос, почти лишенных его.

Известковистые аргиллиты по внешнему виду представляют собой серые тонкоплитчатые породы, сильно вскипающие под действием соляной

кислоты. Основная масса их состоит из мельчайших зерен кальцита, местами с примесью незначительного количества глинистого материала. В микрозернистой кальцитовых массе обычно присутствуют редкие обломочные зерна кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата с тончайшими вросками альбита, мусковита, мельчайшие чешуйки серицита и неправильные скопления гидроокислов железа. Иногда встречаются листочки биотита с сохранившейся опацитовой каймой (точно такой же, как у фенокрист биотита в биотитовых порфиритах, выходящих по правому борту пади Олентой), мелкие обломки основной массы этих порфиритов и других эффузивных пород с гиалопилитовой структурой. Кроме того, обычно в значительном количестве присутствуют мелкие обломки кристаллических известняков, до 0,1 мм в диаметре, реже более крупные, достигающие примерно 2 мм в длину. Размер обломочных зерен минералов не превышает 0,1—0,2 мм в длину, обломки эффузивных пород иногда достигают 1 мм в поперечнике. Нередко встречаются здесь также единичные зерна пирита, размером до 1,5 мм в длину, и зерна марказита (?) с округлыми или овальными очертаниями и концентрическим строением. Контуры этих зерен обычно сильно корродированы. Распределение обломочных зерен в известковистых аргиллитах, так же как и в аргиллитах, в большинстве случаев беспорядочное, реже послойное.

В выходах у с. Богдаты и у с. Плюснино в аргиллитах встречаются многочисленные обуглившиеся растительные остатки, среди которых из окрестностей с. Плюснино В. Д. Принадой определены остатки *Phoenixopsis* sp.

У с. Богдаты эти аргиллиты переслаиваются с маломощными прослоями песчаников и конгломератов. Около самого устья р. Олентой, по левому ее берегу, обнажается мощная, свыше 75 м, толща известковистых аргиллитов, содержащая в верхней части разреза прослой конгломератов. Северо-восточнее мощность конгломератов возрастает и аргиллитоконгломератовая толща переходит в мощную толщу конгломератов. Последние широко распространены в районе с. Зерен, где представляют, повидимому, фацию того же горизонта.

б) *Верхний отдел (пирокластические породы)*. Породы верхнего отдела тургинской свиты особенно широко распространены в верховьях р. Мотогора и в долинах рр. Такши и Гарджигуя, где пирокластические породы выходят небольшими участками из-под базальтовых покровов. Полоса тургинских пород между верховьями рр. Гарджигуя и Хивы также частично сложена породами верхнего горизонта этой свиты. Верхний отдел образован преимущественно пирокластическими породами. В одних местах они образуют более или менее мощные толщи, в других — переслаиваются с осадочными породами (песчаниками и аргиллитами).

По величине слагающих их обломков и наличию посторонних примесей пирокластические породы разделяются на следующие группы: 1) аггломератные туфы, 2) пепловые туфы и 3) туффиты. Преобладают аггломератные туфы.

А г г л о м е р а т н ы е т у ф ы по внешнему виду довольно разнообразны. Они окрашены обычно в желтые, зеленовато-серые и фиолетово-серые цвета и состоят из многочисленных неправильных остроугольных обломков различных минералов и реже эффузивных пород. Размер обломочных зерен минералов не превышает 0,5—1 мм в длину, величина обломков эффузивных пород обычно не превышает 0,5 см и лишь некоторые из них достигают 2 см в длину.

Состав обломков минералов в аггломератных туфах следующий: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит и мусковит. Из обломков эффузивных пород присутствуют: пемза, кварцевые порфиры, биотитовые порфириты и породы с гиалопилитовой структурой.

Зерна кварца, присутствующие в значительном количестве, имеют неправильную остроугольную форму и самые разнообразные размеры, в пределах от 0,1 до 1,0 мм в длину.

Зерна плагиоклаза присутствуют также в довольно большом количестве; они имеют неправильную форму, но довольно часто сохраняют идиоморфные очертания либо в виде правильных призматических зерен, либо в виде удлиненных лейст. Зерна плагиоклаза обычно пелтизированы, нередко серицитизированы или содержат включения мелких листочков мусковита.

Зерна калиевого полевого шпата встречаются в несколько меньшем количестве, в виде мелких остроугольных обломков.

Листочки биотита присутствуют в сравнительно небольшом количестве. Обычно они окрашены в коричневато-желтые тона с плеохроизмом и окрасками: по Nr — светложелтыми, по Ng — коричневато-желтыми. Отдельные листочки биотита идиоморфны и окружены темнубурой опацитовой каймой. Нередко они замещены хлоритом или мусковитом. Листочки мусковита встречаются реже. Они мелкие, нередко изогнутые.

Обломки пемзы в отдельных образцах играют первостепенную роль. Они обычно стекловатые или состоят из микрокристаллического кварца, имеют тонковолокнистое или пузырчатое строение и неправильно-зернистые очертания. Обломки кварцевых порфиров присутствуют в значительном количестве. Они чаще всего имеют неправильную остроугольную форму и состоят из мелкозернистого кварца и калиевого полевого шпата. Обломки биотитовых порфиров также редки и состоят из слабо поляризующей основной массы, переполненной фенокристаллами плагиоклаза и, реже, биотита с опацитовой каемкой. Местами последний замещен мусковитом.

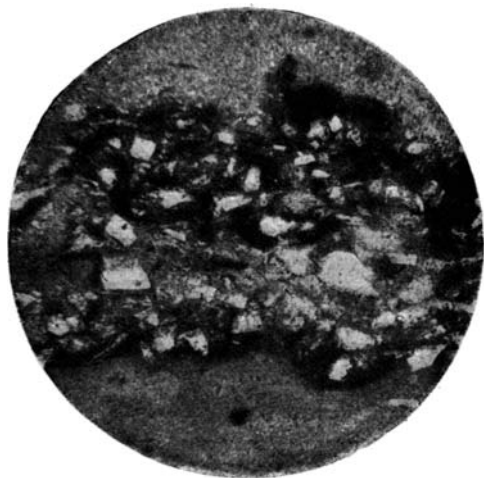
Кроме того, очень редко в туфах присутствуют мелкие обломки с гиалопидитовой структурой, состоящие из тончайших лейст плагиоклаза, погруженных в темную аморфную массу. В виде исключения в аггломератных туфах по правому берегу р. Хивы встречены хорошо окатанные гальки песчанистых сланцев.

Цементирующее вещество аггломератных туфов неоднородно. В одних случаях это богатая гидроокислами железа аморфная желто-бурая масса, в которой различим микрокристаллический кварц и иногда неправильные агрегатные скопления мелкозернистого кальцита. Местами цементирующим веществом является желтоватая аморфная масса, переполненная мельчайшими, причудливыми по форме, пепловыми частицами, аналогичными тем, которые слагают пепловые туфы. Разновидности, в которых такого рода цементирующий материал преобладает над обломками минералов и эффузивных пород, являются переходными к типичным пепловым туфам.

Пепловые туфы по внешнему виду представляют светложелтые или желтовато-серые и серые, то плотные стекловатые, то тонкозернистые породы. Пепловые туфы образованы светложелтоватой аморфной частично раскристаллизованной основной массой, в которой различим микрокристаллический кварц и многочисленные мельчайшие пепловые частицы. Пепловые частицы имеют самую разнообразную форму: обычно они угловаты или сильно удлинены, Т-образны и обладают раковистым изломом. Более крупные из них (около 0,1 мм в длину) являются обломками пемзовых частиц и имеют волокнистое или пузырчатое строение. Кроме пепловых частиц, в небольшом количестве присутствуют мельчайшие остроугольные обломки минералов: кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, редкие листочки биотита и чешуйки серицита. Местами пепловые частицы становятся совершенно неразличимыми даже при больших увеличениях вследствие перехода их в аморфную, низко

преломляющую массу. В верховьях рек Хивы и Мотогора среди нормальных пепловых туфов встречается серия светложелтых или сероватых плотных пород, представляющих такого рода совершенно аморфную массу, нерасчленимую даже при больших увеличениях. Данные химического анализа пеплового туфа, показавшие 80% кремнекислоты, дают возможность предполагать, что эти аморфные породы, являющиеся, по видимому, продуктами разложения пепловых туфов, в основном представляют собой кремневые гели (опал)¹.

Туффиты по внешнему виду отличаются от всех прочих пирокластических пород, представляя собой тонкозернистые плотные породы. Среди них встречаются тонкослоистые породы с чередующимися светлыми и темными прослоями и однородные.



Фиг. 3. Полосчатый туффит. Верховье р. Хивы. Увел. 45, николи ||.

Слоистые или полосчатые туффиты состоят из чередующихся тонких, не превышающих 3—4 мм толщины, более или менее выдержанных по простиранию прослоев желтоватой аморфной глинистой массы и прослоев собственно пепловых туфов (аналогичных вышеописанным). На границе этих прослоев присутствуют скопления гидроокислов железа и пепловые частицы, в той или иной степени погруженные в эту аморфную глинистую массу, видимо, находившуюся еще в вязком состоянии к моменту отложения пепловых частиц (фиг. 3).

Не меньшее значение в этой свите имеют неслоистые пелитовые туфы, представляющие собой светло-серые или желтоватые плотные породы, характеризующиеся присутствием значительного количества непрозрачного, мутнобелого в отраженном свете, пеллитового вещества. Желтоватая аморфная, местами слабо раскристаллизованная масса этих пород обычно содержит мельчайшие остроугольные обломки зерен кварца и полевых шпатов.

Все описанные выше пирокластические породы обнажены в районе чрезвычайно плохо. Лишь по многочисленным обломкам их в делювии можно судить, что они почти повсюду встречаются вместе, видимо взаимно переслаиваясь между собой с частой сменой друг друга в горизонтальном распространении. Преобладая в верхней части свиты, они встречаются изредка и среди пород базального горизонта.

2. Другие районы Приаргуныя

Ниже приведены описания литологии тургинских отложений для отдельных фаунистически охарактеризованных районов их распространения в Приаргуные. Районы эти следующие (с севера на юг): окрестности сел Краснояроро-Борзинского и Чашино-Ильдиканского, среднее течение р. Карабона и нижнее течение р. Урулюнгуя.

¹ Полный химический анализ пеплового туфа приведен в работе И. И. Катусенка и М. С. Нагибевой (1945).

Выходы тургинских отложений в окрестностях с. Красноярово-Борзинского располагаются по левобережью р. Нижняя Борзя в пределах впадины, составляющей непосредственное продолжение крупной депрессии верховьев р. Уров. Выходы тургинской свиты здесь представляют собой «окно» размыва среди перекрывающих свиту обширных покровов базальтов. Примерно в 25—30 км к юго-востоку от с. Красноярово-Борзинского, в бассейне левых притоков р. Красной Борзи, к юго-западу от с. Чашино-Ильдиканского можно наблюдать сравнительно небольшие выходы тургинских отложений, перекрытые молодыми базальтами. Выходы этих отложений по р. Карабону находятся примерно в 25 км к юго-западу от с. Чашино-Ильдиканского и протягиваются полосой северо-восточного простирания, параллельно долине р. Аргуни. В нижнем течении р. Урулюнгуя располагается крупное поле распространения отложений тургинской свиты, выполняющих широкую долину этой реки, имеющую здесь северо-восточное простирание. Основными типами пород, слагающих тургинские отложения Приаргунья, являются: осадочные — конгломераты, туфоконгломераты и конглобрекчии, песчаники, аргиллиты и редко встречающиеся известняки, а также разнообразные туффиты, пепловые туфы, туфы кварцевых порфиров, вулканические брекчии и вулканические стекла или перлиты.

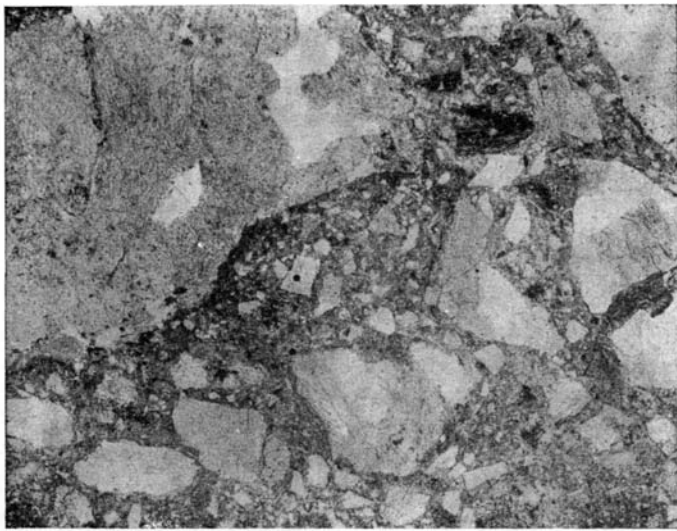
Тургинские отложения в Приаргунье залегают на неровной поверхности донижнемелового рельефа. В их основании залегают маломощные мелкогалечные конгломераты, быстро сменяющиеся сверху песчаниками и аргиллитами, переслаивающимися с пирокластическими породами. Местами среди аргиллитов наблюдаются маломощные прослои известняков.

В районе сел Чашино-Ильдиканского и Красноярово-Борзинского из-под тургинских отложений во многих местах выступают останцы древнего, донижнемелового рельефа в виде небольших холмиков, сложенных преимущественно гранитами.

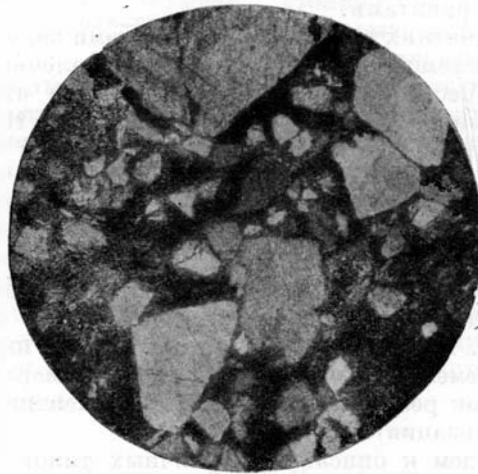
В контакте тургинских отложений с гранитами залегает весьма характерный для описываемого района слой мелкогалечных конгломератов и грубозернистых песчаников, состоящих целиком из слабо окатанной или совсем неокатанной дресвы тех же гранитов. Нередко на первый взгляд такие конгломераты и песчаники неотличимы от подстилающего гранита, но, присмотревшись к ним более внимательно, всегда легко определить природу этих образований по наличию в породе мелких обломков или слабо окатанных галечек гранита. Так же четко псефитовая и псаммитовая структуры этих пород видны и под микроскопом. Породы, в которых окатанность обломочного материала почти совершенно отсутствует, названы нами осадочными брекчиями. Упомянутые выступы гранитов в 1926—1927 гг. Е. А. Пресняковым были описаны как молодые интрузии, рвущие нижнемеловые отложения, а конгломераты, состоящие из дресвы гранитов, как результат контактового изменения молодых осадочных пород (гранитизация).

Ниже мы перейдем к описанию различных типов пород, слагающих тургинские отложения Приаргунья.

а) *Осадочные породы*: осадочные брекчии, конгломераты и туфо-конгломераты. Облик осадочных брекчий и конгломератов довольно разнообразен и зависит от состава слагающих их обломков горных пород и текстуры. Преобладающее число выходов конгломератов в описываемом районе наблюдается в основании тургинских отложений, в контакте с подстилающими породами, и состоит преимущественно из обломков и галек этих пород. Внутрiformационные конгломераты, образующие прослой и линзы среди вышележащих песчаников, аргиллитов и пирокластических пород, резко отличаются от базальных конгломератов большей



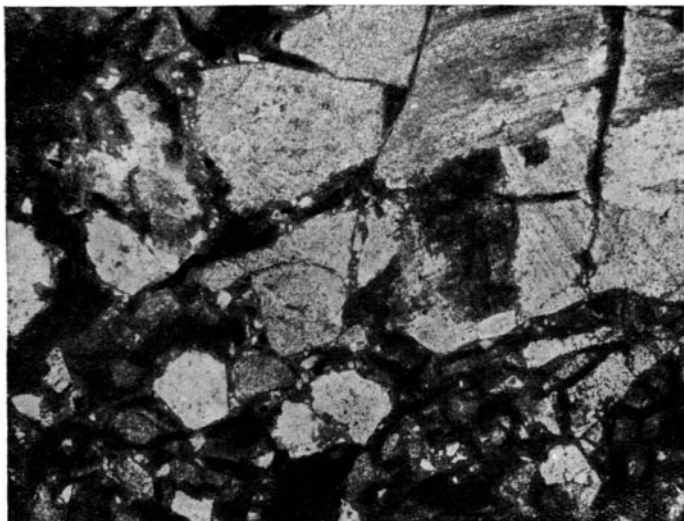
Фиг. 4. Осадочная брекчия из окрестностей с. Красноярово-Борзинского. Увел. 20, николи \parallel .



Фиг. 5. Осадочная брекчия из окрестностей с. Чашино-Ильдинского. Увел. 20, николи \perp .

степенью окатанности обломочного материала и, нередко, количественным преобладанием цементирующего вещества над обломками. Туфоконгломераты встречаются в виде прослоев совместно с внутриформационными конгломератами среди осадочных и вулканогенных пород тургинской свиты.

Осадочные брекчии выходят в верховьях пади Бугутуй к югу от с. Чашино-Ильдиканского, в окрестностях с. Красноярово-Борзинского и по левому берегу р. Карабона близ горы Черемуховой. Состав их меняется в зависимости от состава подстилающих горных пород. Например, в верховьях пади Бугутуй и близ с. Красноярово-Борзинского, где осадочные брекчии залегают на гранитах, состав их исключительно



Фиг. 6. Осадочная брекчия из окрестностей с. Красноярово-Борзинского. Увел. 20, николи +.

аркозовый. В районе горы Черемуховой, наряду с гранитной дресвой, осадочные брекчии содержат обломки слюдяно-кварцитовых и слюдяных сланцев, выходы которых располагаются тут же поблизости. В состав осадочных брекчий обычно входят обломки калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца и биотита, а также обломки гранита и местами обломки метаморфических сланцев. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и магнетит. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров в диаметре до 5—6 сантиметров. Более крупные обломки за редким исключением отсутствуют. Форма обломков неправильная, угловатая, с отсутствием каких-либо следов окатанности (фиг. 4, 5). Нередко в шлифе можно наблюдать группы обломков минералов, повидимому, не испытавших почти никакого перемещения и образовавшихся в результате физического выветривания гранита (фиг. 6).

Обломки калиевого полевого шпата слабо пелитизированы, обычно содержат тончайшие разветвляющиеся пертитовые вроски альбита и нередко обладают типичной для микроклина решетчатой структурой.

Обломки плагиоклаза обладают хорошо выраженной полисинтетической двойниковой структурой. Вторичные изменения плагиоклаза чрезвычайно неравномерны; одни зерна почти нацело замещены серицитом, другие лишь слабо пелитизированы и содержат редкие тонкие чешуйки серицита, располагающиеся обычно вдоль плоскостей спайности.

Кварц присутствует в виде неправильной формы обломков, трещиноватых, нередко обладающих волнистым погасанием. Некоторые обломки кварца представляют собой агрегат мелких зубчато-сцепленных зерен, с резко выраженным облачным погасанием.

Биотит присутствует в виде неправильных разорванных листочков и чешуек, обычно нацело замещенных хлоритом, реже зеленовато-коричневых с резко выраженным плеохроизмом до лимонно-желтых. Мелкие зерна апатита обычно встречаются среди цементирующего вещества породы.

Зерна магнетита, имеющие неправильную форму, также встречаются в цементе породы, где местами образуют небольшие скопления.

Обломки гранита состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и аксессуарных минералов: апатита и магнетита. Структура гранита в обломках гипидиоморфнозернистая.

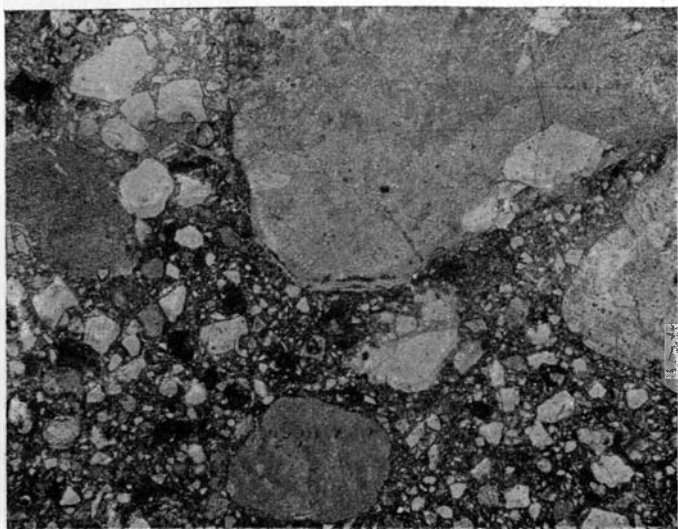
Слабо окатанные обломки слюдяно-кварцитовых сланцев встречаются в осадочных брекчиях района горы Черемуховой. Они состоят главным образом из мелких зерен кварца и листочков мусковита, незначительного количества листочков биотита и отдельных обломков зерен эпидота. Структура пород лепидобластическая со слабо выраженным параллельным расположением листочков слюды. Обломки серицитовых сланцев также слабо окатаны и присутствуют в осадочных брекчиях горы Черемуховой. Они состоят исключительно из тончайших листочков серицита и обладают отчетливо сланцеватой структурой.

Цемент конглобрекчий состоит из мелких остроугольных обломков тех же минералов, сцементированных глинистым веществом, местами полностью раскристаллизованным и состоящим из зерен микрокристаллического кварца, чешуек серицита и хлорита. Распределение обломочного и глинистого вещества в цементе породы неравномерно, местами почти все пространство между крупными обломками выполнено более мелкими обломками того же состава; местами крупные угловатые обломки минералов и горных пород погружены в глинистый цемент. Отдельные участки глинистого цемента обогащены бурыми гидроксидами железа.

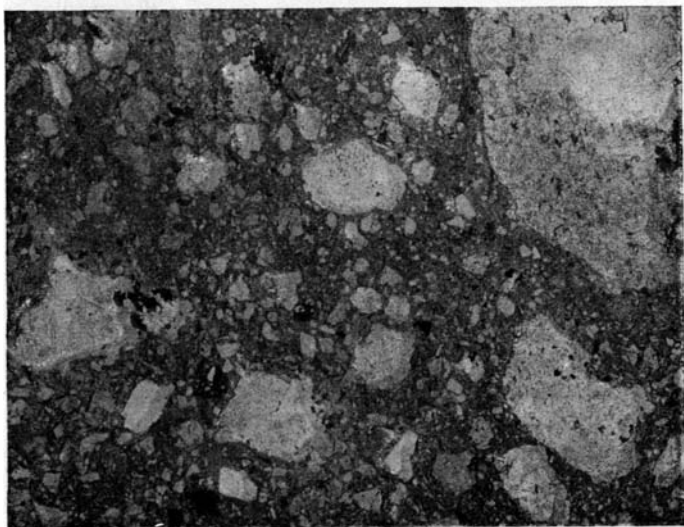
К о н г л о м е р а т ы распространены совместно с туфоконгломератами главным образом в виде прослоев среди вулканогенных или осадочных пород в районе с. Краснаярово-Борзинского. Они представляют собой мелкогалечные породы, в которых степень окатанности обломочного материала незначительна (фиг. 7, 8). В состав конгломерата входят гальки гранитов, аплитов, гнейсов, эффузивных пород и серицитовых сланцев. Из минералов присутствуют обломки кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и аксессуарные минералы — апатит, магнетит. В количественном отношении из минералов преобладают кварц и плагиоклаз. Из горных пород в значительном количестве присутствуют граниты, гнейсы, аплиты и в несколько меньшем количестве эффузивные породы. Среди галек эффузивных пород встречаются кварцевые порфиры, порфириты и андезиты. Размеры галек конгломератов колеблются от 1 мм до 6 см в диаметре, причем обломочный материал плохо сортирован, наряду с крупными гальками присутствуют очень мелкие.

Обломки кварца обычно имеют угловатые, реже идиоморфные очертания. В последнем случае они, повидимому, представляют собой вкрапленники кварцевых порфиров. Обломки калиевого полевого шпата присутствуют в незначительном количестве; обычно они слабо пелитизированы. Обломки плагиоклаза имеют угловатые или слабо окатанные очертания.

По составу среди обломков плагиоклаза встречаются кислые и средние разновидности. Листочки биотита имеют неправильные удлиненные



Фиг. 7. Конгломерат из долины р. Карабон.
Увел. 20, николи || .



Фиг. 8. Конгломерат из окрестностей с. Красноярово-Борзин-
ского. Увел. 20, николи || .

очертания, некоторые из них сильно разрушены, замещены хлоритом, другие совсем не несут следов вторичного замещения. Обломки акцессорных минералов очень мелки, частично они хорошо окатаны.

Гальки гранита характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой. Некоторые из них несут следы катаклаза, проявляющиеся в раздроблении и перекристаллизации зерен кварца. Плаггиоклаз в гранитах обычно сильно изменен, серицитизирован или содержит многочисленные включения мелких листочков мусковита. Состав плаггиоклаза в гранитах соответствует олигоклазу.

Листочки биотита в гальках гранита мелкие, обладают неправильными очертаниями; распределены они неравномерно, нередко образуют скопления или неправильные, прерывистые цепочки, располагающиеся между зернами полевых шпатов и кварца. Иногда мелкие листочки биотита образуют многочисленные включения в зернах плаггиоклаза. Гальки гнейсов состоят главным образом из кварца, калиевого полевого шпата, плаггиоклаза и биотита, вторичных минералов — серицита и хлорита — и из рудных минералов — магнетита. Структура в разных гальках гнейсов различная — то лепидобластическая, то очковая катакластическая. В катакластических очковых гнейсах псевдопорфиробласты представлены калиевым полевым шпатом, а основная масса состоит из мелко раздробленных зерен калиевого полевого шпата, плаггиоклаза (очень редко), мелкокристаллического кварца с причудливыми зубчато-сцепленными контурами зерен и мелких листочков биотита.

Гальки аплитов состоят из изометричных зерен кварца и калиевого полевого шпата и редких листочков биотита, часто замещенного хлоритом.

Чрезвычайно редко в конгломератах встречаются удлиненные гальки серицитовых сланцев, состоящие главным образом из тонких бесцветных чешуек серицита и редких листочков хлорита. Структура серицитовых сланцев сланцеватая.

Гальки эффузивных пород довольно разнообразны. Они представляют собой либо отдельные участки основной массы кварцевых порфиров, состоящие из микрокристаллических кварца и калиевого полевого шпата и отдельных мелких листочков биотита, либо обломки порфириров, состоящие из идиоморфных кристаллов плаггиоклаза, пространство между которыми выполнено кварцем и калиевым полевым шпатом, биотитом, часто замещенным хлоритом, и из отдельных кристаллов апатита и магнетита.

Цемент конгломератов довольно разнообразен по составу: глинистый глинисто-хлоритовый и глинисто-карбонатный. Глинистый цемент обычно слабо раскристаллизован, так что среди сероватой неполяризующей массы различимы лишь мелкие зеленые чешуйки хлорита и микрокристаллический кварц. Местами в цементе конгломерата сильно возрастает содержание хлорита и последний становится глинисто-хлоритовым, а местами целиком хлоритовым. Реже в конгломератах наблюдается глинисто-карбонатный цемент, который примерно на 60% (от общей массы цементирующего вещества) состоит из кальцита. Распределение глинистого и карбонатного вещества в породе неравномерно. В одних участках породы цементирующим является глинистое вещество, в других — карбонатное. Карбонатные участки цемента представлены мелкокристаллическим кальцитом, среди которого встречаются редкие более крупные зерна того же кальцита. Структура цемента базальная (по терминологии М. С. Швецова). Количественное соотношение цемента и обломочного материала обычно характеризуется преобладанием цементирующего вещества, за редким исключением, когда, например, в конгломератах с глинисто-

карбонатным цементом, цементирующее вещество выполняет лишь промежутки между гальками различных пород.

Туфо-конгломераты встречаются в виде прослоев среди конгломератов аргиллитов и туфов в окрестностях с. Краснояроро-Борзинского, по левому берегу р. Б. Булак, в 4 км выше устья, и к югу от с. Чашино-Ильдижанского в верховьях пади Бугутуй, а также в районе левого бережья р. Урулюнгуй ниже пос. Партия Урулюнгуевская. По внешнему виду туфо-конгломераты довольно разнообразны, имеют фиолетово-серую, буроватую или зеленоватую окраску. Размер галек обычно не превышает 1 см в диаметре; сравнительно редко встречаются более крупные обломки эффузивных пород, до 3 см в диаметре. В состав галек туфо-конгломератов входят: граниты, аплиты, различные эффузивные породы и обломки минералов: кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита. Из аксессуарных минералов в туфо-конгломератах встречаются апатит и магнетит. В количественном отношении в туфо-конгломератах преобладают обломки эффузивных пород и гранитный обломочный материал. Среди обломков эффузивных пород преобладают кварцевые порфиры, фельзиты, пепловые туфы, реже встречаются обломки агломератных туфов и андезитов. Обломки горных пород, слагающих туфо-конгломераты, имеют то угловатую форму, то слабо окатаны.

Гальки гранитов неправильной формы, обычно угловатые, реже слабо окатанные, состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита. Структура гипидиоморфнозернистая. В некоторых гальках гранита сильно выражены процессы пневматолитического изменения.

Гальки аплита встречаются редко, они слабо окатаны и состоят из зерен кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и редких листочков альбита. Структура мелкозернистая, гранитная.

Гальки эффузивных пород довольно разнообразны по составу. Присутствуют гальки фельзитов, кварцевых порфиров, агломератных туфов и андезитов. Преобладают гальки кислых эффузивных пород и обломки пепловых туфов. Гальки андезитов и агломератных туфов присутствуют в подчиненном количестве.

Обломки эффузивных пород имеют неправильные угловатые, реже округленные, очертания. Обломки фельзитов состоят из микрокристаллического кварца и мелких зерен калиевого полевого шпата. Иногда наблюдается хорошо выраженная флюидальная структура. Обломки кварцевых порфиров представляют собою главным образом основную массу кварцевых порфиров и лишь иногда содержат вкрапленники полевых шпатов (калиевого полевого шпата или плагиоклаза) и редкие включения зерен пирита. Основная масса обломков кварцевых порфиров состоит из микрокристаллического кварца и калиевого полевого шпата и обладает микропегматитовой, местами сферолитовой структурой.

Обломки пепловых туфов обычно многочисленны. Они состоят из желтоватой, слабо поляризующей основной массы, переполненной разнообразной формы мелкими пепловыми частицами и редкими более крупными обломками зерен кварца или плагиоклаза. Пепловые частицы имеют Т-образную, угловатую, иногда волокновидную форму. Некоторые обломки пепловых туфов представлены губчатыми пемзовыми частицами. Часто они раскристаллизованы и состоят из микрокристаллического кварца.

Гальки агломератных туфов относительно редки. Они состоят из угловатых обломков различных минералов — кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, листочков биотита и немногочисленных обломков андезитов, кварцевых порфиров и других эффузивных пород, сцементированных микрокристаллическим кварцем и немногочисленными чешуйками хлорита.

Гальки андезитов обычно мелкие, более или менее окатанные. Они состоят из тонких лейст плагиоклаза и отдельных чешуек хлорита, погруженных в желто-бурую не поляризирующую основную массу. Отдельные обломки андезитов содержат неправильной формы пустотки, заполненные зеленым хлоритом. Такие миндалины из андезитов, образованные хлоритом, встречаются отдельно среди галек туфо-конгломерата. Гальки андезитов встречаются главным образом в туфо-конгломератах левобережья р. Урулюнгуй.

Цемент туфо-конгломератов обычно вулканогенный, иногда с более или менее значительной примесью глинистого материала. Количественные соотношения цемента и обломков колеблются в значительных пределах, то сильно преобладает цемент, то количество обломков различных размеров так велико, что цементирующее вещество выполняет лишь поры между ними.

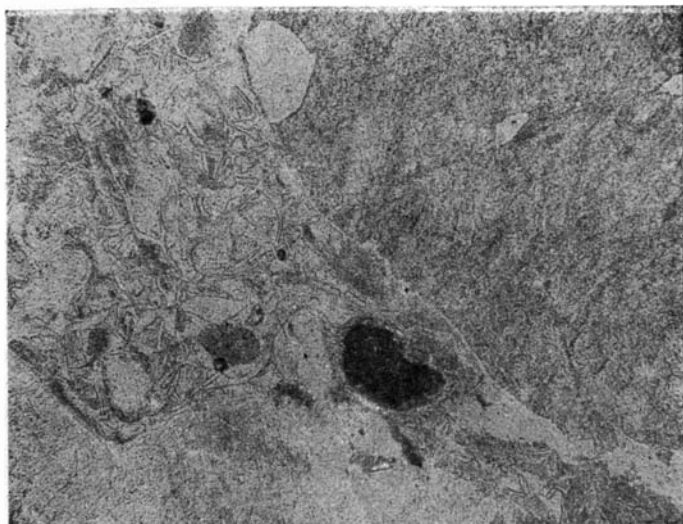
В туфо-конгломератах верховьев пади Бугутуй, а также левобережья р. Карабона, цементирующим веществом является пепловый туф (фиг. 9, 10), представленный желтовато-серой неполяризирующей массой, переполненной тончайшими пепловыми частицами самой разнообразной формы. Некоторые пепловые частицы раскристаллизованы и превращены в агрегат мельчайших зерен кварца. Кроме пепловых частиц в отдельных участках основной стекловатой массы цемента содержатся небольшие скопления чешуек хлорита, мелких зерен рудного минерала и гидрокислов железа.

В туфо-конгломератах левобережья р. Б. Булак желтовато-серая цементирующая масса породы более раскристаллизована. В ней различимы микрокристаллические скопления кварца, чешуйки хлорита и тончайшие листочки биотита. Наряду с пепловыми частицами в цементе присутствуют многочисленные мелкие обломки зерен кварца и полевых шпатов. В туфо-конгломератах левобережья р. Урулюнгуя цементирующее вещество сильно обогащено глинистым материалом.

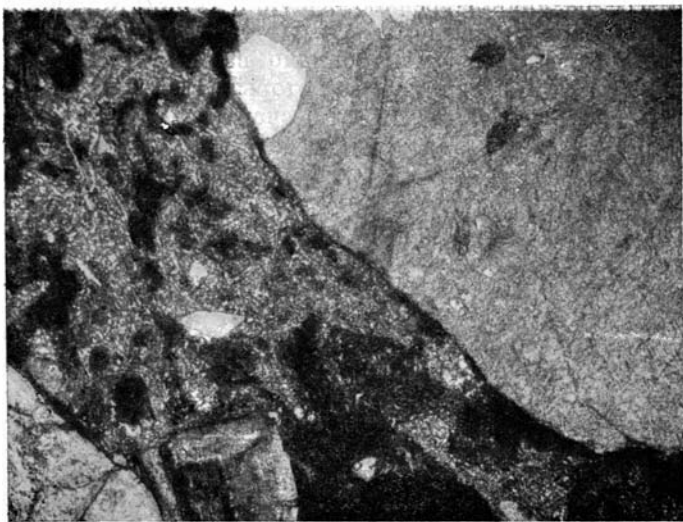
П е с ч а н и к и. Выходы песчаников обнаружены во всех перечисленных ранее пунктах распространения тургинских отложений в Приаргунье. Эти породы обладают серой, зеленовато-серой, желтоватой окраской и мелкозернистым до крупнозернистого сложением. Они содержат кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит и акцессорные минералы — турмалин, магнетит. Из горных пород в составе их присутствуют обломки глинистых и кремнистых сланцев, филлитов, слюдяных сланцев, гранитов и иногда обломки хлоритовых миндалин из андезито-базальтов. Форма обломков в песчаниках угловатая или слабо окатанная. Заметные следы окатанности несут главным образом обломки горных пород.

Количественные соотношения состава обломочных зерен варьируют. Наиболее пестрым составом обломков характеризуются среднезернистые песчаники левобережья р. Карабона, в них встречаются все вышеперечисленные минералы и породы (кроме миндалин из андезитов). В других местах песчаники имеют преимущественно аркозовый состав. Обломки кварца неправильной формы — угловатые, нередко обладающие облачным погасанием. Обломки калиевого полевого шпата имеют угловатые, иногда слабо окатанные очертания, обычно пелитизированы. Некоторые из них содержат пертитовые вроски альбита. Обломки плагиоклаза угловаты или слабо окатаны. Вторичные изменения в них проявляются с различной интенсивностью.

Некоторые обломки плагиоклаза замещены серицитом или мусковитом почти полностью, но в других обломках присутствуют только отдельные чешуйки серицита. Состав плагиоклаза преимущественно кислый, соответствующий альбит-олигоклазу. Редкие зерна имеют состав



Фиг. 9. Конгломерат, сцементированный пепловым туфом из долины р. Урулюнгуй. Увел. 20, николи ||.



Фиг. 10. Конгломерат, сцементированный пепловым туфом из долины р. Урулюнгуй. Увел. 20, николи +.

андезин-лабрадора, обычно совершенно прозрачны, обладают прекрасно выраженной полисинтетически двойниковой структурой.

Листочки биотита обычно характеризуются неправильными разорванными очертаниями, иногда они изогнуты. Часто замещены хлоритом или водными окислами железа.

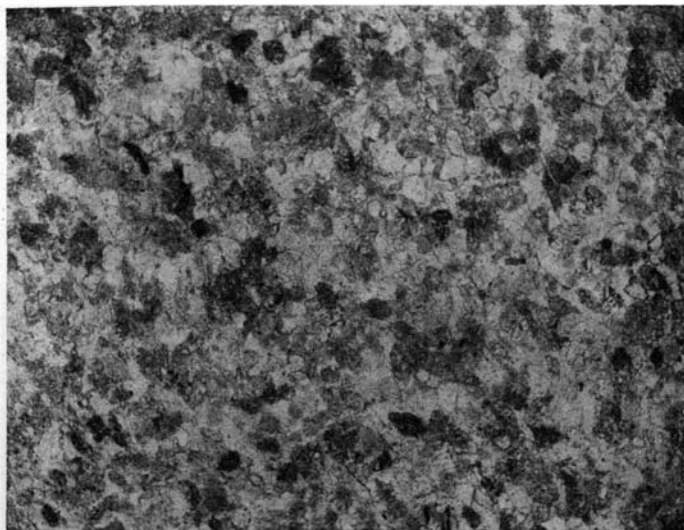
Листочки мусковита в песчаниках встречаются довольно редко; обломки турмалина очень мелкие, 0,02—0,03 мм, темнозеленые, с плеохроизмом до зеленовато-желтого цвета. Обломки глинистых сланцев встречаются довольно часто, они имеют слегка окатанную продолговатую форму, состоят из сероватого глинистого вещества, в котором различимы мельчайшие зерна кварца и чешуйки серицита и иногда хлорита. Обломки кремнистых сланцев присутствуют в небольших количествах. Они слабо окатаны и состоят целиком из микрокристаллического кварца. Обломки филлитов пользуются значительным распространением, имеют слабо удлиненную форму со сглаженными очертаниями и состоят из чешуек серицита, отдельных зерен микрокристаллического кварца и различного количества чешуек углистого вещества. Обломки слюдяных сланцев относительно редки в песчаниках, они имеют окатанную форму и состоят из мелких листочков мусковита и зеленых чешуек хлорита, образующих гнездобразные скопления среди листочков мусковита.

Обломки гранитов также редки. Обычно они слабо окатаны, размер их не превышает 1 мм в поперечнике. Они представлены чаще всего несколькими зернами кварца и плагиоклаза, или кварца и калиевого полевого шпата, иногда совместно с листочками мусковита. Весьма немногочисленные обломки миндалин из андезито-базальтов состоят из яркозеленого хлорита, образующего агрегат мелких сферолитов.

Из рудных минералов присутствует магнетит в виде мелких зерен, иногда образующих небольшие скопления.

Цемент песчаников глинистый. В зеленовато-серой неполяризующей глинистой массе различимы редкие чешуйки серицита, хлорита и мельчайшие зерна кварца. Количественные соотношения между цементом и обломками в песчаниках очень сильно варьируют. Преобладающими являются глинистые песчаники, в которых цементирующее вещество играет главную роль. Но встречаются песчаники, в которых цемент почти совершенно отсутствует, и обломочные зерна, примерно равного размера, плотно прилегают друг к другу (фиг. 11). В глинистых песчаниках часто отчетливо выражена слоистая текстура (фиг. 12 и 13). Наблюдаются прослой, содержащие большое количество обломочных зерен, и прослой, состоящие почти целиком из глинистого материала, включающего местами отдельные различной величины зерна кварца, обломки гранита или других пород.

А р г и л л и т ы пользуются широким распространением в тургинских отложениях Приаргунья. По внешнему виду аргиллиты довольно разнообразны. Они представляют собой светлосерые, желтоватые, темносерые, красновато-коричневые и других оттенков плотные породы, иногда тонкослоистые, пестро окрашенные. Аргиллиты состоят из серой неполяризующей глинистой массы, в которой различимы мельчайшие зерна кварца, чешуйки серицита, иногда хлорита и редкие мелкие обломки плагиоклаза и биотита. Присутствуют изредка также мелкие, размером 0,01—0,04 мм, обломки серицитовых сланцев. Кроме того, отдельные разновидности аргиллитов содержат некоторое количество гидроокислов железа или углистого вещества. Распределение минералов в аргиллитах неравномерное. Различаются слоистые и неслоистые аргиллиты. В неслоистых аргиллитах чешуйки серицита и мельчайшие обломочные зерна минералов беспорядочно рассеяны в основной, слабо раскристаллизованной глинистой массе. Наиболее распространенные слоистые разновидности



Фиг. 11. Песчаник из долины р. Урулюнгуй. Увел. 20, николи ||.



Фиг. 12. Слоистый песчаник из окрестностей с. Красноярово-Борзинского. Увел. 20, николи ||.

аргиллитов характеризуются послойным расположением составляющих компонентов. В одних разновидностях имеет место чередование тончайших прослоев, обогащенных серицитом, и прослоев, состоящих главным образом из микрокристаллического кварца, в других наблюдается послойное чередование полос, содержащих значительное количество гидроокислов железа и почти лишенных железистых примесей. В аргиллитах с углистым веществом последнее обычно приурочено также к определенным прослоям. В таких разновидностях наблюдается чередование прослоев, обогащенных тонко распыленными чешуйками углистого вещества, с прослоями, почти не содержащими его. Иногда слоистость обусловлена чередованием тончайших прослоев, состоящих почти целиком из мутно-белых (в отраженном свете) чешуек каолинита, и полос, образованных



Фиг. 13. Слоистый песчаник из окрестностей с. Чашино-Ильдиканского. Увел. 20, николи ||.

микрокристаллическим кварцем. Прослой эти обычно не выдержаны по простиранию, нередко выклиниваются, сменяя друг друга, хотя параллельность таких вытянутых линз и прослоев сохраняется. Изредка в аргиллитах встречаются хорошо окатанные единичные гальки серицитовых сланцев и обломки различных минералов, например, кварца, мусковита, биотита и полевых шпатов. По мере увеличения роли обломочного материала, аргиллиты переходят в мелкозернистые песчаники. Местами наблюдается микрослоистое чередование аргиллитов с песчаниками.

И з в е с т н я к и. Изредка среди обломочных осадочных и пирокластических пород тургинских отложений Приаргунья встречаются прослой карбонатных пород. Выходы карбонатных пород отмечены, в частности, в окрестностях с. Красноярово-Борзинского. Они состоят из микрокристаллического кальцита, среди которого различимы обломочные зерна крупнокристаллических известняков. Чрезвычайно редки угловатые обломки кварца, плагиоклаза, единичные листочки биотита и мусковита и более крупные неокатанные обломки основных эффузивных пород. Среди основной микрокристаллической массы пород местами различимы отдельные оолиты концентрического строения, в центре которых

располагаются обломки кристаллических известняков. Наблюдаются различные сечения створок мелких раковин, иногда сохраняются обе створки, и тогда пространство между ними выполнено лучистыми агрегатами кальцита. Местами в известняках присутствуют небольшие скопления микрокристаллического халцедона.

б) *Пирокластические породы* весьма широко распространены среди тургинских отложений Приаргуны. Они образуют прослои среди нормально-осадочных пород. Чрезвычайно плохая обнаженность в этом районе не позволяет установить какую-либо последовательность в образовании пирокластических пород. Здесь встречаются туффиты, пепловые туфы, туфы кварцевых порфиров, а в контакте с более древними породами — вулканические брекчии. Наряду с пирокластическими породами встречаются перлиты.

Туффиты пользуются широким распространением в исследованном районе. Выходы туффитов известны в верховьях пади Бугутуй к югу от с. Чашино-Ильдиканского, в окрестностях с. Красноярово-Борзинского и в районе левобережья р. Урулюнгуй. По внешнему виду туффиты представляют белые, светлосерые или слабожелтоватые плотные породы, с прекрасно выраженным раковистым изломом. Они состоят из серой слабополярризующей стекловатой, нередко с примесью глинистого материала, массы, в которой в параллельном свете различными многочисленными прозрачными мелкими пепловыми частицами разнообразной формы. В скрещенных

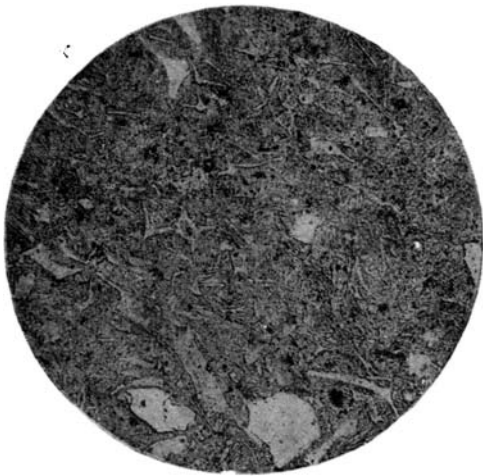


Фиг. 14. Пепловый туф из долины р. Урулюнгуй. Увел. 16, николи ||.

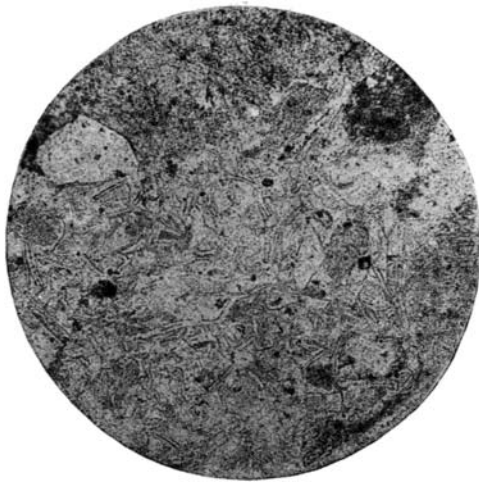
николях многие из них неразличимы среди основной стекловатой массы, лишь некоторые слабо раскристаллизованы в агрегат микрокристаллов кварца. В небольшом количестве в основной массе встречаются тонкие мелкие чешуйки серицита и более крупные, до 0,1 м в длину, немногочисленные обломки листочков биотита, обычно с опацитовой каймой или нацело опацитизированные, и единичные зерна кварца с остроугольными неправильными очертаниями, размером до 1,0 мм в диаметре. Нередко в основной массе породы встречаются мелкие пустотки, выполненные микрокристаллическим кварцем, иногда совместно с гидроокислами железа, и в отдельных участках — мелкие сферолитовые образования халцедона.

Пепловые туфы особенно широко распространены в окрестностях с. Красноярово-Борзинского и в районе левобережья р. Урулюнгуя ниже с. Партии Урулюнгуевской. Пепловые туфы обычно окрашены в светлые, светложелтые или светлосерые тона, имеют плотное сложение и часто раковистый излом. Состоят они из желтоватой стекловатой основной массы, содержащей многочисленные включения пепловых частиц самой разнообразной формы, пемзовых частиц с пузырчатой структурой и многочисленные мелкие угловатые осколки зерен кварца, плагиоклаза, листочков биотита и единичных обломков кварцевых порфиров. Пепловые частицы имеют дугообразные, Т-образные, ветвевидные, стержнеобразные и иные очертания (фиг. 14, 15, 16). Обычно они состоят из

микросталлического кварца. Обломки пемзы представляют собой прозрачные пузырчатые или волокнистого сложения образования. Обломки зерен кварца имеют неправильные остроугольные очертания, нередко они сильно корродированы. Зерна плагиоклаза также угловаты, обладают хорошо выраженной полисинтетически двойниковой структурой. По составу они принадлежат к группе альбит-олигоклаза. Биотит присутствует в незначительном количестве в виде неправильных расщепленных листочков различной величины, нередко изогнутых. Вторичные изменения биотита в различных районах распространения пепловых туфов проявляются по-разному. В окрестностях Красноярово-Борзинского листочки биотита совсем не изменены, они имеют по Ng зеленовато-коричневую окраску, по Np лимонно-желтую. В районе р. Урулюнгуя листочки биотита нацело опацизированы. Обломки кварцевых порфиров — единичные, самые крупные. Это обломки основной массы кварцевых порфиров, состоящих из микросталлического кварца и калиевого полевого шпата. Нередко встречаются обломки андезитов, состоящие из буроватой неполяризующей основной массы и включений многочисленных мелких лейст плагиоклаза. Распределение различных обломков в породе неравномерное. Преобладающими являются пепловые частицы, более или менее равномерно погруженные в стекловатую основную массу породы. Обломки пемзы и кварцевых порфиров образуют в породах спорадически встречающиеся включения. Обломки минералов, кварца, плагиоклаза и биотита местами образуют скопления, в которых обычно преобладает кварц. Обломки андезитов чрезвычайно редки.



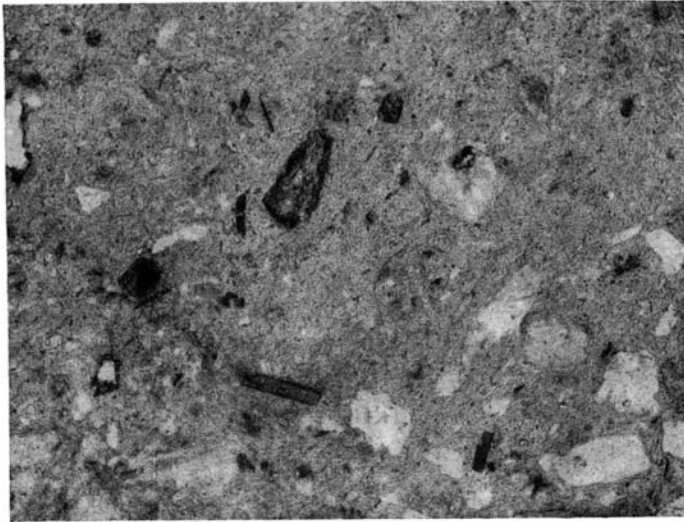
Фиг. 15. Пепловый туф из окрестностей с. Красноярово-Борзинского. Увел. 16, николи ||.



Фиг. 16. Пепловый туф из окрестностей с. Красноярово-Борзинского. Увел. 16, николи ||.

Туфы кварцевых порфиров распространены в окрестностях с. Красноярово-Борзинского по правому берегу р. Калукши и на водоразделе рек Гамужан и Безымянной пади, впадающей в р. Н. Борзю между рр. Гамужан и Б. Булак. По внешнему виду это светлосерые и желтоватые плотные породы, нередко содержащие включения крупных, до 2 см в длину, угловатых обломков кварцевых порфиров. Они состоят из желтовато-серой слабо раскристаллизованной основной массы, в которую включены обломки кварцевых порфиров, пемзы,

обломочные зерна кварца, плагиоклаза, листочки биотита и иногда мелкие прозрачные пепловые частицы (фиг. 17). Размер обломков кварцевых порфиров весьма разнообразен и колеблется от десятых долей миллиметра до 2 см в длину. Эти обломки состоят из основной массы, образованной микрокристаллическим кварцем и калиевым полевым шпатом, и вкрапленников, представленных идиоморфными зернами кислого плагиоклаза, реже кварца, и листочками биотита. Структура основной массы в обломках кварцевых порфиров различная: микрогранитная, микрогематитовая и, реже, плохо выраженная, сферолитовая.



Фиг. 17. Туф кварцевого порфира из окрестностей с. Красноярово-Борзинского. Увел. 20, николи ||.

Обломки пузырчатой пемзы присутствуют в относительно небольшом количестве и главным образом в туфах, распространенных на правобережье р. Калукши. Это стекловатые образования, имеющие пузырчатую структуру, в которых перегородки между пустотами состоят из микролитов кварца. Обломки зерен плагиоклаза присутствуют в значительном количестве. Они имеют неправильную угловатую форму, иногда идиоморфны, совершенно прозрачны, обладают прекрасно выраженным полисинтетически-двойниковым строением, иногда зональны. Размер их достигает 1,0 см в диаметре. Состав плагиоклаза соответствует альбиту и альбит-олигоклазу. Обломки зерен кварца обычно более мелкие, чем обломки плагиоклаза, угловатой формы и нередко с характерным раковистым изломом. Некоторые из них волнисто погасают. Листочки биотита весьма разнообразны по размеру — от 0,1 до 1,5 мм в длину. Они имеют удлиненную форму, нередко изогнуты или разорваны. Вторичные изменения листочков биотита проявились различно. Одни листочки совершенно не изменены, другие частично или полностью опацифицированы. Пепловые частицы присутствуют в небольшом количестве и неравномерно распределены в породе. Местами они образуют скопления. Пепловые частицы обычно тонкие, прозрачные, имеют самую разнообразную форму.

Вулканические брекчи особенно распространены в окрестностях с. Красноярово-Борзинского, на водоразделе рр. Калукши

и Гамужан, а также на водоразделе между рр. Гамужаном и Б. Булаком. По внешнему виду это пестрые или однотонные желтовато-фиолетовые породы, состоящие из угловатых различной величины обломков эффузивных пород. В состав обломков вулканических брекчий входят кварцевые порфиры, биотитовые порфиры, фельзиты, андезиты, туфы и туффиты. Близ контакта с гранитами (по левому берегу р. Калукши в 1¹/₂ км ниже с. Дучары) в состав обломков вулканической брекчий входят гранит, а также зерна калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

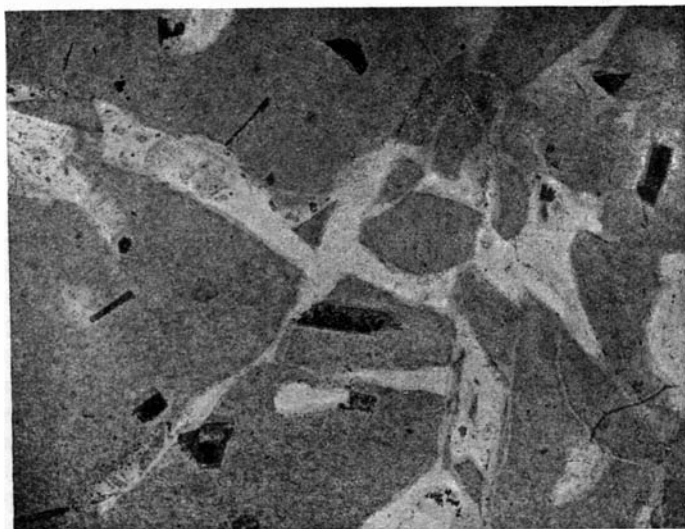
Обломки кварцевых порфиров в количественном отношении преобладают. Они имеют неправильную угловатую форму (фиг. 18, 19), размером до 2 см в длину, и состоят из кварца, калиевого полевого шпата и биотита. Структура отдельных обломков кварцевых порфиров микропегматитовая, сферолитовая, микрогранитная, в отдельных участках стекловатая.

Обломки биотитовых порфиров присутствуют в вулканической брекчий в значительно меньшем количестве. По составу основной массы они очень близко напоминают обломки кварцевых порфиров. Структура основной массы главным образом микрогранитная. В отличие от обломков кварцевых порфиров, они содержат идиоморфные вкрапленники биотита, обычно с включениями игольчатых кристаллов рутила.

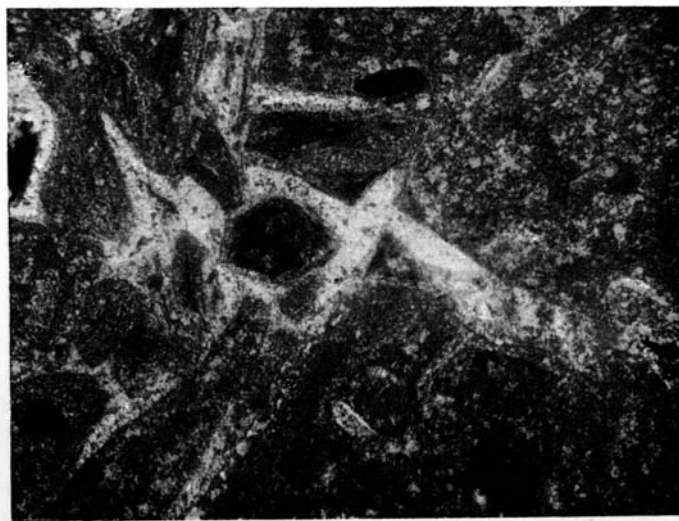
Обломки фельзитов встречаются довольно часто, они состоят из микрокристаллического кварца и калиевого полевого шпата и желтовато-серой неполяризующей стекловатой основной массы. Текстура фельзитов флюидальная, полосчатая. Наблюдается чередование полос, состоящих либо из стекловатой массы с включениями небольшого количества микролитов кварца, либо из микрокристаллических кварца и калиевого полевого шпата. В отдельных обломках фельзитов наблюдаются прерывистые, иногда образующие петли, полосы до 1,0 мм мощности, состоящие из прекрасных сферолитов, образованных микропегматитовыми прорастаниями кварца и калиевого полевого шпата. В этих полосах встречаются также сферолиты, образованные биотитом и калиевым полевым шпатом. Местами более мелкие сферолиты кварца и калиевого полевого шпата образуют небольшие гнездообразные скопления. Очень редко в обломках фельзитов встречаются вкрапленники кварца или калиевого полевого шпата. Иногда в вулканических брекчиях встречаются мелкие обломки, состоящие целиком из сферолитов или полусфер кварца и калиевого полевого шпата.

Обломки основной массы андезито-базальтов, различающиеся по структуре, имеют неправильные изометричные очертания. Одни — полнокристаллические — обладают диабазовой структурой и состоят из удлиненных лейст плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены магнетитом и хлоритом. Другие характеризуются гялопилитовой структурой и состоят из темнубурой стекловатой основной массы, богатой включениями мелких зерен магнетита и рассеянными тонкими микролитами плагиоклаза. Иногда в основной массе встречаются мелкие пустоты, выполненные хлоритом. Обломки туфов имеют остроугольные очертания, они состоят из многочисленных, причудливой формы, мелких обломков красно-бурого стекла, сцементированных мелкозернистым кварцем. Реже обломки туффитов представлены серой стекловатой массой, нередко содержащей примесь глинистого материала и многочисленные микролиты кварца.

Обломки гранитов, а также обломки зерен минералов, образующих гранит, встречаются в туфах лишь близ контакта с гранитами. Биотитовые граниты в обломках имеют гипидиоморфнозернистую структуру. Обычно они сильно изменены. Плагиоклазы грейзенизированы, листочки биотита содержат включения магнетита и апатита, всегда целиком замещены хлоритом (пеннинном). Иногда обломки гранита раздроблены



Фиг. 18. Вулканическая брекчия кварцевого порфира из окрестностей с. Красноярово-Борзинского. Увел. 20, николи || .



Фиг. 19. Вулканическая брекчия кварцевого порфира из окрестностей с. Красноярово-Борзинского. Увел. 20, николи + .

и вдоль трещин в них наблюдаются скопления и прерывистые цепочки зерен турмалина, неравномерно окрашенных в желто-бурые и синие тона.

Цемент вулканических брекчий кремнистый, то стекловатый, с включениями микролитов кварца, то хорошо раскристаллизованный. Кремнистый цемент заполняет лишь промежутки между обломками различных пород, обычно окружая их тонкой пленкой. В некоторых образцах можно наблюдать закономерную смену мелкокристаллического кварца более крупнозернистым, по мере удаления от контакта с обломочными зернами. Местами цементирующее вещество содержит гидроокислы железа.

Перлиты встречаются в Приаргунье довольно редко. Они выходят на левом берегу р. Карабона. По внешнему виду это белые, местами чуть зеленоватые стекловатые породы с микроперлитовой отдельностью на плоскостях излома. Они состоят из светлой, желтовато-серой стекловатой основной массы, в которой прекрасно видны перлитовые трещинки эллипсоидальной или, реже, правильной округлой формы. В основную массу породы вкраплены редкие фенокристы альбита и мелкие листочки биотита и мусковита. Вкрапленники альбита имеют неправильные недоразвитые очертания, реже идиоморфны. Размер их достигает 1,0 мм в длину. Они совершенно прозрачны, некоторые из них обладают хорошо выраженной полисинтетически-двойниковой структурой. Отдельные зерна альбита содержат единичные включения чешуек серицита. Вкрапленники биотита и мусковита чрезвычайно редки и невелики, по размеру не более 0,1 мм в длину. Листочки биотита неправильной формы, окрашены в красновато-коричневые тона с плеохроизмом до светложелтого. Листочки мусковита бесцветны, иногда изогнуты.

Б. Долина р. Турги

В нижнем течении р. Турги, недалеко от устья р. Бырки, впервые в Забайкалье в 1842 г. Миддендорфом были обнаружены отложения (с богатой фауной рыб, ракообразных, гастропод и насекомых), которые в дальнейшем получили название тургинской свиты.

Аргиллиты и битуминозные сланцы с фауной выходят из-под покрова четвертичных отложений в береговом обрыве р. Турги, которая протекает здесь в обширной впадине урочища Цунгурун-Тала.

К северо-западу от устья р. Бырки на размытой поверхности метаморфических сланцев палеозоя залегают мелкогалечные конгломераты, состоящие из галек тех же сланцев и являющиеся базальным горизонтом тургинской свиты. Конгломераты перекрываются серыми песчаниками, подстилающими аргиллиты и битуминозные сланцы с фауной.

Песчаники тургинской свиты представляют собой светлосерые мелко- или среднезернистые породы, состоящие из обломков кварца, полевых шпатов, редких листочков биотита и глинистых сланцев. В составе их обычно преобладают угловатые, реже слабо окатанные зерна кварца. В большом количестве содержатся также обломки глинистых сланцев. Они слабо окатаны и состоят из буроватой или белесой глинистой массы, в которой различимы чешуйки серицита и мелкие зерна кварца.

Обломки полевых шпатов играют подчиненную роль, они представлены слабо окатанными обломками плагиоклазов и редкими зернами калиевого полевого шпата. Цемент песчаников глинистый.

Аргиллиты тургинской свиты — светлосерые плотные породы с листоватой или тонкоплитчатой отдельностью (бумажные сланцы), состоящие из аморфной слабо поляризующей глинистой массы, среди которой при больших увеличениях можно различить отдельные

мельчайшие обломки зерен кварца, мелкие чешуйки биотита, мусковита и иногда серицита. Текстура аргиллитов микрослоистая, обусловленная чередованием прослоев глинистого вещества и сильно вытянутых скопленных мутнобелых чешуек каолинита.

В. Букукунская впадина

Букукунская впадина располагается у южного подножья Даурского хребта в долине р. Букукун близ с. Букукун. Эта небольшая впадина почти широтного простирания является юго-западным продолжением более крупной Алтано-Кыринской впадины, имеющей северо-восточное простирание.

Комплекс пород континентального мезозоя располагается в отчетливо выраженной в рельефе впадине в окрестностях с. Букукун. Грубообломочные переслаиваются с туфами. В основании свиты залегает мощный (до 100 м) горизонт грубообломочного конгломерата, состоящего преимущественно из галек песчаников и сланцев, а также метаморфических пород и пород гранитной интрузии, окружающих впадину. Выше залегают песчаники, частично переслаивающиеся с конгломератами. Наконец, в самых верхних горизонтах свиты начинают преобладать аргиллиты и туффиты. Общая мощность свиты может быть приблизительно определена в 150 м. В верхних горизонтах свиты наблюдаются отчетливые фациальные изменения. Песчаники и аргиллиты центральной части к периферии впадин постепенно сменяются конгломератами.

К о н г л о м е р а т ы. Базальные конгломераты характеризуются большим разнообразием состава галек и резким колебанием их размера, варьирующим в пределах от нескольких сантиметров до 0,5—1,0 м в диаметре. Местами конгломераты содержат крупные, до 1 м в длину, обломки окаменелых стволов деревьев и линзы грубозернистых песчаников с косой слоистостью. Выходы конгломератов местами представлены россыпями галечника, образованными благодаря наличию в конгломерате легко разрушающегося песчаного цемента. В состав конгломератов входят гальки гранитов, гранодиоритов, роговиков, песчаников, песчанистых сланцев, углистых филлитов, кварцитов, гранитпорфиров, плагиопорфиров и дацитов, а также обломков различных минералов — кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки и акцессорных минералов — циркона и сфена. В количественном отношении резко преобладают гальки гранитов, песчаников и филлитов. Гальки прочих пород играют подчиненную роль. Крупные гальки горных пород обычно хорошо окатаны, более мелкие нередко угловатые (фиг. 20).

Гальки гранитов представлены главным образом светлосерыми биотит-роговообманковыми разностями, широко распространенными в описываемом районе к северу и северо-востоку от Букукунской впадины.

Гальки гранодиоритов совершенно сходны с гранодиоритами, коренные выходы которых известны по правому берегу р. Букукун в 2 км выше села того же названия.

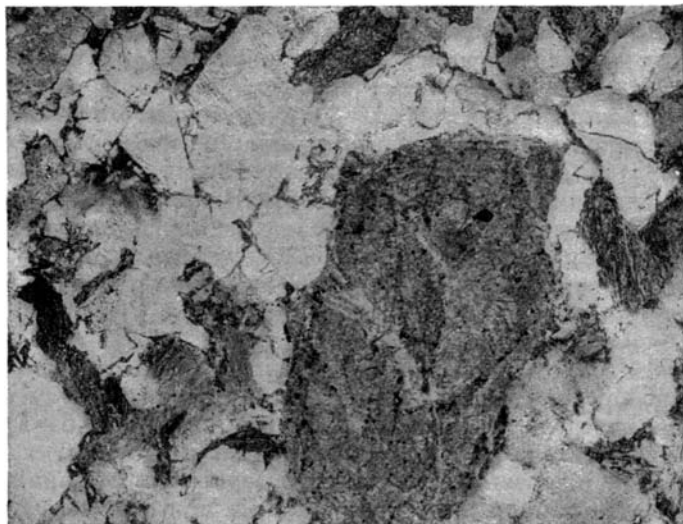
Гальки роговиков относительно редки. По составу это преимущественно кварцево-слюдяные роговики с крупными, хорошо развитыми листочками мусковита.

Гальки метаморфических песчаников обычно обладают характерной для палеозойских песчаников, выходящих в этом районе, сланцеватой катакlastической текстурой.

Гальки гранитпорфиров по минералогическому составу и структуре близко напоминают гранитпорфиры гольца Сохондо, расположенного к северу от Букукунской депрессии.

Редко встречаются гальки плагиопорфиров, совершенно сходные с плагиопорфирами гольца Сохондо. Они обладают характерной микрогранитной структурой основной массы и содержат корродированные вкрапленники кварца и идиоморфные вкрапленники плагиоклаза. В последних обычно наблюдаются многочисленные включения чешуек серицита и мелких листочков мусковита.

Конгломераты сцементированы песчаным, глинистым, железистым или туфогенным цементом. Песчаный цемент в конгломерате обычно обилен. Крупные гальки горных пород погружены в песчаный цемент и не соприкасаются между собой. Глинистый и железистый цемент выполняет только поры между гальками или опоясывает их тонкой коркой, состоящей



Фиг. 20. Конгломерат из окрестностей' с. Букукун. Увел. 20, николи ||.

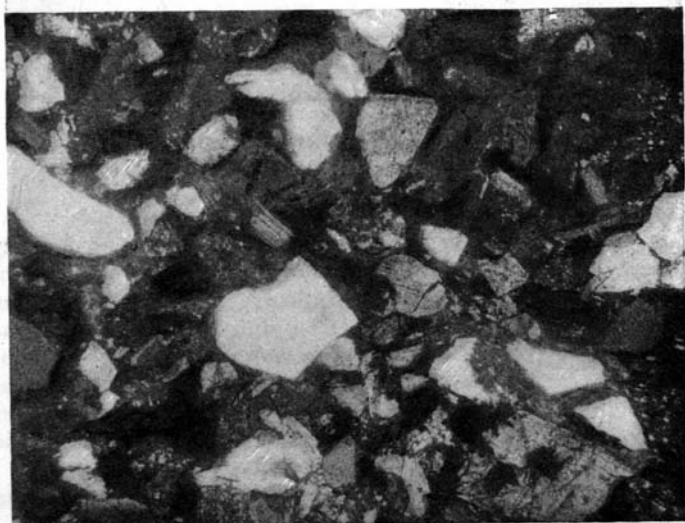
из ржаво-бурых гидроокислов железа. Туфогенный цемент в конгломерате встречается реже других типов цемента. Он представляет желтоватую аморфную или слабо раскристаллизованную массу, переходящую в микрокристаллический агрегат зерен кварца. В основной массе цемента, кроме того, различимо то или иное количество пепловых частиц и мельчайших остроугольных обломков кварца, плагиоклаза, реже листочков биотита. Местами в цементе исчезают обломки минералов и пепловых частиц и он постепенно переходит в неполяризующую аморфную массу опала.

Песчаники. По внешнему виду песчаники описываемой свиты довольно разнообразны: они обладают серой, желтой или белой окраской, и мелко-, средне- или грубозернистым сложением. Постепенными переходами они связаны с конгломератами, обычно в них наблюдается косая слоистость и в нижних горизонтах включения мелких линз конгломератов.

Состав обломков песчаников близок к составу галек конгломератов. В них присутствуют обломки различных горных пород — филлитов, песчаников, кварцитов, кварцево-сланцев, пегматитов, аплитов и т. п. и обломки минералов — кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Обломки минералов и горных пород характеризуются весьма слабой окатанностью (фиг. 20, 21,



Фиг. 21. Песчаник из окрестностей с. Букукун. Увел. 20,
николи || .

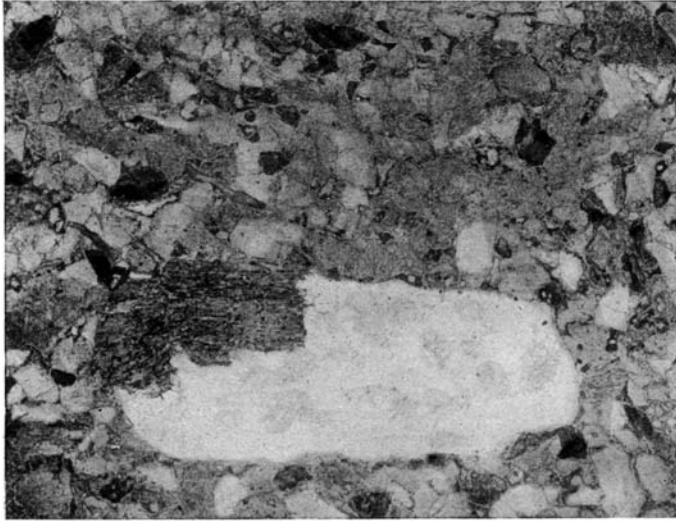


Фиг. 22. Песчаник из окрестностей с. Букукун. Увел. 20,
николи + .

22, 23), в большинстве случаев имеют неправильную угловатую форму. В количественном отношении в одних образцах преобладают обломки минералов, в других — обломки горных пород. Зерна плагиоклаза в песчаниках часто серицитизированы или пелитизированы. Обломки калиевого полевого шпата содержат иногда тонкие лертитовые вроски.

Листочки биотита обычно частично или полностью замещены хлоритом, они часто изогнуты и в этом случае облекают соседние зерна кварца или других минералов и горных пород.

Филлиты состоят из мельчайших чешуек серицита, зерен кварца и реже углистого вещества (углистые филлиты). Обломки кварцево-сланцев образованы кварцем и листочками биотита, часто замещенными хлоритом или листочками мусковита и серицита.

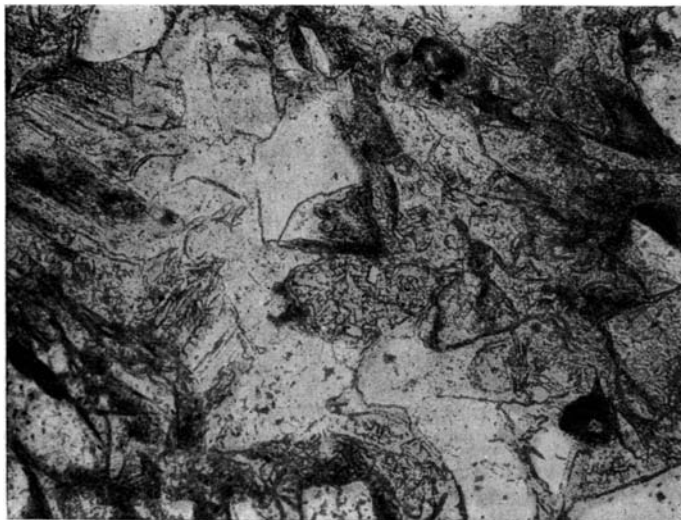


Фиг. 23. Песчаник из окрестностей с. Букукун. Увел. 20, николи ||.

Структура песчаников псаммитовая, неравномернозернистая.

Цемент в большинстве случаев отсутствует или представлен желто-бурым неполяризующим глинистым веществом, выполняющим лишь мельчайшие поры между обломочными зернами. Реже наблюдается туфогенный, переходящий в опаловый, цемент, в котором лишь иногда можно различить волокнистые пемзовые частицы. Нередко песчаники содержат тончайшие (мощностью 2—3 мм) линзы аргиллита, ориентированные параллельно друг другу. Местами в песчаниках наблюдаются более крупные (до 1 см мощности) линзовидные прослои серого опала. По левому берегу р. Букукун, напротив с. Букукун, в песчаниках встречаются окаменелые стволы деревьев, в некоторых случаях сохраняющие первичное вертикальное положение. Вокруг таких окаменелых стволов деревьев иногда наблюдаются спирально закрученные слои грубозернистого песчаника. В песчаниках встречаются многочисленные плохо сохранившиеся отпечатки листьев различных растений.

А р г и л л и т ы. По внешнему виду аргиллиты — это зеленовато-серые, светлосерые, реже желтые, тонкоплитчатые породы. Местами они переполнены растительными остатками плохой сохранности. Аргиллиты состоят из серой буроратой или желтоватой глинистой массы, в которой



Фиг. 24. Туффит из окрестностей с. Букукун. Увел. 20,
николи. ||



Фиг. 25. Туффит из окрестностей с. Букукун. Увел. 20,
николи. ||

содержатся мельчайшие обломки кварца, плагиоклаза, листочки биотита, мусковита, а также чешуйки серицита и хлорита. Иногда в аргиллитах присутствует углистое вещество и небольшие скопления гидроксидов железа. Распределение обломочного материала в основной глинистой массе пород неравномерное; в одних участках наблюдаются скопления более крупных обломков минералов, местами резко преобладает глинистое вещество.

Туффы и тфы характеризуются светлой, светлосерой, светложелтой или почти белой окраской и тонкозернистым сложением с тонкоплитчатой или листоватой отдельностью. Они состоят из светложелтой аморфной, чрезвычайно редко слабо раскристаллизованной основной массы, переполненной пепловыми частицами разнообразной величины и формы. Более крупные из них обнаруживают тонковолокнистую или пузырчатую пемзовую структуру (фиг. 24, 25). Кроме пепловых частиц, в туффитах содержится в большем или меньшем количестве неправильные остроугольные обломки различных минералов — кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, а также листочков биотита, обычно замещенных хлоритом и эпидотом. Изредка встречаются также мелкие обломки филлитов или углистых филлитов. Местами в незначительном количестве в туффитах содержится глинистое вещество, слабо поляризирующее при скрещенных николях. По мере увеличения в туффитах терригенного материала они постепенно переходят в аргиллиты.

В верхней части разреза букукунской свиты туффиты тесно переслаиваются с аргиллитами.

Г. Чикойская впадина и впадина верховьев р. Унго

Отложения тургинской свиты в этом районе приурочены к обширной долине р. Чикоя, на участке ее северо-восточного простирания между с. Гремьей и курортом Ямаровкой. Обнажения пород тургинской свиты приурочены преимущественно к левобережью долины р. Чикоя. Кроме того, выходы аналогичных пород располагаются к северу от Чикойской впадины среди обширной котловины современного рельефа, разделяющей северную и южную гряды Малханского хребта. Угленосные отложения долин р. Чикоя были известны в литературе еще с давних времен. Первые находки твердого гагата отметил Паллас в одной версте от Урлукской слободы в 1772—1773 г. Затем в ряде мест долины р. Чикоя А. Озерским (1867), И. Д. Черским (1882), Фоминым и В. А. Обручевым был отмечен уголь. В. А. Обручев (1914) дал сводное описание угленосных отложений Чикойской впадины. Литологически сходные отложения с плохо сохранившимися отпечатками растений обнаружены автором в 1939 г. при геологической съемке миллионного масштаба в районе Малханского хребта во впадине, имеющей также северо-восточное простирание и расположенной в верховьях долины р. Унго. Верхнемезозойские отложения того и другого района представлены конгломератами, песчаниками и аргиллитами, содержащими редкие прослой углистых сланцев и углей. Местами выходы этих отложений сопровождаются обширными покровами более молодых базальтов и андезито-базальтов (верховья р. Унго). В окрестностях с. Осинского в Чикойской впадине отложения тургинской свиты пересечены дайками базальтов и анальцимовых базанитов. В основании этих отложений залегают глыбовые конгломераты, содержащие гальку и обломки подстилающих пород.

Отчетливо наблюдаются фациальные изменения в горизонтальном направлении. В краевых частях впадины, как это можно видеть к югу от пос. Зашуланского и по правому берегу р. Чикоя против того же

поселка, эти отложения представлены толщей грубообломочных конгломератов, содержащих валуны и неокатанные глыбы подстилающих пород. По направлению к центральной части впадины эти породы сменяются грубозернистыми и среднезернистыми песчаниками и, наконец, серией тонкозернистых пород; аргиллитов и тонкозернистых песчаников и иногда глин, содержащих прослой углистых сланцев и линзы бурых углей.

Общая мощность описываемой свиты исчисляется несколькими сотнями метров. обнажения по левому берегу р. Чикоя, выше устья р. Мергеня, показывают, что видимая мощность свиты здесь не менее 200—300 м. Приводим описания пород, входящих в состав тургинской свиты.

Конгломераты, слагающие базальные горизонты свиты, весьма разнообразны. Они обладают красновато-бурой, серой или белой окраской и либо содержат мелкую гальку, либо приобретают характер типичных фангломератов, сложенных крупными (до 2 м в диаметре) валунами или слабо окатанными глыбами.

Состав гальки конгломерата весьма разнообразен и представлен гранитами, гнейсами, различными кристаллическими сланцами, песчаниками и эффузивными породами. Крупные обломки цементируются более мелкими обломками перечисленных пород и различных минералов: кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, листочков биотита, мусковита, зерен эпидота и аксессуарных минералов — циркона, апатита, магнетита и ортита.

Состав галек конгломерата резко меняется в зависимости от состава пород прилегающих возвышенностей. В конгломератах р. Шимбелик и в мелкогалечных конгломератах р. Верхний Бутунгар в гальке преобладают распространенные здесь же, на склонах Малханского хребта, граниты и гнейсы, причем в гальке конгломерата долины Чикоя наблюдается большое количество гальки катакластических гнейсов, выходы которых тянутся узкой, до 0,5 км ширины, полосой вдоль сереро-западной границы Чикойской впадины. В конгломератах окрестности курорта Ямаровки в гальке преобладают кристаллические сланцы — кремнистые и кварцево-сланцевые, выходящие в непосредственной близости от конгломератов.

Валуны гранитов достигают размеров 1—1,5 м в диаметре. Мелкие гальки гранита (1—2 мм) угловаты или слабо окатаны. Крупные валуны обычно хорошо окатаны, но иногда представляют собой угловатые глыбы. В состав галек гранита входят кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и биотит. Калиевый полевой шпат содержит многочисленные тонкие пертитовые вроски альбита.

Гальки гнейсов разнообразны по величине и форме. В состав их входят кварц, калиевый полевой шпат и биотит. Структура гнейсов гранобластическая. В большом количестве в конгломератах долины р. Чикоя присутствуют гальки катакластических гнейсов, аналогичных тем, которые выходят в коренных обнажениях вдоль северо-западного склона долины Чикоя.

Изометричные зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата в катакластических гнейсах как бы цементируются мелкокристаллическим агрегатом раздробленных, волнисто погасающих зерен кварца. Нередко в гнейсах по плоскостям раздробления развивается эпидот.

Гальки кварцево-сланцевых сланцев состоят из мелких зерен кварца и тонких удлиненных листочков биотита, строго ориентированных параллельно друг другу. Структура пород сланцеватая. Отдельные гальки кварцево-сланцевых сланцев содержат довольно крупные зерна турмалина.

Гальки кремнистых сланцев встречаются в конгломератах Ямаровки и состоят из микрокристаллического кварца и редких чешуек серицита.

Структура кремнистых сланцев брекчиевидная; отдельные угловатые обломки кремнистых сланцев сцементированы крупнозернистым кварцем.

Гальки песчаников редки; они состоят из угловатых, слабо окатанных обломков, главным образом кварца и полевых шпатов, сцементированных кварцево-хлоритовым цементом. Отдельные гальки песчаников содержат гнездообразные скопления мелкокристаллического кварца и калиевого полевого шпата и иногда эпидота.

Из эффузивных пород в гальке конгломерата встречаются кварцевые порфиры с хорошо выраженной порфировой структурой. Фенокристы в этих породах представлены идиоморфными, частью корродированными зернами кварца и кристаллами плагиоклаза. Основная масса состоит из микропегматитовых сростков кварца и калиевого полевого шпата, отдельных зерен магнетита и неправильных скоплений гидроокислов железа.

Обломки зерен кварца присутствуют в значительном количестве; обычно они хорошо окатаны. Нередко кварц обладает волнистым погасанием.

Обломки калиевого полевого шпата обычно содержат тонкие разветвляющиеся пертитовые вростки альбита, иногда они обладают решетчатой структурой.

Гальки и мелкие обломки в конгломерате сцементированы глинистым или железистым материалом. Глинистый и железистый цемент выполняют лишь поры между гальками горных пород и мелкими обломками минералов.

Размер галек в конгломерате, как уже указывалось выше, варьирует настолько сильно, что от конгломератов наблюдаются постепенные переходы к песчаникам.

Песчаники, так же как и конгломераты, широко распространены как в долине р. Чикоя, так и в верховьях р. Унго. По внешнему виду они представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые породы, окрашенные в серые, желтовато-серые, розовые, белесые и красноватые тона. Нередко они обладают хорошо выраженной косою слоистостью, причем отдельные прослои характеризуются различной крупностью зерна.

Состав обломков песчаников весьма разнообразен. Из минералов присутствуют: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка, эпидот, цоизит, акцессорные — титанит, циркон и турмалин; из горных пород — обломки кварцево-серицитовых сланцев, серицитовых сланцев, углисто-серицитовых сланцев, кварцево-слюдяных сланцев, гнейсов, кварцитов, гранитов, филлитов, кремнистых сланцев и фельзитов.

Преобладание того или иного состава обломков песчаников, так же как и у конгломератов, зависит от состава окружающих пород фундамента. Так, например, по правому берегу долины р. Чикоя в окрестностях сел. Осинского и Захарова в обломках преобладают гнейсы и кварцево-слюдяные сланцы, а также продукты разрушения гранитов и гнейсов, представленные главным образом зернами кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. В верховьях р. Хилкосон по пади Мултук наряду с обломками кварца и полевых шпатов в значительном количестве присутствуют биотит и эпидот, в изобилии содержащиеся в эффузивных породах, слагающих соседние возвышенности. В окрестностях Ямаровского минерального источника в обломках песчаников преобладают филлиты и кварцево-серицитовые сланцы, широко распространенные в этом районе.

Структура песчаников псаммитовая, мелко-, средне- или крупнозернистая. Крупнозернистые песчаники связаны с мелкогалечными конгло-

мератами постепенными переходами. Нередко наблюдаются слоистые текстуры.

Зерна кварца неправильной угловатой формы, иногда со следами слабой окатанности. Отдельные зерна кварца имеют волнистое погасание.

Зерна плагиоклаза слабо окатаны. Обычно они обладают полисинтектическим двойниковым строением. Вторичные изменения плагиоклаза выражаются в значительной их пелитизации и иногда серицитизации. Калиевый полевой шпат также присутствует в виде неправильных угловатых зерен, слабо пелитизированных, иногда обладающих характерной для микроклина решетчатой структурой.

Листочки биотита имеют удлиненную форму и часто хлоритизированы.

Роговая обманка встречается очень редко в виде мелких угловатых обломков плеохроирующих от яркозеленого цвета до зеленовато-желтой окраски.

Эпидот и цоизит присутствуют в песчаниках, распространенных в верхнем течении р. Хилкосон. Обломки их имеют неправильную форму, иногда образованы агрегатом мелких бесцветных (цоизит) или бледнозеленых (эпидот) кристаллов.

Турмалин встречается в виде слабо окатанных, иногда идиоморфных зеленовато-бурых зерен.

Акцессорные минералы — титанит и циркон — встречаются то в виде угловатых бурых зерен (титанит), то в форме мелких изометричных зерен (циркон).

Обломки кварцево-серицитовых сланцев имеют удлиненную по сланцеватости форму, слабо окатанную. Они состоят из микрокристаллического кварца и чешуек серицита, ориентированных параллельно сланцеватости породы.

Обломки серицитовых сланцев имеют слабо удлиненную форму и состоят почти исключительно из мельчайших чешуек серицита и редких зерен кварца.

Обломки углисто-серицитовых сланцев в значительном количестве содержат, кроме серицита, неправильные зернистые скопления углестого вещества. В них наблюдается слоистая текстура, обусловленная чередованием прослоев углестого вещества и прослоев, обогащенных серицитом.

Обломки кварцево-сланцевых сланцев имеют неправильную удлиненную форму и состоят преимущественно из зерен кварца и листочков мусковита.

Угловатые обломки гнейсов в большинстве случаев состоят из мелкокристаллического кварца и калиевого полевого шпата. Обломки, состоящие почти исключительно из зерен кварца, имеют сланцеватую, катакластическую структуру, характерную, в частности, для линз раздробления в гнейсах по р. В. Делюну. Отдельные обломки гнейсов имеют очковую структуру; катаклазированные зерна в них как бы обтекают более крупные зерна калиевого полевого шпата.

Обломки кварцитов редки. Они довольно хорошо окатаны и состоят из зерен кварца, местами сцементированных мелкими листочками мусковита.

Обломки фельзитов состоят из микрокристаллических зерен кварца и калиевого полевого шпата. В некоторых из них встречаются вкрапленники калиевого полевого шпата.

Обломки гранитов редки.

Обломки филлитов встречаются главным образом в песчаниках окрестностей Ямаровки. Состоят из мутносерой глинистой массы, в которой различимы мелкие кристаллы кварца и чешуйки серицита.

Обломки кремнистых сланцев состоят из микрокристаллического кварца и сероватой слабо поляризующей массы.

Цементирующее вещество в крупнозернистых разновидностях выполняет лишь поры между обломками пород и минералов; в мелкокристаллических разновидностях имеет базальную структуру.

Состав цемента различный: глинистый, карбонатный и железистый. Глинистый цемент состоит из мутнобелых хлопьевидных скоплений каолина и раскристаллизованных участков кварца и серицита. Карбонатный цемент состоит из микрокристаллического карбоната или из крупных неправильной формы кристаллов кальцита. Железистый цемент встречается обычно в комбинации с глинистым и представляет неправильные скопления лимонита и мелкозернистые агрегаты гематита, выполняющие промежутки между обломочными зернами. Песчаники с карбонатным и железистым цементом распространены главным образом в долине р. Чикоя в окрестностях селений Захарова, Осинского и Шимбелика и по пади Мулгун в верховьях р. Хилкосона.

А р г и л л и т ы в мезозойских отложениях Чикойской долины играют незначительную роль. Они образуют тонкие прослои и линзы среди песчаников и конгломератов и лишь в верхних частях разреза появляются в виде более мощных пластов, переслаивающихся с бурыми углями.

Аргиллиты — зеленовато-серые и желтоватые, иногда с тонкослоистой текстурой породы, состоят из желто-бурой неполяризующей глинистой массы, часто сильно обогащенной гидроокислами железа. В глинистой массе включены многочисленные мельчайшие угловатые обломки кварца, плагиоклаза и листочков слюды (главным образом биотита). Кроме того, в глинистом веществе различимы мельчайшие чешуйки серицита и иногда микрокристаллический кварц. Отдельные образцы в небольшом количестве содержат углистое вещество. Местами аргиллиты обладают отчетливо выраженной тонкослоистой текстурой: наблюдается чередование тонких прослоев, обогащенных обломочным материалом, и прослоев, почти лишенных его.

У. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Вопрос об условиях накопления континентальных верхнемезозойских отложений в Забайкалье до сих пор не имеет однозначного решения. Мнения исследователей в основном группируются вокруг двух гипотез, рассмотренных нами в гл. II, сложившихся в различные периоды геологического изучения Забайкалья.

Значительный фактический материал, накопившийся за последние годы, решительно не подтверждает гипотезу о сплошном покрове угленосных отложений в Забайкалье. В пользу такого вывода свидетельствуют прежде всего результаты изучения литологии осадочных пород.

Состав обломочного материала, как следует из предыдущей главы, в континентальных отложениях мезозоя строго зависит от окружающих впадину более древних пород. Это прослеживается не только в базальных горизонтах свиты, но и на протяжении всего разреза, что указывает на постоянную область размыва в течение всего периода формирования тургинских осадков в отдельных впадинах. Отсутствие сортировки обломочного материала, плохая окатанность обломков, среди которых нередко встречаются крупные неокатанные глыбы 1—2 м в диаметре, свидетельствуют о том, что источники сноса обломочного материала располагались в непосредственной близости от области накопления осадков. Описанные выше фангломераты и грубообломочные осадочные брекчии образовались, повидимому, из крупных валунов и глыб, сносившихся со склонов приле-

гающих возвышенностей. Далее следует указать постепенную смену грубообломочных фаций тонкозернистыми в направлении от периферии к центру впадин. Отмеченные фациальные изменения подтверждаются непосредственными полевыми наблюдениями и в отдельных угольных месторождениях устанавливаются разведочными выработками. Угольные пласты, обычно приуроченные к центральным частям впадин, как это, например, устанавливается для угленосных отложений Хилкоской впадины и других по направлению к периферии впадин, расщепляясь на ряд мелких пластов, постепенно выклиниваются. Особенности состава, размера и формы обломочного материала, слагающего эти отложения, а также закономерное изменение фаций по направлению к краевым частям впадин позволяет довольно близко определить естественные границы отдельных разобщенных бассейнов, в которых накопились континентальные осадки в верхнемезозойское время.

Палеонтологические данные также противоречат гипотезе о существовании сплошного покрова верхнемезозойских осадков, которые, по мнению А. В. Львова (1924), отлагались в солоноватоводном «Ангарском море». Так, например, Л. С. Берг, подробно изучавший *Lycoptera* из описанных отложений, заключает, что «это — чисто пресноводная рыба». Далее он отмечает, что *Lycoptera* встречается обычно в тонкослоистых бумажных сланцах тургинской свиты «совместно с остатками типичных пресноводных животных, каковы эстери, пресноводные моллюски типа байкальских, личинки стрекоз, а также с остатками растений. Никаких данных, которые свидетельствовали бы в пользу обитания этих форм в соленых или солоноватых водах, — нет, и выдвигаемые некоторыми авторами предположения о нижнемеловом море к востоку от Байкала должны быть самым решительным образом отвергнуты». Такое же мнение высказывает и Е. С. Раммельмейер (1935), изучавшая фауну моллюсков р. Витима. Относительно бассейна, в котором обитали моллюски, она пишет: «это было небольшое озеро или медленно текущая река с достаточно чистой водой, на что указывает присутствие *Baicalia* и *Bithyna*, но с зарослями около берега, в которых жили *Limneus*».

Изложенные выше данные — литологические, стратиграфические и палеонтологические — свидетельствуют о том, что верхнемезозойские впадины морфологически были выражены к моменту накопления осадков и представляли собой довольно узкие межгорные котловины, окруженные возвышенностями, служившими источниками обломочного материала. Размеры этих впадин примерно совпадали с современными контурами распространения верхнемезозойских континентальных отложений. В краевых частях впадин происходило накопление пролювиальных осадков горных склонов, ныне представленных глыбовыми конгломератами и осадочными брекчиями из совершенно неокатанного материала и фангломератами, в которых крупные, 1 м в диаметре, валуны сочетаются с мелкими гальками. Фангломераты по характеру распространения напоминают образования типа конусов выноса, слившихся в широкие предгорные шлейфы. В центральных частях впадины на заболоченных пространствах, в водоемах озерного типа или в долинах рек откладывался более отсортированный материал. Мы здесь встречаем мелкогалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой с прослоями и линзами песчаников, часто обладающих кривой слоистостью, а также аргиллиты, местами содержащие прослой и линзы бурых углей. В центральной части Букукунской впадины, среди песчаников, автор наблюдал сохранившиеся кремнеелые стволы крупных деревьев. Некоторые из них, вертикально стоящие, окружены спирально закрученными слоями песчаников, указывающих на поступление обломочного материала из быстро текущих потоков. В песчаниках и аргиллитах местами в изобилии

сохранились отпечатки листьев папоротников и других растений. Во многих впадинах отлагались битуминозные (бумажные) сланцы с характерным сопровождающим их биопеносом (рыбы, ракообразные, пелециподы и гастроподы).

Привлекая геологический материал по различным впадинам Забайкалья, можно видеть, что в верхних частях разреза слагающих эти впадины континентальных осадков терригенные отложения переслаиваются с пластами бурого угля, образование которых явилось результатом пышного расцвета растительности. В отдельных впадинах наблюдаются одна, две или даже три угленосные толщи, разделенные довольно мощными (200 м) пачками грубообломочных пород (Шилкинская, Букачачинская и другие впадины). В пределах самих продуктивных свит обычно насчитывается до 80 и более угольных пластов. Одновременно с углеобразованием на заболоченных пространствах в центральных частях впадин, в предгорьях накоплялись грубые конгломераты. Такую картину удастся проследить для ряда впадин, например для Хилокской, Чикойской (по данным автора) и других. Изучение различными авторами химии и петрографии угольных пластов Забайкальских месторождений (Н. А. Флоренсов и В. А. Ларина; Ю. А. Жемчужников, 1941) свидетельствует об автохтонном их происхождении. Нахождение в почве угольных пластов пней минерализованных деревьев с серией сохранившихся корешков (Гусиноозерская, Хилокская и др. впадины) подтверждает этот вывод. Генетически почти все угли Забайкалья относятся к типу гумусовых, лишь в отдельных местах, вероятно в зарастающих болотистых озерах, происходило накопление сапропелевого ила, смешанного с гумусовым материалом, давшим начало гумито-сапропелевым углям, известным, например, на Гусином озере. В отдельных озерах, повидимому, происходило отложение биогенного органического ила, давшего начало битуминозным горючим сланцам (Тургинская впадина и др.) Кроме описанных выше терригенных и угленосных фаций, следует упомянуть еще об известковых отложениях, имеющих ничтожное распространение среди верхнемезозойских континентальных образований. Наличие известкового материала в тургинских осадках наблюдается обычно в тех местах, где мы имеем поблизости выходы более древних карбонатных пород, например в Приаргунье. Прослой известняков в тургинских отложениях здесь имеют мощность, измеряемую сантиметрами. Это обломочные известняки (или известковые песчаники), содержащие обломки карбонатных пород и известковых раковин и местами имеющие оолитовое строение. Появление оолитовых структур, возможно, свидетельствует о местном засолонении бассейнов, получившемся в результате размыва окружающих древних известковых толщ. В других пунктах Забайкалья карбонатный материал в тургинских отложениях присутствует в ничтожном количестве либо в виде немногочисленных обломочных зерен в песчаниках, либо в качестве цементирующего материала в конгломератах или гребозернистых песчаниках.

Таким образом, накопление верхнемезозойских континентальных осадков происходило в результате отложения их то быстрыми потоками (конгломераты, галечники), то медленно текущими меандрирующими реками с заболоченными старицами (песчаники, аргиллиты, угли), то, наконец, в озерных условиях (песчаники, аргиллиты, битуминозные сланцы) и т. д. Все это создавало исключительную пестроту фаций в пределах даже одной и той же впадины как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. В Восточном Забайкалье чрезвычайное разнообразие континентальных терригенных и угленосных фаций осложняется присутствием разнообразных вулканогенных, преимущественно пирокластических, пород, переслаивающихся с осадочными породами —

песчаниками и аргиллитами. Они представлены вулканическими брекчиями, аггломератными туфами, пепловыми туфами и туффитами. Особенно широко пирокластические породы распространены в Приаргунье. Наличие вулканогенных пород в тургинской свите Восточного Забайкалья свидетельствует о довольно напряженной вулканической деятельности в верхнем мезозое. Следы этих извержений мы находим и в осадках Букукунской впадины, где в верхней части разреза тургинских отложений среди осадочных пород встречаются тонкие прослои пепловых туфов. Пепловый материал в виде тончайших обломков стекла и пузырчатой пемзы присутствует здесь в цементе конгломератов. Наличие пеплового материала в тургинских отложениях западной части Забайкалья пока никем не отмечалось.

Климат верхнемезозойского времени в Забайкалье был, по видимому, теплым и влажным. Развитие пышной растительности (по определениям В. Д. Принады), представленной преимущественно различными видами папоротников и хвощей, скопления которых местами дали различной мощности пласты бурых углей, свидетельствует о вероятной влажности климата этого времени. Развитие таких растительных форм как *Ginkgoa-sea* указывает на то, что климат этой эпохи был теплым. Находки ископаемого страуса подтверждают этот вывод. Однако одновременное присутствие в одних и тех же толщах, даже в пределах одной и той же впадины, остатков страуса и влаголюбивых, по видимому, растений, заставляет предполагать, что климатические условия верхнемезозойского времени не были постоянными. Эпохи более влажного климата сменялись, вероятно, эпохами засушливыми.

VI. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВПАДИН

Условия залегания тургинских отложений и соотношение последних с более древними образованиями складчатого основания позволяют предположить, что образования впадин, как мы видели выше, морфологически выраженных в доверхнемезозойском рельефе, связано с возникновением крупных разломов северо-восточного простирания. Дифференциальные глыбовые движения вдоль этих разломов в Забайкалье создали систему впадин типа грабенных, имеющих разнообразное внутреннее строение. Время их образования было различным в отдельных районах Забайкалья. В области мезозойской складчатой зоны в Восточном Забайкалье образование таких впадин происходит в нижнемеловое время; в областях герцинской и каледонской складчатости Забайкалья оно началось значительно раньше, в среднеюрское и, быть может, нижнеюрское время, как это удается установить на основании палеонтологических данных (Нагибина, 1946₁).

Тектоническая жизнь впадин не прекращалась во время накопления тургинских отложений. В некоторых из них мы наблюдаем мощные пачки конгломератов, достигающие 200 м мощности (например, в Букачачинской впадине, по данным В. И. Жерехова, или Шилкинской, по данным Б. А. Иванова), разделяющие продуктивные свиты. Внутрiformационные конгломераты в угленосных отложениях Хилокской впадины содержат окатанные гальки из подстилающих прослоев песчаников и углей продуктивной толщи. Внутри тургинской свиты в некоторых впадинах устанавливаются угловые несогласия, отмеченные, в частности, упомянутым исследователем в угленосных отложениях той же Хилокской впадины. К концу нижнего мела тургинские отложения были нарушены сбросами и надвигами и смяты в пологие складки. Морфология складок

тургинских отложений указывает на то, что возникновение их связано с глыбовыми движениями жесткого складчатого основания. В отдельных впадинах, например Букукунской, по данным автора, тургинские отложения лежат почти горизонтально и нарушены лишь многочисленными мелкими простыми сбросами, амплитуда которых меняется от нескольких сантиметров до метров.

В третичное время в ряде впадин (Шилкинская, Букачачинская, Гусиноозерская и др.) происходит накопление довольно мощных грубообломочных отложений, слабо сцементированных конгломератов и песчаников, несогласно залегающих на размытой поверхности тургинских отложений. В послетретичное время продолжают глыбовые тектонические движения. Третичные отложения во впадинах залегают или горизонтально или смяты в чрезвычайно пологие складки и пересечены сбросами и надвигами. Часть молодых дислокаций была унаследована от более древних. Б. А. Максимов, например, указывает, что крупный сброс, захватывающий тургинские отложения вдоль северного края Ундинской впадины, заложен еще в доверхнемезозойское время.

Для разлома, обрамляющего с северо-запада Чикойскую впадину, также устанавливается длительное развитие. В юго-западной части этой впадины брекчия и катакластические породы, слагающие зону разлома, попадают в гальку конгломератов угленосных отложений. В северо-восточной части впадины, в окрестностях курорта Ямаровки, видно, как по тому же разлому древние кристаллические породы надвинуты непосредственно на молодые угленосные отложения. В ряде мест тургинские отложения пересечены дайками и небольшими гипабиссальными телами различных магматических пород, преимущественно основных и средних, а также перекрыты довольно мощными покровами базальтов и андезитов. В Восточном Забайкалье, по данным И. В. Лучицкого и автора (1938), местами на тургинских отложениях, кроме базальтов, залегают покровы липаритов. В Западном Забайкалье, по данным Л. М. Афанасьева, А. А. Арсеньева, И. В. Лучицкого и автора, тургинские отложения пересечены небольшими телами щелочных пород типа микросиенитов, монцонитов, анальцимовых базанитов и тешенитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Жемчужников Ю. А. Материалы к генезису Черновского и Букачачинского месторождения углей. Тр. Всес. научн.-иссл. геол. инст., 1941, вып. 134.
- Катушенко И. И. и Нагибина М. С. Геологическое строение района верхнего течения р. Урюмка (Восточное Забайкалье). Очерки по геологии Сибири, 1945, вып. 13.
- Лучицкий И. В. и Нагибина М. С. О молодых эффузивах Забайкалья. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, 16, вып. 1.
- Львов А. В. Из геологического прошлого средней части долины р. Иркутка в пределах от Тункинской котловины до Зыркузунского хребта. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. общ., 1924, 46, вып. 3.
- Миддендорф А. Ф. Путешествие на север и восток Сибири. Часть I, отд. 2. СПб., 1860.
- Нагибина М. С. (1). К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1946, № 1.
- Нагибина М. С. (2). К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1946, № 4.
- Нагибина М. С. и Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1948, № 2.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии), ч. 2. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д., 1905, вып. 22.

- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии), ч. 1. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д., 1914, вып. 22.
- Обручев В. А., Герасимов А. П. и Гедройц А. Э. Работы Восточно-Сибирской горной партии в 1898 г. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д., 1899, вып. 19.
- Озерский А. Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья. СПб. Изд. Мин. общ., 1867.
- Раммельмейер Е. С. Фауна моллюсков с р. Витима. Изв. Акад. Наук СССР, 1935, № 3.
- Рейс О. О. Фауна рыбных сланцев Забайкальской области. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д., 1910, вып. 29.
- Флоренсов Н. А. О структурном типе рельефа Забайкалья и термине «горный хребет». Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22 (6).
- Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1948, № 2.
- Черский И. Д. Геологические экскурсии на высотные плоскогорья и берег Байкала между устьями Селенги и Кики. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. общ., 1882, 18, № 1—2.
- Черский И. Д. Отчет о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкала, произведенном по поручению Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. общ. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. общ., 1886, 12.
- Эггер И. Г. Остатки рыбных сланцев Турги и Витима в Забайкальской области. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д., 1910, вып. 29.
-

А. А. АРСЕНЬЕВ и Е. А. НЕЧАЕВА

**КРАТКИЙ ОЧЕРК ВУЛКАНИЗМА УДИНСКО-ХИЛОКСКОГО
МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

«В отношении разнообразия массивнокристаллических пород Селенгинская Даурия может быть поставлена на одно из первых мест на земном шаре и представляет чрезвычайно благодарное поле для специальных петрографических исследований» (В. А. Обручев, 1914).

Настоящая работа является результатом геологических исследований, проведенных Институтом геологических наук Академии Наук СССР в 1939 г.

В этих исследованиях, кроме авторов, участвовали также геолог П. М. Клеветский и студенты Московского геолого-разведочного института (МГРИ) И. И. Берсенев и В. А. Разницын.

Характерной особенностью исследованного района является широкое развитие щелочных гранитоидов и некоторых других щелочных и субщелочных пород, петрологическая характеристика которых приводится в настоящей работе.

Ввиду того, что основная литература по Забайкалью имеется в трудах академика В. А. Обручева, мы не даем ее специального обзора. Кроме В. А. Обручева, давшего первую схему вулканизма Западного Забайкалья, краткое петрографическое описание различных магматических пород имеется у А. Е. Дербиной, О. Д. Левицкого, И. В. Лучицкого и некоторых других.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Почти полное отсутствие нормально-осадочных отложений в пределах исследованной территории чрезвычайно затрудняет установление стратиграфического разреза.

В основном весь район исследований сложен гранитами и сиенитами, относящимися к двум крупным этапам вулканизма, время внедрения которых определяется от докембрия до верхнего палеозоя, а также эффузивами (паган-хунтейская свита), относящимися к среднему мезозою.

Все остальные породы — гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, континентальные отложения и молодые базальты — занимают по распространению резко подчиненное положение и выделяются отдельными пятнами на общем фоне широкого развития гранитов и эффузивов.

В результате наших геолого-петрографических исследований нормальный стратиграфический разрез представляется в следующем виде.

I. Докембрий или нижний палеозой (?).

Осадочно-метаморфический комплекс.

II. Докембрийский или древнепалеозойский (?) интрузивно-эффузивный комплекс.

Гнейсовидные лейкократовые граниты, гранито-гнейсы и гнейсы. Порфириоиды.

III. Палеозойский (варисский?) интрузивный комплекс.

Габбро и габбро-диориты.

Биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты, сиениты и гра-нодиориты.

Щелочные граниты и сиениты.

IV. Мезозойский интрузивно-эффузивный комплекс.

Цаган-хунтейская осадочно-эффузивная свита (Mz).

Малая интрузия (аляскиты, гранит- и сиенитпорфиры, щелочные микрограниты, грорудиты, сельвсбергиты, габбро-диабазы и др.).

V. Континентальные отложения.

Конгломераты, песчаники и кислые эффузивы (Cr).

VI. Мезо-кайнозойский эффузивный комплекс.

Базальты и долериты и их туфы.

Тешениты.

VII. Четвертичные отложения (Q).

Приведенное ниже описание начинается с более древних отложений.

I. ДОКЕМБРИЙ ИЛИ НИЖНИЙ ПАЛЕЗОЙ (?)

1. Осадочно-метаморфический комплекс

Породы древней осадочно-метаморфической серии, слагающие кровлю гранитных интрузий, в настоящее время встречаются в отдельных разоб-щенных участках района, обычно совместно с остатками гранито-гнейсов и ортогнейсов.

Наибольшее распространение они имеют в западной (бассейн р. Шелу-тай) и в центральной (бассейн р. Кижинги и ее водораздел с р. Хилок) частях исследованной территории.

Среди пород этой серии преобладают мраморы; кварцево-известкови-стые и другие сланцы и кварциты встречаются в подчиненном количе-стве. Слоистость наблюдается редко; обычно породы массивны и поэтому залегание их в большинстве случаев неясно.

По внешнему облику мраморы представляют собой крупно- и средне-зернистые, реже мелкозернистые породы белого или зеленовато-белого цвета. Первичная слоистость в них совершенно неразличима; можно лишь предположить, что причиной образования скалистых гряд, встречаю-щихся в местах распространения известняков, послужило некоторое послойное различие в растворимости и сопротивлении выветриванию, вызванное различиями в их составе. Мраморы разбиты многочислен-ными трещинами, иногда заполненными серым вторичным кальцитом. Главным минералом является кальцит, к которому иногда в качестве незначительных примесей присоединяются листочки графита, зернышки скаполита, редкие зерна моноклинного пироксена, форстерита и пла-стинки бесцветной слюды. В некоторых мраморах в качестве примесей встречаются совместно аллотриоморфные зернышки бесцветной шпин-нели, форстерита и минералов группы гумита. Последние обнаружи-вают высокое преломление и двупреломление и отчетливый плеохроизм от лимонно-желтого до бесцветного. Минералы-примеси обычно по раз-мерам значительно уступают главным компонентам; аллотриоморфные

зернышки их то беспорядочно рассеяны в породе, то образуют небольшие скопления.

Структура мраморов гранобластическая, зерна кальцита отличаются неправильной формой и лапчатыми контурами.

Контакты описываемых пород с гранитами эруптивные, что проявляется в развитии экзоконтактных зон, не превышающих нескольких десятков метров ширины. Непосредственные линии контактов обычно скрыты и к ним приурочены отрицательные формы рельефа. Контактные образования представлены пироксеново-скаполитовыми породами, пироксенитами и различными скарнами.

Пироксеново-скаполитовые породы пользуются довольно значительным распространением. Это массивные крупно- и мелкозернистые породы серовато-зеленой, иногда несколько пятнистой окраски, существенно состоящие из зеленоватого моноклинного пироксена и скаполита. В качестве примесей в том или ином количестве иногда присутствуют кальцит, сфен, апатит, мусковит, амфибол, биотит, минералы группы эпидота и альбит. Структура пород гранобластическая.

Скаполит и пироксен отличаются свежестью; в зернах последнего иногда выделяются пятна с более интенсивной зеленой окраской и слабым плеохроизмом. К описанной породе близки парапироксениты, отличающиеся лишь количественным соотношением минеральных компонентов. Доминирующим минералом в них является моноклинный пироксен, а скаполит и кальцит составляют незначительную примесь.

Мелко- и среднезернистые зеленовато-черные скарны существенно состоят из пироксена и граната.

Кварцево-известковистые сланцы встречены только в нескольких пунктах на северных отрогах Цаган-Хунтейского хребта. По внешнему облику это мелкозернистые породы с чередующимися полосами серовато-белого и зеленоватого цвета; мощность полос варьирует от нескольких миллиметров до 1—2 см. Минералогический состав их: кварц, карбонат, эпидот, иногда также амфибол и полевые шпаты.

Кварциты пользуются несколько большим распространением. Это массивные зеленовато-серые породы, разбитые многочисленными трещинами на остроугольные куски. Структура гранобластическая. Главным компонентом является кварц; зеленоватая окраска вызвана примесью минералов группы эпидота.

На левобережье Худуна в бассейне рч. Мангут встречен силлиманитовый кристаллический сланец с обильными мелкими зернами гематита.

Определение мощности седиментогенной метаморфической толщи в исследованном районе затруднительно; в отдельных островках, встреченных в общей массе гранита, мощность ее колеблется от нескольких десятков до нескольких сот метров.

Из-за отсутствия органических остатков и значительной перекристаллизации породы данного комплекса относятся многими исследователями, во главе с В. А. Обручевым, к архею.

Отсутствие фауны и сколько-нибудь полного стратиграфического разреза описываемых отложений затрудняет их синхронизацию с аналогичными образованиями других районов Западного и Восточного Забайкалья, где в последнее время, благодаря находкам фауны, разрез палеозойских отложений пополнился новыми данными.

В 1937 г. при геологической съемке в Восточном Забайкалье Е. В. Павловским был изучен разрез палеозойских образований, охватывающий отложения нижнего кембрия, силура, девона и карбона. Автор отмечает в Газимурозаводском районе морские отложения карбона с фауной турнейского и визейского ярусов, подстилаемые девонскими и отчасти силурийскими отложениями, также фаунистически охарактеризован-

ными. Последние стратиграфически ниже сменяются толщей кембрийских известняков с археоциатами, залегающей согласно на седиментогенной кварцито-гнейсовой свите, мощностью около 1500 м.

Этому седиментогенному комплексу Газимурозаводского района литологически тождественна описанная нами осадочно-метаморфическая серия.

К северу от нашего района, в бассейне верхнего течения р. Витим (р. Кидымит) и к юго-западу, в бассейне р. Джиды, также известны кембрийские отложения, представленные известковистыми сланцами и мраморизованными известняками.

Учитывая имеющиеся факты и отдавая себе полный отчет в условности корреляции отдельных свит на таком расстоянии, при сложном геологическом строении и метаморфизации этих отложений, мы условно относим описанную толщу к низам палеозоя, хотя не исключена возможность ее принадлежности к докембрию.

II. ДОКЕМБРИЙСКИЙ ИЛИ ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (?) ИНТРУЗИВНО-ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Породы описываемого магматического комплекса в виде отдельных сравнительно небольших пятен выделяются на фоне доминирующих более молодых гранитов. Сюда относятся лейкократовые сильно катаклазированные граниты и гранито-гнейсы, инъецирующие породы метаморфической свиты и нередко рассланцованные вместе с последними.

Принадлежность характерных светлых мелкозернистых гранитов и гранито-гнейсов к древнепалеозойскому магматическому циклу в настоящее время принята многими исследователями. В Юго-Западном Забайкалье аналогичные породы описаны под названием Саянской интрузии.

К эффузивной серии этого комплекса принадлежат кислые порфиroidы, встречающиеся обычно совместно с гранито-гнейсами и седиментогенными метаморфическими породами в различных местах нашего района.

На южном склоне Цаган-Хунтейского хребта между поселками Жипхеген и Хилок совместно с гнейсами и гнейсовидными гранитами встречаются также основные эффузивы, подвергшиеся полному зеленокаменному изменению (зеленокаменные ортосланцы) и, вероятно, представляющие редкие остатки излияний основной магмы.

1. Гнейсовидные граниты, гранито-гнейсы и гнейсы

Породы данной группы, чрезвычайно сходные по минералогическому составу, в основном различаются лишь текстурными и структурными признаками. Гнейсы, имеющие ясную сланцеватость, через гранито-гнейсы связаны совершенно постепенными переходами с гнейсовидными гранитами, вместе с которыми могут быть отнесены к интрузивным породам. Лишь для немногих разновидностей, как отмечено выше, можно предполагать осадочно-метаморфическое происхождение.

Окраска гнейсов обычно розовая и розовато-серая, реже темносерая. Это мелко- и среднезернистые, редко крупнозернистые породы с хорошо выраженной параллельной текстурой. Очковая текстура встречается редко и является унаследованной, так как развита в гнейсах, связанных переходами с порфиroidными гранитами.

Минералогический состав этих пород следующий: обыкновенная роговая обманка, биотит, плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц,

сфен, апатит, гранат, рудный минерал, мусковит, серицит, хлорит, минералы группы эпидота, скаполит, флюорит. Структура гнейсов гранобластическая, изредка бластопорфировая. Доминирующим цветным компонентом является биотит коричневый, реже зеленовато-коричневый, местами хлоритизированный. Удлиненные пластинки и листочки биотита ориентированы преимущественно согласно общей сланцеватости пород, а в более меланократовых разновидностях аккумуляруются в параллельные полосы. В парагнейсах количество биотита повышается.

Мусковит преимущественно сопровождает биотит и лишь изредка встречается самостоятельно. Зеленая роговая обманка мало распространена и обычно ассоциируется с биотитом; она образует призматические кристаллы, лишенные концевых граней, с углом погасания $cNg = 17-19^\circ$. Плаггиоклаз представлен альбитом, альбит-олигоклазом или кислым олигоклазом (до № 20). Несколько удлиненные зерна его свежи или слегка серицитизированы.

Калинагровый полевоый шпат обычно содержит волокнистые пертитовые вроски и иногда обнаруживает микроклиновую решетку. Измерение констант нерешетчатых зерен на Федоровском столике показало, что угол $\perp (001) Nm = 13-14^\circ$, что также отвечает микроклину. Зерна последнего мало затронуты вторичными изменениями и нередко несколько вытянуты параллельно сланцеватости.

Кварц присутствует в варьирующих количествах; слегка запыленные зерна его обнаруживают интенсивное волнистое погасание, а местами раздроблены в тонкую мозаику.

Из аксессуарных минералов преобладают апатит, сфен и рудный минерал, присутствующие почти всюду. Прочие минералы встречаются редко, в виде единичных зерен.

Флюорит — единичные светлофиолетовые ксеноморфные зерна.

Гранат — бесцветные ксеноморфные зерна, иногда окаймленные тонкими чешуйками биотита.

Минералы группы эпидота образуют небольшие мелкозернистые скопления.

В одном случае в гнейсе вблизи контакта с кристаллическим известняком были встречены единичные зерна скаполита.

Гнейсовидные граниты принадлежат к лейкократовым биотитовым разновидностям и отличаются ясными следами катаклаза и отсутствием четко выраженной сланцеватости. По внешнему облику это светлые, бело-розовые и желтовато-белые породы, мелко- и среднезернистые.

Структура гранитов обычно аллотриоморфнозернистая или плохо выраженная гипидиоморфнозернистая, несколько затушеванная следами давления; реже встречаются типичные протокластические структуры с сильным мозаичным раздроблением зерен кварца и полевых шпатов.

Минералогический состав гранитов следующий: биотит, мусковит, плаггиоклаз, микроклин, кварц, сфен, апатит, магнетит, хлорит, серицит, минералы группы эпидота.

Характерную особенность древних гранитов составляет значительное преобладание микроклина над остальными минеральными компонентами; микроклин является в этих породах единственным или резко доминирующим полевым шпатом. Он содержит обычно пертитовые вроски; правильность двойниковой решетки иногда нарушена при катаклазе. Часто, но в небольших количествах, присутствует плаггиоклаз, представленный кислым олигоклазом, альбит-олигоклазом и иногда альбитом. Призматические и неправильные зерна его усеяны тонкими чешуйками серицита. Пелитизация полевых шпатов в гранитах проявляется несколько интенсивнее, чем в гнейсах.

Немногочисленные пластинки коричнево-бурого и зеленовато-корич-

невого биотита хлоритизированы и иногда изогнуты. Иногда наряду с биотитом встречаются редкие мелкие пластинки мусковита.

Апатит, сфен и магнетит совершенно обычны и присутствуют в незначительном количестве. Кое-где встречаются мелкозернистые скопления минералов группы эпидота.

Данные химических анализов гранитоидов докембрийского или древнепалеозойского интрузивного комплекса приведены в табл. 1.

Петрохимические особенности как этих, так и всех прочих описываемых пород будут разобраны в заключительной главе, посвященной петрохимии.

Т а б л и ц а 1

Химический состав гранитоидов докембрийского или древнепалеозойского интрузивного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	69,28	70,66	66,12	73,71	68,66
TiO ₂	0,63	0,41	0,38	0,15	—
Al ₂ O ₃	15,91	15,99	18,95	14,42	14,94
Fe ₂ O ₃	0,38	0,91	1,53	0,24	7,36
FeO	2,48	2,15	3,26	1,29	0,04
MnO	0,06	0,06	0,11	0,02	—
MgO	0,70	0,64	1,05	0,21	0,06
CaO	1,98	2,51	3,19	1,51	3,76
Na ₂ O	3,01	2,21	3,56	2,78	1,70
K ₂ O	5,20	2,47	1,83	5,06	3,03
P ₂ O ₅	—	0,20	—	0,04	—
H ₂ O ⁻	—	0,12	1,00	0,07	0,05
Пот. при прок.	0,56	0,68	—	0,29	—
Сумма	100,19	99,01	100,98	99,79	99,60

1. Гранит. Хр. Хамар-Дабан, р. Наман-Дабан (К. А. Шалаев, 1937).
2. Гранит. Хр. Хамар-Дабан, р. М. Ургудей (Н. И. Фомян, 1940).
3. Гранодиорит. Южный склон Малханского хребта (П. И. Налетов и Е. П. Бессолицын, 1939).
4. Роговообманково-биотитовый гранит. Р. Ингода (В. М. Чаиркин и С. Н. Коровин, 1938).
5. Биотитовый гранит. Р. Хилок у пос. Толбага (В. А. Обручев, 1914).

2. Порфириды

Как отмечено выше, порфириды встречаются почти всегда в ассоциации с гранито-гнейсами и гнейсами описываемого комплекса. Их выходы отмечены в бассейне р. Кижинги и в верховьях р. Худун.

По внешнему облику порфириды представляют сланцеватые порфировые породы серого цвета с узловой или параллельной текстурой. Структура их blastsпорфировая; вкрапленники представлены оплавленными или идиоморфными кристаллами кварца, местами корродированными, и призматическими выделениями полевых шпатов (калишпата и кислого плагиоклаза).

Те и другие обнаруживают волнистое или мозаичное погасание; в плагиоклазах наблюдаются изгибы двойниковых полос.

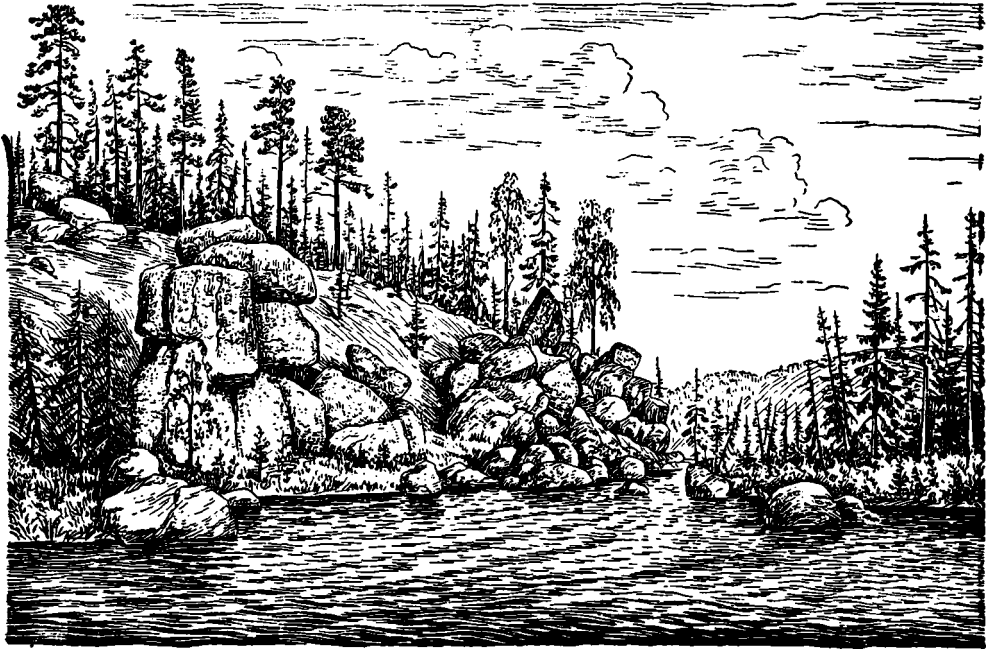
Некоторые вкрапленники раздроблены и обломки их смещены относительно друг друга.

Мелкозернистая основная масса существенно состоит из кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза с примесью тонкочешуйчатого серицита, рудного минерала и биотита. Минералы основной массы также несут следы катаклаза и слагают извилистые полосы и линзы, различающиеся по крупности зерна и обилию или отсутствию серицита.

Повидимому, порфиroidы возникли из порфиролитов кислой магмы в результате их метаморфизма.

III. ПАЛЕОЗОЙСКИЙ (ВАРИСЦИЙСКИЙ ?) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Магматические образования палеозойского возраста, преобладающие в пределах исследованной территории, представлены разнообразным комплексом интрузивных пород, от габбро-диоритов до субщелочных и щелочных гранитов и сиенитов.



Фиг. 1. Река Ара-Саранта. Выходы биотитовых гранитов (рис. И. И. Берсенева).

Наиболее древними образованиями этого комплекса являются габбро, габбро-диориты и диориты, имеющие ограниченное развитие и не образующие значительных интрузивных тел, за исключением сравнительно небольшого массива, встреченного в пределах Худунского хребта.

Роговообманковые габбро и габбро-сиениты частично приурочены к районам распространения вмещающих карбонатных пород и в этом случае представляют собой гибридные породы, возникшие в процессе ассимиляции последних.

Преобладающими породами данного комплекса являются гранитоиды, образующие ряд разновидностей от гранодиоритов до лейкократовых гранитов и щелочных гранитов и сиенитов.

Среди них доминируют лейкократовые и биотитовые граниты (фиг. 1) и щелочные граниты, граносиениты и сиениты. Подчиненное значение имеют роговообманково-биотитовые граниты, граносиениты и сиениты; остальные породы встречаются в незначительном количестве.

Область главного распространения роговообманково-биотитовых граносиенитов и сиенитов приурочена к западной части исследованной территории (район р. Брянки и водораздел рр. Уды и Ильки), где они являются преобладающими породами. В восточной части района сиениты отсутствуют, а граносиениты образуют небольшие шпироподобные выделения среди гранитов Цаган-Хунтейского хребта.

В районе пос. Жипхеген, по правому и левому берегам р. Хилка, распространен исключительно двуслюдяной гранит, который постепенно переходит в биотитовый или роговообманково-биотитовый.

Крупнозернистые биотитово-роговообманковые гранодиориты развиты в самой восточной части района — в бассейне р. Зун-Неметей и на перевале в верховья р. Худун.

Порфирировидные и порфировые фации перечисленных пород слагают краевые зоны интрузии и входят в состав ее жильной серии, представленной, кроме того, аплитовидными гранитами, пегматитами, кварцевыми порфирами, диоритами и диорит-порфиритами. Все эти дайки залегают в пределах интрузии, дериватами которой они являются, и внедрение их связано, вероятно, с процессом застывания последней.

Полевыми наблюдениями установлено, что породы описываемого комплекса, получившие в литературе название «большой интрузии», а в последнее время «даурского батолита», имеют активные контакты с описанной выше осадочно-метаморфической толщей и гранито-гнейсами, образуя различные гибридные породы, всевозможные скарны и контактовые железорудные месторождения.

Верхняя возрастная граница пород «большой интрузии» определяется трансгрессивным налеганием на их денудированную поверхность осадочно-эффузивной свиты, в кластическом материале которой в изобилии присутствуют обломки гранитоидов и слагающих их минералов.

Предыдущие исследователи относили интрузию либо к докембрию, либо к палеозою, либо даже к мезозою. Судя по последним сводным данным Н. А. Флоренсова, наиболее вероятен палеозойский (варисцийский?) возраст «большой интрузии», однако точное определение ее возраста в настоящее время не представляется возможным.

Основные породы (габбро-диориты) древнее гранитоидов, так как последние инъецируют их и несколько метаморфизуют. Такие соотношения наблюдаются не только в Худунском хребте, но и в районе Малханского хребта (по наблюдениям И. В. Луцицкого).

1. Габбро и габбро-диориты

В пределах Худунского хребта габброиды образуют небольшой массив, вытянутый в востоко-северо-восточном направлении у северо-восточного окончания Кижингинско-Худунской депрессии. Часть габброидов, кроме того, приурочена к зонам контактов гранитов с более древними мраморами и кристаллическими сланцами и является гибридными породами. В некоторых случаях габбро-диориты и диориты представляют наиболее основные типы краевой зоны интрузии гранитов, с которыми и связаны постепенными переходами через кварцевые диориты и гранодиориты.

Мелкие апофизы габброидных пород проникают в развитые здесь гранито-гнейсы и ортогнейсы и рассланцованы вместе с последними. Повидимому, габброиды относятся или к последним проявлениям древнепалеозойского этапа вулканизма, или к первым проявлениям верхнепалеозойского этапа.

Макроскопически габбро — среднезернистые темносерые породы, состоящие из изометрических зерен серого полевого шпата и обильных зеленовато-черных кристаллов роговой обманки и пироксена, — довольно резко отличаются от более лейкократовых диоритов. Структура пород габбровая, с отклонением к офитовой, определяется несколько большим идиоморфизмом лабрадора относительно пироксена и сменяется у габбро-диоритов и диоритов гипидиоморфнозернистой структурой.

Главными породообразующими минералами габбро являются моноклинный пироксен и лабрадор № 55—60; вблизи контакта с мраморами основность плагиоклаза повышается до битовита № 71—72.

Моноклинный пироксен в шлифе бесцветен или слабо зеленоватый, с углом погасания $cNg=40-43^\circ$ и $2V=+59^\circ$, местами он замещается уралитом, а в некоторых случаях окружен реакционными каемками зеленовато-бурой роговой обманки. Встречаются единичные мелкие листочки бурого биотита, обильные зернышки магнетита и редкие выделения пирита.

Из постмагматических образований отмечается значительное количество зеленого хлорита и минералов группы эпидота; последние главным образом замещают плагиоклаз. В небольшом количестве встречаются серпентин и тальк, развивающиеся по пироксену.

Габбро-диориты и диориты Худунского массива связаны с габбро постепенными переходами, фиксирующимися понижением основности плагиоклаза от лабрадора до основного андезина № 40, уменьшением количества моноклинного пироксена вплоть до его полного исчезновения и значительным увеличением содержания обыкновенной зеленой роговой обманки с углом погасания $cNg=16-19^\circ$ и $2V=-81^\circ$.

В случаях перехода от диоритов к гранодиоритам появляются калиевый полевой шпат и кварц. В качестве примесей встречаются апатит, сфен и магнетит. Постмагматические минералы, гораздо более распространенные, чем в габбро, представлены серицитом, кальцитом, хлоритом и минералами группы эпидота.

В мелких апофизах габброидные породы иногда превращены в типичные амфиболиты, в состав которых входят уралитовая роговая обманка, рудный минерал, хлорит, эпидот и серицит.

Структура амфиболитов нематобластическая.

Данные химических анализов палеозойских габброидов приведены в табл. 2.

2. Биотитово-роговообманковые гранодиориты

Гранодиориты распространены в восточной части планшета — в бассейне р. Зун-Неметей и частично среди гранитов у оз. Иргень и близ пос. Гонгота. Незначительные выходы гранодиоритов встречены в бассейне р. Саранты, по левому берегу Худуна выше устья р. Ара-Хуртей и в нижнем течении р. Брянки совместно с сиенито-диоритами.

Макроскопически это крупнозернистые породы светлосерого цвета, состоящие из серовато-белого полевого шпата, полупрозрачного серого кварца, пластинок биотита и зеленовато-черных призмочек роговой обманки.

В долине р. Зун-Неметей гранодиориты переполнены меланократовыми включениями, по составу и структуре отвечающими диорит-порфиру (фиг. 2).

Химический состав палеозойских габброидов

Компоненты	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,49	46,74	53,24	49,77	48,03
TiO ₂	0,39	1,39	—	—	1,44
Al ₂ O ₃	17,68	15,22	13,82	16,60	19,53
Fe ₂ O ₃	8,32	2,22	2,33	2,24	2,32
FeO	12,82	6,44	3,19	6,01	6,73
MnO	—	—	—	—	0,16
MgO	0,88	11,86	4,14	8,20	6,04
CaO	1,76	12,44	22,40	12,77	10,30
Na ₂ O	3,52	0,80	0,60	2,33	3,41
K ₂ O	2,32	0,78	0,22	0,43	2,59
P ₂ O ₅	—	0,45	—	—	0,27
H ₂ O ⁻	1,53	0,08	0,77	1,33	0,11
Пот. при прок.	—	1,05	—	—	0,87
Сумма	100,71	99,47	100,71	99,68	101,80

6. Габбро-диорит. Р. Селенга, Ганзуринский хр. (В. А. Обручев, 1914).
7. Роговообманковое габбро. Р. Унга, Малханский хр. (И. В. Лучицкий, 1947).
8. Контактный пироксенит. Балегинский район (В. А. Обручев, 1914).
9. Нормальное габбро. Р. Поперечная, приток Уды (В. А. Обручев, 1914).
10. Габбро. Р. Зимкуй, приток Кручины (И. С. Валицкая и Т. С. Иванова, 1938).



Фиг. 2. Включение диорит-порфирита в роговообманковом гранодиорите. Нат. вел.

Общий минералогический состав гранодиоритов следующий: зеленая роговая обманка, биотит, плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, апатит и магнетит. Постмагматические минералы представлены хлоритом, серицитом и эпидотом. В некоторых разновидностях присутствуют цеолиты и моноклинный пироксен.

Структура преимущественно гипидиоморфнозернистая, несколько порфирированная; в некоторых разновидностях она отклоняется к монцитовой. В этих случаях плагиоклаз резко идиоморфен относительно калинатрового полевого шпата, и крупные ксеноморфные зерна последнего содержат пойкилитовые вроски амфибола и плагиоклаза. Местами последние сгущаются в почти сплошные агрегаты, как бы цементирующиеся вмещающим калиевым полевым шпатом. По количественным соотношениям минеральных компонентов такие породы приближаются к кварцевым монцитам.

Плагиоклаз в гранодиоритах представлен преимущественно олигоклазом № 22—27, в единичных случаях андезином № 37. Он образует идиоморфные, призматические и таблитчатые кристаллы, часто слабо зональные, в центральных частях пелитизированные и замещенные мелкозернистыми агрегатами серицита и минералов группы эпидота, иногда с примесью буроватых цеолитов.

Зеленая роговая обманка образует призматические кристаллы, лишенные концевых граней, часто с простыми или полисинтетическими двойниками. Угол погасания ее $cNg=18-20^\circ$. Плеохроизм: по Ng — зеленый, по Nm — буровато-зеленый, по Np — светлый желтовато-зеленый; $Ng=Nm \gg Np$. Кристаллы роговой обманки обычно свежие, лишь местами хлоритизированы или замещаются минералами группы эпидота и часто находятся в сростании с биотитом.

Пластинки коричневого биотита более или менее интенсивно хлоритизированы (часто нацело) и содержат включения апатита и рудного минерала.

Калинатровый полевой шпат, неравномерно пелитизированный, с редкими тонкими пертитовыми вросками, образует ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между другими компонентами породы, изредка он обнаруживает решетчатое строение.

Измерение его констант на Федоровском столике показало, что угол оптических осей минерала 2V колеблется в пределах от -83 до -86° , а угол $\perp (001) Nm=15-17^\circ$, что отвечает триклинной сингонии.

Кварц — обычные ксеноморфные, слегка запыленные зерна с волнистым погасанием.

Аксессуарные минералы представлены мелкими идиоморфными кристалликами апатита и неправильными зернами сфена и рудного минерала; последний иногда содержит вроски апатита.

Моноклинный пироксен, слегка зеленоватый, встречен лишь в одном случае в виде реликтовых разъединенных зернышек в кристалле роговой обманки.

3. Биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты

Биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты являются преобладающим типом пород «большой интрузии» и распространены по всей исследованной территории. В западной части преобладают розовые и красные лейкократовые, микропертитовые и аляскитовые граниты, в восточной же — серые биотитовые и биотит-роговообманковые, местами порфирированные граниты.

Общий минералогический состав гранитов следующий: биотит, плагиоклаз, микропертит, кварц, апатит, рудный минерал, сфен, серицит,

хлорит. Помимо этого, в некоторых разностях в том или ином количестве встречаются: зеленая роговая обманка, мусковит, минералы группы эпидота и лимонит.

Как указывалось выше, распространенным типом в этой группе являются лейкократовые биотитовые граниты. Это буровато- или желтоватозеленые крупно- или среднезернистые породы, которые по незначительному содержанию темноцветных компонентов нередко приближаются к аляскитам. В содержании кварца отмечаются колебания как в сторону уменьшения его количества, что ведет к переходу в граносиениты и сиениты, так и в сторону образования гранитов с повышенным содержанием кварца. Последние, как правило, связаны с обычными лейкократовыми гранитами постепенными переходами, но нередко также образуют дайки. Реже встречаются отклонения от преобладающего типа, обусловленные увеличением количества цветных компонентов. Обычно они связаны с повышением количества известково-натрового полевого шпата, что определяет переходы к гранодиоритам, вплоть до диоритов. Структура пород обычно гипидиоморфнозернистая; в лейкократовых биотитовых гранитах иногда встречаются участки пегматитового строения, а в гранитах, обогащенных кварцем, зерна последнего часто идиоморфнее полевых шпатов, так что структура приближается к гранулитовой.

Менее распространены порфириовидные граниты, которые преимущественно связаны с равномернозернистыми гранитами постепенными переходами и значительно реже слагают дайки. Внешний облик (за исключением различия в структуре) и минералогический состав тех и других одинаковы.

Биотит является наиболее распространенным темноцветным минералом описываемых пород. Он образует удлиненные пластинки и неправильные листочки коричневого, реже коричневатозеленого цвета, часто хлоритизированные. Мелкие листочки мусковита встречаются в небольшом количестве, обычно совместно с биотитом. Самостоятельно и обильно мусковит развит только в грейзенизированных гранитах, встречающихся в Худунском хребте к северу от дер. Леоновки.

Зеленая роговая обманка ассоциируется с биотитом и нигде не встречается с мусковитом. Она образует призматические и неправильные зерна с хорошо выраженной спайностью по (110) и отчетливым плеохроизмом в зеленых тонах. Угол погасания ее $cNg=18-20^\circ$. В некоторых породах, переходных к щелочным гранитам, параллельно с общим увеличением количества роговой обманки в ее кристаллах наблюдаются синевато-зеленые оттенки плеохроизма.

Плагиоклаз представлен преимущественно альбит-олигоклазом или олигоклазом (угол максимального симметрического погасания $=-10^\circ$ — $+7^\circ$, что отвечает № 13—25) и лишь в единичных случаях альбитом, и присутствует обычно в подчиненном количестве по отношению к калинатровому полевому шпату. Призматические и неправильные зерна его серицитизированы и слегка пелитизированы.

Микропертит является доминирующим полевым шпатом гранитов. Неравномерно пелитизированные более или менее изометричные зерна его, лишенные правильных ограничений, иногда обнаруживают микроклиновую решетку и часто испещрены сетью пертитовых выделений жилковидно-пятнистого строения. В некоторых разновидностях лейкократовых гранитов микропертит местами находится в пегматитовом проращении с кварцем. Исследование нерешетчатых зерен на универсальном столике показало, что угол между перпендикуляром к спайности (001) и $Nm=16^\circ$, а величина угла оптических осей $2V=-84^\circ$, что также отвечает микроклину.

Кварц чистый или слегка запыленный, обычно с более или менее

интенсивным волнистым погасанием. Акцессорные минералы преимущественно представлены призмочками апатита, неправильными и ромбовидными зернами буроватого сфена и изометричными и неправильными зернышками магнетита или ильменита; последний нередко окружен каемками лейкоксена.

Минералы группы эпидота встречаются редко, но обычно в значительных количествах, образуя мелкозернистые неправильные скопления.

Гранит-порфиры слагают дайки и краевые зоны интрузий, подобно порфировидным гранитам, а по внешнему облику отличаются от последних меньшими размерами вкрапленников, афанитовой основной массой и обычно более яркой розовой, оранжево-розовой или кирпично-красной окраской.

По минералогическому составу гранит-порфиры тождественны гранитам; среди них также выделяются роговообманково-биотитовые, биотитовые и лейкократовые разновидности, причем для последних характерно высокое содержание магнетита, колеблющееся в пределах от 1 до 4%. Вкрапленники представлены плагиоклазом, микропертитом и кварцем; в некоторых разновидностях к ним присоединяется биотит. Структура основной массы гранит-порфиров гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая или микропертитовая, иногда с отклонениями к микропойкилитовой.

Порфировидные и порфировые фации, по сравнению с равномерно-зернистыми гранитами, имеют ограниченное развитие.

4. Роговообманково-биотитовые сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты

Сиениты и граносиениты связаны постепенными переходами с описанными выше гранитами. По внешнему облику это крупно- или среднезернистые породы серовато- или желтовато-розового цвета; серо-зеленая окраска свойственна более меланократовым разновидностям, обычно слагающим дайки. Лейкократовый тип менее развит, чем в гранитах, а бескварцевые разности составляют редкое исключение. Обычно кварц присутствует в варьирующих количествах (от 1—2 до 15%), выполняя мелкозернистыми агрегатами интерстиции между призматическими кристаллами полевого шпата, или образуя в последних микропегматитовые или мирмекитовые вроски.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, иногда с микропертитовыми участками.

Кварц чистый или слегка запыленный, с волнистым погасанием; зерна его всегда ксеноморфны.

Микропертит является доминирующим или единственным полевым шпатом и главным минеральным компонентом грано-сиенитов и сиенитов. Кристаллы его, отличающиеся призматическим развитием, лишены правильных ограничений, густо пелитизированы, испещрены обильными «жилковидными» пертитовыми вросками (очень редко встречаются зерна, свободные от вросток) и в единичных случаях обнаруживают микроклиновую решетку.

Мелкие зерна кислого олигоклаза ($BNg=85^\circ$, $BNm=22^\circ$; $BNp=68^\circ$, [001], № 25), слегка пелитизированного и серицитизированного, встречаются в небольшом количестве в некоторых разновидностях и изредка содержат антипертитовые вроски калиевого полевого шпата.

Биотит является наиболее распространенным темноцветным компонентом породы, но зеленая роговая обманка присоединяется к нему значительно чаще, чем в гранитах. Он образует коричневые или зеленовато-коричневые пластинки и листочки, часто хлоритизированные.

Зеленая роговая обманка, аналогичная описанной выше для гранитов, обычно сопутствует биотиту и лишь в редких случаях встречается без него; количественные соотношения обоих минералов варьируют, но в общем близки. Некоторое обогащение сиенитов роговой обманкой отмечено для районов, близких к областям развития щелочных пород, причем сам минерал в таких случаях имеет нередко сине-зеленые тона плеохроизма.

Немногочисленные зерна бесцветного моноклинного пироксена, ассоциирующегося с биотитом и роговой обманкой, были встречены в двух разновидностях кварцевого сиенита на северных отрогах Худунского хребта. Присутствие пироксена сопровождается некоторым увеличением содержания плагиоклаза за счет микропертита; порода отклоняется от кварцевого сиенита в сторону сиенито-диорита.

Акцессорные минералы сиенитов аналогичны описанным выше для гранитов. Наибольшим распространением пользуются апатит и сфен, которые ассоциируются с рудным минералом или темноцветными компонентами.

Среди сиенитов, так же как и среди гранитов, ограниченное развитие имеют порфирировидные фации, по минералогическому составу аналогичные равномернозернистым сиенитам и связанные с последними постепенными переходами.

Отличием порфирировидных сиенитов являются только структурные признаки: наличие фенокристаллов биотита, роговой обманки и полевого шпата в средне- или мелкозернистой основной массе, существенно состоящей из тех же минералов с незначительной примесью кварца.

Сиенит-порфиры залегают преимущественно в форме даек, реже связаны постепенными переходами с порфирировидными сиенитами. По внешнему облику они отличаются от порфирировидных сиенитов наличием афанитовой основной массы, а также преимущественно яркой оранжевой или кирпично-красной окраской.

По минералогическому составу они относятся к кварцевым сиенит-порфирам и делятся на биотитово-роговообманковые, роговообманковые и диопсидово-роговообманковые.

Общий минералогический состав их следующий: роговая обманка, биотит, плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, рудный минерал, сфен, апатит. Постмагматические минералы представлены хлоритом, лимонитом, серицитом, эпидотом. В некоторых разновидностях присутствует диопсид.

Структура пород порфирировая, причем в большинстве случаев наблюдаются фенокристаллы двух генераций: количественно преобладают значительно более крупные (2×3 мм) фенокристаллы первой генерации, а мелкие вкрапленники второй генерации (0,3—0,4 мм) встречаются в небольшом количестве; темноцветные минералы присутствуют только среди вкрапленников второй генерации и очень редко. Структура основной массы микрогранитная или ортофирировая; последняя свойственна породам с совершенно незначительным количеством кварца в основной массе.

Плагиоклаз во вкрапленниках представлен олигоклазом, настолько замещенным альбитом, что от него сохраняются лишь небольшие реликтовые пятна в кристаллах последнего. Преимущественно олигоклаз замещен монокристаллами альбита, густо серицитизированными и иногда окруженными каймою шахматного альбита; реже последний полностью замещает олигоклаз.

Калинатровый полевой шпат образует призматические и таблитчатые вкрапленники, количественно доминирующие над вкрапленниками плагиоклаза. Они неравномерно, пятнами, пелитизированы, иногда обнаруживают микроклиновую решетку и интенсивно замещаются шахматным

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	62,12	72,20	69,99	74,56	74,02	70,90	72,34	70,70	52,10
TiO ₂	—	0,42	0,28	—	0,11	0,71	0,24	0,24	—
Al ₂ O ₃	23,76	15,28	16,77	14,25	15,10	13,90	13,57	14,70	16,68
Fe ₂ O ₃	2,18	1,14	1,37	0,90	0,60	1,86	1,14	1,88	7,72
FeO	0,18	1,70	1,32	1,02	1,43	1,28	1,31	1,23	—
MnO	—	0,05	0,11	0,03	0,06	0,57	0,04	1,58	—
MgO	0,05	0,32	0,67	0,18	0,47	1,29	0,38	0,40	6,10
CaO	2,10	1,30	1,55	0,71	0,59	1,37	1,22	0,06	7,86
Na ₂ O	2,70	4,11	4,10	3,59	3,45	4,32	7,47	1,83	3,74
K ₂ O	6,42	3,20	3,74	4,29	2,67	4,19	1,93	6,38	5,01
P ₂ O ₅	—	0,32	0,18	0,24	0,15	0,13	—	—	—
SO ₃	—	—	—	0,05	0,37	—	0,05	0,12	—
H ₂ O	0,05	0,22	—	0,45	0,32	—	0,02	0,08	0,69
Пот. при прок.	—	—	0,47	—	—	0,89	0,30	0,54	—
Сумма	99,56	100,26	100,55	100,27	99,34	101,41	100,01	99,74	99,90

11. Лейкократовый сиенит. Р. Чикой (В. А. Обручев, 1914).
12. Биотитовый гранит. Бассейн р. Чикой (П. И. Налетов и Е. П. Бессолицын, 1939).
13. Мелкозернистый гранит. Р. Чикой (П. И. Налетов и Е. П. Бессолицын, 1939).
14. Мелкозернистый биотитовый гранит. Бассейн р. Чикой (П. И. Налетов и Е. П. Бессолицын, 1939).
15. Лейкократовый гранит. Бассейн р. Чикой (П. И. Налетов и Е. П. Бессолицын, 1939).
16. Биотитовый гранит. Малханский хр., р. Буй (И. В. Лучицкий и М. С. Нагибина, 1947).
17. Мелкозернистый гранит. Хр. Хамар-Дабан, р. Мишиха (Н. И. Фомин, 1940).
18. Крупнозернистый гранит. Хр. Хамар-Дабан, р. Мишиха (Н. И. Фомин, 1940).
19. Пироксеновый сиенит (контактовый). Р. Хасурта, приток р. Курбы (В. А. Обручев, 1914).
20. Микропертитовый, биотитово-роговообманковый граносиенит. Хр. Моностой (В. А. Обручев, 1914).
21. Биотитовый сиенит. Хр. Ганзуринский (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1948).г

палеозойской большой интрузии

20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
59,60	62,50	69,32	71,02	71,44	68,32	59,71	73,23	68,24	73,47	74,00	74,07	76,17
0,00	0,25	—	—	0,18	0,24	—	0,37	—	—	—	—	—
18,64	20,07	16,26	16,12	13,95	16,37	15,09	14,33	10,42	12,26	15,84	14,10	13,37
1,82	1,19	5,16	1,88	1,31	1,60	5,37	0,81	8,84	3,38	2,56	0,44	0,34
3,94	0,82	0,68	—	0,97	0,89	2,25	1,17	0,06	1,37	—	0,96	0,43
—	0,04	—	—	0,04	0,06	—	0,24	—	—	—	0,10	—
0,67	0,34	0,06	0,70	0,30	0,20	2,58	0,47	0,04	1,38	1,10	0,20	0,15
2,58	1,80	1,48	0,01	0,79	1,55	4,44	1,51	0,60	1,42	1,00	0,60	0,37
5,13	5,13	2,56	4,60	7,90	8,15	3,12	4,10	4,18	3,32	2,28	4,92	5,20
7,08	7,42	4,36	4,87	2,16	2,12	5,86	2,76	7,56	3,51	2,70	3,88	2,66
—	0,06	—	—	0,12	0,27	—	0,24	—	—	—	0,09	0,10
—	—	—	—	0,10	0,06	—	0,19	—	—	—	0,13	0,14
0,05	0,05	0,05	0,75	0,08	0,06	1,16	0,26	0,04	0,74	0,50	0,13	0,12
—	0,13	—	—	0,42	0,34	—	0,40	—	—	—	0,21	0,23
99,51	100,83	99,93	99,95	99,76	100,23	99,58	100,08	99,98	100,85	99,98	99,83	99,28

22. Микропертитовый, биотитовый гранит. Падь Воровка (В. А. Обручев, 1914).
23. Крупнозернистый биотитовый гранит. Заиграевская сопка (В. А. Обручев, 1914).
24. Биотитово-роговообманковый гранит. Хр. Цаган-Дабан (С. Н. Коровин и А. Е. Дербина, 1941).
25. Лейкократовый биотитовый гранит. Водораздел рр. Мойса — Балега (С. Н. Коровин и А. Е. Дербина, 1941).
26. Мелкозернистый роговообманковый сиенит. Р. Балега (В. А. Обручев, 1914).
27. Биотитовый порфиroidный гранит. Хр. Цаган-Хунтей, р. Хохотуй (Б. А. Иванов, 1934).
28. Биотитовый, аляскитовый гранит. Р. Илька (В. А. Обручев, 1914).
29. Роговообманково-биотитовый гранит-порфир. Р. Илька (В. А. Обручев, 1914).
30. Меланократовый гранит (приконтактовый). Бассейн р. Курбы (В. А. Обручев, 1914).
31. Биотитовый гранит. Р. Она, приток р. Уды (Б. А. Иванов, 1935).
32. Аляскитовый гранит. Верховья р. Уды (Б. А. Иванов, 1935).

альбитом. Обычно вкрапленники полевых шпатов идиоморфны, но в некоторых случаях они оплавлены, корродированы, и коррозионные пространства выполнены основной массой. Часто они окружены узкой каймой чистого калиевого полевого шпата, резко отличающегося своей свежестью от бурых пелитизированных фенокристаллов и полевых шпатов основной массы. Местами эта кайма отграничена от фенокристалла тонкими пещочками мелких зернышек диопсида и рудного минерала, располагающихся параллельно граням фенокристалла.

Диопсид слагает призматические и изометричные зерна, лишенные правильных ограничений, в основной массе и во вкрапленниках некоторых пород, причем в основной массе он очень обилен, а вкрапленники диопсида встречаются редко.

Диопсид слегка зеленоватый, с отчетливой спайностью по (110) и углом погасания $cNg=39^\circ$; местами он замещается волокнистым актинолитовым амфиболом, а по трещинкам — бурыми окислами железа.

Зеленая роговая обманка образует лишенные концевых граней призматические кристаллы во вкрапленниках и основной массе. Угол погасания ее $cNg=22^\circ$, плеохроизм: по Ng — зеленый или буровато-зеленый, по Nr — светлый желтовато-зеленый. Роговая обманка интенсивно замещается бурыми окислами железа.

Биотит представлен немногочисленными пластинками, часто лимонитизированными, а иногда нацело замещенными хлоритом. Он встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе некоторых пород в незначительном количестве и содержит редкие включения апатита и рудного минерала.

Буроватые короткие столбики и таблички полевых шпатов в основной массе представлены преимущественно калиевым полевым шпатом; в подчиненном количестве присутствует альбит, который нередко имеет шахматное строение, и в этом случае, повидимому, является продуктом замещения калишпата; изредка в лейстах альбита встречаются редкие реликтовые участки кислого плагиоклаза.

Ксеноморфные чистые зернышки кварца выполняют промежутки между призмочками полевых шпатов. Количество его нигде не превышает 7% породы, обычно значительно меньше и в некоторых разностях падает почти до нуля. Акцессорные минералы те же, что и в сиенитах.

Разнообразная жильная серия верхнепалеозойской интрузии, помимо гранит-порфиров и сиенит-порфиров, представлена дайками аплитов, кварцевых порфиров, пегматитов, плагиопорфиров, диоритов и диорит-порфиров и кварцевыми жилами.

Аплиты распространены в основном в западной части района, в бассейне р. Ильки. Они залегают в самих гранитах или же во вмещающих последние более древних образованиях — гранито-гнейсах, кристаллических известняках или порфиридах. Это мелкозернистые породы розовато-серого или красноватого цвета, с аплитовой структурой, по минералогическому составу тождественные вышеописанным лейкократовым гранитам.

Пегматиты — ортогекситы распространены в области развития грейзенизированных гранитов в верховьях р. Ильки и по южному склону Цаган-Хунтейского хребта. Доминирующий тип гранита здесь несколько порфиридовидный с микропегматитовой структурой.

Полевые шпаты пегматитов те же самые, что и в гранитах — преобладает микропертит, реже встречаются альбит и альбит-олигоклаз. В районе распространения пегматитов встречаются также немногочисленные кварцевые жилы.

Химический состав пород палеозойской большой интрузии приведен в табл. 3.

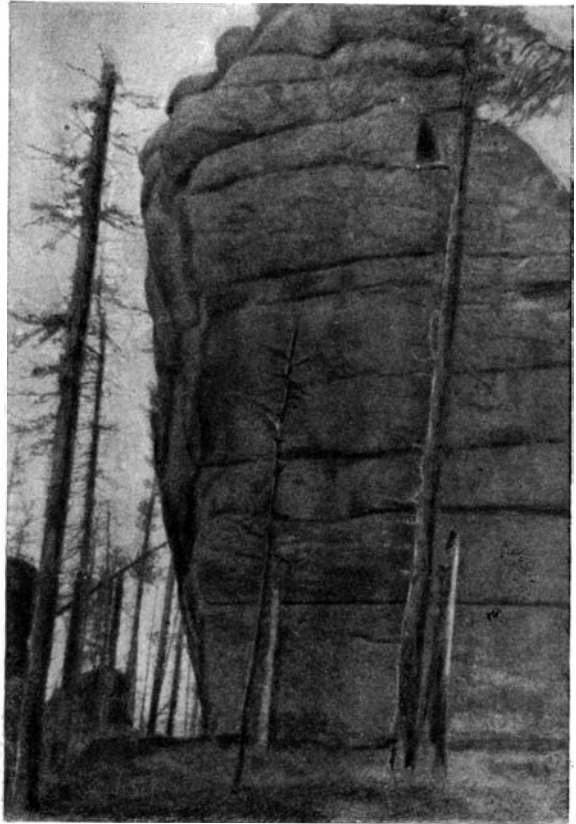
5. Щелочные граниты и сиениты

Область наиболее широкого распространения щелочных гранитов и сиенитов приурочена к центральным частям хребтов Цаган-Дабан (бассейн рр. Брянки и Шелутай) и Цаган-Хунтей (фиг. 3 и 4). В пределах последнего они слагают крупные площади в верховьях рр. Бырки и Черной (притоки р. Худун), Барун-Неметей и Тайдутки (притоки р. Хилок). Другое поле развития щелочных гранитов и граносиенитов в Цаган-Хунтейском хребте приурочено к нижнему течению рр. Самарты и Саранты и к долине р. Худун, а также к верхнему течению р. Саранты (массив Мазой). Кроме того, они известны на перевале из пос. Жипхеген в Северную Сулхуру, в районе гольца Ибыхен и на левом берегу р. Хилок (хребет Атха). Значительное развитие щелочных гранитов обнаружено авторами в Худунском хребте.

Щелочные граниты и сиениты связаны постепенными переходами через граносиениты и кварцевые сиениты. В пределах Цаган-Дабана преобладают щелочные граносиениты и сиениты, в Цаган-Хунтее и Худунском хребте доминирующими типами пород щелочной интрузии являются граниты.

По внешнему облику это крупно- и среднезернистые массивные породы сиренево-серого и белого, реже кирпично-красного цвета, в которых невооруженным глазом различаются таблитчатые и призматические кристаллы сиренево-серых, белых или розовых полевых шпатов, ксеноморфные зернышки серого кварца и зеленовато-черные призмочки эгирина и щелочных амфиболов. Для них характерно широкое развитие миаролитовых пустот, выполненных друзами кристалликов кварца и темноцветных минералов, к которым местами присоединяется и полевой шпат.

Микроскопическое исследование показало, что породы щелочной интрузии в основном имеют общий качественный минералогический состав и различие между гранитами, граносиенитами и сиенитами заключается только в содержании кварца (от 45% в некоторых гранитах до полного отсутствия кварца в сиенитах). Кроме того, по вариациям в количестве темноцветных минералов (от 1 до 15%) среди этих пород выделяются лейкократовые, средние и меланократовые разновидности.



Фиг. 3 Остаток щелочного гранита в Цаган-Хунтейском хребте (верховья р. Бырки).

Минералогический состав пород щелочной интрузии следующий: главные минералы — микропертит, кварц, щелочные амфиболы и эгириин; в некоторых разновидностях в незначительном количестве присутствуют также



Фиг. 4. Формы останцов щелочного гранита в Цаган-Хунтэйском хребте.

биотит и альбит. Акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом; местами появляется сфен. Нередко встречается флюорит. Как правило, эти породы очень свежие; постмагматические изменения, кроме некоторой пелитизации полевого шпата, сводятся к частичной хлоритизации биотита и местами к замещению щелочных темноцветных минералов магнетитом или бурыми окислами железа.



Фиг. 5. Щелочной гранит с эгирином и рибекитом. Увел. 10, николи +.

Характерными признаками пород этой интрузии, кроме наличия щелочных темноцветных минералов, являются отсутствие известковонатрового полевого шпата (полевые шпаты только щелочные, причем среди них резко доминирует микропертит) и обычно повышенное содержание кварца в гранитах. Структура описываемых пород гилпидиоморфнозернистая, местами несколько порфиоровидная; в бескварцевых лейко-

кратовых сиенитах наблюдалась также призматически зернистая структура. Темноцветные минералы по размерам обычно значительно уступают калиевому полевоому шпату и кварцу и нередко аккумулируются вместе с магнетитом и флюоритом в небольшие скопления, выполняющие промежутки между зернами полевого шпата и кварца. Местами

зерна эгирина или щелочного амфибола окаймляют врезающиеся в них идиоморфные кристаллы микропертита (фиг. 5). Повидимому, выделение темноцветных и аксессуарных минералов происходило в позднюю стадию кристаллизации, после образования лейкократовых компонентов породы.

Микропертит является главным минералом пород щелочной интрузии. Он образует крупные таблитчатые и призматические кристаллы, местами неравномерно пелитизированные, обычно лишенные правильных ограничений. Калиевый компонент микропертита нередко обнаруживает тонковолокнистое или решетчатое строение. Исследование нерешетчатых кристаллов на Федоровском столике показало, что величина угла оптических осей минерала $2V = -83^\circ$, а угол между перпендикуляром к (001) и $Nm = 17^\circ$, что отвечает триклинной сингонии. Обильные пертитовые вроски жилковидно-пятнистого типа пользуются широким развитием и нередко захватывают большую часть кристаллов, имеющих в таких случаях облик антипертита. Нередко более или менее интенсивная альбитизация калинагрового полевого шпата выражается в разъедании последнего мелкозернистыми агрегатами чистого, полисинтетически sdвойникового альбита и в образовании альбитовых оторочек вокруг кристаллов микропертита. Альбит в самостоятельных выделениях встречается сравнительно редко, в виде призматических кристаллов с тонкой двойниковой штриховкой, по размерам уступающих зернам микропертита и местами корродированных последним и кварцем. Измерение оптических констант минерала на Федоровском столике показало, что он содержит 3—7% анортитовой молекулы ($BNg = 75^\circ$, $BNm = 16^\circ$, $BNp = 86^\circ$, двойниковый закон [001], альбит № 3 и $BNg = 14^\circ$, $BNm = 76^\circ$, $BNp = 89^\circ$, двойниковый закон $\perp [010]$, альбит № 7). Светопреломление минерала всегда ниже преломления канадского бальзама.

Кварц чистый, ксеноморфный, выполняет промежутки между кристаллами полевого шпата, нередко корродируя последние, местами обнаруживает волнистое погасание и в некоторых разновидностях граносиенитов и кварцевых сиенитов находится в микропегматитовом сростании с микропертитом.

Щелочные темноцветные минералы представлены эгирином и щелочными амфиболами. Все они образуют призматические кристаллы, лишенные концевых граней, и неправильные зерна, уступающие по размерам кристаллам полевого шпата; эти минералы обычно вместе с магнетитом, флюоритом и сфеном выполняют интерстиции между остальными главными минералами описываемых пород.

Эгирин обнаруживает интенсивный плеохроизм: Ng — зеленовато-бурый или желтовато-бурый, Nm — травяно-зеленый, Np — густой травяно-зеленый. Угол погасания его $cNp = 2-5^\circ$, двупреломление Ng — Np, измеренное компенсатором Берека, равно 0,048, величина угла оптических осей $2V = -59^\circ$. Обычно хорошо выражена спайность по (110) под углом 88° . В некоторых случаях эгирин обнаруживает зональную окраску, причем более интенсивно окрашены то ядро, то внешняя зона, но оптическая ориентировка остается общей. Изредка наблюдается слабая дисперсия осей индикатриссы. Местами эгирин, помимо относительно крупных зерен, образует спутанно-волокнистые агрегаты мелких игольчатых кристаллов в кварце и оторочки вокруг зерен щелочных амфиболов. Как упомянуто выше, эгирин обычно ассоциируется со щелочными амфиболами и аксессуарными минералами и местами содержит идиоморфные мелкие включения апатита и флюорита.

Арфведсонит является преобладающим щелочным амфиболом описываемых пород. Угол погасания его cNp в среднем колеблется от 13 до 16° , но в единичных случаях достигает $20-22^\circ$. Плеохроизм минерала: Ng — светлый желтовато- или буровато-зеленый, Nm — синий или

буровато-синий, иногда полная абсорбция, N_p — темносиний или зеленовато-синий, местами почти полная абсорбция. Наблюдается очень сильная дисперсия осей индикатриссы. Показатели преломления, определенные иммерсионным способом, равны: $N_g = 1,702$ и $N_p = 1,694$. Арфведсонит, подобно эгирину, обычно совершенно свежий, нередко пятнами прорастает этот последний и постоянно находится с ним в тесной ассоциации.

Сравнительно редко встречается рибекит с углом погасания $cN_p = 3 - 5^\circ$, по всем остальным свойствам тождественный арфведсониту.

В некоторых разновидностях гранитов, наряду с арфведсонитом, присутствует почти бесцветный амфибол, лишь местами пятнами окрашенный в буроватый цвет. Эти пятна обнаруживают заметный плеохроизм



Фиг. 6. Темноцветные минералы в щелочном граните. Центральная часть (темная) — арфведсонит, светлая каемка — бесцветная щелочная роговая обманка, наружная кайма (черная) — эгирин. Увел. 86, николи +.

от бурого по N_g и N_m до красновато-коричневого по N_p , со схемой абсорбции $N_m \geq N_g > N_p$; в бесцветных участках по оси N_g очень слабо намечается голубоватый оттенок. Удлинение этого амфибола положительное, величина угла оптических осей $2V = +48^\circ$, угол погасания $cN_g = 36 - 39^\circ$, обычна сильная дисперсия биссектрис, иногда встречаются простые двойники. По оптическим свойствам этот амфибол близок к катафориту. Кристаллы его часто окружены каемками арфведсонита. Реже наблюдается постепенный переход от ядра кристалла, сложенного арфведсонитом, к периферической зоне, представленной описываемым бесцветным амфиболом и окаймленной эгирином (фиг. 6).

Биотит встречается редко и образует немногочисленные коричневые пластинки, которые нередко разъедаются щелочными амфиболами. Местами биотит содержит включения плеохроичных дворинок. Мелкие ангдральные зерна магнетита обычно ассоциируются с темноцветными минералами.

Флюорит бесцветный или светлофиолетовый, присутствует преимущественно в ксеноморфных зернах, в ассоциации с темноцветными

Химический состав щелочных гранитоидов

Компоненты	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO ₂	66,87	68,76	66,98	65,32	75,40	73,13	75,54	72,48	70,15	76,06	75,66
TiO ₂	0,70	0,33	0,24	0,83	0,12	0,24	0,24	0,35	1,03	0,23	0,19
Al ₂ O ₃	15,91	17,57	18,90	17,69	13,83	13,54	11,96	13,01	11,79	12,52	12,51
Fe ₂ O ₃	2,05	2,23	2,12	1,67	0,91	1,49	2,48	2,59	4,72	1,07	1,46
FeO	1,30	1,10	0,89	1,79	0,55	0,41	0,33	—	1,53	0,62	0,86
MnO	0,96	0,14	0,14	0,24	0,02	0,11	0,09	0,30	0,44	0,02	0,06
MgO	2,20	0,22	0,29	0,72	0,06	0,24	0,11	0,15	0,95	0,08	0,26
CaO	0,99	0,30	0,86	0,99	0,05	0,55	0,30	0,78	0,46	0,05	0,27
Na ₂ O	5,19	6,56	7,38	7,77	6,25	5,01	5,27	3,66	4,81	3,77	3,99
K ₂ O	4,38	1,51	1,65	2,34	1,77	4,48	3,98	4,63	4,22	5,03	4,13
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,04	0,02	0,02	сл.	сл.	0,13	0,11	0,06	0,12
SO ₃	—	0,15	0,15	—	0,13	—	—	0,15	—	0,08	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	0,25	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,35	0,29	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,20	—	0,38	0,03	0,04	0,16	—	0,16	0,06
Пот. при прок.	0,63	0,36	—	0,30	0,24	0,02	0,08	1,53	1,25	0,25	0,54
Сумма . .	101,26	99,33	99,84	99,68	99,73	99,60	100,71	100,17	101,46	100,00	100,11

33. Щелочной граносиенит. Малханский хр., р. Буй (И. В. Луцицкий и М. С. Нагибина, 1947).
34. Щелочной граносиенит. Хр. Цаган-Дабан, кл. Кундулунчик (С. Н. Коровин и А. Е. Дербина, 1941).
35. Щелочной граносиенит. Хр. Цаган-Дабан, Сухая падь (С. Н. Коровин и А. Е. Дербина, 1941).
36. Щелочной граносиенит. Хр. Цаган-Дабан, кл. Домохун (С. Н. Коровин и А. Е. Дербина, 1941).
37. Щелочной гранит. Хр. Цаган-Дабан, р. Билютка (С. Н. Коровин и А. Е. Дербина, 1941).
38. Щелочной лейкократовый гранит. Хр. Цаган-Хунтей, массив Мазой (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1948).
39. Щелочной гранит. Хр. Цаган-Хунтей, массив Мазой (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1948).
40. Щелочной гранит. Хр. Цаган-Хунтей, р. Бырка (Е. А. Нечаева, 1943).
41. Щелочной гранит. Хр. Атха, р. Ямная (И. В. Луцицкий и М. С. Нагибина, 1947).
42. Лейкократовый щелочной гранит. Р. Ингода (В. М. Чаиркин и С. Н. Коровин, 1938).
43. Щелочной гранит. Р. Аленгуй, приток Ингоды (Е. П. Бессолицын, 1938).

минералами, но в редких случаях в последних наблюдались включения идиоморфных кристаллов флюорита.

Немногочисленные неправильные зерна сфена встречаются преимущественно в лейкократовых разновидностях описываемых пород, содержащих биотит.

Щелочные граносиениты и кварцевые сиениты, как отмечено выше, отличаются от гранитов лишь пониженным содержанием кварца (10—20%). В кварцевых сиенитах последний обычно присутствует в микропегматитовых участках, мезостатически цементирующих крупные кристаллы микропертита, и очень редко образует свободные зерна. С дальнейшим убыванием кварца, кварцевые щелочные сиениты постепенно переходят в щелочные сиениты, среди которых преобладают породы с порфиридной или неравнозернистой структурой. За исключением кварца, минералогический состав их тождественен составу гранитов и кварцевых сиенитов.

В пределах массива Мазой щелочные граниты и граносиениты прорваны немногочисленными дайками щелочных пегматитов, мощностью до 1 м. Дайки эти имеют симметрично-зональное строение, с мелкозернистой аплитовой оторочкой, мощностью 5—15 см, в альбандах, следующей за ней зоной тонкографического строения, мощностью 20—30 см, и центральной частью крупнописьменного строения, мощность которой равна 20—50 см. Розовые аплитовые оторочки состоят из аллотриоморфных зернышек микропертита, альбита, кварца и эгирина. Зоны письменного строения, отличающиеся белой окраской, имеют тот же минералогический состав, но количество эгирина в них больше, он представлен крупными, шестоватыми кристаллами и местами сопровождается арфведсопитом.

Химический состав щелочных гранитов приведен в табл. 4.

IV. МЕЗОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНО-ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

А. Цаган-хунтейская осадочно-эффузивная свита (Мз)

Цаган-хунтейская свита представляет сложный осадочно-эффузивный комплекс, слагающий в описываемом районе значительную площадь. Она залегает трансгрессивно на размытой поверхности палеозойских (варисцийских?) гранитов и других более древних образований.

Состав цаган-хунтейской свиты чрезвычайно разнообразен; сюда входят: песчанистые сланцы, метаморфизованные песчаники, туфо-конгломераты, порфириты, кератофиры, ортофиры, трахиты и кварцевые порфиры и туфы всех перечисленных эффузивов. Количественно преобладают всевозможные туфы, а излившиеся породы встречаются в подчиненном количестве. Сравнительно ограниченное развитие имеют также песчаники, которые, по данным И. В. Лучицкого, значительно больше распространены к югу в пределах Малханского хребта, где нередко доминируют над эффузивами и их туфами. Ввиду плохой обнаженности, присутствующей всему Забайкалью, и мелкого масштаба съемки нам не удалось детально расчленивать цаган-хунтейскую свиту, но некоторые общие закономерности выступают довольно отчетливо.

Так, по целому ряду фактов устанавливается, что более основные эффузивы (порфириты) и их туфы приурочены главным образом к низам цаган-хунтейской свиты и преобладают на западе, тогда как на востоке они встречаются спорадически, обычно в антиклинальных зонах, где эрозией в значительной степени уничтожены верхние горизонты. К средней части цаган-хунтейской свиты приурочены преимущественно средние и щелочные эффузивы — трахиты, кератофиры, кварцевые кератофиры, щелочные андезиты и их туфы. Эти породы распространены главным образом в восточной части района, в бассейне р. Хилы, где трахиты, кератофиры и их туфы слагают целые сопки и местами группы сопок, тогда как в западной части района, где эрозионный срез значительно

глубже, они встречаются в небольших количествах и приурочены, видимо, преимущественно к синклинальным зонам.

Стратиграфически выше залегают кварцсодержащие и кварцевые порфиры и их туфы, вплоть до стекловатых туфов и вулканических стекол.

Таким образом, намечается постепенное изменение состава эффузий на известном отрезке геологического времени, начиная от основных порфиритов в низах цаган-хунтейской свиты, через андезиты, трахиты и кератофиры до кварцевых порфиров в ее верхней части. Эта закономерность, обусловленная процессом дифференциации в магматическом очаге, подчеркивается еще тем, что эффузивы более молодой тургинской свиты, по возрасту непосредственно следующей за цаган-хунтейской, представлены исключительно породами кислой магмы: кварцевыми порфирами и их туфами и перлитовыми стеклами.

Внешний облик пород цаган-хунтейской свиты весьма разнообразен. В окраске пород преобладают темные оттенки от зеленовато-черного до красновато-бурого и в особенности фиолетового цвета; реже встречаются светлые голубовато-серые породы (кварцевые порфиры и фельзиты) и пепельно-серые (трахиты и кератофиры). По количеству вкрапленников различаются разновидности полифировые, олигофировые и афировые.

Приведенная ниже характеристика главнейших типов пород цаган-хунтейской свиты следует общей схеме нашего описания — от более древних образований к молодым (соответственно от песчаников и конгломератов к кварцевым порфирам).

1. Туфогенные песчаники

Осадочные породы цаган-хунтейской свиты макроскопически почти не отличаются от афировых эффузивов. Это такие же плотные, местами почти афанитовые, темные породы синеватых, серых и зеленовато-черных оттенков; реже встречается светлая серовато-желтая окраска. В более крупнозернистых песчаниках и туффитах ясно различимы отдельные зерна минералов и обломки пород.

Микроскопическое изучение позволяет выделить среди пород этой группы песчаные сланцы, мелкозернистые глинистые песчаники и крупнозернистые полимиктовые песчаники, связанные постепенными переходами через мелкогалечные конгломераты с крупногалечными туфо-конгломератами, цемент которых состоит из туфогенного материала.

Песчаные сланцы и глинистые песчаники различаются исключительно по крупности и количественному содержанию кластического материала. В сланцах последний представлен немногочисленными угловатыми обломками кварца и полевого шпата, в некоторых случаях с преобладанием последнего. Размер зерен в среднем 0,02—0,30 мм.

В песчаниках количество обломочного материала значительно повышается и составляет уже свыше 65% породы; в составе его к доминирующим зернам кварца и плагиоклаза присоединяются: мелкие обломки тонкозернистых кремнистых пород, зеленая роговая обманка, рудный минерал, микроклин, апатит. Размер зерен несколько крупнее, чем в сланцах, и достигает 0,5 мм в поперечнике.

Цемент состоит из тонкого глинистого материала, слабо действующего на поляризованный свет, с примесью тонкокристаллического кремнезема, хлорита, серицита, рудного минерала, а иногда также некоторого количества углистого вещества.

В песчаниках кластический материал преобладает над цементом, причем последний распределен в породе неравномерно, что обуславливает некоторую слоистость или местами пятнистость породы.

Полимиктовые песчаники отличаются высоким содержанием кластического материала (цемент почти совсем отсутствует), лучшей окатанностью и крупностью зерен последнего (0,8—1,2 мм) и разнообразием его состава.

В состав кластического материала полимиктовых песчаников входят, кроме минералов, присутствующих в глинистых песчаниках, еще обломки следующих пород: 1) кератофинов с трахитовой структурой основной массы и призматическими вкрапленниками альбита; 2) среднезернистых пород, состоящих из аллотриоморфных зернышек кварца и щелочного полевого шпата, несколько вытянутых в одном направлении (возможно, гнейс); 3) кварцевых или кварцсодержащих порфиров со вкрапленниками альбита; 4) кварцитов; 5) ортофинов; 6) крупнозернистых гранитов, состоящих из кварца, кислого плагиоклаза и калишпата-пертита; 7) глинистых сланцев.

Цемент, состоящий из тонкозернистого эпидота и хлорита, присутствует в совершенно незначительном количестве.

Породы обычно обильно усеяны листочками хлорита и неправильными зернами кальцита, рудного минерала и минералов группы эпидота.

Местами размеры обломков в полимиктовых песчаниках достигают 3—5 мм, а при дальнейшем их увеличении породы переходят в мелкогалечные конгломераты.

В центральной части Цаган-Хунтейского хребта на гольцах Бадата и Худун-Саган встречены мощные отложения туфо-конгломератов, пород чрезвычайно плотных, очень устойчивых по отношению к агентам выветривания. В состав угловатой и окатанной гальки туфо-конгломератов входят различные эффузивы (кварцевые порфиры, трахиты, кератофиры, порфириты и др.), граниты и гранитпорфиры. Размеры гальки достигают 10—40 см в поперечнике. Цемент состоит из плотного эффузивного материала, по составу тождественного материалу галек.

2. Андезитовые порфириты

Макроскопически это плотные зеленовато-черные породы с афанитовой основной массой и мелкими вкрапленниками темноцветного минерала. Встречаются как роговообманковые, так и пироксеновые разновидности.

Роговообманковые андезитовые порфириты — полифировые породы с довольно крупными призматическими и таблитчатыми фенокристаллами андезина № 45 и зеленой роговой обманки. Вкрапленники андезина обычно совершенно свежие, реже замещаются серицитом, цеолитами и минералами группы эпидота, проникающими по трещинам; иногда они обнаруживают отчетливую зональность.

Бледнозеленая роговая обманка образует редкие крупные порфировые выделения. Угол погасания ее $cNg = 14^\circ$, плеохроизм по Ng — бледнозеленый, по Np — почти бесцветный, схема абсорбции $Ng > Np$. Она замещается кальцитом, хлоритом и минералами группы эпидота. Некоторые вкрапленники почти нацело замещены призматическими кристаллами последних, ориентированными нормально к граням вкрапленников, причем узкую внешнюю кайму слагает мелкозернистый водянопрозрачный кварц.

Гиалопилитовая основная масса состоит из тонких лейсточек андезина № 36, образующих спутанный войлок; интерстиции между ними

выполнены иголочками бледнозеленого амфибола, изометричными зернышками рудного минерала и тонкозернистыми буроватыми пятнышками минералов группы эпидота. Плаггиоклаз и амфибол основной массы преимущественно свежие. Очень редко встречаются мелкие ксеноморфные зернышки щелочного полевого шпата. В ассоциации с рудным минералом встречается лейкоксен, образующий каемки вокруг рудных выделений.

Пироксеновые андезитовые порфириды отличаются от роговообманковых андезитовых порфиритов следующими свойствами: 1) амфибол отсутствует, его заменяет зеленоватый моноклинный пироксен с углом погасания $cNg = 48^\circ$, образующий редкие таблитчатые вкрапленники и мелкие изометричные зернышки в основной массе, между лейстами плаггиоклаза; 2) лейсточка плаггиоклаза (андезин № 45) в основной массе обычно слегка серицитизированы и располагаются параллельно, что обуславливает флюктуационную текстуру породы; 3) количество вкрапленников очень невелико, породы олигофиновые.

3. Альбитизированные порфириды

Макроскопически породы этой группы сходны с андезитовыми порфиритами, отличаясь от последних лишь зеленоватым оттенком окраски.

Минералогический состав их следующий: альбит № 10, хлорит, эпидот, рудный минерал, бурая роговая обманка (угол погасания $cNg = 18^\circ$, окраска по Ng и Nm — коричнево-бурая, по Np — светлая зеленовато-бурая; схема абсорбции — $Nm \geq Ng \geq Np$), слабо зеленоватый моноклинный пироксен с углом погасания $cNg = 39^\circ$, сфен, серицит, лимонит, кальцит, вторичный водянпрозрачный кварц и пренит.

Немногочисленные вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами пироксена, роговой обманки и альбита.

Основная масса состоит из беспорядочно расположенных лейсточек альбита, промежутки между которыми выполнены темной тонкозернистой смесью рудного минерала, хлорита и эпидота; иногда к этим минералам в более или менее значительном количестве примешиваются бурая роговая обманка или пироксен и сфен.

В некоторых разновидностях, наряду с преобладающим беспорядочным расположением лейст плаггиоклаза, на отдельных участках наблюдается субпараллельное расположение последних. Нередко встречаются мелкозернистые скопления кальцита, часто ассоциирующиеся с ксеноморфными зернышками вторичного кварца. Неправильные зерна пренита образуют небольшие скопления в ассоциации с хлоритом или мелкозернистые агрегаты в лейсточках альбита.

4. Туфы порфиритов

По внешнему облику эти туфы представляют темные, почти черные породы, в афанитовом цементе которых неравномерно распределены угловатые обломки различных пород.

Различаются кристаллокластические туфы, в обломочном материале которых доминируют обломки минералов, и литокластические, состоящие почти исключительно из обломков пород.

В составе обломочного материала кристаллокластических туфов преобладают следующие минералы: 1) лабрадор № 60, 2) андезин № 45 (плаггиоклазы свежие, изредка слегка буроватые) и 3) бледнозеленый, почти бесцветный амфибол. В подчиненном количестве встречаются:

1) порфиры, состоящие из беспорядочно расположенных призматических кристаллов андезина, сцементированных непрозрачным черным или темно-бурым железистым веществом; 2) андезитовые порфиры с вкрапленниками лабрадора № 57 и гиалопилитовой основной массой, состоящей из лейсточек андезина, иголок бледнозеленого амфибола и листочков хлорита, и 3) плагиопорфиры с обильными вкрапленниками зонального андезина № 37 и пилотакситовой основной массой, состоящей из коротких столбиков и табличек андезина, в промежутках между которыми встречаются иголки бледнозеленого амфибола. Размеры обломков колеблются в пределах от 0,1 до 1,5 мм в поперечнике.

Черный непрозрачный цемент туфов состоит главным образом из мелких зернышек рудного минерала с незначительной примесью хлорита, кварца и минералов группы эпидота.

Обломочный материал литокластических туфов, как указывалось выше, состоит главным образом из различных пород; обломки минералов почти совсем отсутствуют, а цемент, состоящий из мелких зернышек рудного минерала, эпидота, хлорита и кальцита, составляет незначительную часть породы.

В обломках встречаются: 1) порфиры с витрофировой структурой; в стекловатой или плохо раскристаллизованной красно-бурой основной массе плавают редкие микролиты плагиоклаза; флюктуационная текстура обусловлена параллельным расположением лейсточек плагиоклаза и различно окрашенных участков основной массы, вытянутых в виде полос; встречаются миндалины, выполненные хлоритом, эпидотом и кальцитом; 2) андезитовые порфиры, отличающиеся от вышеописанных гиалопилитовой структурой основной массы с содержанием стекловатого базиса; 3) кератофиры с флюктуационной текстурой и 4) рудный минерал.

* * *

Эффузивы, слагающие среднюю часть разреза цаган-хунтейской свиты, относятся преимущественно к представителям средней магмы, и по широкому распространению в пределах исследованной территории (главным образом в ее восточной части) уступают только кварцевым порфирам и их туфам. Среди них выделяются: трахиты, ортофиры, кератофиры, кварцевые кератофиры и щелочные андезиты; по внешнему облику эти породы чрезвычайно разнообразны.

5. Щелочные андезиты

Щелочные андезиты встречены вместе с трахитами в бассейне рр. Хилы и Улентуя.

По внешнему облику щелочные андезиты представляют собой серые или зеленовато-черные породы с более или менее многочисленными вкрапленниками плагиоклаза и пироксена или амфибола в афанитовой или тонкозернистой основной массе.

Идиоморфные, призматические фенокристаллы плагиоклаза принадлежат свежему, прозрачному лабрадору ($BNg = 77,5^\circ$, $BNm = 42^\circ$, $BNp = 50,5^\circ$, двойниковый закон $\frac{1}{010} \begin{matrix} [001] \\ 010 \end{matrix}$; № 54), иногда зональному. Мелкие вкрапленники зеленоватого диоксида лишены правильных ограничений; угол погасания диоксида $cNg = 38^\circ$; $2V = +60^\circ$.

Основная масса состоит из параллельно или беспорядочно располо-

женных тонких лейсточек андезина № 43 [$B_{Ng} = 22^\circ$, $B_{Nm} = 69^\circ$, $B_{Np} = 84^\circ$, двойниковый закон $\perp (010)$], зернышек диопсида или амфибола и рудного минерала. Промежутки между лейстами плагиоклаза выполнены свежим ксеноморфным калиевым полевым шпатом, который присутствует в очень небольшом количестве, но распределен равномерно по всей породе.

В некоторых разновидностях щелочных андезитов темноцветный минерал представлен базальтической роговой обманкой, которая образует идиоморфные, интенсивно опацитизированные кристаллы во вкраплениях и в основной массе (фиг. 7). Преломление ее высокое: $N_g = 1,756$, $N_p = 1,684$, угол оптических осей $2V = -78^\circ$, угол погасания $cN_g = 9^\circ$. Плеохроизм: по N_g — густой красно-бурый, по N_m — бурый, по N_p — желтый; схема абсорбции $N_g \geq N_m \gg N_p$. Наблюдается слабая дисперсия осей индикатрисы. Изредка в этих породах встречаются тонкие призмочки буроватого апатита, обнаруживающие слабый плеохроизм.

6. Трахиты и трахидациты

Трахиты и трахидациты слагают ряд сопок в бассейне р. Хилы, по ее правому берегу, на водоразделе рр. Хила — Муухой и в нижнем течении р. Хилы. Кроме этого, трахиты изредка встречаются в долине р. Хилка и в бассейне ее правых притоков в районе пос. Бада.

Макроскопически это порфиновые породы с мелкими вкраплениями полевого шпата и амфибола или биотита в тонкозернистой красновато-бурой или пепельно-серой основной массе, нередко изобилующей мелкими порами (фиг. 8). По количеству вкраплений наблюдаются вариации от полифировых до афировых разновидностей.

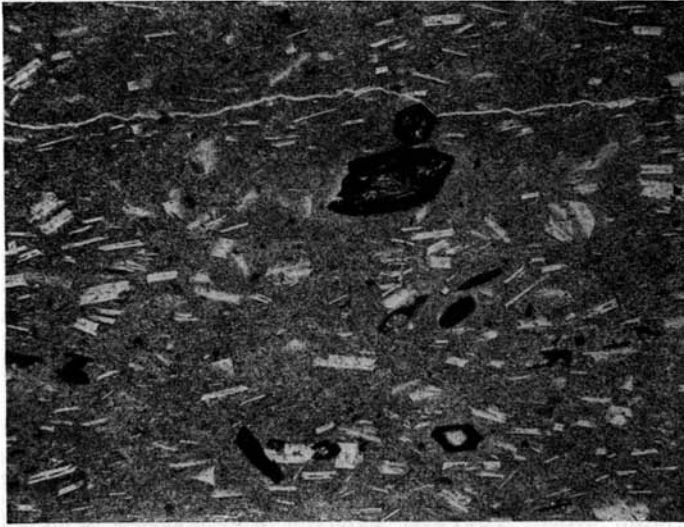
В большинстве пород рассматриваемой группы вкрапления полевого шпата представлены только идиоморфными призмочками андезина № 40—42, совершенно свежие кристаллы которого нередко корродируются основной массой и содержат включения стекла. Эти породы (с фенокристаллами исключительно андезина) могут быть названы плагиотрахитами.

В пепельно-серых ноздреватых трахитах низовьев р. Хилы во вкраплениях, наряду с андезином, присутствуют крупные таблитчатые кристаллы прозрачного чистого калиевого полевого шпата. Исследование последнего на столике Федорова показало, что величина угла оптических осей минерала $2V = -12^\circ$, а угол между перпендикуляром к спайности (001) и $N_m = 5^\circ$, что соответствует санидину.

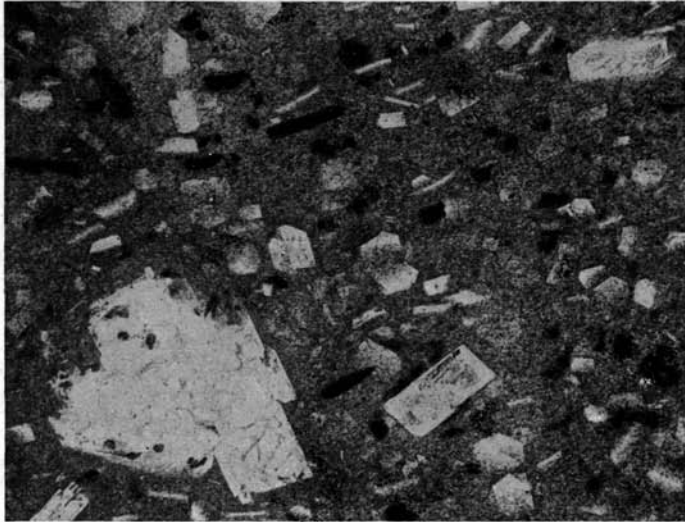
Идиоморфные вкрапления зеленовато-бурого амфибола в результате интенсивной опацитизации или окружены черной рудной каймой, или нацело превращены в рудное непрозрачное вещество. Угол погасания амфибола $cN_g = 17^\circ$, плеохроизм: по N_g — зеленовато-бурый, по N_m — бурый, по N_p — зеленовато-бурый. Схема абсорбции $N_m = N_g \geq N_p$. Широкие пластинки бурого биотита нередко изогнуты и содержат мелкие включения апатита.

Основная масса трахитов состоит из тонких лейсточек плагиоклаза (олигоклаза или андезина) и щелочного полевого шпата, с примесью стекла то совершенно свежего, то замещающегося бурым пелитовым веществом. Структура основной массы трахитовая или витрофировая в зависимости от содержания того или иного количества стекла.

Афировые разновидности трахитов плохо раскристаллизованы и содержат в стекловатой массе неравномерно распределенные скопления микролитов полевого шпата, расположенных флюидално.



Фиг 7. Щелочной андезит. Опацитизация базальтической роговой обманки. Увел. 45.



Фиг. 8. Трахит. Увел. 45.

Трахитациты, макроскопически сходные с трахитами, под микроскопом отличаются от последних присутствием в основной массе небольшого количества мелких аллотриоморфных зернышек кварца.

В некоторых породах встречаются довольно обильные округлые поры, выполненные волокнистым халцедоном или постмагматическим кварцем с отчетливой концентрической зональностью нарастания.

7. Кератофиры

Кератофиры, встречающиеся спорадически в паган-хунтейской свите, обнаружены нами в различных местах ее распространения. По внешнему облику это плотные, темные порфиновые породы с призматическими и таблитчатыми вкрапленниками щелочного полевого шпата, среди которых альбит значительно преобладает над калиевым полевым шпатом; иногда последний совершенно отсутствует.

Альбит образует идиоморфные пелитизированные фенокристаллы с тонкими полисинтетическими двойниками, усеянные редкими мелкими чешуйками серицита. Результаты измерения оптических констант минерала на Федоровском столике показывают, что он содержит 5—7% анортитовой молекулы ($B_{Ng} = 15,5^\circ$, $B_{Nm} = 74,5^\circ$, $B_{Np} = 88,5^\circ$; двойниковый закон $\perp (010)$, альбит № 5 и $B_{Ng} = 14^\circ$, $B_{Nm} = 76^\circ$, $B_{Np} = 89^\circ$; двойниковый закон $\perp (010)$, альбит № 7).

Калиевый полевой шпат слагает идиоморфные редкие вкрапленники, также пелитизированные и испещренные жилковидными вростками пертита замещения; местами эти вкрапленники почти нацело замещены шахматным альбитом, в котором кое-где выделяются реликтовые участки калиевого полевого шпата.

Основная масса породы состоит из мелких лейсточек или коротких призмочек и табличек буроватого щелочного полевого шпата, главным образом альбита полисинтетически сдвойникового, к которому иногда присоединяются в небольшом количестве лейсты и неправильные зернышки калиевого полевого шпата. Структура основной массы трахитовая или ортофировая, текстура флюктуационная, определяющаяся параллельным или субпараллельным расположением лейсточек полевых шпатов, между которыми встречаются изредка мелкие зернышки кварца.

Породы обычно обильно усеяны мелкими зернышками магнетита и минералов группы эпидота и чешуйками хлорита и серицита. Местами встречаются крупные скопления хлорита и эпидота, с прямоугольной формой разрезов, возможно, являющиеся псевдоморфозами по фенокристаллам темноцветного минерала.

Вторичный кварц образует округлые мозаичные агрегаты или прожилки, вытянутые согласно общей флюиальности породы, в которых иногда встречается примесь зернышек кальцита.

Акцессорные минералы кератофиров — магнетит, апатит и рутил.

Кварцевые кератофиры слагают водораздел нижнего течения рр. Хилы и Улянтуй в непосредственной близости от долины р. Хилок. Макроскопически это светлые, преимущественно пепельно-серые олигофирные породы со вкрапленниками щелочного полевого шпата, среди которых альбит резко преобладает над микропертитом. В единичных случаях встречаются также фенокристаллы биотита, почти нацело опацизированные или переполненные мелкими включениями рудного минерала и бледнозеленого амфибола. Последний, кроме того, образует местами призматические вкрапленники, лишенные концевых граней. Угол погасания его $c_{Ng} = 18—20^\circ$, плеохроизм: по Ng — буровато-зеленый, по Nm — бледнозеленый, по Np — бледнозеленый, почти бесцветный, $2V = -83^\circ$; наблюдается плохо выраженная спайность по (110).

Основная масса, обычно очень мелкозернистая, состоит из субпараллельно расположенных тонких лейсточек щелочного полевого шпата, иногда плохо индивидуализированных. На границах между отдельными лейстами обычно развиты тонкие каемочки кварца, как бы цементирующего полевые шпаты, но, несмотря на постоянное присутствие кварца, содержание его в породе незначительно. В некоторых разностях встречаются ксеноморфные зерна сфена, окаймленные рудным минералом.

8. Ортофиры

Ортофиры обычно встречаются совместно с трахитами и кератофирами. Их преимущественное распространение отмечается в восточной части исследованной территории, в бассейне р. Хилы и по правобережью р. Хилка выше устья р. Хилы. Ограниченное развитие они имеют в бассейне рч. Тайдутки, в верховьях р. Худуна, в нижнем течении р. Черной и в бассейне правых притоков р. Хилка, в районе пос. Бада.

По внешнему облику это преимущественно светлые породы, белой и серой, реже фиолетово-бурой окраски с афанитовой основной массой и многочисленными довольно крупными (до 4—5 мм) вкрапленниками белых и розовых полевых шпатов (плаггиоклаза и микропертита), к которым изредка присоединяются черные пластинки биотита.

Идиоморфные вкрапленники плаггиоклаза, призматической или таблитчатой формы, принадлежат олигоклазу № 25, иногда слабо зональному, который более или менее интенсивно, местами нацело, замещен альбитом № 5—7. Кристаллы последнего густо пелитизированы и усеяны многочисленными чешуйками хлорита и серицита. Иногда вкрапленники плаггиоклаза окружены тонкими каймами калиевого полевого шпата.

Фенокристаллы микропертита, буроватые, густо пелитизированные, испещрены обильными жилковидными вростками пертита замещения, которые, сливаясь, образуют неправильные пятна и иногда захватывают большую часть кристалла, вплоть до образования полных псевдоморфоз шахматного строения.

Прямоугольные пластинки красно-коричневого биотита редко остаются свежими; преимущественно они замещены хлоритом с примесью зернышек эпидота, лимонита и рудного минерала, или обесцвечены.

Местами вкрапленники интенсивно корродированы и пронизаны включениями основной массы.

Последняя имеет ортофирную или трахитоидную структуру и существенно состоит из коротких столбиков или тонких лейсточек пелитизированного буроватого щелочного полевого шпата, расположенных то взаимно параллельно, то беспорядочно, причем иногда в промежутках между ними в незначительном количестве встречаются микропегматит и кварц. Микропегматит образует также каемки вокруг столбиков калишпата.

Реже встречается своеобразная структура, при которой длинные тонкие лейсты щелочного полевого шпата образуют многочисленные лучистые пучки неправильной формы.

Так же как и в кератофирах, в основной массе ортофиров рассеяны обильные мелкие зернышки лимонита и магнетита, чешуйки хлорита и серицита. Более крупные изометричные и неправильные зерна рудного минерала, по величине приближающиеся к размерам зерен основной массы, обычно ассоциируются с редкими идиоморфными кристалликами апатита и изредка окаймлены тонкозернистым сфеном. Неправильные зерна кальцита выполняют пустоты или развиты по фенокристаллам плаггиоклазов.

9. Туфы трахитов и ортофиров

Макроскопически это фиолетовые или темносерые, изредка почти черные породы, обломочное строение которых в большинстве случаев макроскопически неразлично. На фоне их тонкозернистой или афанитовой основной массы резко выделяются лишь многочисленные светлые кристаллы полевых шпатов. По составу обломочного материала они могут быть подразделены на туфы литокластические и кристаллокластические.

Состав обломочного материала литокластических туфов (фиг. 9, 10) следующий: 1) биотит, пластинки которого иногда изогнуты и опацифицированы; 2) альбит; 3) кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз и олигоклаз до андезина), иногда почти нацело серицитизированный; 4) микропертит; 5) апатит; 6) трахиту с витрофировой и трахитовой основной массой; 7) кератофиры с флюктуационной микротекстурой; 8) кварцевые кератофиры; 9) ортофиры (основная масса трахитовая или ортофировая); 10) фельзит(?); 11) кварцевые или кварцсодержащие порфиры с фельзитовой, сферолитовой, аллотриоморфнозернистой, криптопойкилитовой или микропойкилитовой основной массой; 12) туфы кварцевых порфиров; 13) туфы трахитов; 14) микропегматит; 15) мелкозернистая порода, состоящая из лейсточек альбита и зернышек эпидота, в которой встречаются редкие скопления вторичного кварца; 16) мелкозернистый гранит или гранит-порфир с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящий из альбита, микропертита, кварца и рудного минерала; 17) порода, состоящая из беспорядочно расположенных лейст полевого шпата, интерстиция между которыми выполнены черным (рудным?) веществом и хлоритом.

В составе кластического материала преобладают обломки пород. Размеры обломков колеблются от 0,2 до 6 мм в поперечнике, причем количественное соотношение их с цементом варьирует: в некоторых разновидностях цемент развит только по контактам обломков, в других он составляет главную массу породы.

Цемент литокластических туфов, обычно микрофельзитовый, плохо раскристаллизованный или почти изотропный, иногда обильно усеян зернышками рудного минерала; неравномерное распределение последних нередко подчеркивает некоторую флюидальность породы, обусловленную чередованием более и менее раскристаллизованных участков, вытянутых в виде линз и полос, по контактам которых иногда развиты линзовидные прожилки вторичного альбита и кварца с примесью серицита.

В цементе некоторых туфов местами встречаются угловатые обломки стекла, то буроватого, изотропного, то превращенного в тонкозернистый агрегат щелочного полевого шпата и кварца, или замещенного вторичным кварцем и серицитом. Ограниченное развитие имеют миндалины, концентрически выполненные кварцем и хлоритом.

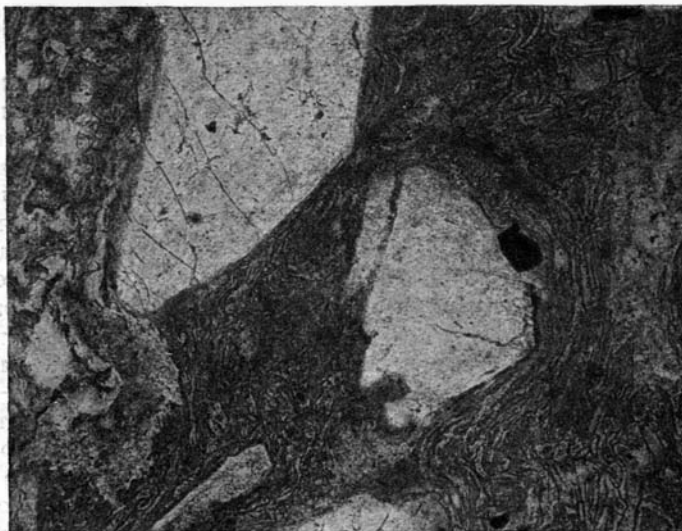
Кристаллокластические туфы по составу обломочного материала и структуре цемента сходны с литокластическими туфами, от которых отличаются постоянным преобладанием цемента над обломками, а в составе последних — резким преобладанием обломков кристаллов над обломками пород. Некоторые породы обогащены рудным минералом, другие содержат более или менее обильную примесь мелкочешуйчатого хлорита, серицита и вторичного кварца.

10. Кварцевые и кварцсодержащие порфиры

Кварцевые порфиры вместе с кварцсодержащими порфирами и их туфами представляют наиболее распространенную группу пород цаганхунтской свиты. Макроскопически как кварцевые, так и



Фиг. 9. Литокластический туф ортофира. Переменяемость зеленых разностей (светлое) с коричневыми (темное). Нат. вел.



Фиг. 10. Литокластический туф ортофира. Увел. 45.

кварцосодержащие порфиры чрезвычайно разнообразны: это породы самых различных, голубоватых, серых, темнофиолетовых и красновато-бурых оттенков, нередко с многочисленными серыми, белыми и розоватыми вкрапленниками полевых шпатов и выделениями серого кварца в тонкозернистой или афанитовой основной массе. По количеству вкрапленников выделяются олигофировые и полифировые разновидности, причем преобладают последние.

Структуры основной массы кварцевых порфиров чрезвычайно разнообразны. Наиболее распространена криптопойкилитовая структура, которая иногда подчиняется флюидалности породы: мелкие, одновременно погасающие участки, на которые распадается основная масса, в этом случае вытянуты в одном направлении, согласно которому ориентированы также обильные иголки рудного минерала. Местами флюидалная текстура подчеркивается чередованием полос фельзитового и криптопойкилитового строения.

Широко развита также микропойкилитовая структура, причем в этом случае вмещающие зерна принадлежат кварцу, а включения в них — щелочному полевому шпату. В некоторых случаях порода распадается на ряд изометричных участков микропегматитового строения, переполненных обильными пойкилитовыми вростками призмочек и табличек щелочного полевого шпата.

В сферолитовых кварцевых порфирах основная масса существенно состоит из кварцево-ортоклазовых сферолитов (от 0,35 до 1,5 мм в диаметре), в ядре которых нередко находятся фенокристаллы полевых шпатов и кварца. В центральной части эти сферолиты представляют крипстокристаллические образования, а во внешней зоне приобретают микропегматитовое строение. Некоторые сферолиты имеют концентрическое строение или распадаются на отдельные одновременно погасающие секторы, причем тонкие лучи кварца и калиевого полевого шпата в каждом секторе имеют перистое расположение относительно радиальной оси. В промежутках между сферолитами основная масса имеет микропойкилитовое, аллотриоморфнозернистое или микропегматитовое строение, причем в последнем случае количественные соотношения кварца и калишпата в микропегматите в различных участках породы варьируют.

Фельзитовая и аллотриоморфнозернистая структуры основной массы встречаются редко.

Фенокристаллы обычно представлены кварцем и микропертитом, к которым иногда присоединяются биотит и альбит-олигоклаз или альбит. Последний, вероятно, представляет псевдоморфозы по вкрапленникам калиевого полевого шпата, так как местами содержит разъединенные реликтовые пятна последнего, имеющие общую оптическую ориентировку в пределах одного вкрапленника альбита. Исключение представляет группа полифировых кварцевых порфиров с микропойкилитовой структурой основной массы, в которых фенокристаллы полевого шпата представлены только кислым плагиоклазом.

Вкрапленники кварца имеют преимущественно округлые, оплавленные контуры, реже сохраняют правильные гексагональные формы; обычно они корродированы основной массой, которая образует в них глубокие заливки или включения, и обнаруживают волнистое погасание. В одном случае встречено оригинальное прорастание вкрапленников кварца и микропертита: табличатый кристалл последнего содержит обильные вростки кварца, по форме сходные с пегматитовыми, которые принадлежат к трем одновременно погасающим системам. Каждая система доминирует на определенном участке кристалла калиевого полевого шпата, но некоторые вростки заходят в поле развития других систем или выходят за пределы вкрапленника микропертита. В последнем случае они значительно

увеличиваются в размерах, приобретают две-три правильные грани и корродируются основной массой (фиг. 11).

Таблитчатые или призматические вкрапленники микропертита густо пелитизированы и местами почти нацело замещены шахматным альбитом.

Фенокристаллы кислого плагиоклаза (альбита или альбит-олигоклаза № 9—15) пелитизированы, слегка серицитизированы и иногда образуют небольшие скопления; в некоторых случаях обнаруживаются изгибы двойников.

Порфиновые выделения коричневого биотита преимущественно развиты в кварцевых порфирах, лишенных вкрапленников микропертита, и нередко содержат включения сфена и рудного минерала. Мелкие чешуйки хлоритизированного биотита образуют небольшие скопления в основной массе



Фиг. 11. Вкрапленник — сросток кварца с ортоклазом в кварцевом порфире с криптопойкилитовой основной массой. Увел. 20, николи +.

этих пород. Характерно обильное развитие рудного минерала то в виде равномерной тонкой вкрапленности в породе, то в виде более крупных ксеноморфных зерен. Изредка встречается сфен.

Из постмагматических минералов следует отметить небольшие скопления мелкозернистых агрегатов минералов группы эпидота и мелкие прожилки серицита и вторичного кварца.

Кварцсодержащие порфиры отличаются от кварцевых порфиров отсутствием вкрапленников кварца.

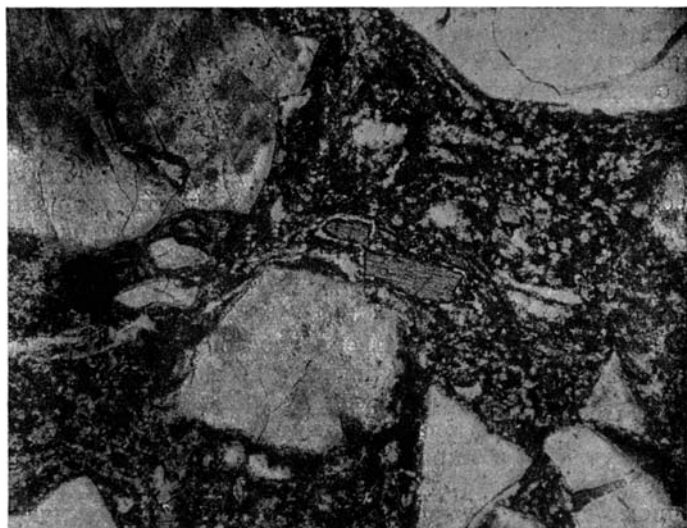
Структура основной массы этих пород сферолитовая, аллотриоморфнозернистая (иногда с пойкилитовыми и микропегматитовыми участками) и микропойкилитовая или криптопойкилитовая. Иногда наблюдается ленточная микротекстура, обусловленная послойным чередованием узких полос криптопойкилитового, фельзитового и сферолитового строения.

Вкрапленники представлены преимущественно микропертитом и альбит-олигоклазом № 12—13, к которым иногда присоединяется биотит. В единичных случаях присутствуют таблитчатые выделения свежего, прозрачного анортоклаза. Величина угла его оптических осей $2V = -54^\circ$, угол между перпендикуляром к спайности (010) и $Nm = 5^\circ$.

Ограниченное развитие имеют афировые ленточные фельзиты, в которых ритмическое чередование полос фельзитового и микрофельзитового строения, выдержанных с относительным параллелизмом, подчеркивается различной интенсивностью окраски этих полос бурыми окислами железа. В небольшом количестве в них рассеяны неправильные зернышки рудного минерала и мелкие скопления аллотриоморфнозернистого вторичного кварца.

11. Туфы кварцевых порфиров

Туфы кварцевых и кварцсодержащих порфиров образуют самую обширную группу пород цаган-хунтейской свиты. Они представлены кристаллокластическими, литокластическими и витрокластическими разновидностями, среди которых преобладают кристаллокластические туфы, а витрокластические встречаются только в некоторых местах в районе пос. Тайдут.



Фиг. 12. Туф кварцевого порфира с обломком разбитого кристалла эгирина в центре. Увел. 45.

Структура пород кластическая (туфовая). Состав обильного обломочного материала следующий: 1) кварц; 2) микропертит; 3) шахматный альбит; 4) кислый плагиоклаз (олигоклаз или альбит-олигоклаз); 5) биотит; 6) обыкновенная зеленая роговая обманка; 7) арфведсонит; 8) эгирины; 9) апатит (фиг. 12).

Из обломков пород встречаются: 1) кварцевые и кварцсодержащие порфиры; 2) туфы кварцевых порфиров; 3) кератофиры; 4) порфириты; 5) мелкозернистые граниты; 6) кварциты; 7) мелкозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники с кварцево-хлоритово-серицитовым цементом; 8) фельзиты; 9) микропегматит; 10) трахиты; 11) порфировая порода с призматическими фенокристаллами плагиоклаза и мелкозернистой основной массой, состоящей из тонких лейсточек полевого шпата, беспорядочно расположенных в непрозрачной, железистой основной массе; 12) гранит-порфиры с гидридоморфно-зернистой структурой основной массы; 13) среднезернистые биотитовые граниты; 14) лейкократовые эгириновые граниты.

Обломки кварца местами оплавлены и нередко содержат включения основной массы порфиров, плагиоклазы пелитизированы и усеяны немногочисленными чешуйками серицита, а олигоклаз иногда пятнами альбитизирован. Биотит обычно более или менее интенсивно замещен лимонитом, хлоритом и эпидотом; мелкозернистые скопления последнего также обильно расцезаны в цементе некоторых туфов.

Среди обломков минералов доминируют кварц и микропертит, а среди обломков пород — кварцевые и кварцсодержащие порфиры; размеры обломков варьируют от 0,05 до 2 мм в поперечнике.

Цемент преимущественно плохо раскристаллизованный микрофельзитовый или почти изотропный с намечающимися точечными центрами кристаллизации. В литокластических туфах встречается более совершенная раскристаллизация, вплоть до аллотриоморфнозернистого строения цемента.

Нередко в цементе намечается флюидальная микротекстура, которая подчеркивается распределением серицита, рудного минерала и линзовидно вытянутых скоплений вторичного кварца. В других случаях флюидальность проявляется в чередовании взаимнопараллельных полос фельзитового, сферолитового и криптопоякилитового строения с почти нераскристаллизованными участками; эти полосы местами изогнуты и иногда неравномерно окрашены бурыми окислами железа.

Довольно обильные миндалины выполнены эпидотом или мелкозернистыми агрегатами кварца и свежего полисинтетически сдвойникового альбита. Изредка замечается некоторое ороговикование туфов, выражающееся в появлении неправильных скоплений и прожилков тонкочешуйчатого светлозеленого или светлокорицевого биотита, иногда с примесью мелкозернистого кварца. В единичных случаях встречаются обильные скопления фиолетово-красного, плеохроичного гематита, образующего лучистые сростки и тонкие иголки в кварце.

Витрокластические туфы существенно состоят из мелких остроугольных обломков стекла с характерными двояковогнутыми и выпукловогнутыми контурами, которые замещены или мелкозернистым кварцем (в некоторых случаях также опалом и халцедоном), или микрофельзитом, и в последнем случае при скрещенных николях почти не выделяются из плохо раскристаллизованного цемента.

В обломочном материале витрокластических туфов встречаются те же обломки пород и минералов, но в значительно меньшем количестве.

Недалеко от пос. Загарин встречен легкий зеленоватый туф кварцевого порфира, состоящий преимущественно из обломков буроватого стекла с перлитовой отдельностью, с редкими обломками минералов, вплавленными в стекловатую массу. Стекло изотропно, или обнаруживает начальную раскристаллизацию; преломление его ниже преломления канадского бальзама.

В табл. 5 приведены данные химических анализов главных разновидностей пород цаган-хунтейской эффузивной свиты.

Область главного распространения цаган-хунтейской свиты находится в восточной части района — в верхнем течении р. Худуна и в бассейне верхнего течения р. Хилка, но общее распространение свиты значительно шире этих пределов, так как она упоминается многочисленными исследователями других районов Забайкалья.

К северо-востоку породы цаган-хунтейской свиты уходят за границу исследованной территории. К югу, в пределах Хилокско-Чикойского водораздела (Малханский хребет), породы эффузивно-осадочной свиты, прослеженные на значительном пространстве И. В. Лучицким, несомненно представляют одно целое с отложениями цаган-хунтейской свиты. Разница заключается в том, что по мере продвижения на юго-запад, вдоль

Химические анализы главных разновидностей пород цаган-хунтейской эффузивной свиты

Компоненты	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
SiO ₂ . .	59,69	51,10	47,89	65,73	64,58	65,45	64,80	62,45	67,72	74,18	72,86	74,92
TiO ₂ . .	—	—	—	—	—	—	0,50	0,45	—	—	0,35	—
Al ₂ O ₃ . .	13,39	22,10	14,34	15,89	18,95	18,42	15,63	16,51	14,13	11,94	15,05	8,68
Fe ₂ O ₃ . .	8,75	8,42	7,73	5,33	3,91	2,54	4,29	4,26	2,16	1,16	1,30	4,73
FeO . .	—	1,26	6,85	—	—	1,12	0,79	—	4,86	—	0,97	—
MnO . .	—	—	—	—	—	—	0,28	0,06	—	—	0,06	—
MgO . .	1,10	4,65	7,12	1,27	0,72	1,46	0,92	1,31	0,78	0,76	0,03	0,00
CaO . .	6,82	2,14	9,03	4,16	1,58	2,89	2,75	2,90	0,95	0,88	0,10	0,64
Na ₂ O . .	2,71	2,26	3,15	4,37	4,37	3,68	3,83	0,71	4,22	2,19	6,15	3,36
K ₂ O . .	3,68	3,44	0,85	3,19	4,65	4,37	3,81	7,71	5,06	6,49	1,83	5,25
P ₂ O ₅ . .	—	—	—	—	—	—	0,78	0,49	—	—	0,10	—
BaO . .	—	—	—	—	—	—	0,07	0,08	—	—	SO ₃ —0,09	—
H ₂ O . .	1,74	2,10	2,65	0,69	—	0,86	0,98	1,26	1,01	1,53	0,42	0,83
Пот. при прок.	—	—	—	—	0,36	—	0,90	1,86	—	—	0,58	—
Сумма .	98,88	97,47	99,61	100,63	99,12	100,79	100,33	100,05	100,89	99,13	99,89	98,41

44. Авгитово-биотитовый андезит. Хамбинский хр., р. Селенга (В. А. Обручев, 1914).
45. Диоритовый порфирит (жильный). Балегинский район (В. А. Обручев, 1914).
46. Авгитовый порфирит (жильный). Яблоновый хр., р. Зун-Кука (В. А. Обручев, 1914).
47. Фонолитовидный трахит. Заганский хр., р. Чикой (В. А. Обручев, 1914).
48. Биотитовый трахит. Хр. Цаган-Дабан, р. Тугнуй (В. А. Обручев, 1914).
49. Кварцевый кератофир. Хр. Цаган-Дабан, р. Кокетэй (В. А. Обручев, 1914).
50. Трахидациит. Хр. Цаган-Хунтей, р. Хила (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1940).
51. Кварцевый трахит. Хр. Цаган-Хунтей, р. Хила (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1940).
52. Бескварцевый кератофир. Березовая сопка около г. Читы (В. А. Обручев, 1914).
53. Фельзит жильный. Хр. Цаган-Дабан, р. Балега (В. А. Обручев, 1914).
54. Фельзит. Хр. Цаган-Дабан, р. Брянка (С. Н. Коровин и А. Е. Дербина, 1941).
55. Липарит псевдосферолитовый. Худунский хр., р. Илька (В. А. Обручев, 1914).

Малханского хребта, эффузивные породы постепенно уступают преобладающее значение осадочным (сланцам и песчаникам). Эффузивы представлены здесь нижними горизонтами свиты, т. е. порфиритами и в меньшей степени трахитами и кварцевыми порфирами.

Как указывалось выше, нашими исследованиями установлено, что отложения осадочно-эффузивной цаган-хунтейской свиты залегают преимущественно на эродированной поверхности палеозойского гранитного массива и в меньшей степени на различных более древних образованиях. При описании пород этой свиты уже отмечалось, что в обломочном

материале песчаников и туфов встречаются гальки и неокатанные обломки как самих гранитов (вплоть до щелочных) и гранит-порфиров, так и отдельных минералов этих гранитов. Магматического контакта гранитов с эффузивной свитой нигде не наблюдалось, наоборот, констатировано ее трансгрессивное залегание на гранитах. На это же указывает и характер нижних горизонтов цаган-хунтейской свиты, представленных грубо-зернистыми песчаниками, конгломератами и туфоконгломератами. Кроме того, в палеозойских гранитах встречаются многочисленные дайки ортофиров, кератофиров, кварцевых порфиров и других пород, по составу и структуре соответствующих эффузивам цаган-хунтейской свиты и, вероятно, представляющих собой корни последних. Поэтому можно полагать, что отложения цаган-хунтейской свиты моложе палеозойских гранитов. С другой стороны, на отложениях цаган-хунтейской свиты несогласно залегают породы континентальной свиты, детально изученные в долине р. Хилка, возраст которых определяется как верхнеюрский или нижнемеловой.

Из сказанного следует, что отложения цаган-хунтейской свиты не могут быть древнее верхнего палеозоя и моложе нижнего мела. Но, принимая во внимание, что они залегают непосредственно на граните, т. е. что со времени внедрения гранита и до начала отложения пород цаган-хунтейской свиты эрозия успела уничтожить почти всю кровлю гранитного массива (за исключением небольших пятен гранито-гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов), можно предположить, что возраст цаган-хунтейской свиты вероятнее всего мезозойский, а не палеозойский, хотя и не исключена возможность того, что начало ее отложения относится еще к самым верхам палеозоя.

В работах предшествующих исследователей мы находим подтверждение этого положения.

В. А. Обручев еще в 1914 г. высказывал предположение о возможном мезозойском возрасте эффузивов на р. Хилке. Б. А. Иванов определяет возраст эффузивной свиты как ниже- или среднеюрский. К средне-мезозойскому же возрасту относит эффузивно-осадочную свиту Малханского хребта И. В. Лучицкий. Такого же мнения держится Е. А. Пресняков, изучавший аналогичные породы в районе курорта Молоковка.

А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой в районе курорта Дарасун были встречены различные эффузивные породы и их туфы (фельзиты, кварцевые порфиры, порфириты и др.), чрезвычайно сходные с описанными нами эффузивами цаган-хунтейской свиты и отнесенные авторами к юрским отложениям, так как они прорывают песчаники верхнего триаса.

Среднемезозойский возраст определяется и для эффузивно-осадочной свиты Центральной Монголии, повидимому, также аналогичной цаган-хунтейской. Принимая во внимание все изложенные соображения, мы склонны считать возраст цаган-хунтейской осадочно-эффузивной свиты мезозойским, и для большей части этих отложений — юрским, с началом накопления, возможно, в триасе или даже в перми.

Б. Малые интрузии

Под общим названием «малых интрузий» мы объединяем комплекс различных гипабиссальных образований, среди которых выделяются аляскитовые микрограниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, щелочные микрограниты, грорудиты, сельвсбергиты, сферолитовые щелочные порфиры и габбро-диабазы.

Все перечисленные породы залегают в виде небольших штоков и даек и встречаются спорадически на всей исследованной территории.

Простираение даек малой интрузии преимущественно северо-восточное или близкое к широтному, падение почти вертикальное. Мощность их в некоторых случаях достигает сотен метров, но в среднем колеблется в пределах от 5 до 50 м. По простираению они прослеживаются на расстоянии до нескольких километров.

Относительный возраст этих образований определяется тем, что они прорывают породы всех вышеописанных комплексов, в том числе и отложения цаган-хунтейской свиты, и отсутствуют только в нормально-осадочных породах и мезо-кайнозойских базальтах и долеритах. В бассейне р. Оронгой дайки аляскитовых микрогранитов прорваны щелочными микрогранитами и грорудитами.

1. Аляскитовые микрограниты

По внешнему облику это мелкозернистые породы различных оттенков розового цвета, существенно состоящие из таблитчатых и неправильных зерен розового полевого шпата и ксеноморфных зернышек светлосерого кварца, средний размер которых равен 0,5—0,8 мм. От крупных даек аляскитовых микрогранитов местами ответвляются многочисленные апофизы, мощностью от 2 см до 5 м. В центральных частях наиболее мощных апофиз наблюдаются линзовидные участки пегматитового строения, длиной до 3 м и мощностью до 2 м. Краевые зоны этих участков имеют письменную структуру, а центральные представлены грубокристаллическим «пегматоидным» пегматитом, местами с друзами кристаллов альбита, калиевого полевого шпата и кварца, причем окраска последнего варьирует от светлосерой до почти черной.

Минералогический состав аляскитовых микрогранитов следующий: плагиоклаз (альбит или альбит-олигоклаз, редко олигоклаз), микроклин, кварц; в некоторых разновидностях этих пород встречаются единичные листочки биотита.

Структура пород гипидиоморфнозернистая. Главным порообразующим минералом в них является микроклин-пертит, образующий более или менее изометричные зерна, лишенные правильных ограничений, с прекрасно выраженным решетчатым строением. Пертитовые образования в нем относятся к «волоконистому» типу и не имеют широкого развития, в противоположность интенсивной пертитизации калиевого полевого шпата, щелочных гранитов и гранитоидов «большой интрузии».

Плагиоклаз присутствует в подчиненном по отношению к микроклину количестве, в удлиненных, часто пелитизированных кристаллах с тонкой двойниковой штриховкой, нередко несколько корродированных кварцем и микроклином. По углу максимального погасания двойников в зоне \perp (010), равному 10—15° и по преломлению, меньшему чем у канадского бальзама, плагиоклаз относится к альбиту и альбит-олигоклазу № 7—13; значительно реже встречается олигоклаз.

Кварц типичный гранитовый, ксеноморфный с довольно интенсивным волнистым погасанием.

Редкие неправильные пластинки бурого биотита более или менее интенсивно хлоритизированы, вплоть до полного их замещения светлозеленым, плеохроичным хлоритом.

Характерной особенностью описываемых микрогранитов является их богатство аксессуарными минералами; наиболее распространенный из них — магнетит, затем, в порядке преобладания, следуют сфен, апатит и другие.

Магнетит, в изометрических зернышках размером 0,03—0,06 мм, рассеян в породах неравномерно. Сфен присутствует в довольно значительном

количестве, в неправильных и ромбовидных зернах размером от 0,03 до 0,7 мм.

Апатит присутствует в форме обычных коротких призмочек.

Местами аляскитовые микрограниты несут следы воздействия позднейших проявлений магматической деятельности. В таких породах, сохраняющих неизмененный внешний облик, калиевый полевой шпат нацело или почти нацело замещен лейстами альбита № 4—7, а трещинки в породах выполнены агрегатами призматических и игольчатых кристалликов эгирина. Кроме того, эти микрограниты местами секутся тонкими (мощностью не более нескольких сантиметров) прожилками, состоящими из кварца, альбита и эгирина.

Возможно, что эти позднейшие проявления магматической деятельности связаны с интрузией щелочных микрогранитов, гюрудитов и сельсбергитов.

2. Гранит-порфиры и сиенит-порфиры

Гранит-порфиры и сиенит-порфиры по внешнему облику представляют собой порфирные породы серого, розового и кирпично-красного цвета с многочисленными таблитчатыми вкрапленниками полевого шпата размером от 1 до 4 мм и редкими порфирными выделениями биотита, а в гранит-порфирах также и кварца. В мелкозернистой основной массе, размеры зерен которой не превышают 0,3 мм, под лупой различаются зернышки серого и розового полевого шпата и редкие листочки биотита. По незначительному содержанию темноцветных минералов это породы лейкократовые; среди них различаются биотитовые, биотитово-роговообманковые и аляскитовые разновидности.

Структура пород порфирная, у сиенит-порфиров нередко по обилию вкрапленников приближается к невадитовой.

Структура основной массы гранит-порфиров гипидиоморфнозернистая, микропертитовая, микропойкилитовая или аллотриоморфнозернистая, причем встречается сочетание участков различной структуры даже в пределах одного шлифа.

Для основной массы сиенит-порфиров характерна гипидиоморфнозернистая или призматически-зернистая структура.

Вкрапленники представлены преимущественно кристаллами альбита или кислого олигоклаза с тонкой двойниковой штриховкой, окруженными каемками микропертита и таблитчатыми выделениями последнего. Очень редко встречаются фенокристаллы хлоритизированного биотита и кварца. Количество пертитовых вростков во вкрапленниках микропертита настолько велико, что последние часто имеют облик антипертита, и на фоне альбита выделяются лишь разъединенные реликтовые пятна калиевого полевого шпата. Калиевый компонент микропертита обнаруживает тонкое «волоконистое» строение.

Основная масса гранит-порфиров существенно состоит из микропертита, альбита и кварца; в сиенит-порфирах последний отсутствует или количество его не превышает 1—2%. В этом случае ксеноморфные зернышки кварца выполняют промежутки между другими минералами и часто содержат мелкие (0,02 мм) пойкилитовые вростки идиоморфных кристалликов щелочного полевого шпата; значительно реже кварц находится в микрографическом прорастании с микропертитом. В некоторых разновидностях встречаются единичные зернышки зеленой роговой обманки. Акцессорные минералы гранит-порфиров и сиенит-порфиров представлены апатитом, магнетитом и др.

Аляскитовые разновидности описываемых пород отличаются обычно микропегматитовой и сферолитовой структурой основной массы и обилием рудного минерала.

3. Щелочные микрограниты

Щелочные рибекитово-эгириновые микрограниты по внешнему облику представляют мелкозернистые зеленовато-серые породы с неровным изломом. Под лупой в них различимы зеленовато-черные зерна эгирина и рибекита, мелкие лейсточки белого полевого шпата и зернышки серого кварца.

Микроскопическое изучение показало, что главными минералами щелочных микрогранитов являются эгирин, микропертит и кварц; в подчиненном количестве присутствуют альбит и рибекит. Акцессорные минералы этих пород представлены магнетитом и апатитом.

Структура микрогранитов гипидиоморфнозернистая, в некоторых участках микропегматитовая.

Эгирин образует призматические кристаллы, обычно лишенные концевых граней, размером $0,04 \times 0,25$ мм, и неправильные зерна. Плеохроизм его: Ng — зеленовато-желтый, Nm — травяно-зеленый до буровато-зеленого, Np — травяно-зеленый; угол погасания $cNp = 3-4^\circ$. Двупреломление, измеренное компенсатором Берека, равно $0,041$ (толщина шлифа определялась по кварцу). Величина угла оптических осей $2V = -83-85^\circ$; слабо заметна дисперсия оптических осей $\rho > v$.

Рибекит распространен в щелочных микрогранитах неравномерно, но всегда в количестве, подчиненном по отношению к эгирину, а местами совершенно отсутствует. Формы его выделения и размеры кристаллов такие же, как и у эгирина. Плеохроизм очень интенсивный: Np — густосиний, Nm — темносиний до полной абсорбции, Ng — зеленовато-желтый. Схема абсорбции $Nm > Np >> Ng$. Угол погасания $cNp = 1-2^\circ$. Двупреломление низкое; резко выражена дисперсия осей индикатрисы.

Микропертит образует коротко-призматические кристаллы и изометричные зерна, лишенные правильных ограничений, средние размеры которых равны $0,10 \times 0,25$ мм (для призматических кристаллов) и $0,2$ мм в поперечнике (для изометричных зерен). Довольно правильное волокнистое пертитовое строение его местами переходит в жилковидно-пятнистое, причем нередко крупные пятна полисинтетически сдвойникового альбита захватывают большую часть зерна микропертита.

Альбит, кроме пертитовых вростков в калиевом полевоом шпате, образует также короткие лейсты, по размерам равные кристаллам микропертита. Определение его оптических констант на Федоровском столике показало, что он содержит 4—5% анортитовой молекулы ($BNg = 16,5^\circ$, $BNm = 73,5^\circ$, $BNp = 89,5^\circ$, двойниковый закон $\perp (010)$, № 4 и $BNg = 75^\circ$, $BNm = 17^\circ$, $BNp = 82,5^\circ$, двойниковый закон $[001]$, № 5).

Кварц чистый, с легким волнистым погасанием, в ксеноморфных зернах размером $0,15-0,20$ мм в поперечнике.

Магнетит является главным акцессорным минералом описываемых пород. Он встречается в мелких изометричных и неправильных зернах размером от $0,05$ до $0,10$ мм.

Апатит крайне редок, в мелких иголочках.

4. Грорудиты и сельсвебергиты

Грорудиты и сельсвебергиты слагают мощные дайки, прорывающие щелочные граниты и сиениты и породы цаган-хунтейской свиты. Преимущественным распространением они пользуются в Цаган-Дабане и

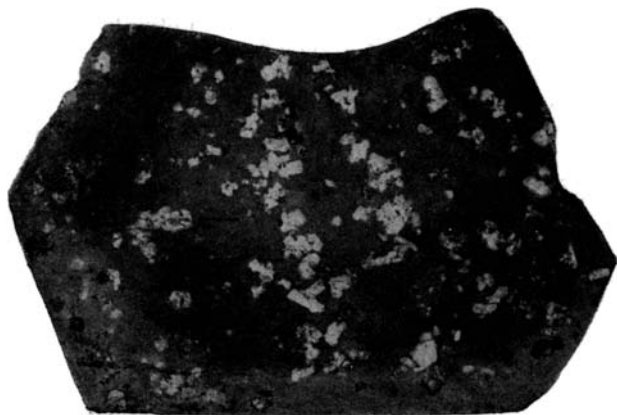
Цаган-Хунтее; в пределах Худунского хребта, по имеющимся данным, эти породы имеют ограниченное распространение.

По внешнему облику грорудиты и сельвсбергиты отличаются характерной голубовато-серой или голубовато-зеленой окраской. На фоне их тонкозернистой, почти афанитовой основной массы резко выделяются многочисленные вкрапленники белого и розового полевого шпата и светлосерого кварца (фиг. 13).

Менее распространены лейкократовые породы зеленовато-серого цвета, в мелкозернистой основной массе которых различаются зернышки полевого шпата и кварца и игольчатые кристаллы эгирина.

Сельвсбергиты обнаруживают изредка полосчатую текстуру.

Минералогический состав грорудитов следующий: эгирин, щелочной амфибол, микропертит, кварц, апатит, рудный минерал.



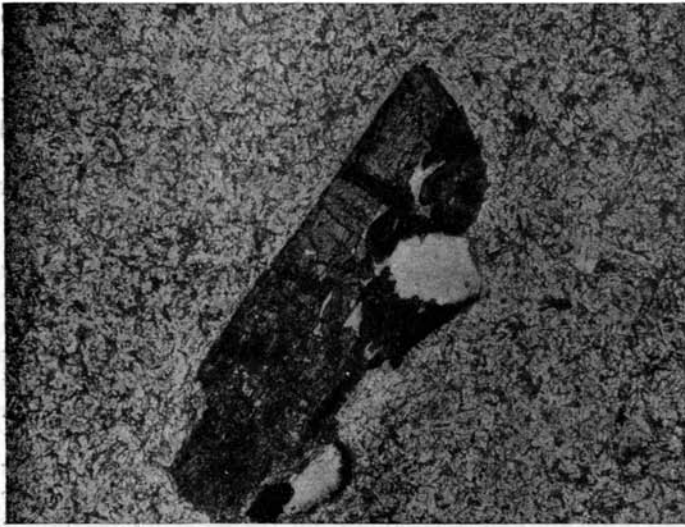
Фиг. 13. Грорудит темнозеленый с вкрапленниками поле-
вых шпатов (белые) и кварца (черные). Нат. вел.

Структура пород порфировая; фенокристаллы представлены полевыми шпатами, кварцем и реже щелочным амфиболом или эгирином (фиг. 14). Структура основной массы микропегматитовая, аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, микропойкилитовая и сферолитовая, причем в породах с аллотриоморфнозернистой и гипидиоморфнозернистой основной массой иногда встречаются симплектические прорастания кварца и полевых шпатов. Преобладают породы меланократовые, реже встречаются нормальные и лейкократовые разновидности.

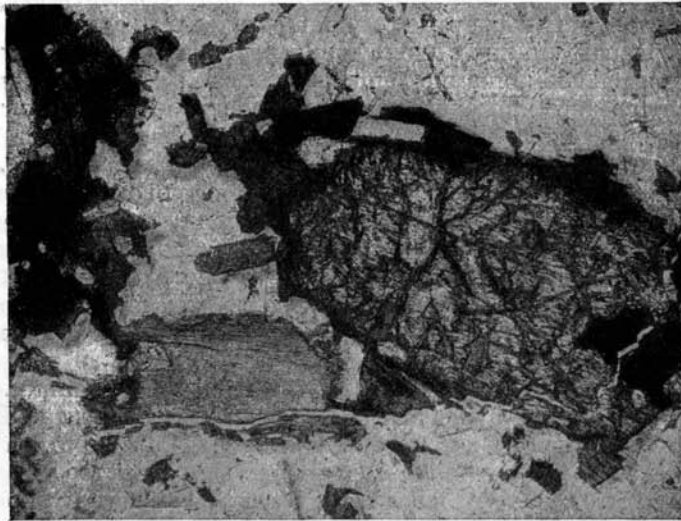
В сферолитовой основной массе, помимо иголочек эгирина, располагающихся радиально внутри сферолитов, подобно «лучам» кварца и ортоклаза, в большом количестве присутствуют более крупные, длинные призмочки и иголочки эгирина, секущие сферолиты и расположенные взаимно параллельно, что местами определяет флюидалный облик породы. Сферолиты несколько деформированы и вытянуты в том же направлении; эти явления могут служить указанием на то, что кристаллизация породы протекала в условиях одностороннего давления. В некоторых разновидностях, наряду с мелкими сферолитами основной массы, выделяются немногочисленные крупные сферолиты, имеющие облик вкрапленников.

Местами наблюдается полосчатая микротекстура, определяющаяся чередованием полос относительно более крупнозернистых с меньшим содержанием темноцветных минералов и полос более мелкозернистых и меланократовых.

Эгирин образует то мельчайшие овальные зернышки, размером не свыше 0,01 мм, то шестоватые (0,02 × 0,20; 0,02 × 0,40 мм) или призматические



Фиг. 14. Вкрапленник эгирина в грорудите. Увел. 45.



Фиг. 15. Вкрапленник авгита в грорудите, окаймленный эгирином (черное). Увел. 45.

кристаллы, лишенные концевых граней, с углом погасания $cNp = 4-5^\circ$ и плохо выраженной спайностью по (110). Плеохроизм эгирина: по Np — яркий травяно-зеленый, по Nm — зеленый, по Ng — зеленовато-бурый или бурый; окраска часто неравномерная, пятнистая. В некоторых разновидностях встречаются крупные выделения бесцветного авгита, с углом угасания $cNg = 49^\circ$, изредка окруженные каемкой яркозеленого эгирина (фиг. 15).

Щелочные амфиболы представлены двумя разновидностями:

1) Бледнозеленый амфибол с углом погасания $cNp = 28-33^\circ$ и очень сильной дисперсией осей индикатрисы. Плеохроизм: по Np — голубовато-зеленый, по Nm — голубовато-зеленый, по Ng — бледный желтовато-зеленый; $Np > Nm > Ng$. Спайность по (110) ясно выражена. Величина угла оптических осей $2V = -87^\circ$.

Этот амфибол образует редкие идиоморфные фенокристаллы скелетного строения и обильные короткие призмочки в основной массе, то беспорядочно рассеянные, то аккумулялирующиеся в небольшие скопления вместе с эгирином. Данный амфибол не соответствует ни одному известному типу щелочных роговых обманок. Ближе всего он стоит к арфведсониту, отличаясь от последнего бледной окраской и значительно большим углом погасания.

2) Рибекит, образующий совершенно свежие призматические кристаллы, лишенные концевых граней. Плеохроизм: по Np и Nm — густосиний, почти полная или полная абсорбция, по Ng — зеленовато-бурый или буровато-зеленый, $Np = Nm > Ng$. Угол погасания $cNp = 3^\circ$, $2V = -88^\circ$.

Помимо этого, в некоторых породах встречен в небольшом количестве бурый, чрезвычайно густо окрашенный плеохроичный минерал, сходный с энigmatитом. Показатели преломления его, измеренные иммерсионным методом, равны: $Ng = 1,780$ и $Np = 1,734$. Малые размеры зерен и густота окраски не позволили дать более точное определение этого минерала.

Микропертит присутствует во вкрапленниках и основной массе всех грорудитов. Вкрапленники обычно таблитчатой и призматической формы, с карлсбадскими двойниками; зерна в основной массе аллотриоморфны. Микропертит свежий или слегка пелитизирован, с ветвящимися жилками и пятнами пертитовых вростков. Местами он обнаруживает решетчатое строение. Угол $Nm \perp (001)$ в нерешетчатых зернах равен 15° , что также отвечает микроклину. Альбитизация калинатрового полевого шпата развита очень интенсивно, как в фенокристаллах, так и в основной массе, причем обычно замещение протекает с образованием «шахматного» альбита или монокристалльных псевдоморфоз последнего, но в некоторых случаях вкрапленники калинатрового полевого шпата замещаются мелкозернистыми агрегатами беспорядочно расположенных хорошо индивидуализированных призмочек альбита.

Альбит очень редко образует таблитчатые вкрапленники, политизированные и обычно окруженные каемками микропертита. В основной массе грорудитов альбит встречается в виде свежих коротких призмочек и ксеноморфных зернышек, в подчиненном количестве по отношению к калинатровому полевоому шпату. Измерение оптических констант альбита основной массы на Федоровском столике показало, что он содержит 5% анортитовой молекулы ($BNg = 15,5^\circ$, $BNm = 74,5^\circ$, $BNp = 88,5^\circ$, двойниковый закон $\perp (010)$, № 5).

Водянопрозрачный кварц образует идиоморфные и округлые фенокристаллы и аллотриоморфные зернышки в основной массе. Местами кварц слегка мутноватый, с легким волнистым погасанием. Из аксессуарных минералов встречаются ксеноморфные, часто изометричные зерна магнетита (которые иногда содержат включения апатита), самостоятельные мелкие призмочки апатита и флюорита. Зерна бесцветного или светлофио-

летового флюорита ассоциируются с темноцветными минералами и обычно неправильны, но в единичных случаях наблюдаются идиоморфные кристаллики флюорита, окруженные каемками эгирина и щелочного амфибола.

Значительно реже грорудитов встречаются сельвсбергиты и, как переходная разность, кварцевые сельвсбергиты. Кварцевые сельвсбергиты отличаются от грорудитов невысоким содержанием кварца (не более 10%), который уже не образует вкрапленников, а в основной массе присутствует или в виде мелких зернышек, зажатых между более крупными кристаллами полевых шпатов, или в немногочисленных участках микрографического строения. При дальнейшем уменьшении количества кварца, вплоть до его полного исчезновения, породы переходят в сельвсбергиты.

В последних, как правило, преобладает микролитовая или трахитовидная структура основной массы. На фоне субпараллельно расположенных лейт или коротких призмочек щелочного полевого шпата подобно сетке выделяются спутанно-волоконистые агрегаты игольчатых кристалликов эгирина и щелочных амфиболов.

5. Сферолитовые, щелочные кварцевые порфиры

Своеобразные породы представляют собой обнаруженные, в долинах рр. Зун-Неметей и Оронгой, сферолитовые кварцевые порфиры (фиг. 16), относящиеся, по видимому, к представителям той же малой интрузии. Эти породы на 40—50% состоят из крупных (до 1,5 см) кварцево-ортоклазовых сферолитов, играющих роль своеобразных «фенокристаллов», промежутки между которыми выполнены мелкозернистой микропикнитовой основной массой, состоящей из изометричных или несколько удлиненных в одном направлении зернышек кварца, переполненных включениями густопелитизированного калиевого полевого шпата. В некоторых разностях основная масса обнаруживает флюктуационную микротекстуру, проявляющуюся в чередовании узких полос, различающихся относительно большей или меньшей крупностью зерен. С направлением этих полос преимущественно совпадает ориентировка длинных призмочек щелочных темноцветных компонентов и направление удлинения кристаллов кварца.

Сферолиты в центральных частях имеют криптокристаллическое строение, но к периферии становятся более «грубобучистыми», а тонкая внешняя зона их имеет микропегматитовую структуру. Некоторые сферолиты аксиолитически деформированы и образуют небольшие скопления. Очень редко встречаются оплавленные микровкрапленники кварца.

Темноцветные минералы представлены неправильными вкрапленниками и шестоватыми и лучистыми кристаллами щелочного амфибола



Фиг. 16. «Шаровой» кварцевый порфир (щелочной). Нат. вел.

(арфведсонита и рибекита) и эгирина, рассеянными в основной массе порфи́ров или секущими сферолиты.

Щелочные амфиболы обнаруживают резкую дисперсию осей индикатрисы и густо окрашены в темносиний или зеленовато-синий цвет, с интенсивным плеохроизмом: по N_p — густосиний или зеленовато-синий (до полной абсорбции), по N_g — светлый голубовато-зеленый, $N_p \gg N_g$, удлинение отрицательное. Угол погасания cN_p арфведсонита равен $12-14^\circ$. Рибекит отличается лишь меньшей величиной угла погасания $cN_p = 4-6^\circ$.

Эгирин также интенсивно плеохроирует от травяно-зеленого по N_p до бледножелтого по N_g ; угол погасания его $cN_p = 3-4^\circ$. В очень небольшом количестве встречаются зернышки рудного минерала и очень мелкие призмочки апатита.

6. Габбро-диабазы

Габбро-диабазы образуют небольшие штоки среди гранитов и эффузивов и крупные пластовые и секущие жилы в эффузивах паган-хунтейской свиты в районе станций Тайдут — Могзон. Это среднезернистые породы зеленовато-серого или почти черного цвета, в которых хорошо различимы удлиненные зеленовато-черные кристаллы роговой обманки и пироксена; местами наблюдаются крупные (до 1 см) призматические кристаллы роговой обманки. В некоторых дайках хорошо выражена шаровая отдельность.

Минералогический состав габбро-диабазов следующий: плагиоклаз (лабрадор), моноклинный пироксен, бурая роговая обманка, апатит, рудный минерал, биотит, сфен, хлорит, эпидот, бледнозеленый амфибол, идингсит, кварц и цеолиты. Структура пород офитовая, в некоторых разновидностях несколько порфи́ровидная. Главные минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен и бурая роговая обманка.

Плагиоклаз, образующий удлиненно-призматические кристаллы, принадлежит лабрадору № 50—58 (см. табл. 6), то свежему, то целитизированному и более или менее интенсивно замещенному серицитом, бурыми тонкозернистыми агрегатами минералов группы эпидота, а по трещинкам также цеолитами.

Т а б л и ц а 6

Оптические константы плагиоклазов

№ шлифа	Углы в градусах			Закон двойникового срастания	2V	Показатель преломления	№ плагиоклаза	
	BN_g	BN_m	BN_p					
1002	28,5	65	76,5	$\perp(010)$	+84°	$N > N$ к. б.	54	
1013	31	64	74	$\perp(010)$			»	58
1128b	64	61	41	[001]			»	54
1128c	79	41	51	$\perp[001]$			»	54
1147	27	65	80	$\perp(010)$	+82°	»	50	

Плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к темноцветным компонентам, призмы его врезаются в зерна амфибола и пироксена, а редкие более мелкие лейсточки образуют в них пойкилитовые вроски.

Моноклинный пироксен образует неправильные зерна и короткопризматические кристаллы, лишенные правильных ограничений. Пироксен

преимущественно буроватый, реже зеленоватый или бесцветный; угол погасания его $cNg = 44^\circ$, $2V = +60^\circ$: обычно наблюдается отчетливая дисперсия осей индикатрисы. Зерна пироксена местами окружены реакционными каймами первичной бурой роговой обманки и замещаются бледнозеленым, иногда волокнистым амфиболом и тонкочешуйчатыми агрегатами идиингсита.

Бурая роговая обманка, помимо широких каемок вокруг зерен моноклинного пироксена, образует также самостоятельные призматические кристаллы. Угол погасания ее $cNg = 19^\circ$, $2V = -81^\circ$. Плеохроизм: по Ng — зеленовато-бурый, по Nm — бурый, по Np — бледножелтый, почти бесцветный; схема абсорбции: $Ng > Nm \gg Np$. Хорошо выражена спайность по (110). Бурая роговая обманка по краям зерен и на концах

Таблица 7

Химический состав щелочных пород малой интрузии

Компоненты	56	57	58	59	60	61	62	63
SiO ₂	74,00	73,32	73,58	69,15	69,87	66,54	75,47	73,72
TiO ₂	0,35	0,34	0,26	0,37	0,42	0,20	0,21	0,15
Al ₂ O ₃	11,27	11,30	13,04	15,49	13,96	15,58	11,47	9,55
Fe ₂ O ₃	2,86	2,82	3,60	2,63	2,51	2,28	1,76	3,07
FeO	0,79	0,96	1,51	1,38	0,82	2,37	1,02	2,69
MnO	0,09	0,10	0,14	0,14	0,21	0,10	0,12	0,15
MgO	0,00	0,00	0,41	0,37	0,28	0,23	0,05	0,10
CaO	0,00	0,10	0,31	0,20	0,52	0,57	0,26	0,21
Na ₂ O	3,97	4,40	5,25	8,25	5,38	7,80	4,40	4,26
K ₂ O	5,40	4,94	1,47	1,59	4,60	3,72	4,20	4,80
P ₂ O ₅	—	—	0,05	0,02	0,09	0,10	0,01	0,04
SO ₃	—	—	0,09	0,09	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,52	0,52	—	0,26	0,17	0,08	0,00	0,46
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,65	—	0,23	—
Пот. при прок.	0,20	0,15	—	0,10	0,05	0,57	0,05	1,09
Сумма	99,45	98,95	99,71	100,04	99,53	100,14	99,25	100,29

56. Мелкозернистый рибекитово-эгириновый гранит. Р. Оронгой (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1946).
57. Голубовато-серый грорудит. Р. Оронгой (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1946).
58. Грорудит. Хр. Цаган-Дабан, р. Кокетэй (С. Н. Коровин и А. Е. Дербина, 1941).
59. Кварцевый сельвсбергит. Хр. Цаган-Дабан, р. Мойса (С. Н. Коровин и А. Е. Дербина, 1941).
60. Сельвсбергит. Хр. Цаган-Дабан, р. Мойса (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1948).
61. Сельвсбергит. Хр. Цаган-Хунтей, р. Ара-Саранта (Е. А. Нечаева, 1943).
62. Грорудит. Хр. Цаган-Хунтей, р. Барун-Неметей (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1948).
63. Сферолитовый эгириновый порфир. Хр. Цаган-Хунтей, р. Зун-Неметей (Е. А. Нечаева, 1943).

призм замещается бледнозеленым амфиболом с сохранением общей оптической ориентировки. Плеохроизм этого амфибола: по Ng — бледный, голубовато-зеленый, по Np — бесцветный; угол погасания $cNg = 17^\circ$; для него характерно волокнистое или лучистое строение. В небольшом количестве встречаются призмочки апатита и мелкие ксеноморфные зерна сфена.

Рудный минерал образует неправильные изометричные и шестоватые зерна, иногда скелетного строения, обильно и равномерно рассеянные в породе. Они преимущественно ассоциируются с темноцветными компонентами, иногда содержат включения мелких пластинок коричневого биотита или окаймлены последними. Очень редко биотит образует оболоченные пластинки, замещающиеся хлоритом.

Волокнистые и тонкочешуйчатые агрегаты бурого плеохроичного идингсита местами замещают пироксен. Данные химических анализов щелочных пород малой интрузии приведены в табл. 7.

V. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (J_3 — Cr_1)

Континентальные отложения в описываемом районе не пользуются большим распространением и приурочены в большинстве случаев к пониженным областям современного рельефа — тектоническим депрессиям.

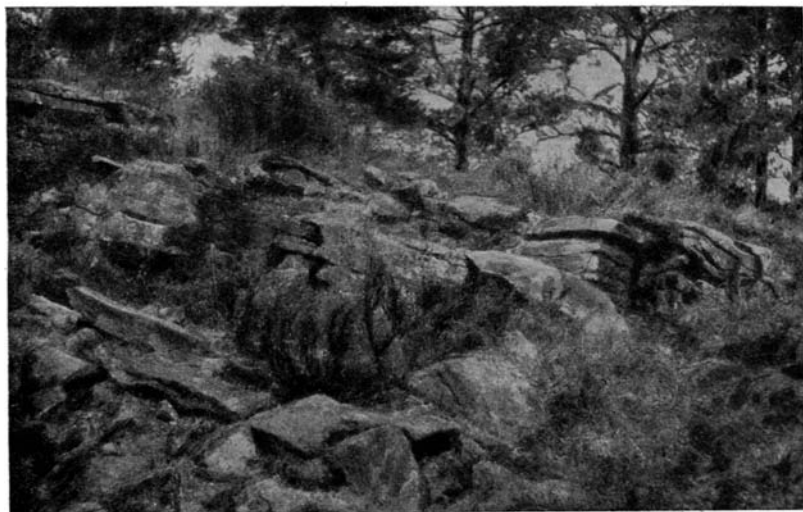
Континентальные отложения представлены: конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, туфогенными песчаниками, туффитами, кислыми эффузивами и их туфами и вулканическими стеклами. Среди них нормально-осадочные породы преобладают над туфогенными и распространены преимущественно в восточной части района в пределах Цаган-Хунтейского хребта. В центральной части последнего континентальные отложения обнаружены в верховьях рр. Саранты и Тайдутки. У северного подножья хребта Цаган-Хунтей эти отложения встречены в долинах рр. Кижинги и Худуна, а у южного подножья в пределах долины р. Хилка.

В западной части исследованной территории нормально-осадочные породы переслаиваются с туфогенными и местами подчинены последним. Отложения такого типа расположены в долине р. Мухор-Тала в Худунском хребте, в бассейне р. Брянки и в верховьях р. Тугнуй.

В верховьях р. Кижинги среди преобладающих нормально-осадочных отложений встречены туффиты, которые являются переходным звеном между туфогенными образованиями западной части исследованной территории и нормально-осадочными отложениями восточной части. В составе последних доминируют крупногалечные конгломераты. Размер галек в этих породах от 0,2 мм до 30—50 см в поперечнике, окатанность средняя, обычно более совершенная у мелких галек; обломочный материал преимущественно преобладает над цементом. В долине р. Хилка залегают глыбовые конгломераты, в которых размер обломков достигает 1,5—2 м.

В гальке конгломератов присутствуют следующие породы: 1) кварцевые порфиры с микрофельзитовой, микропойкилитовой и гипидиоморфнозернистой структурой основной массы и фенокристаллами кварца и микропертита; 2) кварцсодержащие порфиры с вкрапленниками щелочного полевого шпата и сферолитовой, аллотриоморфнозернистой или криптопойкилитовой структурой основной массы; 3) кератофиры с трахитоидной структурой основной массы и вкрапленниками щелочного полевого шпата; 4) трахиты с призматическими фенокристаллами плагиоклаза и опациitized амфибола и трахитовой структурой основной массы, состоящей из плагиоклаза и щелочного полевого шпата; 5) туфы трахитов; 6) кристаллокластические туфы кварцевых порфиров с микрофельзитовым цементом; 7) серицитизированные и окварцеванные (витрокла-

стические?) туфы кварцевых порфиров; 8) андезитовые порфириты с пилотакситовой структурой основной массы, состоящей из параллельно расположенных лейсточек андезина № 45, интерстиции между которыми выполнены хлоритом и мелкими зернышками рудного минерала; 9) порфириты с фенокристаллами плагиоклаза, частично замещенного цеолитами, и темноцветного минерала, замещенного хлоритом; структура основной массы интерсертальная; 10) порфириты с основной массой, состоящей из субпараллельно расположенных микролитов основного плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены красно-бурыми водными окислами железа; 11) микропертит; 12) роговообманково-биотитовые гранитпорфиры с фенокристаллами андезина, кварца, биотита и зеленой роговой



Фиг. 17. Выходы песчаников континентальной свиты (J_3 — Cr_1) в бассейне р. Брянки. Фото В. А. Разницына.

обманки и аллотриоморфнозернистой, местами микропойкилитовой структурой основной массы; 13) лейкократовые граниты, состоящие из микропертита и кварца; структура породы гипидиоморфнозернистая, встречаются участки микропегматитового строения; 14) в подчиненном количестве присутствуют обломки зерен кварца, основного плагиоклаза, альбит-олигоклаза, микропертита, рудного минерала и биотита. Редко встречаются зернышки апатита.

В составе гальки преобладают обломки пород, главным образом, кварцевых и кварцсодержащих порфиров, кератофиров и трахитов.

Цемент конгломерата представлен аркозовым среднезернистым песчаником, угловатый обломочный материал которого преимущественно слагают полевые шпаты; в подчиненном количестве присутствуют кварц и обломки эффузивов (главным образом кератофиров и кварцевых порфиров). Обломки тесно соприкасаются друг с другом, так что тонкозернистые агрегаты кварца, серицита и хлорита, местами окрашенные бурыми окислами железа, которые играют роль цемента в самом песчанике, развиты преимущественно на стыках отдельных зерен и лишь изредка выполняют небольшие промежутки между ними.

В подчиненном количестве встречаются песчаники (фиг. 17) и сланцы.

В северо-восточной части района, в долине р. Худун в подмыве его

правого берега, обнажаются песчано-конгломератовые отложения, представляющие следующий разрез.

У самой воды выходят крупногалечные конгломераты, местами довольно рыхлые, местами плотные, сцементированные окислами железа. Мощность конгломератов 1—2 м. Выше залегают грубозернистые и среднезернистые песчаники, полимиктовые и олигомиктовые; в последних обломочный материал представлен почти исключительно кварцем. Мощность песчаников около 2 м.

Резкой границы между конгломератами и песчаниками нет, переход постепенный, через мелкогалечные конгломераты и грубозернистые песчаники до среднезернистых песчаников. Выше опять залегают конгломераты, но с более мелкой галькой, чем в нижнем прослое, постепенно сменяющиеся следующим прослоем песчаника.

Такое чередование конгломератов и песчаников наблюдается во всех обнажениях по р. Худун. Мощность отдельных прослоев колеблется от 0,2 до 2,0 м, причем наблюдается закономерное уменьшение размеров обломочного материала от нижних горизонтов к верхним. В верхних частях обнажений конгломераты становятся мелкогалечными и переходят постепенно в грубозернистые песчаники, а песчаники становятся более равнозернистыми, и в них встречаются крупные включения темных тонкозернистых известковистых песчаников. Общая видимая мощность этих отложений равняется 10—15 м, залегание почти горизонтальное, простирание СЗ 290°, падение к СВ \angle 8—10°.

В долине р. Хилка вскрыта однородная толща глыбовых рыхлых конгломератов с прослоями среднезернистых желтовато-зеленых полимиктовых песчаников и песчаных глинистых сланцев. Мощность этих прослоев незначительная, всего 20—30 см; общая видимая мощность конгломератов 10—12 м. Залегание горизонтальное.

В зеленых конгломератах верховьев р. Тайдутки встречаются прослой туфогенного материала и оливинового базальта, вероятно, одновозрастного с отложениями континентальной свиты.

Несколько отличный разрез континентальных отложений наблюдается в верховьях рр. Кижинги и Саранги. Здесь выходят грубозернистые железистые песчаники и конгломераты ржаво-бурого цвета с многочисленными включениями мелкозернистого и тонкозернистого ожелезненного песчаника. На железистых песчаниках залегают рыхлые тонкозернистые черные глинистые и песчано-глинистые сланцы. На р. Кижинге ниже описанных обнажений наблюдаются выходы плотных грубозернистых аркозовых песчаников. В районе улуса Шалотуй отложения континентальной свиты представлены желтовато-серыми глинами с прослоями и линзами песчаников, сланцев и песков. Наиболее полный разрез туфогенных отложений, характерных для западной части района, обнаружен в долине р. Мухор-Тала (правый приток р. Ильки) у поселка того же названия.

В основании этой серии залегают базальные конгломераты с гальками и глыбами размером до 30—50 см в поперечнике. Состав галек довольно разнообразен; преобладают граниты, гнейсы, сиениты и сиенит-порфиры, т. е. породы, слагающие в основном хребты Худунский и Цаган-Дабан. Окатанность различная: встречаются хорошо окатанные обломки, но преобладают слабо окатанные и, местами, совершенно угловатые. Видимая мощность конгломератов около 20 м.

Выше залегают серо-черные туффиты и желтовато-белые туфоконгломераты, заключающие в себе гальку гранита и других пород, аналогичных галькам подстилающего конгломерата. Мощность этих переходных слоев не превышает 8—10 м. Еще выше залегают тонкослоистые белесовато-зеленые, светлые туфогенные песчаники и туффиты, переслаивающиеся с фиолетовыми и розоватыми ортофирами и кварцевыми порфирами.

Верхняя часть разреза сложена пестрыми туфами кварцевых порфиров с обломками нижележащих туффигов и песчаников. Среди туфов залегают серо-зеленые перлиты и бутыльно-зеленые вулканические стекла. Мощность около 250 м.

В перлитах отмечается начальная стадия раскристаллизации стекла и его замещение анальцимом (по перлитовым отдельностям) (фиг. 18).



Фиг. 18. Начальная стадия раскристаллизации стекла в перлитах. Увел. 20, николи +.

Простираание туфогенной свиты почти широтное — СЗ 280°, падение к СВ \angle 25—30°.

В верхнем течении р. Кижинги в туффигах описанной свиты обнаружены плохо определяемые растительные отпечатки и обломки кремневой древесины, а в желто-серых мергелях констатировано большое количество чрезвычайно мелких раковин гастропод, пелеципод и остракод. По определению Г. Г. Мартинсона, здесь присутствуют *Probaicalia hydrobionides* nov. sp., *Pr. hydrobionides* var. *rammelmeyeri* nov. var., *Pr. hydrobionides* var. *elongata* nov. var., *Pr. vitimensis* nov. sp., *Pr. prinadae* nov. sp. — типичные для Тургинской свиты нижнемелового возраста. По заключению Г. Г. Мартинсона, фауна типична для пресных и реже солоноватых вод.

В бассейне р. Брянки в мелкозернистых песчаниках описываемой толщи С. Н. Коровиным и А. Е. Дербиной в 1940 г. обнаружены отпечатки флоры, среди которых В. Д. Принада определил следующие виды: *Phoenicopsis speciosa* U r., *Podosamites*, изолированные листья *Glossamites* sp. или *Ferguniella* sp. В. Д. Принада указывает, что *Glossamites* sp. встречались в Иркутской юре, а *Ferguniella* sp. — в отложениях окрестностей пос. Турги (Восточное Забайкалье).

В аналогичных отложениях долины р. Ара-Кижя Б. А. Максимов описывает рыбные сланцы.

По литологическому составу, характеру и условиям залегания континентальные отложения Цаган-Хунтейского района аналогичны отложениям так называемой «тургинской свиты», широко известным как в Западном, так и в Восточном Забайкалье и относящимся к верхнеюрскому — нижнемеловому возрасту (J_3 — Cr_1).

VI. МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Изверженные породы мезо-кайнозойского этапа вулканизма, представленные эффузивными проявлениями основной магмы — базальтами, долеритами и тешенитами, в пределах исследованного района имеют довольно широкое распространение и почти всегда приурочены к депрессиям, выполненным верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями.

В отношении возраста этих пород вопрос остается не совсем выясненным. Преобладающая часть базальтов, как это видно на карте, встречается в тех же местах, где развиты отложения юрско-меловой угленосной свиты. Это обстоятельство, как выяснено рядом наблюдений, не случайно, а целиком зависит от общей структуры Забайкалья. Тесная взаимосвязь молодых разломов, по которым проникали излияния базальтовой магмы, с ранее образованными впадинами, в которых отлагались континентальные осадки, указывает, что разломы происходили в местах прогиба по наиболее ослабленным зонам.

Некоторые базальты синхронны отложениям континентальной свиты, на что указывает обильный туфовый материал, перемежающийся с конгломератами и туффитами этой свиты, но большая часть основных эффузивов безусловно более молодого возраста и относится к мезо-кайнозойскому времени, так как излияния их приурочены к современным долинам и тектоническим депрессиям.

По внешнему облику породы описываемой группы довольно разнообразны; наибольшее распространение имеют черные тонкозернистые базальты, нередко с многочисленными крупными вкрапленниками плагиоклазов, резко выступающими на выветрелой поверхности, и иногда бутылочно-зеленого оливина. Наряду с ними встречаются среднезернистые грязносерые, сильно выветрелые базальты с многочисленными, иногда очень крупными пустотами, выполненными тонкозернистым кремнеземом, опалом, кальцитом или цеолитами.

В долине р. Хилка у пос. Жипхеген те и другие базальты залегают в обнажении совместно, причем преобладают серые миндалекаменные породы, в которых включены плотные угольно-черные базальты в виде шарообразных выделений диаметром от нескольких сантиметров до 2—3 м. Эти включения плотного базальта обладают прекрасной шаровой отдельностью.

Кроме того, встречаются базальтовые стекла и туфы, породы очень твердые, черные с жирным блеском. Чрезвычайно распространены также красновато-бурые шлаковидные, пористые разновидности. По минералогическому составу и структурным особенностям в этой группе пород можно выделить: базальты оливиновые и безоливиновые, полнокристаллические и витрофировые, стекловатые базальтовые туфы, долериты, трахидолериты и тешениты.

1. Оливиновые базальты

По характеру основной массы оливиновые базальты разделяются на полнокристаллические, гипокристаллические и витрофировые.

Полнокристаллические оливиновые базальты состоят из оливина, авгита, лабрадора № 63, рудного минерала и апатита. В небольшом количестве присутствуют идингсит и анизотропные цеолиты. Структура пород преимущественно порфировая, реже афировая, структура основной массы долеритовая (гранулитово-офитовая); интерстиции между беспорядочно ориентированными лейстами лабрадора выполнены мелкими зернышками авгита, магнетита и иногда оливина. Вкрапленники принадлежат оливину и плагиоклазу или только последнему.

Оливин представлен мелкими зернышками в основной массе, округлыми, неправильными или имеющими форму толстых ромбов, а в некоторых разновидностях также вкрапленниками, иногда идиоморфными, с хорошо развитыми гранями (021) и (010). Величина угла оптических осей минерала $2V = -75^\circ$, что отвечает гиалосидериту. Кристаллы оливина часто разбиты грубыми трещинами, по которым они замещаются мелкочешуйчатыми агрегатами буровато-зеленого или бурого иддингсита, вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Фиолетово-бурый слабоплеохроичный авгит присутствует исключительно в основной массе в виде неправильных зернышек или столбчатых кристаллов, ксеноморфных по отношению к плагиоклазу, с плохо выраженной спайностью по (110). Угол погасания его $cNg = 42-43^\circ$, величина двупреломления, измеренная компенсатором Берека (толщина шлифа определялась по трещинке), равна 0,023.

Плагиоклаз образует лейсты в основной массе базальтов и таблитчатые и призматические вкрапленники в порфириновых разновидностях.

Измерение оптических констант плагиоклазов на Федоровском столике показало, что лейсты в основной массе представлены лабрадором № 60—63 ($BNg = 31^\circ$, $BNm = 66^\circ$, $BNp = 72^\circ$, двойниковый закон $\perp (010)$, № 60 и $BNg = 32,5^\circ$, $BNm = 65^\circ$, $BNp = 70,5^\circ$, двойниковый закон $\perp (010)$, № 63).

Фенокристаллы принадлежат лабрадору № 68—69 ($BNg = 35,5^\circ$, $BNm = 61,5^\circ$, $BNp = 71,5^\circ$, двойниковый закон $\perp (010)$, № 69).

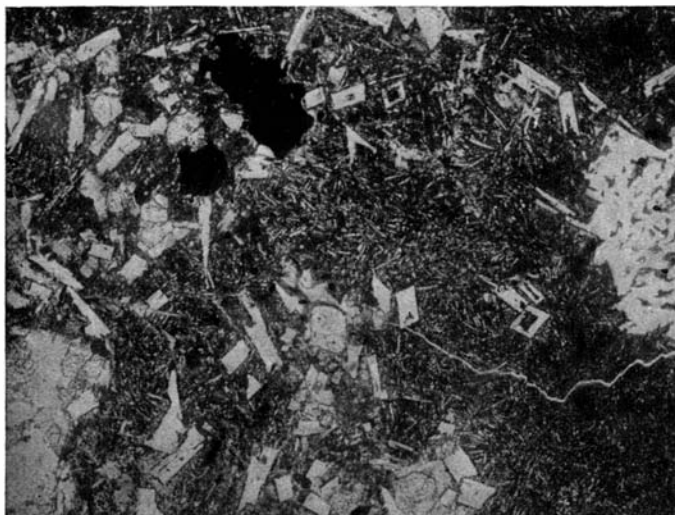
Плагиоклаз свежий и лишь по трещинкам изредка замещается цеолитами. Некоторые вкрапленники содержат неправильные включения стекла, мелких зернышек рудного минерала и пироксена, причем разъединенные включения пироксена в пределах вкрапленника имеют обычно общую оптическую ориентировку.

Ксеноморфные, шестоватые и неправильные зерна рудного минерала обильно и неравномерно рассеяны в породе; иногда они имеют скелетное строение.

Цеолиты образуют небольшие скопления буроватых мелких зернышек с низким двупреломлением и преломлением, кое-где выполняющие интерстиции между лейстами плагиоклаза. Помимо этого, в некоторых породах в незначительном количестве в интерстициях встречается буровато-зеленый хлорит.

Гипокристаллические базальты пользуются наибольшим распространением. В эту группу входят породы, содержащие в основной массе существенное количество стекла или продуктов его замещения. К первой категории относятся толейтовые базальты.

Это порфириновые, преимущественно олигофириновые породы с призматическими и таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, к которым в единичных случаях присоединяются фенокристаллы оливина. Структура основной массы обычно интерсервальная, изредка гиалопилитовая или пилотакситовая. Участки между лейстами плагиоклаза выполнены бурым стеклом с примесью идиоморфных или округлых зерен оливина. Бурое, совершенно изотропное стекло, с преломлением немного меньшим, чем преломление канадского балзама, переполнено иголочками рудного минерала (или мельчайшими его зернышками, которые, линейно располагаясь, образуют подобие иголочек) и тонкими микролитами плагиоклаза третьей генерации (фиг. 19). В некоторых случаях вместо микролитов плагиоклаза присутствуют тончайшие, часто плохо индивидуализированные призмочки авгита, которые располагаются взаимно параллельно в пределах одного участка стекла (фиг. 20). Местами количество иголочек рудного минерала в стекле настолько велико, что оно становится почти непрозрачным.



Фиг. 19. Толеитовый базальт. Микролиты плагиоклаза третьей генерации в стекле. Увел. 45.



Фиг. 20. Толеитовый базальт. Микролиты авгита в стекле. Увел. 86.

Минералы гипокристаллических базальтов в общем аналогичны вышеописанным минералам полнокристаллических базальтов; плагиоклаз отличается совершенной свежестью, а вкрапленники его, изредка обнаруживающие слабую зональность, иногда содержат обильные неправильные включения стекла. Плагиоклаз основной массы принадлежит лабрадору № 52—58, вкрапленники — более основному лабрадору № 60—62.

Результаты измерений оптических констант плагиоклазов приведены в табл. 8.

Т а б л и ц а 8

Оптические константы плагиоклазов

№ шлифа	Углы в градусах			Закон двойникового срастания	2V	№ плагиоклаза	Примечание
	BNg	BNm	BNp				
6с	76,5	33,5	60	⊥ [001]		62	Вкрапленник
227	30	65	74	(010)		58	Основная масса
1006	60	68	38,5	⊥ (010)	+82°	60	Вкрапленник
1010	32	65	71	⊥ (010)		62	»
1019	28	65	78	⊥ (010)		52	Основная масса

Авгит, как указано выше, присутствует только в виде тончайших игл в стекле, выполняющем интерстиции между лейстами плагиоклаза. Оливин, как и в полнокристаллических базальтах, образует вкрапленники и зерна в основной массе, которые замещаются зеленым плеохроичным иддингситом; среди минералов третьей генерации, образующих микролиты в стекле, оливин отсутствует. Содержание его в гипокристаллических базальтах в общем несколько выше, чем в полнокристаллических.

Рудный минерал, помимо иголок в стекле, образует обычные изометричные и неправильные зернышки в основной массе. Апатит образует тонкие иголки в основной массе. Изредка встречаются небольшие мелкочешуйчатые агрегаты бледнозеленого хлорита, имеющие овальную или округлую форму, и сферокристаллы кальцита.

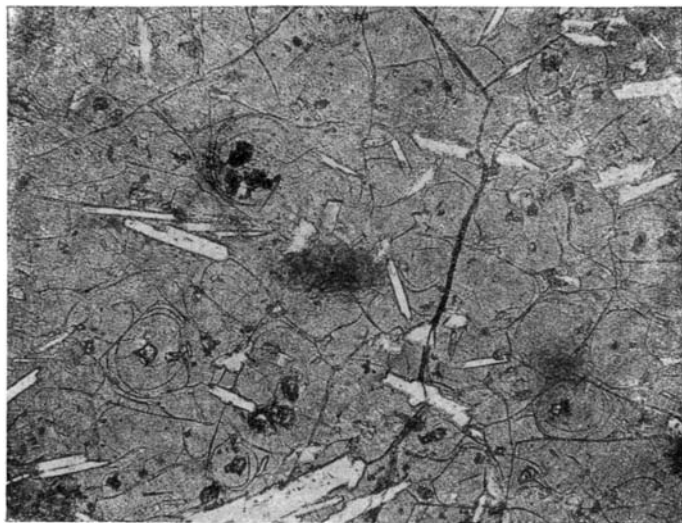
В ряде случаев стекло более или менее интенсивно, иногда нацело, замещено тонкозернистыми, почти непрозрачными агрегатами рудного минерала, лимонита и минералов группы эпидота; оливин в таких породах интенсивно замещается желтым серпентином, а в некоторых разновидностях, где оливин, повидимому, принадлежал к более железистым членам ряда, — бурыми окислами железа. Плагиоклаз остается совершенно свежим. Структура базальтов, в которых стекло подверглось подобному замещению, почти всегда гиалопилитовая.

К этой группе относятся пузырчатые базальты (спумолиты, по А. Н. Заварицкому) с обильными округлыми и овальными порами от 0,5 до 18 мм в поперечнике, иногда выполненными тонкокристаллическим кварцем или зеленым тонкочешуйчатым хлоритом.

Витрофировые базальты встречены на водоразделе рр. Сулхара — Жипкесон, в нижнем течении, у юго-восточного края Кижингинской депрессии. Это черные, стекловатые породы со смоляным блеском. Минералогический состав их следующий: лабрадор № 55, оливин, рудный минерал, желтовато-бурое стекло и бурый хлорит.

Структура пород порфирировая, с немногочисленными призматическими (0,4 × 1,6 мм) фенокристаллами лабрадора и витрофировой основной массой. Последняя состоит из свежего буровато-желтого стекла с перлитовой

отдельностью и высоким преломлением (близким к преломлению лабрадора), в котором плавают немногочисленные мелкие лейсты того же лабрадора, идиоморфные кристаллики оливина и изометричные зернышки рудного минерала. Как стекло, так и все минералы совершенно свежи; некоторые кристаллы плагиоклаза плохо индивидуализированы и на концах лейст постепенно как бы переходят в стекло (фиг. 21). Редкие округлые миндалины выполнены халцедоном и хлоритом.



Фиг. 21. Витрофировый базальт с перлитовой отдельностью.
Увел. 45.

На водоразделе рр. Сулхара — Саранта в их нижнем течении встречена порода, по внешнему облику очень похожая на описанный витрофировый базальт, но при микроскопическом изучении оказавшаяся стекловатым туфом базальта, главной составной частью которого является бурое стекло.

2. Безоливиновые базальты

Минералогический состав безоливиновых базальтов следующий: плагиоклаз, авгит, рудный минерал, апатит, хлорит, иддингсит, лимонит, гематит. Текстура пород однородно-массивная или пузырчатая. Структура главным образом интерсертальная, реже долеритовая (гранулитово-офитовая). Встречаются как порфировые, так и афировые разновидности; вкрапленники в первых представлены длинными призмами лабрадора. Интерстиции между различно расположенными лейстами лабрадора заполнены зернышками авгита и буроватым стеклом или тонковолокнистым зеленым хлоритом; в небольшом количестве встречаются также буроватые анизотропные тонкозернистые цеолиты.

Лабрадор № 58—61 образует совершенно свежие, полисинтетически двойникованные лейсты и редкие призматические вкрапленники. Авгит буроватый или бесцветный, с плохо выраженной спайностью по (110) и углом погасания $cNg = 44^\circ$. Ксеноморфные зерна его обычно совершенно свежи и лишь изредка разъедаются тонкочешуйчатым зеленым хлоритом.

Иддингсит слагает местами тонкочешуйчатые агрегаты неправильной формы, в которых изредка встречаются мелкие (реликтовые?) зернышки авгита.

Рудный минерал образует обычные шестоватые, изометричные и неправильные зерна; апатит — длинные иголочки или мелкие призмочки, беспорядочно рассеянные в породе.

3. Долериты и трахидолериты

Крупнозернистые полнокристаллические долериты с офитовой структурой нередко связаны постепенными переходами с базальтами. Минералогический состав долеритов: авгит, лабрадор, апатит, гематит, рудный минерал, бурые окислы железа.

Лабрадор № 60 ($B_{Ng} = 63^\circ$, $B_{Nm} = 68^\circ$, $B_{Np} = 36^\circ$, двойниковый закон $[001]$) представлен полисинтетически sdвойникованными лейстами, преимущественно совершенно свежими и лишь изредка, в отдельных небольших участках, замещенными буроватыми тонкозернистыми агрегатами цеолитов. Местами эти лейсты врезаются в зерна авгита.

Авгит образует шестоватые и короткопризматические кристаллы и неправильные зерна зеленоватого цвета, иногда окаймленные бурыми окислами железа, проникающими и внутрь минерала по трещинкам. Угол погасания его $c_{Ng} = 42^\circ$, величина угла оптических осей $2V = +59^\circ$, спайность по (110) выражена довольно хорошо, наблюдается очень слабая дисперсия осей индикатрисы и иногда фигура песочных часов. Август ксеноморфен по отношению к плагиоклазу.

Темнокрасный, плеохроичный гематит заполняет участки, в разрезе имеющие форму толстых ромбов; по видимому, это псевдоморфозы по кристаллам оливина, богатого железом.

В долине р. Хилка близ пос. Зурин встречены плотные угольно-черные трахидолериты, несомненно более молодого возраста, чем континентальные отложения юры — мела, которые покрываются базальтами (трахидолеритами?) в долине р. Буртуя на левом берегу Хилка.

Под микроскопом трахидолериты обнаруживают следующий минералогический состав: фиолетово-бурый титан-авгит, лабрадор, калиевый полевой шпат, рудный минерал, апатит, серпентин, идингсит (немногочисленные чешуйки), бледнозеленый тонкочешуйчатый хлорит.

Это крупнозернистые порфириовидные породы с немногочисленными вкрапленниками, представленными удлинненными призмами лабрадора № 56 и толстыми ромбами оливина, нацело замещенного серпентином. Структура крупнозернистой основной массы в общем офитовая, в отдельных участках породы переходит в трахитоидную. Тонкие лейсты полисинтетически sdвойникованного лабрадора (№ 54 в основной массе), размером $0,07 \times 0,7$ мм, обычно отличаются свежестью и лишь очень редко слегка замутнены адиагностическим буроватым материалом. Они то субпараллельно ориентированы, то расположены беспорядочно и по рельефу резко выделяются на фоне водянопрозрачного, совершенно свежего калиевого полевого шпата, выполняющего промежутки между ними.

Калиевый полевой шпат совершенно свежий, нерешетчатый, местами обнаруживает неровное погасание. Показатели преломления его, измеренные иммерсионным способом, равны: $N_g = 1,525$, $N_p = 1,519$. Он составляет как бы основную ткань, фон породы, на котором располагаются кристаллы всех остальных компонентов.

В некоторых участках породы количество щелочного полевого шпата уменьшается, иногда до полного его исчезновения, и промежутки между лейстами лабрадора выполнены только титан-авгитом.

Ксеноморфные зерна титан-авгита свежи, фиолетово-бурого цвета, с очень слабым плеохроизмом, выражающимся в небольшом изменении интенсивности окраски со схемой абсорбции $N_p > N_g$. Угол погасания

его $cNg = 56^\circ$, величина угла оптических осей $2V = +57^\circ$, спайность по (110) плохо выражена.

Довольно часто встречаются участки, сложенные буровато-зеленым или желтым волокнистым серпентином, почти неплеохроичным, прямо погасающим. Формы этих участков иногда соответствуют разрезам оливина, но в некоторых случаях в них встречаются мелкие зерна титан-авгита, рассеянные прожилками серпентина; повидимому, этот последний замещал не только оливин, но в отдельных случаях и титан-авгит.

Местами в агрегатах серпентина появляются единичные пластинки интенсивно плеохроичного бурого идинггита и тонкие оторочки и прожилки тонкочешуйчатого голубовато-зеленого хлорита; кое-где неправильные скопления хлорита выполняют интерстиции между лейстами плагиоклаза.

4. Тешениты

К северу от дер. Леоновки обнаружены тешениты, залегающие в самой долине р. Кижинги, среди четвертичных отложений. Они слагают куполовидные возвышенности, высота которых над уровнем р. Кижинги равна 25—30 м. Повидимому, тешениты образовали небольшие лакколиты, поднявшие юрско-меловые континентальные отложения, которые с их поверхности смыты эрозией. Макроскопически тешениты представляют собой мелкозернистые и среднезернистые породы зеленовато-серого и темносерого цвета, в которых невооруженным глазом различимы серые лейсты полевого шпата и зеленовато-черные зернышки пироксена.

Минералогический состав тешенитов следующий: оливин, авгит, лабрадор № 50—51, калиевый полевой шпат, анальцим, апатит, рудный минерал, серпентин, бурые волокнистые цеолиты. Структура породы офитовая; главными компонентами являются: лабрадор, калиевый полевой шпат, анальцим и авгит; оливин и рудный минерал присутствуют в подчиненном количестве. Интерстиции между беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза преимущественно выполнены анальцимом или волокнистыми цеолитами, продуктами его замещения, реже крупными ксеноморфными зернами авгита; последние иногда содержат пойкилитовые вроски лейсточек плагиоклаза (по размерам, значительно уступающих лейстам основной массы) и изредка также включения кристаллов оливина (фиг. 22).

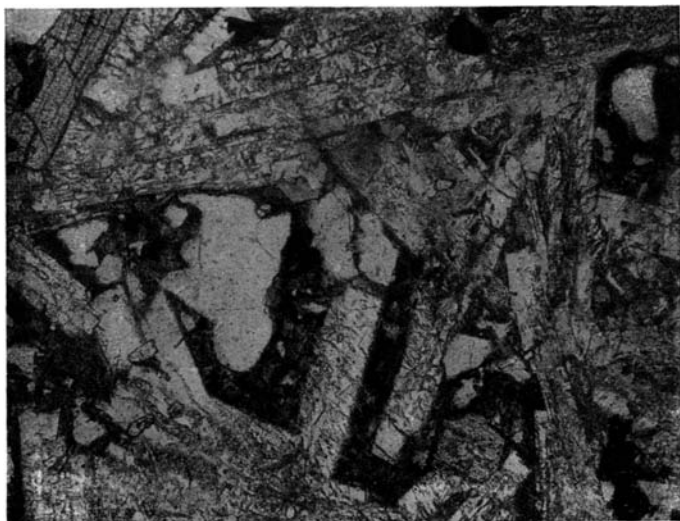
Оливин образует относительно небольшие (от $0,4 \times 0,7$ до $0,1$ мм) зерна, идиоморфные [с хорошо выраженными гранями (021) и (010)], в форме толстых ромбов или с округленными контурами, по трещинам замещающиеся бледнозеленым волокнистым серпентином, иногда окрашенным бурыми окислами железа. Волоконца серпентина ориентированы нормально к стенкам трещин. Некоторые кристаллы полностью замещены серпентином. Изредка в оливине наблюдаются тонкие пинакоидальные трещины спайности. Величина угла оптических осей минерала $2V = -80^\circ$, что отвечает гялосидериту.

Плагиоклаз образует длинные лейсты (от $0,1 \times 0,7$ до $1,0$ мм) с полисинтетическими двойниками, совершенно свежие или местами замещающиеся цеолитами, то буроватыми анизотропными, то прозрачным изотропным анальцимом. Лейсты плагиоклаза врезаются в зерна авгита и изредка образуют в нем пойкилитовые вроски. Измерение оптических констант плагиоклаза на Федоровском столике показало, что он относится к лабрадору № 51 [$BNg = 28^\circ$, $BNm = 65^\circ$, $BNp = 79^\circ$, двойниковый закон $\perp (010)$, $2V = +83^\circ$].

Калиевый полевой шпат образует такие же лейсты, как и лабрадор, но лишенные двойников, и каемки вокруг лейст последнего; те и другие

преимущественно совершенно свежи и лишь изредка частично замещаются цеолитами. Они врезаются в зерна авгита, подобно лейстам лабрадора. Показатели преломления калиевого полевого шпата, измеренные иммерсионным способом: $n_g = 1,525$, $n_p = 1,518$.

Анальцит бесцветный, прозрачный, изотропный, выполняет интерстиции между лейстами полевых шпатов (размеры его зерен в среднем $0,5 \times 0,8$ мм). Показатель преломления его равен 1,485. Ксеноморфные зерна анальцита то совершенно свежи, то замещаются тонковолокнистыми анизотропными цеолитами, иногда буроватыми. Наблюдаются все стадии этого процесса, вплоть до выполнения некоторых интерстиций почти одними этими продуктами замещения анальцита, от которого едва сохра-



Фиг. 22. Тешенит. Неправильные белые пятна — анальцит.
Увел. 45.

няются реликтовые обрывки. Не обнаружено никаких данных, позволяющих предполагать, что анальцит образовался путем замещения первичного нефелина.

Анизотропные цеолиты образуют тонковолокнистые агрегаты или лучистые пучки, которые замещают анальцит в промежутках между лейстами полевых шпатов и выполняют трещинки в последних. Преломление их ниже преломления канадского бальзама и калиевого полевого шпата, но выше преломления анальцита, двупреломление низкое (темносерые цвета интерференции, лишь изредка сменяющиеся серовато-белыми), удлинение волокон положительное в тех немногих случаях, когда его удалось замерить.

Авгит слагает буроватые, свежие, обычно ксеноморфные зерна с хорошо выраженной спайностью по (110), слабой дисперсией осей индикатрисы и неоднородным погасанием, местами шахматным, местами напоминающим структуру песочных часов. В единичных случаях встречаются кристаллы авгита с правильными ограничениями, в которые, однако, также врезаются лейсты плагиоклаза. Угол погасания авгита $cNg = 40^\circ$, двупреломление, измеренное компенсатором Берека, равно 0,025.

Химический состав мезо-кайнозойских базальтов и тешенитов приводится в табл. 9.

Химический состав мезо-кайнозойских базальтов и тешенитов

Компоненты	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73
SiO ₂	52,23	45,92	51,30	49,51	49,85	40,96	48,42	44,60	49,56	41,82
TiO ₂	—	2,21	—	—	1,83	—	2,20	3,58	1,80	—
Al ₂ O ₃	14,15	13,80	10,67	14,15	13,57	13,34	13,50	13,30	17,15	15,32
Fe ₂ O ₃	6,35	5,22	6,75	7,12	5,01	6,18	2,84	7,81	3,01	7,01
FeO	5,12	6,55	6,27	5,95	7,35	9,11	10,28	6,72	4,96	6,26
MnO	—	—	—	—	—	—	0,15	0,24	0,17	—
MgO	6,12	10,58	7,74	6,65	8,24	11,65	5,06	3,83	4,60	7,29
CaO	8,73	9,29	13,00	9,85	8,91	9,81	6,70	7,23	5,43	13,86
Na ₂ O	3,54	2,61	2,31	2,54	1,22	3,44	4,20	2,12	4,61	4,15
K ₂ O	1,85	1,61	0,86	0,50	3,13	2,29	2,20	2,30	3,68	1,84
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,89	2,17	1,34	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,04	—
H ₂ O ⁻	1,72	1,27	0,41	3,32	1,97	0,92	0,74	2,16	0,58	3,09
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	2,91	—	3,30	—
Пот. при прок.	—	—	—	—	—	1,35	—	4,02	—	—
Сумма	99,81	99,06	99,31	99,59	101,08	99,05	100,09	100,26	100,23	100,64

64. Базальт безоливиновый. Хамбинский хр., р. Селенга (В. А. Обручев, 1914).
 65. Базальт полнокристаллический. Р. Чикой (В. А. Обручев, 1914).
 66. Оливиновый диабаз (?). Малханский хр. (В. А. Обручев, 1914).
 67. Базальт безоливиновый. Малханский хр., р. Малета (В. А. Обручев, 1914).
 68. Долерит среднезернистый. Хр. Цаган-Дабан, р. Сутай (В. А. Обручев, 1914).
 69. Гиалопилитовый базальт. Хр. Цаган-Дабан, р. Ара-Кижя (В. А. Обручев, 1914).
 70. Трахидолерит. Хр. Цаган-Хунтей, р. Хилок (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1940).
 71. Витрофировый базальт. Хр. Цаган-Хунтей, р. Сулхара (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, 1940).
 72. Тешенит. Р. Кижинга (Е. А. Нечаева, 1943).
 73. Нефелиновый базальт. Долина р. Уды (В. А. Обручев, 1914).

ОБЩИЙ ОБЗОР И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Как указывал еще В. А. Обручев, Западное Забайкалье, куда входит исследованная нами область, характеризуется исключительным разнообразием магматических пород. В табл. 10 дана схема вулканизма упомянутого района по В. А. Обручеву.

Общие закономерности этой схемы остаются справедливыми и для исследованного нами района, представляющего северо-восточную часть Селенгинской Даурии. Подобно всей области Западного Забайкалья, он характеризуется чрезвычайно разнообразным комплексом изверженных пород. Здесь отмечены крупные массивы гранитов и сиенитов, с подчиненными им граносиенитами, гранодиоритами, габбро-диоритами и т. д.; в восточной части района обширные площади слагают разнообразные эффузивы, представленные порфиритами, трахитами, кератофирами, кварцевыми порфирами, липаритами (по В. А. Обручеву), базальтами и

Схема вулканизма Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии), по В. А. Обручеву

Возраст	Породы
1. Послетретичные	Некоторые базальты
2. Послеюрские и третичные	Базальты оливиновые и безоливиновые, траппы, лимбургиты, андезиты, трахиты и риолиты с туфами и брекчиями. Нефелиновый базальт. Некоторые кварцевые порфиры?
3. Доюрские, главным образом верхнепалеозойские	Порфиры кварцевые и фельзитовые, фельзиты, ортофиры, кварцевые и бескварцевые кератофиры, диоритовые порфириты, диабазы, диабазовые, плагиоклазовые и авгитовые порфириты, мелафиры с туфами и брекчиями. Некоторые базальты
4. Палеозойские — более древние	Некоторые микроклиновые, порфиroidные граниты, диориты, гранит- и сиенит-порфиры
5. Эозойские	Аляскитовые и микроклиновые граниты, пегматиты и аплиты. Некоторые порфиры, кератофиры и порфириты и их туфы (позднее превращенные в зеленые сланцы, порфиroidы, геллефлинты и т. п.). Некоторые гранит- и сиенит-порфиры, диориты, тоналиты
6. Архейские	Микропертитовые граниты и серые гранито-сиениты; известково-щелочные граниты, различные сиениты, диориты, тоналиты, габбро, нориты и гипериты

трахидолеритами, а также вулканическими стеклами. Широким развитием здесь пользуются также такие щелочные породы, как эгириново-арфведсонитовые граниты и сиениты, сельсбергиты и грорудиты и впервые нами отмеченные тешениты.

Нижнепалеозойский магматический комплекс в основном представлен лейкократовыми гранитами, гранито-гнейсами и ортогнейсами. Для всех этих пород характерен состав, близкий к анхизвектическому, и гнейсовидное строение (возможно, связанное с внедрением крупного верхнепалеозойского батолита).

Эффузивные представители кислой и основной магмы нижнепалеозойского возраста (порфиroidы и зеленокаменные породы) имеют в пределах изученного района ограниченное развитие. Аналогичные породы встречаются в смежных областях Селенгинской Даурии (по В. А. Обручеву) и, по данным А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой, в Центральном

Забайкалье, что указывает на региональное проявление этих эффузий в нижнем палеозое.

Наиболее широкие проявления магматической деятельности в пределах исследованной территории относятся к верхнему палеозою.

К началу верхнепалеозойского этапа вулканизма относится внедрение громадной интрузии, слагающей большую часть всей площади района. Разнообразие пород, возникших на этом этапе магматической деятельности, и преобладание среди них гранитов и (в подчиненном количестве) сиенитов, бедных темноцветными минералами и почти лишенных известково-натрового полевого шпата, являются характерными особенностями данного комплекса.

Наряду с этими доминирующими представителями в составе интрузии имеются: граносиениты, гранодиориты, диориты и габбро-диориты. Различные члены данного ряда пород связаны постепенными переходами.

Разнообразие интрузивных пород, возникших на первом этапе верхнепалеозойского магматического цикла, является результатом дифференциации, вероятно обусловленной контаминацией магмы веществом карбонатных пород кровли батолита, на что указывает ассоциация габброидов и, частично, сиенитов с мраморами древнего палеозоя.

Характерной особенностью данной интрузии являются широкое распространение порфиroidных структур и значительное развитие жильной серии, представленной аплитовидными гранитами, пегматитами, кварцевыми порфирами, диоритами и диорит-порфирами.

Позднейшие проявления магматической деятельности в верхнем палеозое фиксируются внедрением крупных щелочных интрузий, в состав которых входят эгириново-арфведсонитовые и эгириново-рибекитовые граниты, граносиениты и сиениты.

Эти породы залегают в виде крупных массивов среди гранитов более древнего батолита и сопровождаются щелочными пегматитами.

Возникновение щелочных пород Цаган-Хунтейского района не может быть объяснено ассимиляционной гипотезой Дэли, против которой в данном случае говорят следующие обстоятельства:

1) распространение щелочных пород вне областей локализации древнепалеозойских мраморов;

2) повышенная кислотность ряда щелочных пород Цаган-Хунтейского района, по сравнению с соответственными нормальными типами пород того же района.

Для объяснения обогащения этих интрузий щелочами, ассимиляция не представляется необходимой. Этот процесс мог происходить при нормальном ходе дифференциации; следует отметить, что более древние интрузии района уже отличались повышенной щелочностью (последнее указано еще В. А. Обручевым). Можно предположить, что основным фактором в процессе возникновения щелочных пород было изменение состава магмы в верхних частях магматического резервуара под влиянием притока эманаций, богатых натром, кремнеземом (и железом?), обособившихся в более глубоких частях очага в поздние стадии магматической эволюции. Частично интрузия могла обогащаться натром, кремнеземом и железом в поздние этапы своего застывания (в процессе кристаллизации), на что указывают широко развитая альбитизация полевых шпатов и выделение кристаллов эгирина, кварца и арфведсонита по трещинкам в виде друз.

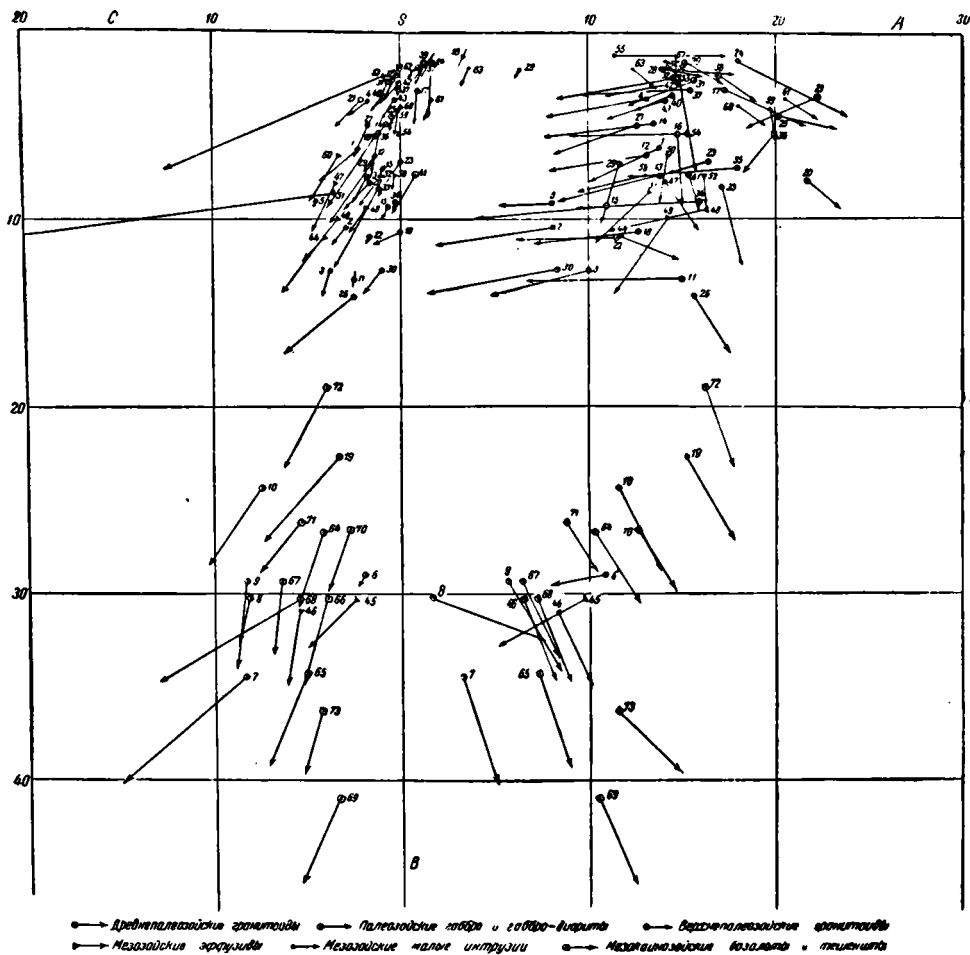
Возобновление магматической деятельности в начале мезозоя (возможно, в конце палеозоя) фиксируется развитием мощных эффузий, слагающих обширные покровы преимущественно в восточной части района. Формирование всей этой эффузивной серии несомненно охватывало значительный промежуток времени, на протяжении которого состав излившейся магмы закономерно изменялся от основной через среднюю до

Схема вулканизма Удинско-Хилокского района

Возраст	Вулканизм		
	Интрузии	Эффузии	Жильные образования
Современный	Холодные минеральные источники		
Мезо-кайнозой	Тешениты	Трахидолериты и долериты. Базальты и их туфы	Базальты
Нижний мел		Некоторые базальты. Кислые вулканические стекла и перлиты. Кварцевые порфиры и их туфы	
Средний мезозой (малая интрузия)			Габбро-диабазы, сферолитовые порфиры, сельсбергиты, грорудиты, щелочные микрограниты, гранит- и сиенит-порфиры, некоторые аляскиты и др.
Средний и нижний мезозой		Липариты. Кварцсодержащие и кварцевые порфиры и их туфы. Трахиты, кератофиры и ортофиры и их туфы. Щелочные авдезиты. Порфириты и их туфы	Кварцевые порфиры, ортофиры, порфириты
Палеозой (верхний?)	Щелочные граниты, граносиениты и сиениты. Биотитовые и биотитовороговообманковые граниты, сиениты и гранодиориты. Габбро и габбродиориты		Щелочные пегматиты и кварцевые жилки Кварцевые жилы, аплиты, пегматиты, кварцевые порфиры, плагио-порфириты, диорит-порфириты и др.
Докембрий или нижний палеозой (?)	Гнейсовидные лейкократовые граниты и гранито-гнейсы	Зеленокаменные ортосланцы. Порфиройды	

кислой. В основании эффузивной серии залегают порфиры, за которыми вверх по стратиграфической вертикали следуют трахиты, кератофиры и бескварцевые порфиры; наконец, верхнюю часть разреза слагают кварцевые порфиры, липариты и перлиты, залегающие в континентальной свите нижнего мела. Все эти породы сопровождаются туфами.

К позднейшим проявлениям магматической деятельности мезозойского этапа вулканизма относится внедрение малых интрузий гипабиссального



Фиг. 23. Диаграмма химического состава магматических пород.

типа, прорывающих цаган-хунтейскую эффузивно-осадочную свиту. Типичной особенностью этих интрузий являются резкое преобладание щелочных и субщелочных представителей кислой и средней магмы и подчиненная роль основных пород (габбро-диабазов).

К концу мезозоя и главным образом к кайнозюю относится появление мощных основных эффузий, приуроченных к многочисленным трещинам разломов и представленных трахидолеритами, базальтами и их туфами, и небольших гипабиссальных тел тешенитов.

Последний этап затухающей вулканической деятельности в нашем районе представляют многочисленные минеральные источники, выходы которых обычно приурочены к тем же трещинам, что и излияния базальтов.

Суммируя весь изложенный материал, можно наметить основные этапы вулканизма Удинско-Хилокского междуречья в виде таблицы (табл. 11).

Петрохимические особенности магматических пород исследованного района изображены на диаграмме (фиг. 23), построенной по методу А. Н. Заварицкого. Нами использованы все имеющиеся химические анализы пород Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии), точность которых не вызвала сомнений.

Преобладающим типом магматических пород нижнепалеозойского этапа вулканизма являются гранитоиды нормального ряда, представленные многими разновидностями, от лейкократовых гранитов повышенной кислотности до пород, по петрохимическим особенностям отвечающих средним гранитам и гранодиоритам (анализы № 1—5). Значительные колебания в содержании кремнекислоты и темноцветных компонентов определяют рассеивание на диаграмме соответствующих им векторов по вертикали. Все эти породы обнаруживают пересыщение глиноземом при малом содержании магнезия; векторы их в правой части диаграммы полого наклонены влево. Граниты нижнепалеозойского этапа вулканизма относятся к калиевому ряду (величина $n = 45-46$); в более основных разновидностях в составе щелочей преобладает натрий.

В серии изверженных пород верхнепалеозойского этапа вулканизма интрузивные представители основной магмы, как отмечено выше, имеют ограниченное развитие, но отличаются разнообразием химического состава.

Наряду с породами, по петрохимическим особенностям отвечающими среднему габбро (№ 9), встречаются богатые щелочами разновидности, приближающиеся к эссекситовому габбро (№ 6), и меланократовое габбро с пониженной щелочностью (малый параметр a) и необычно высоким отношением калия к натрию: по величине параметра n эта порода близка к шонкиниту и вектор ее в проекции CSB полого наклонен влево (№ 7).

По степени распространения среди магматических образований верхнего палеозоя резко преобладают группы пород, входящих в состав так называемой «большой интрузии», по петрохимическим особенностям отвечающих щелочным гранитам и нордмаркитам (№ 17, 18, 20, 21, 23, 25, 28), но не содержащих щелочных темноцветных минералов. Для этих пород характерно ничтожное содержание извести, выражающееся в малой или отрицательной величине параметра c и богатстве щелочными алюмосиликатами. Векторы их резко смещены вправо в плоскостях ASB и CSB , и для некоторых разновидностей оба вектора расположены в проекции ASB . Особенностью этой группы является существенное преобладание в ней пород пониженной кислотности — граносиенитов и сиенитов, и, по сравнению с типичными щелочными гранитоидами, преимущественно несколько более высокое содержание калия в составе щелочей.

Меньшее развитие среди гранитоидов «большой интрузии» имеют породы, по петрохимическим особенностям в целом близкие к средним нормальным гранитам, но бедные полевошпатовой известью и обычно отличающиеся несколько повышенной кислотностью (№ 12, 13, 14, 16, 27, 29, 32). Содержание темноцветных компонентов в них варьирует, что определяет некоторое рассеивание по вертикали начальных точек соответствующих им векторов; в левой части проекции последние, по сравнению с нормальными гранитами, приближены к оси SB . Совершенно подчиненное значение имеют нормальные щелочноземельные граниты, плагиограниты (№№ 36, 37) и сиениты (№№ 11, 27), образование которых, возможно, связано с ассимиляцией вмещающих пород. Сиениты отличаются повышенным отношением калия к натрию и дают единичные отклонения к более основным разновидностям типа габбро-сиенита (№ 19).

Числовые характеристики магматических горных пород Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии)

№ анализа	Название породы и ее местонахождение	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	Q	Автор и год
Древние гранитоиды												
1	Гранит. Р. Наман-Дабан, хр. Хамар-Дабан	13,80	2,34	6,22	77,64	38,71	43,01	18,28	—	46,60	25,34	Шалаев, 1937
2	Гранит. Р. М. Ургудей, хр. Хамар-Дабан	8,10	2,99	10,55	78,36	64,15	26,42	9,43	—	57,37	37,53	Фомин, 1940
3	Гранодиорит. Южный склон Малханского хр.	10,08	3,77	12,86	73,29	53,61	32,99	13,40	—	75,00	22,65	Налетов и Бессолицын, 1939
4	Роговообманково-биотитовый гранит. Р. Ингода	13,13	1,78	3,64	81,45	54,55	36,36	9,09	—	45,45	34,86	Чаиркин и Коровин, 1938
5	Биотитовый гранит. Долина р. Хилोक у пос. Толбага	8,06	4,58	9,22	78,14	29,63	68,88	1,49	—	45,80	35,58	Обручев, 1914
Палеозойский интрузивный комплекс												
6	Габбро-диорит. Р. Селенга, Ганзуринский хр.	10,81	2,10	29,04	58,05	29,30	65,58	5,12	—	70,00	-7,62	Обручев, 1914
7	Роговообманковое габбро. Р. Унго, Малханский хр.	3,24	8,44	34,47	53,85	—	22,94	58,04	19,02	45,80	-7,22	Лучицкий, 1947
8	Контактный пироксенит. Балегинский район	1,62	8,28	30,34	59,76	—	15,96	22,84	61,20	83,40	9,62	Обручев, 1914
9	Нормальное габбро. Р. Поперечная, приток Уды	5,73	8,27	29,42	56,58	—	25,75	47,10	27,15	90,50	-6,97	» 1914
10	Габбро. Р. Зимкуй, приток Кручины	11,58	7,49	24,30	56,63	—	35,71	42,86	21,43	66,30	-17,39	Валицкая и Иванова, 1938
11	Лейкократовый сленит. Р. Чикой	15,01	2,55	13,25	69,19	83,84	15,66	0,50	—	39,30	5,81	Обручев, 1914
12	Биотитовый гранит. Бассейн р. Чикой	13,10	1,40	6,60	78,90	53,47	38,61	7,92	—	66,00	30,20	Налетов и Бессолицын, 1939
13	Мелкозернистый гранит. Бассейн р. Чикой	13,77	1,84	7,68	76,71	54,70	31,62	13,68	—	62,80	23,94	То же
14	Мелкозернистый биотитовый гранит. Бассейн р. Чикой	13,52	0,84	4,88	80,76	58,67	34,67	6,66	—	55,76	33,64	» »
15	Лейкократовый гранит. Бассейн р. Чикой	10,78	0,70	9,36	79,16	72,60	19,86	7,54	—	65,40	36,06	» »
16	Биотитовый гранит. Р. Буй, Малханский хр.	14,80	1,43	5,48	78,29	—	59,52	38,10	2,38	60,50	25,55	Лучицкий и Нагибина, 1947

17	Мелкозернистый гранит. Р. Мишиха, хр. Хамар-Дабан	17,30	-0,91	3,13	78,66	—	37,50	18,75	43,75	90,20	21,81	Фомин, 1940
18	Крупнозернистый гранит. Р. Мишиха, хр. Хамар-Дабан	12,60	0,06	10,73	76,61	55,76	38,18	-6,06	—	29,89	17,96	» 1940
19	Пироксеновый сиенит (контактовый). Р. Хасурта, приток Курбы	15,25	3,44	22,71	58,60	—	28,57	44,94	26,49	53,10	-16,74	Обручев, 1914
20	Микропертитовый сиенит. Р. Селенга, хр. Моностой	21,74	1,72	7,95	68,59	—	66,96	14,78	18,26	52,20	-8,02	» 1914
21	Грано-сиенит. Р. Селенга, хр. Ганзуринский	22,21	2,10	3,65	72,04	37,74	47,17	15,09	—	50,90	-2,44	Арсеньев и Нечаева, 1948
22	Биотитовый гранит. Падь Воровка, приток р. Уды	11,53	1,76	11,01	75,70	53,57	45,24	1,19	—	46,60	26,58	Обручев, 1914
23	Биотитовый гранит. Р. Илька у пос. Заиграево	16,38	—	6,88	76,74	60,38	22,64	16,98	—	58,70	20,72	» 1914
24	Лейкократовый гранит. Хр. Цаган-Дабан	17,95	-1,72	1,58	78,75	—	12,50	29,17	58,33	93,30	19,88	Коровин и Дербина, 1941
25	Биотитовый гранит Хр. Цаган-Дабан	20,22	0,46	4,47	74,85	—	61,77	7,35	30,88	85,70	8,80	То же
26	Роговообманковый сиенит. Балегинский район	15,60	2,59	14,11	67,70	—	48,54	31,07	20,39	44,73	1,61	Обручев, 1914
27	Биотитовый гранит. Р. Хохотуй, хр. Цаган-Хунтей	12,65	1,78	4,95	80,62	45,33	40,00	14,67	—	68,75	34,16	Иванов, 1934
28	Аляскитовый гранит. Р. Илька, Худунский хр.	13,97	-6,41	1,98	77,64	—	58,62	3,45	37,93	66,60	20,93	Обручев, 1914
29	Гранит-порфир. Р. Илька, Худунский хр.	11,73	1,62	7,03	79,62	11,11	56,48	32,41	—	58,80	34,16	» 1914
30	Меланократовый гранит (приконтактовый). Бассейн р. Курбы	8,35	1,13	12,74	77,78	70,65	15,92	13,43	—	56,10	37,73	» 1914
31	Биотитовый гранит. Р. Она, приток р. Уды	15,72	0,73	2,56	80,99	35,90	51,28	12,82	—	65,83	29,81	Иванов, 1935
32	Аляскитовый гранит. Верховья р. Уды	14,68	0,39	2,47	82,46	63,16	26,32	10,52	—	74,30	35,17	» 1935
33	Щелочной граносиенит. Р. Буй, Маханский хр.	7,11	1,17	8,33	73,39	—	45,67	43,31	11,02	64,10	11,39	Лучицкий и Нагибина, 1947
34	Щелочной граносиенит. Хр. Цаган-Дабан	15,87	0,33	9,16	74,64	65,24	31,21	3,55	—	86,80	17,21	Коровин и Дербина, 1941
35	Щелочной граносиенит. Хр. Цаган-Дабан	18,05	0,99	7,32	73,64	59,46	35,14	5,40	—	86,87	10,19	То же
36	Щелочной граносиенит. Хр. Цаган-Дабан	19,96	1,21	5,42	78,41	17,28	61,73	20,99	—	83,90	10,69	» »
37	Щелочной гранит. Хр. Цаган-Дабан	15,50	0,06	3,12	81,32	58,34	39,58	2,08	—	84,10	31,60	» »
38	Лейкократовый щелочной гранит. Хр. Цаган-Хунтей	17,02	0,19	2,31	80,48	—	65,71	14,29	20,00	62,70	26,73	Арсеньев и Нечаева, 1948
39	Щелочной гранит. Хр. Цаган-Хунтей	15,21	-1,30	1,63	81,86	—	68,00	12,00	20,00	72,60	32,00	То же

№ анализа	Название породы и ее местонахождение	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	Q	Автор и год
40	Щелочной гранит. Хр. Цаган-Хунтей .	14,47	0,93	3,35	81,25	20,00	72,00	8,00	—	54,62	32,62	Нечаева, 1943 Лучицкий и Нагибина, 1947
41	Щелочной гранит. Рч. Ямная, хр. Атха	15,36	-0,78	7,55	76,31	—	74,35	20,51	5,13	63,10	19,16	
42	Лейкократовый щелочной гранит. Р. Ингода	14,82	0,06	2,67	82,45	39,02	53,66	7,32	—	53,50	35,20	Чаиркин и Коровин, 1938
43	Щелочной гранит. Р. Аленгуй, приток р. Ингоды	14,15	0,32	3,57	81,96	32,73	56,36	10,91	—	59,60	35,30	Бессолицын, 1938
Мезозойский эффузивно-интрузивный комплекс												
44	Авгитово-биотитовый андезит. Р. Селенга, Хамбинский хр.	11,72	4,08	11,05	70,15	—	54,27	13,57	32,16	53,01	15,78	Обручев, 1914
45	Диоритовый порфирит (жильный). Балегинский район	9,68	2,55	30,46	57,31	47,24	27,37	25,39	—	50,00	-7,29	» 1914
46	Авгитовый порфирит (жильный). Р. Зун-Кука, Яблоновый хр.	8,30	5,54	31,05	55,11	—	42,54	39,42	18,04	85,00	-11,92	» 1914
47	Фонолитовидный трахит. Р. Чикой, Заганский хр.	14,14	3,53	8,09	74,24	—	55,46	26,05	18,49	67,30	16,67	» 1914
48	Биотитовый трахит. Хр. Цаган-Дабан .	16,19	1,88	9,55	72,38	53,52	33,80	12,68	—	58,33	10,50	» 1914
49	Кварцевый кератофир. Хр. Цаган-Дабан	14,22	3,38	10,02	72,38	29,14	31,13	39,73	—	56,10	12,94	» 1914
50	Трахидацил. Хр. Цаган-Хунтей	14,20	3,42	6,69	75,69	4,16	71,88	23,96	—	60,78	19,56	Арсеньев и Нечаева, 1940
51	Кварцевый трахит. Хр. Цаган-Хунтей .	13,23	3,70	8,61	74,46	28,10	45,45	26,45	—	11,83	18,76	То же
52	Бескварцевый кератофир. Р. Ингода, у г. Читы	16,23	1,06	7,71	75,00	—	82,76	16,38	0,86	55,70	16,48	Обручев, 1914
53	Фельзит. Балегинский район	13,94	0,87	2,34	82,85	—	40,00	51,43	8,57	33,70	36,85	» 1914
54	Стекловатый фельзит. Хр. Цаган-Дабан	15,34	0,13	5,45	79,08	64,29	34,52	1,19	—	83,80	27,35	Коровин и Дербина, 1941
55	Липарит псевдосферолитовый. Р. Илька, Худунский хр.	11,43	-3,37	1,35	83,85	—	40,00	—	60,00	64,70	41,47	Обручев, 1914
56	Мелкозернистый щелочной гранит. Р. Селенга, хр. Хамар-Дабан	14,76	-1,33	1,86	82,05	—	100,00	—	—	57,70	33,15	Арсеньев и Нечаева, 1946

57	Грорудит. Р. Селенга, хр. Хамар-Дабан	14,86	-1,60	1,74	81,80	—	92,31	—	7,69	63,90	32,36	Арсеньев и Нечаева, 1946
58	Грорудит. Р. Ямная, хр. Цаган-Дабан .	13,02	0,32	7,72	78,94	35,00	56,67	8,33	—	84,10	31,52	Коровин и Дербина, 1941
59	Щелочной сиенит-порфир. Хр. Цаган-Дабан	19,70	0,13	4,14	76,03	—	82,54	14,29	3,17	88,60	12,47	То же
60	Сельсвергит. Хр. Цаган-Дабан	18,10	0	4,06	77,84	—	75,41	9,84	14,75	63,90	19,48	Арсеньев и Нечаева, 1948
61	Сельсвергит. Хр. Цаган-Хунтей	20,50	-1,60	3,60	74,30	—	70,37	11,11	18,52	82,35	6,00	Нечаева, 1943
62	Грорудит. Хр. Цаган-Хунтей	14,67	-0,65	2,16	82,52	—	81,82	3,03	15,15	64,30	35,05	Арсеньев и Нечаева, 1948
63	Сферолитовый эгириновый порфир. Хр. Цаган-Хунтей	12,40	-3,59	2,06	81,95	—	77,41	9,68	12,90	74,20	37,51	Нечаева, 1943

Мезо-кайнозойские базальты и тешениты

64	Базальт безоливиновый. Р. Селенга, Хамбинский хр.	10,28	4,18	26,71	58,83	—	37,72	38,48	23,80	75,00	-7,07	Обручев, 1914
65	Базальт полнокристаллический. Р. Чикой	7,27	5,11	34,27	53,35	—	30,91	51,57	17,52	71,20	-16,95	» 1914
66	Оливиновый диабаз. Малханский хр.	6,51	4,01	30,34	59,14	—	39,27	43,84	16,89	78,70	1,25	» 1914
67	Базальт безоливиновый. Р. Малета, Малханский хр.	6,46	6,46	29,38	57,70	—	40,57	39,38	20,05	89,10	-3,98	» 1914
68	Долерит. Р. Сутай, хр. Цаган-Дабан	7,20	5,44	30,34	57,02	—	36,69	45,64	17,67	37,70	-5,80	» 1914
69	Гиалопилитовый базальт. Хр. Цаган-Дабан	10,46	3,38	40,96	45,20	—	33,18	46,76	20,06	69,62	-33,90	» 1914
70	Трахидолерит. Р. Хилок у пос. Жипхеген	12,63	2,84	26,63	57,90	—	46,62	32,81	20,57	74,70	-12,30	Арсеньев и Нечаева, 1940
71	Витрофиртовый базальт. Хр. Цаган-Хунтей	8,78	5,45	26,17	59,60	—	56,07	27,46	16,47	55,17	-3,81	То же
72	Тешенит. Р. Кижинга, Худунский хр.	16,20	3,96	19,00	60,86	—	41,13	43,02	15,85	65,50	-14,66	Нечаева, 1943
73	Нефелиновый базальт. Рч. Погромная, приток р. Уды	11,55	4,30	36,32	47,89	—	32,47	33,58	33,95	77,90	-31,68	Обручев, 1914

С процессами ассимиляции, повидимому, также связано местами образование своеобразных меланократовых пород, бедных щелочными алюмосиликатами и полевошпатовой известью, но отличающихся нормальной для гранитов или даже несколько повышенной кислотностью (№ 22, 30). Векторы этих пород на диаграмме расположены значительно ниже векторов средних гранитов и в правой и левой части проекции приближены к оси *SB*.

Щелочные интрузии верхнепалеозойского этапа вулканизма представлены преимущественно гранитами; подчиненное значение имеют граносниениты и снениты. Щелочные граниты в основном принадлежат к лейкократовому типу и отличаются обычно повышенной кислотностью, чрезвычайной бедностью кальцием и магнием и значительным преобладанием натрия в составе щелочей. Векторы их на диаграмме расположены выше векторов среднего щелочного гранита, круто наклонены в левой части диаграммы и имеют преимущественно пологий наклон в проекции *ASB*.

По петрохимическим особенностям большая часть этих пород приближается к дагамитам.

В целом для магматических образований верхнепалеозойского этапа вулканизма характерно широкое развитие щелочных и субщелочных гранитоидов, бедных полевошпатовой известью, и незначительная роль щелочноземельных гранитов и основных пород.

Комплекс эффузивных образований мезозойского этапа вулканизма отличается значительным разнообразием состава, но господствующими типами здесь являются представители средней и кислой магмы. Основные породы имеют ограниченное развитие и представлены порфиритами, по петрохимическим особенностям отвечающими средним плато-базальтам и плато-базальтам с повышенной щелочностью. Для последних характерны также пересыщение глиноземом и высокое отношение калия к натрию: величина параметра *n* для них равна 50, что близко к тефритам. Векторы этих пород в проекциях *ASB* и *CSB* сдвинуты вправо по отношению к среднему плато-базальту и полого наклонены влево.

Породы средней магмы пользуются широким распространением в мезозойской эффузивной серии и представлены трахидацитами и трахитами; среди последних выделяются породы нормального состава и трахиты, отличающиеся несколько повышенной щелочностью (№ 48, 52). В единичных случаях (№ 51) обнаруживается необычайно высокое отношение калия к натрию: величина параметра *n* для этой породы равна 11, тогда как для средних щелочноземельных трахитов (по Дэли) она достигает 44,6. Вектор этого калиевого трахита в проекции *CSB* отличается очень пологим наклоном. Среди мезозойских эффузивных представителей кислой магмы широкое развитие имеют фельзиты и липариты, лишенные щелочных темноцветных минералов, но по петрохимическим особенностям являющиеся аналогами щелочных гранитов и грорудитов (№ 53, 54, 55). Общей особенностью этих пород является бедность кальцием и богатство щелочами, определяющее всегда малые или отрицательные значения параметра *s* и обычно высокую величину *a*. Некоторые разновидности отличаются малым значением параметра *a*, что связано с их относительной бедностью глиноземом и, следовательно, силикатными алюмосиликатами (№ 55). Содержание темноцветных компонентов и кремнекислоты в породах этой группы варьирует, причем лейкократовые разновидности отличаются высокой кислотностью (величина *s* равняется 82—83, *Q* = 36—41).

Почти все кислые эффузивы относятся к натровому ряду, за исключением фельзита из Балегинского района (№ 53), для которого величина *n* = 33,7, что отвечает значительному преобладанию натрия над калием.

Среди интрузивных образований мезозойского этапа вулканизма преобладают щелочные породы полуглубинного типа: щелочные микрограниты, грорудиты и, реже, сельвсбергиты. Наибольшее развитие имеют щелочные микрограниты и грорудиты, в общем отличающиеся от средних типов аналогичных пород своим лейкократовым характером и повышенной кислотностью; поэтому соответствующие им векторы расположены в верхней части диаграммы. Подчиненное значение имеют аляскитовые микрограниты, гранит-порфиры и сиенит-порфиры — породы, бедные кальцием и магнием и богатые щелочами и кремнекислотой и относящиеся к субщелочному ряду.

Кайнозойские изверженные породы относятся к представителям основной магмы и преимущественно отличаются более или менее резко выраженным щелочным характером. Здесь присутствуют нефелиновые базальты (№ 73), гиалопилитовые базальты, по химическому составу отвечающие средним нефелиновым базальтам (№ 69), и тешениты (№ 72). Последние отличаются от среднего типа тешенитов (по Дэли) повышенной щелочностью, более лейкократовым характером и несколько большей кислотностью. Соответственно в наших породах большее значение имеют величины a , s и Q и меньшие параметры c и b . Поэтому векторы нашего тешенита на диаграмме расположены выше и сдвинуты вправо в обеих частях проекции по отношению к среднему тешениту. Ближе всего наша порода стоит к тешенитам Курсеби (Д. С. Белянкин, 1912) и Минусинского района (И. П. Рачковский, 1912), но отличается от них (как и от среднего типа тешенита) более высоким содержанием калия в составе щелочей.

Промежуточное положение между средними базальтами и тешенитами занимают щелочные базальты (№ 64 и 70), которые отличаются от тех и других малым значением параметра c ; поэтому векторы щелочных базальтов на проекции CSB сдвинуты вправо относительно тешенитов.

Ограниченное развитие имеют основные эффузивы, по химическому составу отвечающие средним диабазам (№ 71) и плато-базальтам (№ 67), и породы, по петрохимическим особенностям в общем близкие к последним, но по малой величине параметра c относящиеся к щелочному ряду (№ 66, 68). Среди них по необычайно высокому отношению калия к натрию выделяется базальт № 68, для которого величина n , равная 37, отвечает лейцитовому базальту.

Приведенные данные указывают на принадлежность кайнозойских основных эффузивов нашего района к щелочному ряду, в частности на близость их к семейству тефритов и нефелиновых базальтов.

В заключение можно отметить близость петрохимических особенностей для господствующих типов верхнепалеозойских и мезозойских изверженных пород: все они отличаются бедностью магнием и кальцием и высоким содержанием щелочей, а для глубинных, гипабиссальных и излившихся пород кислой магмы характерна также повышенная кислотность.

В породах кайнозойского этапа вулканизма резко повышается содержание кальция, магния и железа, но общая щелочная тенденция в изученном районе остается выдержанной, так как большая часть кайнозойских основных эффузивов отклоняется к щелочному ряду.

Региональное распространение разнообразных щелочных пород в Западном Забайкалье позволяет выделить эту область в самостоятельную щелочную провинцию.

А. А. АРСЕНЬЕВ и Е. А. НЕЧАЕВА

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА КУРОРТА
ДАРАСУН****ВВЕДЕНИЕ**

Курорт Дарасун расположен на правом берегу р. Дарасунки, в 2 км выше ее впадения в р. Туру (бассейн р. Ингоды) (фиг. 1—3).

В геологическом отношении исследованный район представляет северо-западную окраину так называемого «Агинского палеозойского поля», слагающего значительную часть Центрального Забайкалья (от слияния рр. Ингоды и Онона на севере до государственной границы с Монголией на юге). С запада к нему примыкает огромная область почти исключительно развития магматических пород и древних кристаллических сланцев, простирающаяся далеко в пределы Западного Забайкалья. Почти меридиональная долина р. Туры служит в пределах Дарасунского района приблизительной границей между осадочными отложениями Агинского поля, слагающими восточную часть исследованной территории, и разнообразным комплексом магматических и метаморфических образований, развитых в западной части последней.

Расположение описываемого района на стыке этих крупных областей различного геологического строения обусловило широкое распространение в нем, наряду с осадочными отложениями различного возраста (девон, триас и юра), разнообразных магматических образований и позволило уточнить возрастное положение некоторых интрузий, что имеет значение для региональной геологии Забайкалья.

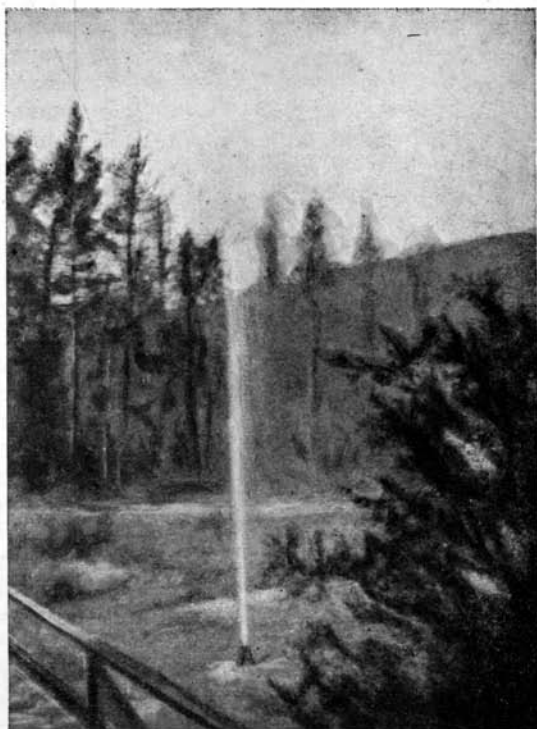
Первое схематическое представление о геологии Восточного Забайкалья было получено в результате работ В. А. Обручева, А. П. Герасимова и А. Э. Гедройца в конце прошлого и начале текущего столетия. В это же время курорт Дарасун неоднократно посещался различными исследователями, интересовавшимися преимущественно вопросами бальнеологии.

Краткое изложение результатов региональных исследований Забайкалья имеется в многотомной монографии В. А. Обручева «История геологического исследования Сибири», где приводится вся основная литература по указанному району.

В 1924 г. в районе курорта Дарасун работал Я. А. Макеров, который впервые дал схематическое представление о его геологическом строении. Я. А. Макеров выделяет здесь палеозойскую метаморфическую свиту,



Фиг. 1. Курорт Дарасун. Аллея главного въезда. Фото Ю. В. Жукова.



Фиг. 2. Курорт Дарасун. Фонтанирующая скважина минеральной воды. Фото Ю. В. Жукова.



Фиг. 3. Долина р. Дарасунки (верхнее течение) в пределах развития песчано-сланцевых отложений ононской свиты. Отдельные острые пики — выходы зеленокаменных пород среди песчаников и сланцев ононской свиты.

а также гнейсы, слюдяные сланцы, крупнозернистые песчаники и мелкогалечные конгломераты, объединяя эти разновозрастные образования, разделенные несогласием, в протерозойский комплекс.

Крупногалечные юрские конгломераты автор относит к низам палеозоя, считая их базальным горизонтом метаморфической свиты. Из магматических пород им упоминаются граниты и фельзиты без указания их возрастного положения.

Работавший здесь в 1929 — 1930 гг. А. И. Силин-Бекчурин выделяет в Дарасунском районе три геологических комплекса (снизу вверх): горхонскую, карымскую и дарасунскую свиты.

К наиболее древней, горхонской, свите автором отнесены совершенно различные образования: гнейсы и кристаллические сланцы (различного возраста) и интрузирующие их гранитоиды, без расчленения последних.

В карымскую свиту автор объединяет крупнозернистые песчаники и мелкогалечные конгломераты левобережья р. Туры и крупногалечные конгломераты.

Самая молодая, дарасунская, свита, по А. И. Силину-Бекчурину, состоит из метаморфизованных

глинистых сланцев и песчаников и подстилается отложениями карымской свиты. Это положение является неправильным по двум причинам: 1) в гальке крупно- и мелкогалечных конгломератов в изобилии присутствуют породы дарасунской свиты Силина-Бекчурина; 2) в ряде пунктов отмечено несогласное налегание на эту свиту как толщи крупнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов, так и крупногалечных конгломератов.

Д. С. Соколов, работавший в Забайкалье в 1933 г., в пределах Дарасунского района различает свиту кристаллических сланцев, относимую им условно к докембрию или нижнему палеозою, и песчаниковую толщу, объединяя в последнюю палеозойские, триасовые и юрские отложения. Возраст песчаниковой толщи автор условно принимает в пределах от девона до триаса.

В комплексе магматических образований района Д. С. Соколов выделяет «большую» Киммерийскую гранитную интрузию, «малую» Киммерийскую интрузию и эффузивно-туфовую серию.

К наиболее древней «большой» интрузии автор относит все гранитоиды района, а также габброиды.

В «малую» интрузию автор объединяет штоки и дайки разнообразных гиабиссальных пород, от габброидов и диорит-порфиритов до гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров. (Наши исследования показали, что эти породы являются дериватами различных интрузий варисцийского и киммерийского возраста).

Эффузивно-туфовая свита представляет, по Д. С. Соколову, наиболее молодые геологические образования района (за исключением кайнозойских отложений), не затронута складчатостью и перекрывает зоны разломов, проходящие в гранитах «большой» интрузии.

Последние положения не подтвердились при позднейших исследованиях: нашими работами установлена складчатая структура эффузивно-туфового комплекса и милонитизация слагающих его пород вблизи зон крупных тектонических нарушений.

Приводимые ниже анализы горных пород и минеральных вод Дарасунского района выполнены в химической лаборатории Центрального научно-исследовательского института курортологии.

Авторы считают своим долгом выразить искреннюю благодарность научному сотруднику Института В. И. Валединскому за любезное предоставление некоторых материалов, приведенных в предлагаемой работе.

СТРАТИГРАФИЯ

Фактический материал, собранный в результате наших исследований, и сопоставление его с данными многочисленных работ, проведенных в последние годы в смежных районах Забайкалья, позволили составить для исследованной территории схему нормального разреза, значительно отличающуюся от существовавших ранее представлений о стратиграфии района, и в общих чертах представленную следующей таблицей:

I. Докембрий или нижний палеозой

1. Биотитовые гнейсы
2. Калангинская интрузия гранита

II. Палеозой

1. Ононская песчано-сланцевая свита
2. Интрузивный комплекс основных и кислых пород
3. Эффузия кератофиров

III. Мезозой

1. Туринская свита песчаников, сланцев и мелкогалечных конгломератов (верхний триас)

2. Эффузивно-туфовый комплекс
3. Дарасунская свита крупногалечных конгломератов (верхняя юра)
4. Сыпчугурская интрузия гранодиорита

IV. Кайнозой

1. Третичные отложения
2. Четвертичные отложения

I. ДОКЕМБРИЙ ИЛИ НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

1. Биотитовые гнейсы

Наиболее древними геологическими образованиями в пределах Дарасунского района являются биотитовые гнейсы, пользующиеся небольшим распространением. Выходы их обнаружены на юго-восточном склоне Даурского хребта среди седиментогенных образований среднего палеозоя.

На юге, близ Бальзинской депрессии, развиты типичные очковые гнейсы с резко выраженной полосчатой текстурой, определяющейся чередованием прослоев, богатых и бедных биотитом. Окраска этих пород преимущественно серая, реже розовато-серая. На фоне мелкозернистой основной массы выделяются крупные (до 1 см в поперечнике) овальные порфиробласты розовато-белых полевых шпатов, длинные оси которых ориентированы параллельно общей сланцеватости породы. Основная масса состоит из аллотриоморфных зерен кварца и полевых шпатов и пластинок биотита; последние часто аккумулируются в тонкие прослой, огибающие крупные выделения полевых шпатов. В северной части Даурского хребта преобладают гнейсы с обычной гранобластической структурой и параллельно-линейной текстурой, обусловленной взаимно-параллельным расположением листочков слюды и несколько удлиненных зерен кварца и полевого шпата.

Минералогический состав тех и других разновидностей биотитовых гнейсов одинаковый и соответствует нормальному биотитовому граниту. Они существенно состоят из светлокоричневого биотита, микроклина-пертита и кварца.

Количественные соотношения главных минеральных компонентов следующие (в объемных процентах): плагиоклаз — 20—25, микроклин — 40—42, кварц — 30, биотит — 2—5.

Из второстепенных минералов встречаются в виде мелких редких зерен апатит и сфен, и довольно обилён рудный минерал.

Как правило, гнейсы — породы свежие, вторичные изменения в них незначительны и выражены в некотором замещении плагиоклаза серицитом или соссоритом и в слабой хлоритизации биотита, сопровождающейся выделением сагенита.

Формы выделения плагиоклаза неправильные или призматические, причем контуры неделимых всегда округлены. На границе с микроклином плагиоклаз содержит мирмекитовые вроски. В некоторых случаях плагиоклаз слабо зонален, с ядром несколько более основным, чем периферия кристалла. В равнотернистых гнейсах преобладает олигоклаз № 17—18 и, реже, альбит, а в очковых гнейсах плагиоклаз несколько основнее и принадлежит олигоклазу № 25—28, местами до андезина № 32.

Микроклин-пертит обычно свежее плагиоклаза, ксеноморфен, с хорошо выраженной двойниковой решеткой и жилковидными пертитовыми вросками, местами настолько обильными, что, сливаясь, они дают почти полное замещение микроклина альбитом. Угол между перпендикуляром

κ (001) и Nm равен 17° ; $2V = -86^\circ$. Кварц чистый, обычно с волнистым погасанием, в ксеноморфных зернах.

Рудный минерал представлен мелкими зернами магнетита и реже крупными (0,4 мм) кубиками пирита.

Структура очковых гнейсов порфиробластовая, с мелкозернистой и несколько неравнозернистой основной массой. В других разновидностях гнейсов преобладает гранобластовая структура. Породы обнаруживают следы катаклаза, проявляющиеся в мозаичном погасании кварца, раздроблении отдельных минералов и наличии трещин раздавливания, по которым выделяются мусковит и кальцит.

Структуры древнего комплекса гнейсов могут быть охарактеризованы лишь весьма схематично.

Выходы гнейсов приурочены к западной части исследованной территории. Простираение пород северо-восточное или северо-западное, в обоих случаях близкое к меридиональному. К востоку гнейсы быстро скрываются под толщей метаморфизованных седиментогенных образований среднего палеозоя. Это обстоятельство, а также несовпадение меридионального направления структур гнейсового комплекса со структурным планом отложений среднего палеозоя, для которых характерно северо-восточное простираение, позволяет предполагать здесь несогласное залегание последних на гнейсовом комплексе. В бассейне р. Аленгуй, к западу от исследованной нами территории, по Бессолицыну, гнейсы также не имеют широкого распространения и перекрываются на западном склоне Даурского хребта толщей кристаллических сланцев с прослоями мраморов и кварцитов, аналогичной метаморфизованным отложениям ононской свиты.

Исходя из этих данных, мы предполагаем здесь наличие осевой части древнего антиклинального поднятия, направление оси которого грубо совпадает с направлением Даурского хребта, местами несколько отклоняясь к западу от меридионального. Нашими работами захватывается только юго-восточный склон этого поднятия.

Состав и структура пород гнейсового комплекса не дают достаточных данных для однозначного решения вопроса об их происхождении. Они могут представлять собой как преобразованные изверженные породы, так и глубокометаморфизованные седиментогенные образования, по химическому составу близкие к гранитоидам.

Косвенным указанием на происхождение гнейсового комплекса может служить тонкополосчатая текстура очковых гнейсов, с чередованием меланократовых и лейкократовых прослоев. Подобная текстура могла возникнуть в результате инъекции гранитной магмы (типа *lit par lit*) в осадочные отложения, и в этом случае гнейсовый комплекс можно отнести к мигматитам.

Возраст гнейсов для этой части Забайкалья не может считаться точно установленным. Верхняя возрастная граница древнего комплекса устанавливается несогласным налеганием на него метаморфизованных седиментогенных образований ононской свиты, относящейся к верхнему девону — нижнему карбону.

К западу от Дарасунского района, в бассейне р. Аленгуй, в среднем течении р. Ингоды, и в верховьях р. Блудной, аналогичные гнейсы прорваны варисцийскими гранитоидами (Бессолицын, Чаиркин и Коровин, Бессолицын и Шанюшкин), на основании чего гнейсовый комплекс не может быть моложе нижнего палеозоя. Нижняя возрастная граница этого комплекса остается пока неопределенной; не исключена возможность, что он относится к докембрию.

Ононская свита

Отложения ононской песчано-сланцевой свиты широко развиты в пределах исследованной территории: они слагают почти все правобережье р. Туры и в меньшей степени развиты на левобережье последней, слагая здесь северо-западную окраину Агинского палеозойского поля. К востоку, северу и югу область распространения этих пород выходит за пределы исследованной территории. Эта толща представлена однообразным чередованием мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев, которым подчинены прослой яшмороговиков и мощные пластовые тела основных эффузивов, в той или иной степени подвергшихся зеленокаменному изменению. В западной части района (левобережье р. Туры) в области развития гранитных интрузий породы песчано-сланцевой толщи в результате контакта воз действия варисцидской гранитной интрузии, по мере приближения к последней, очень постепенно переходят через филлиты и окварцованные песчаники в кварцево-слюдяные кристаллические сланцы, кварциты и парагнейсы.

В составе ононской свиты доминируют п е с ч а н и к и. По внешнему облику это серые и зеленовато-серые, средне- и тонкоплитчатые породы. Слоистость выражена лишь в некоторых разновидностях и обусловлена различным содержанием темноокрашенного углисто-глинистого вещества в параллельных тонких прослоях, мощность которых не превышает 0,5 см.

Преобладают мелкозернистые олигомиктовые песчаники, в которых кластический материал представлен главным образом угловато окатанными зернами кварца и полевого шпата, причем количество обломков последнего в породе местами не превышает 0,3% (кварцевые песчаники), никогда не поднимаясь выше 20%, так что типичные аркозы в ононской свите отсутствуют. Кварц обломков слегка запылен в отличие от чистого кварца цемента и часто обнаруживает волнистое погасаеие. Полевые шпаты представлены главным образом серицитизированным альбит-олигоклазом № 12—15, реже альбитом. Зерна микропертита встречаются редко; обычно они пелитизированы и иногда обнаруживают решетчатое строение. В единичных обломках присутствуют циркон, апатит, буро-зеленый турмалин, эпидот, сфен, мусковит, биотит, микропегматит и рудный минерал. Преобладающие размеры обломочных зерен 0,1—0,2 мм, но встречаются отклонения в ту и другую сторону (от 0,05 до 0,5 мм). Количественное содержание обломочного материала в песчаниках обнаруживает значительные колебания; от пород, в которых он составляет 75—80%, до песчаных сланцев, где его количество не превышает нескольких процентов. По составу цемента различаются глинистые и кремнистые песчаники.

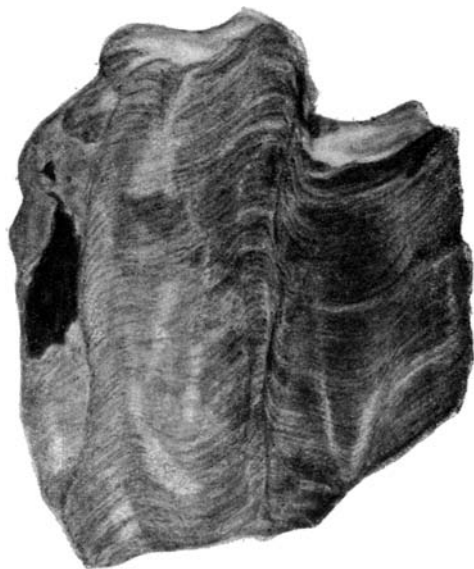
Между всеми разновидностями песчаников и глинистыми сланцами существуют постепенные переходы как по простираию, так и по стратиграфической вертикали, местами на очень небольших расстояниях.

Локальным распространением пользуются карбонатизированные и ожелезненные песчаники, отличающиеся тем, что в составе кремнистого или глинистого цемента они содержат более или менее значительную примесь карбоната и бурых окислов железа. Процесс карбонатизации и ожелезнения песчаников связан с образованием в них сети карбонатных и кварцево-карбонатных жилок, поблизости от которых наблюдается наибольшее обогащение пород лимонитом и карбонатом. Эти песчаники распространены преимущественно в полосе, ограниченной с запада областью развития интрузий, а с востока крупными надвигами, проходящими по

контакту юрских конгломератов с отложениями ононской свиты. Повидимому, процессы окремнения и карбонатизации этих песчаников обусловлены их относительной близостью к интрузиям и нахождением в зоне наибольшего раздробления, связанного с дизъюнктивными дислокациями.

Глинистые сланцы макроскопически очень тонкосланцеватые, черные и темносерые, реже зеленовато-серые породы, прослои которых, мощностью от 1—2 см до 10 м, перемежаются с прослоями песчаников и фациально переходят в последние.

По литологическому составу глинистые сланцы отличаются от песчаников только меньшим количеством псаммитового материала и обилием пелитоморфного глинистого вещества, нередко с примесью чешуек сери-



Фиг. 4. Плойчатый филлит. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

цита, хлорита, тонкокристаллического кремнезема и дисперсно рассеянного углистого вещества. Высоким содержанием двух последних компонентов отличаются кремнистые и углисто-глинистые разновидности сланцев, не пользующиеся широким распространением. Увеличение количества и размеров неделимых мусковита, хлорита и кварца, при соответственном убывании пелитового материала, определяет постепенный переход описываемых пород, в контактовом ореоле гранитов, через филлиты в кварцево-сланцевые и кварцево-хлоритово-сланцевые кристаллические сланцы.

Вблизи кварцево-карбонатных и карбонатных жил сланцы, подобно песчаникам, обогащены карбонатом и бурыми окислами железа.

Мощные прослои яшмороговиков, достигающие десятков метров, встречаются среди отложений ононской свиты на водоразделе падей Б. и М. Битуй, где они слагают сопку Ян. Это афанитовые, чрезвычайно плотные породы черного цвета, с острым занозистым изломом, пересеченные густой сетью тонких кварцевых жилок. Под микроскопом они представляют обычно почти адиагностическую массу криптокристаллического кремнезема, с агрегатным погасанием; лишь изредка породы несколько лучше раскрытталлизованы и состоят из мелкозернистого кварца и халцедона. В варьирующих количествах в яшмороговиках присутствует примесь тонкорассеянного углисто-глинистого вещества и бурых окислов железа.

Многочисленные прожилки, секущие эти породы, состоят из кварца, некоторого количества гематита и бурых окислов железа; местами в них встречаются единичные зерна барита и более или менее лимонитизированного пирита. Слоистость в яшмороговиках отсутствует.

Ф и л л и т ы, как упоминалось выше, связаны постепенными переходами с глинистыми сланцами и кварцево-сланцевыми и кварцево-хлоритово-сланцевыми кристаллическими сланцами, представляя собой промежуточное звено между этими двумя группами пород. Территориально филлиты также занимают промежуточное положение: полоса их распространения приурочена непосредственно к правобережью р. Туры и разделяет область распространения слабо метаморфизованных пород ононской свиты от зоны развития кристаллических сланцев и парагнейсов.

По внешнему облику филлиты — тонкоплитчатые и листоватые породы серовато-зеленого или темносерого цвета, с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, местами интенсивно плйчатые (фиг. 4). Они состоят главным образом из очень мелких пластинок серицита и хлорита, ориентированных по удлинению согласно общей сланцеватости пород. Местами филлиты представляют под микроскопом подобие сплошной плотной ткани с единой оптической ориентировкой. В подчиненном количестве в филлитах присутствуют аллотриоморфные зернышки кварца, местами образующие линзовидные скопления, и дисперсно рассеянное углистое вещество. В качестве незначительных примесей встречаются тонкие иголки рутила, зернышки альбит-олигоклаза и апатита. Структура филлитов лепидобластовая.

Некоторые исследователи относят филлиты к метаморфической свите, более древней, чем песчано-сланцевая толща, указывая, что последняя отделена от метаморфической свиты тектоническим несогласием. Неправильность этого положения отмечалась Б. А. Максимовым, установившим, что «филлиты являются бесспорно одним из отделов песчано-сланцевой свиты. Это доказывается чрезвычайно постепенной сменой пород при переходе от филлитов, переслаивающихся с песчаниками, к песчаникам с глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Разрыв же, установленный И. П. Атласовым, есть разрыв внутри песчано-сланцевой свиты, но отнюдь не тектонический контакт между двумя разновозрастными комплексами». Столь же постепенная смена пород отмечена, как упоминалось выше, и в Дарасунском районе при переходе от глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и песчаников через филлиты и окварцованные песчаники к кварцево-сланцевым сланцам, парагнейсам и кварцитам. Все эти породы, несомненно, являются членами одного геологического комплекса.

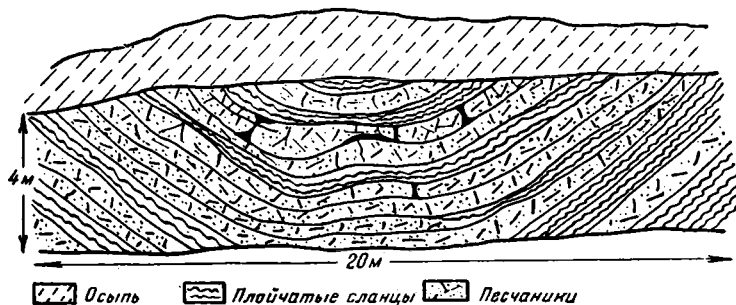
З е л е н о к а м е н н ы е п о р о д ы встречаются в ононской свите в виде крупных пластовых тел, перемежающихся главным образом со сланцами, реже с песчаниками, и залегающими совершенно согласно с вмещающей их седиментогенной толщей. Мощность пластов зеленокаменных пород колеблется от нескольких метров до десятков метров. Ввиду своей относительно высокой твердости они всегда приурочены к положительным элементам рельефа и образуют многочисленные коренные выходы; по простиранию они прослеживаются на расстояние до нескольких километров.

Зеленокаменные породы представляют собой интенсивно измененные основные эффузивы — диабазы, порфириты и их туфы. Местами прослеживается постепенный переход последних через туффиты и туфогенные песчаники в нормально-осадочные отложения ононской свиты. Подробное описание этих пород и их химическая характеристика приведены в главе, посвященной вулканизму.

В толще отложений ононской свиты зеленокаменные породы распределяются неравномерно. Наибольшим распространением они пользуются в южной части района, на водоразделе падей Дарасун — Бугутай и к югу от долины Бугутая. К северу от долины рч. Дарасунки зеленокаменные породы встречаются спорадически и не прослеживаются на сколько-нибудь значительное расстояние.

Зеленокаменные породы пользуются региональным развитием в отложениях ононской свиты и за пределами Дарасунского района, где они отмечались Н. А. Флоренсовым, И. В. Лучицким и др.

Как указано выше, ононская свита в основном сложена песчаниками и сланцами, нередко связанными очень постепенными взаимными переходами как по простиранию, так и по стратиграфической вертикали.



Фиг. 5. Схематическая зарисовка обнажения ононской свиты.

Плохая обнаженность, вообще характерная для исследованного района, весьма затруднила прослеживание отдельных горизонтов, между которыми существуют столь постепенные переходы. Выходы песчаников, как правило, приурочены к вершинам сопок, а глинистые сланцы, как породы более мягкие и легче выветривающиеся, — к седловинам; сланцы редко образуют значительные обнажения и обычно встречаются в осыпях. Мощность ононской свиты достигает нескольких километров.

Отложения ононской свиты пользуются чрезвычайно широким распространением в Дарасунском районе и поэтому структуры их вырисовываются наиболее отчетливо.

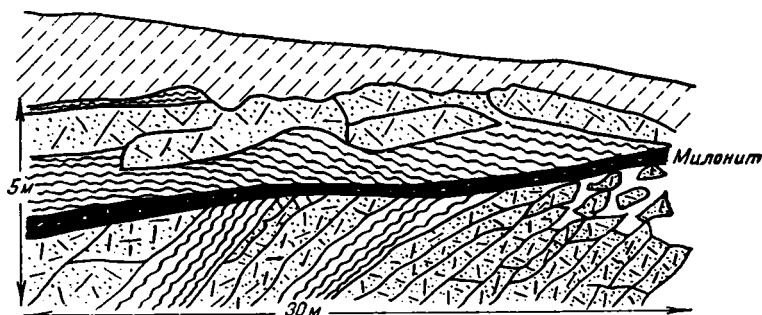
В восточной части района, почти целиком сложенной породами ононской свиты, последние образуют большое сводовое поднятие типа антиклинория. Ось этого антиклинория прослеживается от нижнего течения рч. Бугутай на северо-северо-восток почти параллельно полосе юрского конгломерата; пересекая рч. Дарасунку, она выходит на водораздел рч. Дарасунки и Битуй, где направление ее изменяется на восточно-северо-восточное. После пересечения рч. М. Битуй, ось антиклинория уходит к востоку за пределы исследованной территории.

К западу от антиклинория отчетливо вырисовывается такой же крупный синклинорий, направление которого совпадает с направлением антиклинория. Осевая часть синклинория частично заполнена более молодыми отложениями туринской свиты и прорвана варисцидскими и киммерийскими интрузиями и эффузиями. Еще дальше к западу породы ононской свиты, повидимому, следуют описанной выше структуре более древних ортогнейсов и повторяют ее антиклинальное поднятие, направление оси которого, как уже отмечалось, почти совпадает с направлением Даурского хребта.

Простираение пород ононской свиты в среднем северо-северо-восточное, $20-30^\circ$, переходящее в северо-восточной части района, после перегиба оси антиклинория, в восточно-северо-восточное до $45-55^\circ$. Углы падения изменяются в различных случаях в пределах от 20 до $50-60^\circ$ к северо-западу и юго-востоку.

Общая крупноскладчатая структура палеозоя в значительной степени осложняется более мелкой, второстепенной складчатостью того же северо-северо-восточного простираения. Складки второго порядка имеют тенденцию к опрокидыванию в сторону главного антиклиналя и на его периферии, повидимому, переходят в изоклиналильные складки, чем и обусловливается доминирующее северо-западное или юго-восточное падение пород на крыльях антиклиналя.

Более детальная расшифровка изоклиналильной складчатости ононской свиты чрезвычайно затруднена литологическим однообразием последней, частым переслаиванием песчаников и сланцев и наличием между ними



Фиг. 6. Схематическая зарисовка песчаников и сланцев ононской свиты. По линии надвига образуются типичные милониты.

быстрых фациальных переходов. Всё же эти более мелкие складки наблюдаются в отдельных обнажениях ононской свиты (фиг. 5).

Почти в сводовой части главный антиклиналь осложнен крупными надвиговыми дислокациями чешуйчатого типа, в результате которых дарасунские (юрские) конгломераты оказались зажатыми в виде длинной и узкой полосы среди пород ононской свиты. Дислокации сбросово-надвигового характера развиты внутри ононской свиты и в других местах, но обнаружить их удавалось лишь в редких обнажениях, а определить амплитуду подвижек не представилось возможным ввиду литологического однообразия пород (фиг. 6).

Помимо сравнительно крупных складок второго порядка, амплитуда которых достигает нескольких метров, структура ононской свиты чрезвычайно осложнена мелкой гофрировкой (иногда с разрывами), обусловленной позднейшими дизъюнктивными дислокациями чешуйчато-надвигового характера.

Особенно интенсивная плейчатость сланцев (песчаники не подвержены ей) наблюдается по правому берегу р. Туры, между долиной последней с запада и полосой дарасунского конгломерата с востока.

Песчаники в этом участке развиты густой сетью мелких трещин, выполненных кварцевыми и кварцево-карбонатными жилками, и обнаруживают многочисленные зеркала скольжения, нередко с отчетливыми бороздами.

Северо-западное крыло синклинала, помимо всего описанного, осложнено внедрением варисцийских и нижнекиммерийских интрузий. Под влиянием контактового воздействия этих интрузивных пород отложения ононской свиты в значительной степени метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы.

Ввиду этого внутренняя структура осадочных пород, перекристаллизованных гранитами, может быть охарактеризована лишь в очень грубых чертах.

Кристаллические сланцы, образующие в настоящее время кровлю гранитной интрузии, смяты в крутые и очень узкие, нередко опрокинутые в ту или другую сторону многочисленные складки меридионального или северо-западного простирания, зажатые между отдельными выступами гранита.

В отложениях ононской свиты в пределах Дарасунского района не обнаружено органических остатков. Поэтому вопрос о возрасте этих образований решается на основании сопоставления их с аналогичными фаунистически охарактеризованными отложениями Агинского палеозойского поля.

Для юго-восточной части Агинского поля И. В. Луцицкий по материалам И. С. Валицкой, Н. Л. Кудрявцевой, Н. Г. Лопарева и других исследователей указывает, что палеозой представлен филлитами, кварцево-серицитовыми, кремнистыми и другими сланцами с прослоями песчаников, известняков, измененных диабазов, спилитов и туфов и яшмовидных пород.

В известняках найдены остатки фауны: *Spirifer louisianensis* Row., *Eumetria* aff. *perstialis* Row., *Chonetes* cf. *ornatus* Sh., *Productus* sp. (cf. *mesicostalis* Well.), *Prod.* sp., *Echinoconchus* cf. *worbilianus* Winch., *Schuchertella* cf. *feruglensis* Well., *Rhipidomella* sp., *Leptaena?* *analoga* Phill., *Echinoconchus* sp., *Spirifer* cf. *rowler* Well., *Sp. insulptus* Row., *Sp.* sp., *Martinia* sp., *Camulus* sp., *Gastropoda*, *Crinoidea*.

По определению М. А. Болховитиновой, эта фауна характерна для низов турнейского яруса. Несколько севернее, в известняковых прослоях, подчиненных аналогичной песчано-сланцевой палеозойской толще, Н. И. Толстихиным была найдена фауна, представленная, по определению В. Н. Нехорошева, мшанками *Trepotomata*, относящимися к среднему палеозою: силур — девон. По заключению А. В. Хабакова, в этих слоях присутствуют радиолярии, описанные также М. С. Нагибиной из аналогичной толщи Тургинского района.

В долине р. Онон палеозойские отложения представлены темно-серыми известковыми сланцами с прослоями известковых песчаников и органогенных известняков, темносерыми плотными известняками с прослоями известковых сланцев с фауной.

Здесь были обнаружены остатки следующей фауны, определенной Д. В. Наливкиным: *Spirifer* ex gr. *verneuli*, *Sp. attenuatus* Sow., *Sp.* sp., *Syringothyris* sp., *Reticularia* sp., *Productus* ex gr. *praelongus*, *Pr.* ex gr. *semireticulatus*, *Chonetes hardrensis* Phill., *Chonetes* sp., *Orthotetes* ex gr. *crenistris*, *Orthis* sp., *Rhynchonella pleurodon* Phill., *Rhynch.* sp., *Schizophoria* sp.

Кроме того, В. Н. Вебером отсюда определены *Proetus* sp. и Кригер-Войновским *Cyathaxonia corum* Mich. и *Syringopora* sp. В этой же толще встречаются обильные *Fenestellidae* и членики криноидей.

Комплекс перечисленной фауны, по Д. В. Наливкину и А. Н. Криптофовичу, дает возможность отнести описываемую толщу к верхнему девону, тогда как Г. Н. Фредерикс считает ее принадлежащей к низам турнейского яруса.

В пределах Агинского палеозойского поля отложения ононской свиты были прослежены на большом пространстве рядом исследователей, согласно которым литологически однообразный состав песчано-сланцевой толщи, соответствующей ононской свите, выдерживается на громадных расстояниях.

Так, например, в Агинском районе состав «немой метаморфической свиты», по Н. А. Флоренсову, следующий:

Рассланцовые зеленоватые песчаники и темносерые глинистые песчаники с подчиненными прослоями глинистых сланцев и зеленых ортосланцев, глинистые и кварцитовидные песчаники и глинистые сланцы с прослоями мелкогалечных конгломератов и зеленых сланцев и филлиты.

Аналогичные песчано-сланцевые отложения района гольца Сохондо, по Б. А. Максиму, представлены песчаниками и кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями мелкогалечных конгломератов, диабазов и яшм, филлитами и глинистыми сланцами с прослоями кристаллических известняков.

Всеми упомянутыми исследователями принимается средне- или верхнепалеозойский возраст описываемой толщи (от верхнего силура до нижнего карбона, но преимущественно девонский).

Суммируя изложенное, можно сказать, что отложения ононской свиты Дарасунского района, аналогичные песчано-сланцевой толще, широко распространенной в пределах Агинского палеозойского поля, могут быть отнесены к верхнему девону — нижнему карбону. Более точное определение возраста этой свиты будет возможно после находки здесь фауны или после детального литолого-стратиграфического изучения этих отложений.

III. МЕЗОЗОЙ

1. Туринская свита (верхний триас)

На седиментогенных образованиях ононской свиты трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают грубозернистые отложения туринской свиты верхнего триаса, приуроченные к центральной части крупного палеозойского синклинала.

Триасовые отложения слагают узкую и длинную полосу северо-восточного простирания, протягивающуюся от южной границы планшета по левому берегу р. Туры до пади Марковой. Севернее эта полоса переходит на правобережье р. Туры, скрывается под аллювием долины р. Битуй, вновь появляется на водоразделе падей Битуй и Каренгетуй и далее к северо-востоку уходит за пределы исследованной территории.

Комплекс триасовых отложений в Дарасунском районе представлен мелкогалечными конгломератами, полимиктовыми песчаниками и сланцами. Наибольшим распространением пользуются песчаники, которым подчинены многочисленные прослои мелкогалечных конгломератов и более редкие пропластки сланцев.

В основании этой толщи залегает базальный горизонт мощностью около 30—40 м, представленный тесным чередованием тех же песчаников и конгломератов, но с значительным преобладанием последних. Общая мощность триасовых отложений достигает 700—900 м.

К о н г л о м е р а т ы туринской свиты представляют собой массивные породы желтовато-серого, зеленовато-серого и бурого цвета. Количественные соотношения галек и цемента в них варьируют в довольно широких пределах, но в общем цемент всегда преобладает над гальками.

Плохо отсортированный обломочный материал конгломератов представлен обломками минералов и горных пород, размеры которых колеблются от 0,1 мм до 5 см в поперечнике. Окатанность более крупных галек средняя до хорошей, мелкие обломки всегда угловаты.

В гальке конгломератов присутствуют: 1) песчаники, сланцы и яшмо-роговики онойской свиты, 2) филлиты, кварциты и кварцево-сланцевые кристаллические сланцы, 3) гранитпорфиры Горхонской (варисийской) интрузии, 4) каледонские гнейсовидные граниты со следами интенсивного катаклаза, 5) кислые эффузивы.

В составе мелкообломочного материала конгломератов, кроме обломков горных пород, присутствуют: кварц, микропертит (иногда с микроклиновой решеткой), альбит-олигоклаз и др.

Цемент конгломератов аналогичен грубозернистым песчаникам, описанным ниже; местами наблюдаются постепенные фациальные переходы от конгломератов к грубозернистым песчаникам.

П о л и м и к т о в ы е п е с ч а н и к и туринской свиты по внешнему облику представляют толсто- и среднеплитчатые зеленовато-серые породы с плохо выраженной слоистостью, среди которых по размерам псаммитовых частиц выделяются грубозернистые, среднезернистые и тонкозернистые разновидности, связанные постепенными переходами.

Доминируют грубозернистые песчаники с незначительным количеством цемента (до 5% породы), располагающегося по контактам между тесно соприкасающимися обломочными зернами. Преобладающие размеры этих последних в среднем колеблются в пределах от 0,8 до 1,3 мм, но встречаются отклонения в ту и другую сторону (от 0,3 до 2,5 мм), окатанность плохая до средней (форма зерен угловато-окатанная).

Кластический материал грубозернистых песчаников представлен обломками минералов и горных пород, причем последние присутствуют в равном или большем количестве по отношению к обломкам минералов.

Среди обломков пород в изобилии присутствуют: 1) глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, песчаники и яшмо-роговики онойской свиты, 2) кварциты, 3) слюдяно-кварцевые кристаллические сланцы, 4) гранофиры Горхонской (варисийской) интрузии, 5) биотитовые гнейсы, 6) кератофиры с трахитовой структурой основной массы.

Реже встречаются: 1) порфиры со вкрапленниками полевых шпатов и микропойкилитовой, кристопойкилитовой или фельзитовой основной массой, 2) гранитпорфиры Горхонской интрузии, 3) кварцсодержащие ортофиры. Среди обломков минералов преобладают кварц, микропертит (иногда с хорошо выраженной микроклиновой решеткой), альбит № 5—7 и олигоклаз с антипертитовыми и мирмекитовыми вростками. В небольшом количестве присутствуют зерна андезина, апатита и листочки мусковита и биотита, иногда изогнутые.

Цемент грубозернистых песчаников состоит из мелких чешуек серицита и хлорита с примесью пелитоморфного глинистого материала. В той или иной степени для описываемых пород характерен катаклаз, проявляющийся в волнистом погасании и раздроблении обломочных зерен. Среднезернистые песчаники отличаются от грубозернистых меньшими размерами обломочных зерен (0,3—0,6 мм), преобладанием в составе последних обломков минералов над обломками пород и большим количеством цемента (от 5 до 15% породы, в редких случаях до 30%). Дальнейшее увеличение количества цемента, совместно с уменьшением размеров обломков, определяет постепенный переход от среднезернистых песчаников через тонкозернистые песчаники и песчаные сланцы к глинистым сланцам.

С л а н ц ы туринской свиты преимущественно представлены глинистыми разновидностями. Это тонколистчатые породы черного или зелено-

вато-черного цвета, существенно состоящие из тонкочешуйчатого хлорита, серицита и глинистого материала; в подчиненном количестве в них присутствуют углистое вещество, тонкозернистый кремнезем, рудный минерал и лимонит.

В большем или меньшем количестве породы содержат примесь мелких (0,02—0,05 мм) угловатых обломочных зерен, в подавляющем большинстве представляющих кварцем; изредка встречаются зерна кислого плагиоклаза, апатита и буро-зеленого турмалина. Слоистость пород выражена слабо и проявляется в чередовании прослоев, относительно более или менее богатых псаммитовым материалом.

Менее распространены шоколадно-коричневые железисто-глинистые сланцы, состоящие из глинистого вещества, тонкочешуйчатого серицита и обильных зернышек лимонита.

Изредка в толще отложений туринской свиты встречаются прослой и линзы несланцеватых, зеленовато-серых аргиллитов, по составу отличающихся от глинистых сланцев только присутствием немногочисленных зернышек карбоната.

Отложения туринской свиты прослеживаются без перерыва к северу и северо-востоку за пределы исследованной территории, где они фаунистически охарактеризованы и имеют значительно большее распространение.

Остатки фауны, определенной Л. Д. Кипарисовой, как *Pseudomonotis ochotica*, были найдены в отложениях туринской свиты И. В. Лучицким в районе курорта Оленгуй, Д. С. Соколовым на водоразделе рр. Туры и Аргалея и С. И. Друговым в пади Бойцекан.

В верховьях пади Бойцекан, в толще песчаников и сланцев, литологически тождественных отложениям туринской свиты Дарасунского района и являющихся непосредственным продолжением последних по простиранию, нами были обнаружены обильные остатки фауны. По определению Л. Д. Кипарисовой, здесь присутствуют типичный *Pseudomonotis ochotica* К е у с. и *Pseudomonotis ochotica* К е у с. var. nov. Этот вариант отличается от типичной формы *Ps. ochotica* тем, что имеет ребристость только одного порядка. В этом отношении он приближается к *Ps. ochotica* var. *pachypleura* Т е л л., но отличается большим количеством ребер и большей тонкостью их. Один экземпляр представлен внутренним ядром *Pecten* sp. ind., который по выпуклости и по величине ушков имеет сходство с *Pecten* sp. ind., описанным Мойсисовичем из норийских отложений Японии, и с *Pecten* sp. nov. ind., описанным Л. Д. Кипарисовой из верхнего триаса Хараулахских гор. В целом, сравнение пород туринской свиты с фаунистически охарактеризованными триасовыми отложениями, имеющими значительное распространение к северо-востоку от Дарасунского района и прослеживающимися до района Куенги, позволяет с достаточной достоверностью отнести их к норийскому ярусу верхнего триаса.

Как отмечено выше, распространение триасовых отложений в пределах исследованной территории ограничивается центральной частью крупного синклинала, сложенного отложениями ононской свиты, где породы триаса в своем залегании повторяют второстепенную складчатость, осложняющую крупные структуры палеозоя. При пересечении этого антиклинала вкрест простирания (с востока на запад) у устья рч. Дарасунки мы встречаем второстепенный синклиналиный прогиб туринских отложений, затем антиклинальный перегиб того же порядка и следующий синклиналиный прогиб несколько большей амплитуды. Падение крыльев складок изменяется от 30° до почти вертикального. Простирание пород туринской свиты на всем их протяжении в пределах исследованной территории однообразное восточно-северо-восточное от 40 до 70°, так, что направление

оси мезозойского синклинала в грубых чертах совпадает с простиранием палеозойских структур.

К западу и востоку от этого синклинала, в области крупных антиклинальных поднятий палеозоя, триасовые отложения, повидимому, уничтожены эрозией. В осевой части мезозойский синклинал прорван эффузиями кислых и основных лав.

2. Дарасунская свита крупногалечных конгломератов (верхняя юра)

Крупногалечные конгломераты встречены в двух разобщенных участках:

1) они залегают (тектонически) в виде узкой (300—500 м) полосы, зажатой между песчаниками и сланцами ононской свиты. Эта полоса конгломератов непрерывно прослеживается в меридиональном направлении от водораздела Бургутай — Дарасунка на юге, через курорт Дарасун



Фиг. 7. Дарасунский конгломерат. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

(пересекая долину рч. Дарасунки), до долины рч. Битуй на севере. С запада и востока полоса конгломератов ограничена сбросово-надвиговыми разломами с зоной милонитов мощностью до 15—20 м;

2) второе поле развития крупногалечных конгломератов находится на левобережье р. Туры, на водоразделе нижнего течения падей Каланга и Две речки. Здесь крупногалечные конгломераты залегают на размытой поверхности отложений триаса и среднего палеозоя.

Эти небольшие участки, повидимому, представляют собой остатки более широкого покрова конгломератов, сохранившиеся в зоне опускания блоков вдоль позднейших меридиональных разломов.

Конгломераты дарасунской свиты резко отличаются от мелкогалечных конгломератов триаса следующими признаками: 1) размерами галек, достигающих 30—40 см в поперечнике и их сравнительно хорошей окатанностью; 2) незначительным количеством цемента; 3) разнообразием состава галек, в которых представлены почти все породы района, в том числе и песчаники туринской свиты верхнего триаса (фиг. 7).

Обломочный материал дарасунских конгломератов характеризуется несортированностью: наряду с крупными, хорошо окатанными гальками шарообразной и эллипсоидальной формы присутствуют плохо окатанные гальки и угловатые обломки; размеры их колеблются в пределах от 1 до 40 см. Цемент конгломератов представлен неравнозернистым глинистым песчаником (размер зерен от 0,05 мм до 0,30 мм), с варьирующим количеством угловатого псаммитового материала, в котором доминирует кварц и подчиненное значение имеют кислый плагиоклаз и обломки пород. Цемент распределен в конгломератах неравномерно, но в общем количество его незначительно и обычно гальки почти соприкасаются и разделены лишь тонкими каемками песчаника.

В составе гальки дарасунского конгломерата присутствуют следующие породы (в порядке преобладания): 1) полимиктовые песчаники и мелкогалечные конгломераты триаса, 2) глинистые песчаники, сланцы и яшмово-роговики онойской свиты, 3) кварцевые порфиры, порфириты и туфы среднемеозойского эффузивно-туфового комплекса.

Редко встречаются гальки гранитов Горхонской (вариспийской) интрузии и кератофиров.

Катаклаз и ориентированность обломков в конгломератах проявляются неравномерно. Широко развит процесс ожелезнения пород. Тонкие налеты и прожилки гидроокислов железа проникают по трещинкам, пересекающим цемент и гальки и обволакивают последние.

Резкое литологическое отличие дарасунских конгломератов от конгломератов туринской свиты, несогласное залегание первых на отложениях триаса и присутствие в их гальке пород туринской свиты и порфиров и порфиритов среднемеозойского эффузивно-туфового комплекса позволяют отнести дарасунские конгломераты к верхней юре.

Предыдущие исследователи (Макиров, Силин-Бекчурин) ошибочно считали дарасунские конгломераты более древними, чем отложения онойской свиты, что, вероятно, объясняется недостаточным изучением состава галек.

Юрский возраст для аналогичных образований смежных районов принимают также Д. С. Соколов и И. В. Лучицкий.

Юрские конгломераты, по литологическому составу аналогичные дарасунским, развиты, по И. В. Лучицкому, в юго-восточной части Усть-Туринского района («Олентуйская свита конгломератов, песчаников и сланцев»). Автор указывает, что «верхние горизонты конгломератовой фации этой свиты, развитые в районе Усть-Туры, могут в верхней своей части оказаться более молодыми образованиями». Возможно, что описываемые конгломераты синхронны отложениям тургинской свиты (J_3-Cr_1), отложения которой пользуются широким распространением в Забайкалье и представлены в значительной степени подобными грубообломочными фациями.

К западу от Дарасунского района, в бассейне р. Аленгуй, Е. П. Бессолицин обнаружил в толще сложенной аналогичными конгломератами, перемежающимися с песчаниками и сланцами, остатки фауны и флоры. По определению В. Д. Принады, «здесь присутствуют *Scleropteris* sp. cf., *Coniopteris tyrmica* Ргун., *Sphenopteris* sp., *Pityospermum turgense* Ргун. и др. Такие растения одинаково встречаются как в юре, так и в нижнем мелу... по флоре, это, несомненно, тургинская свита».

В целом, все изложенные данные позволяют с наибольшей вероятностью определить возраст дарасунских конгломератов в пределах от верхней юры до нижнего мела.

Дарасунские конгломераты, повидимому, отлагались в том же синклинале, что и породы туринской свиты, но в настоящее время в его пределах

находится только небольшое пятно крупногалечных конгломератов близ устья пади Две речки (в долине р. Туры), сохранившееся, вероятно, благодаря некоторому опусканию этого участка.

Главное поле развития дарасунских конгломератов, как отмечено выше, имеет форму длинной и узкой полосы, зажатой среди пород онойской свиты и ограниченной с востока и запада крупными надвигами меридионального направления.

Эти надвиги прослежены вдоль полосы конгломератов несколькими разведочными канавами, в которых вскрыта мощная зона милонитов, образовавшихся из перетертых конгломератов, песчаников и сланцев. Мощность этой зоны местами превышает 30 м. В зеленовато- или желтовато-серой перетертой массе милонитов выделяются прослой, линзы и неправильные тела черных углисто-глинистых сланцев, на поверхности которых обнаруживаются зеркала скольжения. Многочисленные зеркала скольжения обнаружены также в самих конгломератах и кварцевых жилах, прорывающих последние. Плоскость надвигов имеет крутое (до 80°) падение к западу, следовательно, по всей вероятности, движение масс происходило с запада на восток.

Направление плоскости надвига, кроме непосредственных замеров, произведенных в разрезах разведочных канав, фиксируется также залеганием конгломератов в долине р. Дарасунки, где эти породы встречены буровыми скважинами несколько западнее, чем на водораздельном пространстве к югу и северу от долины р. Дарасунки. Кроме того, зеленые сланцы онойской свиты, примыкающие к конгломератам с запада, интенсивно раздроблены, пльчатые и обнаруживают всевозможные местные изменения залегания, что также указывает на надвиг с запада.

Сравнительно простая картина надвигов осложнена глубоким разломом, проходящим по тому же направлению. Меридиональная линия этого разлома прослеживается к югу от курорта, проходит через водораздел Дарасунка — Бургутай, пересекает рч. Бургутай, пади Кирик и Шивию и уходит на юг. Линия разлома фиксируется многочисленными кварцевыми жилами, сопровождающимися брекчией вмещающих пород и выходами минеральных источников в долинах рч. Дарасунки, Бургутая, Кирика, Шивии и других.

Вследствие наложения дизъюнктивных дислокаций, тектонический контакт конгломератов со сланцами онойской свиты приобретает сложную поверхность.

Процесс образования разломов, вероятно, происходил с неоднократными перерывами, что подтверждается наличием брекчий гидротермальных жил, спементированных минералами позднейшей кристаллизации (переоткрытие трещин).

Линия третьего крупного разлома прослеживается от юго-западной части исследованной площади (где она фиксируется наличием рассланцованных и милонитизированных порфиров) на север, по левобережью р. Туры, параллельно долине последней. Те же милонитизированные порфиры и ожелезненные брекчии песчаников и гранитов каледонской интрузии появляются вдоль зоны разлома около пади Две речки и на водоразделе падей Две речки — Широкая. По обоим берегам пади Широкой развиты милонитизированные порфиры и песчаники туринской свиты.

Далее к северу линия разлома, повидимому, совпадает с древней, а затем и с современной долиной р. Туры. Мощная зона милонитов вновь появляется в нижнем течении р. Сыпчугур, на контакте габбро с одним из выходов гранита Горхонской (варисцкой) интрузии.

Ниже устья пади Сыпчугур зона зеленых милонитов мощностью

около 5 м, вскрытая в карьере на тракте, пересекает массив сыпчугурских (киммерийских) гранодиоритов.

Линия этого разлома местами совпадает с Туринским надвигом Д. С. Соколова. Однако заключение этого исследователя о более молодом, чем Туринский надвиг, возрасте гранитов Большой интрузии (в которую автор объединил варисцийские граниты и киммерийские гранодиориты), является ошибочным, т. к. мощные зоны милонитов с зеркалами скольжения констатированы не только в гранитах Горхонской (варисцийской) интрузии, но и в гранодиоритах Сыпчугурского массива, представляющих наиболее молодые интрузивные образования Дарасунского района.

Что касается направления движения масс, с которым связаны описанные разломы, то этот вопрос остается не совсем ясным. По аналогии с Дарасунскими надвигами, с значительной долей вероятности можно предполагать, что движение масс, происшедшее по Туринскому надвигу (в нашем понимании), происходило также с запада на восток и, вероятно, тоже по крутой плоскости.

Дизъюнктивные дислокации не исчерпываются тремя вышеописанными надвигами. Еще Я. А. Макеров указывал, что долина р. Туры тектоническая, не приводя, однако, этому существенных доказательств. Некоторые факты, полученные при наших исследованиях, подтверждают это предположение. Так, в толще песчаников и сланцев оновской свиты наблюдаются пологие надвиги, падение плоскости которых обращено к западу. Эти надвиговые плоскости сопровождаются тонкораздробленной брекчией трения мощностью до 1—2 м и многочисленными зеркалами скольжения. Одна такая плоскость прослеживается в обнажении на протяжении 30 м (фиг. 6). Литологическое однообразие отложений оновской свиты не позволило определить амплитуду надвига. Подобные второстепенные более мелкие разломы во множестве констатированы в толще оновской свиты.

Для более полной характеристики дизъюнктивных дислокаций следует упомянуть также мелкие подвижки сбросового типа, локализирующиеся преимущественно вблизи крупных линий разломов. Эти подвижки констатированы во всех породах района, вплоть до самых молодых гранодиоритов, амплитуда их иногда совершенно незначительная и измеряется несколькими сантиметрами.

* * *

Основные черты геологической истории исследованного района на основании изложенного рисуются в следующем виде. Наиболее древние геологические образования представлены комплексом биотитовых гнейсов, возраст которого условно определяется как нижнепалеозойский или докембрийский.

Глубокий метаморфизм этого комплекса и особенности состава слагающих его пород не позволили однозначно установить седиментогенное или магматическое происхождение последних.

Формирование крупного Даурского антиклинала, сложенного этими гнейсами, связано с каледонским или докембрийским циклом складкообразования. Возраст этих структур определяется также условно, поскольку нет достаточных данных для определения точного стратиграфического положения гнейсов. С каледонским (?) же орогенезом связано внедрение Калангинской интрузии гнейсовидных гранитов.

Следующие по возрасту геологические образования относятся к среднему палеозою ($D_3—C_1$) и представлены мощной толщей песчаников и слан-

цев ононской свиты, которым подчинены пластовые тела основных эффузивов, превращенных в зеленокаменные породы.

Мелкозернистые кластические фации отложений девона — нижнего карбона позволяют считать, что в эпоху среднего палеозоя Дарасунский район составлял часть обширного морского бассейна, существовавшего в это время на территории Агинского поля, южной части западного Забайкалья и Монголии.

Ко времени отложения осадков среднего палеозоя приурочены подводные излияния основных лав, измененных до зеленокаменных пород и дислоцированных вместе с песчано-сланцевой толщей.

За периодом седиментации, фиксированным отложением толщи пород ононской свиты, в эпоху верхнего палеозоя следует перерыв в осадконакоплении и проявляются интенсивные складкообразовательные процессы, в результате которых отложения ононской свиты были смяты в крупные сложные складки северо-восточного простирания. С этой фазой вариссийского орогенеза связана интенсивная магматическая деятельность, основным моментом которой является внедрение основных и кислых интрузий (габброиды и горхонские граниты).

Заключительный период вариссийского тектоно-магматического цикла характеризуется эффузиями кератофиров, обломки которых присутствуют в песчаниках и конгломератах триаса.

Этот значительный тектоно-денудационный период сменяется в верхнем триасе новой трансгрессией моря, с которой связаны отложения грубозернистых песчаников и конгломератов туринской свиты верхнего триаса, залегающих с угловым несогласием на отложениях среднего палеозоя.

Бассейн триасового периода по сравнению с палеозойским имел значительно меньшие размеры, и область размыва находилась недалеко. Об этом свидетельствует характер грубозернистых кластических осадков верхнего триаса, свойственных прибрежной зоне.

Отложение толщи осадков туринской свиты сменяется новым перерывом в седиментации и орогенической деятельностью, по времени проявления отвечающей нижнему мезозою, которую мы склонны считать нижнекиммерийской.

Триасовые отложения дислоцированы не столь интенсивно, как палеозойские, причем структуры туринской свиты по своим сравнительно небольшим размерам приближаются к второстепенным складкам палеозоя и имеют северо-восточное простирание.

С нижнекиммерийским орогенезом связаны мощные эффузии фельзитов, кварцевых порфиров и порфиритов, сопровождающихся туфами.

Последняя трансгрессия моря, имевшая место в пределах данного участка Забайкалья, фиксируется накоплением толщи дарасунских крупногалечных конгломератов (J_3), представленной исключительно грубообломочными прибрежными фациями. Отложением этой толщи заканчивается накопление морских осадков, и затем в районе установился континентальный режим, более не сменявшийся морским.

Следующий этап тектогенеза, с которым связана молодая интрузия гранодиорита, главным образом характеризуется широким развитием дизъюнктивных дислокаций, охватывающих значительный период времени. Последние проявления дислокаций сбросового типа по всей вероятности происходили в третичное, а частично, может быть, и в древнечетвертичное время.

В геологической истории Дарасунского района от палеозоя до кайнозоя, помимо временных колебаний, закономерно протекает постепенное отступление границы моря на восток-юго-восток, что объясняется общим поднятием центральной области Забайкалья, расположенной к западу-северозападу от исследованной территории.

Магматические проявления Дарасунского района, рассмотрению которых посвящена эта глава, разделяются в возрастном отношении на три комплекса: нижнепалеозойский, или докембрийский, верхнепалеозойский (варисский) и мезозойский, представленные разнообразными интрузивными и эффузивными образованиями.

Стратиграфическое положение магматических образований может быть выражено следующей схемой, в порядке которой и ведется дальнейшее изложение:

- I. Нижнепалеозойский или докембрийский магматический цикл
Калангинская интрузия гнейсовидного гранита
- II. Варисский магматический цикл
 1. Подводные эффузии диабазов и диабазовых порфиритов
 2. Интрузия габбро
 3. Горхонская интрузия гранита
 4. Эффузии кератофилов
- III. Мезозойский магматический цикл
 1. Эффузивно-туфовый комплекс
 2. Сыпчугурская интрузия гранодиорита

Заключительный раздел настоящей главы посвящен рассмотрению особенностей химического состава магматических пород Дарасунского района и сравнению последних со сходными породами смежных и близких районов Забайкалья.

I. НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ ИЛИ ДОКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Калангинская интрузия гнейсовидного гранита

Граниты Калангинской интрузии не пользуются большим распространением в пределах Дарасунского района. Они слагают в верховьях пади Две речки небольшой массив, граничащий с юга и востока с полем кислых эффузивов, а с севера — с отложениями ононской свиты.

Характерными особенностями калангинских гнейсовидных гранитов являются их параллельно-линейная текстура и повсеместно проявляющиеся следы интенсивного катаклаза, отличающие калангинские граниты от более молодых интрузивных образований.

Макроскопически это светлосерые и розовато-серые, местами почти белые, среднезернистые породы, иногда несколько порфиривидные.

Микроскопическое изучение обнаружило очень постоянный минералогический состав этих пород, существенно состоящих из калинатрового полевого шпата, кварца и альбита и очень небольшого количества бурого биотита, по невысокому содержанию которого граниты могут быть названы лейкократовыми. Акцессорные минералы представлены апатитом и флюоритом. Часто появляются позднемагматические или постмагматические минералы: зеленый биотит и магнетит, в содержании которых обнаруживаются значительные колебания.

Количественный минералогический состав гранитов Калангинской интрузии следующий (в объемных процентах): микропертит — 60, кварц — 35, альбит — 4, коричневый биотит — 1.

По диаграмме Б. М. Куплетского, породы такого состава относятся к 5-му сечению тетраэдра кварц — ортоклаз — плагиоклаз — цветные минералы и попадают в поле аляскинтов.

Микропертит образует изометричные и неправильные зерна, в которых извилистые ленты и пятна альбита пертитовых выделений нередко почти нацело замещают калиевый полевой шпат. Хорошо выраженная микрочлиноватая решетка в калиевом полевоом шпате встречается редко, но почти всюду он обнаруживает неоднородное тонковолокнистое строение. Измерение его констант на Федоровском столике показало, что угол оптических осей $2V$ минерала обычно колеблется в пределах от -83 до -86° , а угол $\perp(001) Nm = 17-18^\circ$, что отвечает триклинной сингонии.

Альбит, кроме пертитовых вростков, каемок вокруг зерен калиевого полевого шпата и «шахматных» псевдоморфоз по последнему, изредка встречается в виде самостоятельных коротких лейст, местами корродированных микропертитом и кварцем. Содержание анортитовой молекулы в них достигает 7—8%.

Кварц калангинских гранитов обычный гранитовый, ксеноморфный.

Биотит является единственным темноцветным минералом породы и представлен двумя типами: 1) коричнево-бурый биотит, образующий прямоугольные пластинки, идиоморфные по отношению ко всем минералам породы, кроме аксессуарных. Он замещается грязнозеленым хлоритом, с выделением по спайным трещинам бурых окислов железа, и нередко содержит включения аксессуарных минералов; 2) зеленый биотит — мелкие (0,01—0,07 мм) пластинки и листочки, обычно совершенно свежие, лишь изредка незначительно хлоритизированные; обнаруживающие очень интенсивный плеохроизм от темнозеленого (до почти полной абсорбции) по Ng до зеленовато-желтого по Np . Характерно полное отсутствие в нем включений аксессуарных минералов, за исключением магнетита. Зеленый биотит, обычно в ассоциации с изометричными и неправильными зернами магнетита, образует гнездовидные скопления или прожилки, приуроченные к трещинкам в породе. Формы его нахождения позволяют считать зеленый биотит скорее эпимагматическим минералом, образование которого связано с явлениями автопневматолита или с воздействием позднейших интрузий.

Флюорит является постоянным компонентом породы, но присутствует в незначительном количестве. Аллотриоморфные зерна его, бесцветные или бледнофиолетовые, выполняют промежутки между другими минералами и трещинки в породе. Местами в нем хорошо выражена спайность по (111).

Апатит мало распространен в калангинских гранитах; образует обычные мелкие идиоморфные призмочки.

Структура гнейсовидных гранитов — неясно выраженная гипидиоморфнозернистая, местами близкая к аллотриоморфнозернистой и обычно несколько порфириовидная, причем более крупные зерна представлены преимущественно калинастровым полевым шпатом, редко альбитом.

Параллельно-линейная текстура пород определяется ориентировкой пластинок биотита по удлинению в одном направлении, согласно которому несколько вытянуты также зерна кварца и иногда полевого шпата. Общее направление линейной текстуры близко к меридиональному, хотя местами обнаруживает небольшие отклонения к северо-западному и северо-восточному.

Структурные взаимоотношения минералов в той или иной степени затупшеваны повсеместным интенсивным катаклизмом, проявляющимся в мозаичном раздроблении зерен кварца, волнистом погасании полевых шпатов, зерна которых нередко окружены катакластическими венчиками,

и в смятии и разрывах двойников плагиоклаза. На этом фоне выделяются наиболее раздробленные участки, обращенные в мелкозернистые агрегаты обломков кварца и полевых шпатов. Эти участки то имеют неправильную форму, то вытянуты в виде тонких, изгибающихся, но более или менее параллельных друг другу полос, и к ним преимущественно приурочено обогащение пород мелкочешуйчатым зеленым биотитом и магнетитом и вторичное окварцевание, возможно связанное с воздействием вариссийской интрузии.

Непосредственно в пределах Дарасунского района нет достаточных данных для точного определения возраста Калангинской интрузии. Коренные выходы интрузивных пород встречаются сравнительно редко, обычно обнажения представлены крупноглыбовыми россыпями. Это обстоятельство не позволило сделать заключения о форме интрузии и ее соотношении с тектоникой вмещающих пород.

Небольшие апофизы калангинского гранита прорывают биотитовые гнейсы протерозойского или нижнепалеозойского возраста. Обломки калангинского гранита присутствуют в полимиктовых песчаниках триаса. Отсюда возраст Калангинской интрузии ограничивается пределами от нижнего палеозоя до триаса. С другой стороны, Калангинская интрузия, повидимому, древнее песчано-сланцевых отложений ононской свиты, т. к. хотя массив гнейсовидных гранитов и находится в области развития метаморфизованных пород этой свиты, степень метаморфизма последних не зависит от близости к Калангинскому массиву, но сильно изменяется с удалением от контакта с более молодой вариссийской интрузией.

Это обстоятельство, наряду с повсеместным интенсивным катаклизмом калангинских гранитов и подчинением их параллельной текстуры направлению структур древнего комплекса гнейсов, позволяет условно отнести Калангинскую интрузию к каледонскому магматическому циклу.

К этому же выводу приводит и сопоставление ее с аналогичными магматическими образованиями других районов Забайкалья.

К западу от Дарасуна, в бассейне среднего течения р. Ингоды, В. М. Чаркин и С. Н. Коровин выделяют древнюю Хадактинскую интрузию, представленную биотитовыми гранитами, гранито-гнейсами и гнейсами каледонского или докембрийского возраста, прорванными вариссийскими гранитами, и отмечают широкое распространение этих пород в пределах Яблонового хребта и хребта Черского. Породы хадактинской серии подобно калангинским катаклизированы и обнаруживают параллельную текстуру, но отличается составом плагиоклаза, отвечающим андезину.

На северо-восток от Дарасуна, в Карымском районе, древние граниты, относящиеся к каледонскому или докембрийскому магматическому циклу, прорывают кристаллические сланцы нижнепалеозойского или докембрийского возраста и перекрыты юрскими конгломератами, не обнаруживающими никаких контактовых изменений. Эти граниты, аналогично породам Калангинской интрузии, характеризуются присутствием микроклина-пертита, альбита № 9—10 и небольшого количества биотита и следами динамических воздействий. Их отличие от калангинских гранитов заключается в преобладании альбита над микроклином и несколько большим содержанием биотита. Разновидностью их являются биотитовороговообманковые граниты.

Для бассейна р. Даи В. П. Маслов и А. Д. Зиновкин устанавливают широкое развитие древних интрузий мелкозернистых биотитовых гранито-гнейсов, иногда порфировидных, с отчетливо выраженной гнейсовидной (параллельной) текстурой и ясными следами механических деформаций. Преобладающие разновидности пород этих интрузий близки к калангинским гнейсовидным гранитам: они состоят из микроклина-пертита, альбита № 5, кварца и небольшого количества биотита. Подчиненное

значение имеют мусковитовые гранито-гнейсы и диорито-гнейсы. Древние интрузии прорваны триасовыми гранитами и адамеллитами и образуют ксенолиты в последних. В районе низовьев Ингоды и Онона и верхнего течения Шилки известны древние интрузии гранитов, «которые прорывают толщу метаморфических сланцев (Prz—Pz₁), но не метаморфизуют более молодые осадочные породы района». Вблизи контактов с известняками эти граниты переходят в кварцевые диориты и диориты. Для древних интрузий характерен интенсивный катаклиз, вплоть до милонитизации. Условно они относятся к каледонскому магматическому циклу.

Отмечается постоянная ассоциация древних интрузий с толщами кристаллических сланцев.

Для низовьев Ингоды указывается, что «все породы этой древней интрузии связаны с метаморфическими сланцами и область их распространения ограничивается районами, где покров последних уцелел от денудации или где эти сланцы выступают из-под покрывающих их пород». (Аналогичная ассоциация отмечена и в Дарасунском районе).

О. Д. Левицкий описывает в Восточном Забайкалье древние интрузии катаклазированных гранитоидов, преимущественно представленные плагиогранитами и гранодиоритами; подчиненное значение имеют лейкократовые граниты. Отмечая, что большинство исследователей считает данную интрузию каледонской, автор полагает более естественным принять для нее нижнекарбонный возраст, поскольку шерловогорский древний плагиогранит прорывает девонские отложения.

Однако следует отметить, что шерловогорский плагиогранит, в отличие от других перечисленных гранитоидов древних интрузий, не связан с полями распространения кристаллических сланцев и может относиться к более молодому магматическому циклу.

В целом можно отметить широкое распространение в Забайкалье гранитоидов древнего интрузивного комплекса, отличающихся гнейсовидной текстурой, интенсивным повсеместным катаклизом и ассоциацией с кристаллическими сланцами протерозойского или нижнепалеозойского возраста. Среди этого комплекса намечаются переходы от лейкократовых микроклиновых гранитов, аналогичных породам Калангинской интрузии, до плагиогранитов и грано-диоритов. Возрастное положение этих пород не может считаться точно установленным, но перечисленные выше данные позволяют условно отнести их к каледонскому магматическому циклу. Некоторые исследователи выделяют в пределах этого цикла несколько фаз.

II. ВАРИСЦИЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Магматические проявления варисцийского цикла в пределах Дарасунского района представлены несколькими фазами эффузивной и интрузивной деятельности.

Наиболее ранние образования в этом разнообразном комплексе представлены подводными эффузиями диабазов и диабазовых порфиритов, подвергшихся процессу зеленокаменного изменения. Зеленокаменные породы слагают прослой в толще отложений ононской свиты и синхронны последним.

Представителями ранней фазы интрузивной деятельности варисцийского цикла являются габброиды, прорывающие песчано-сланцевые отложения среднего палеозоя.

К следующей фазе относятся граниты Горхонской интрузии на основании активного контакта этой интрузии с габброидами. Горхонские граниты присутствуют в гальке конгломератов триаса.

К последней фазе варисийского магматического цикла условно отнесены эффузии кератофираг.

1. Эффузии диабазов и диабазовых порфиритов

Диабазы, диабазовые порфириты и сопровождающие их туфы, как упомянуто выше, присутствуют в ононской свите в виде крупных пластовых тел, залегающих согласно со вмещающей их седиментогенной толщей. По внешнему облику это плотные, тонкорассланцованные, серовато-зеленые или темнозеленые породы с занозистым изломом.

Наиболее распространенной разновидностью среди них являются с о с с ю р и т о в ы е д и а б а з ы — среднезернистые породы с офитовой структурой. Лейсты плагиоклаза в них ориентированы беспорядочно, а интерстиции между ними выполнены тонкочешуйчатым хлоритом, кальцитом, тонкозернистым эпидотом и лейкоксеном. В пятнышках последнего кое-где сохраняются остаточные зерна ильменита. Плагиоклаз подвергается деаортитизации, с обильным выделением по нему мелкозернистого эпидота, хлорита и кальцита. Лишь изредка в его лейстах наблюдаются реликтовые свежие участки лабрадора. Часто встречаются длинные призмочки апатита. Местами породы окрашены бурыми окислами железа.

Д и а б а з о в ы е п о р ф и р и т ы представляют мелкозернистые порфиновые породы с редкими призматическими микровкрапленниками плагиоклаза, обычно нацело замещенными хлоритом, кальцитом и альбитом.

Основная масса состоит из тонких лейсточек плагиоклаза, преимущественно субпараллельно ориентированных, хотя в отдельных участках пород наблюдается и беспорядочное их расположение. Плагиоклаз превращен в альбит, с образованием по нему хлорита, реже кальцита и эпидота. Промежутки между лейстами плагиоклаза выполнены буроватыми тонкозернистыми агрегатами минералов группы эпидота, с примесью кальцита и хлорита. В некоторых случаях отмечено обильное развитие бледнозеленого лучистого актинолита и волокнистого почти бесцветного хлорита.

Т у ф ы основных эффузивов состоят из обломков вышеописанных диабазов и порфиритов, имеющих неправильно угловатые, реже линзообразные формы; в тех случаях, когда линзообразные обломки преобладают, они обычно ориентированы по удлинению согласно общей слоистости породы. Эти обломки цементируются бурой тонкозернистой массой со слабо выраженной слоистой микротекстурой, состоящей из минералов группы эпидота с примесью бледнозеленого тонкочешуйчатого хлорита и актинолита. В некоторых разновидностях туфов она содержит примесь глинистого вещества; с увеличением его содержания к обломкам диабазов и порфиритов присоединяется псаммитовый материал, состоящий из полевого шпата и кварца, и породы постепенно переходят в туфо-песчаники, и с дальнейшим увеличением количества песчанистого и глинистого материала — в песчаники и сланцы ононской свиты.

Наличие столь постепенных переходов к осадочным образованиям, наряду с условиями залегания зеленокаменных пород, позволяет считать образование последних результатом подводных излияний.

Большая часть пород этой серии подверглась настолько интенсивному зеленокаменному изменению, что никаких следов реликтовой структуры в них различить невозможно. Они представляют собой тонко- или мелко-

зернистые агрегаты эпидота, кальцита, серицита и альбита, причем количественные соотношения этих минералов сильно варьируют.

2. Интрузия габбро

Породы основной магмы слагают довольно большое интрузивное тело в северо-западной части района, на юго-восточном склоне Даурского хребта. В плане этот массив имеет форму полосы (до 2 км ширины), вытянутой в северо-восточном направлении согласно простиранию пород оонской свиты. В юго-восточной части массива плоскость его контакта с породами оонской свиты круто и несогласно падает в сторону последних.

Петрографический состав интрузии однообразен: она преимущественно представлена соскюритовым габбро, местами под влиянием совокупности автометаморфических и динамометаморфических процессов превращенным в типичные аллалинитовые сланцы.

Подчиненное значение имеют мелкозернистое офитовое габбро и габбро-порфирит, приуроченные к краевым зонам интрузии и преимущественно развитые по юго-восточной окраине массива.

Породы западной части массива, измененные вблизи контакта с варисцидской и нижнекиммерийской интрузиями гранитоидов под влиянием последних, будут описаны ниже, при рассмотрении контактовых образований, связанных с этими интрузиями.

Соскюритовое габбро по внешнему облику представляет собой среднезернистую породу черного или зеленовато-черного цвета, в которой различаются зерна зеленовато-серого полевого шпата и черного пироксена.

Под микроскопом это среднезернистая порода, существенно состоящая из соскюритизированного основного плагиоклаза и авгита, более или менее интенсивно замещенного волокнистым уралитовым амфиболом. Последний нередко образует по кристаллам пироксена полные псевдоморфозы или псевдоморфозы заполнения в виде спутанно-волокнистых агрегатов, иногда с примесью тонкочешуйчатого бурого биотита. Тонкие прожилки такого же биотитово-амфиболового состава секут породу в различных направлениях.

Структура пород типичная габбровая, с отклонением к офитовой в более меланократовых разновидностях. Широкие призмы и изометричные зерна плагиоклаза интенсивно, местами нацело, соскюритизированы. Неизменный плагиоклаз относится к лабрадору № 50—55, тогда как в соскюритизированных участках состав плагиоклаза отвечает андезину до олигоклаза. Авгит обычно образует более или менее изометричные зерна, лишенные хорошо образованных граней; реже встречаются правильные восьмиугольные разрезы. В шлифе авгит бесцветен; угол погасания его $cNg = 42-44^\circ$, величина угла оптических осей $2V = +60^\circ$, двупреломление $Ng-Np = 0,022$. Местами наблюдается слабая дисперсия осей эллипсоида. Авгит интенсивно замещается уралитом и присутствует преимущественно в виде разъединенных реликтовых зерен неправильной формы, выделяющихся на фоне псевдоморфоз уралита. Местами к последнему присоединяются немногочисленные зернышки эпидота и пластинки бурого биотита.

Преобладающим темноцветным минералом в соскюритовом габбро является амфибол, представленный двумя разновидностями: 1) Зеленовато-бурый компактный роговая обманка; образует идиоморфные кристаллы с хорошо развитыми гранями (110) и (010). Угол погасания ее $cNg = 19^\circ$; плеохроизм: Ng — зеленовато-бурый, Nm — бурый, Np — светло-бурый, абсорбция — $Nm > Ng > Np$. Величина угла оптических осей

минерала $2V = -76^\circ$, двупреломление $= 0,018$. Хорошо выражена спайность по (110). Эта роговая обманка находится в сростании с биотитом и замещается волокнистым уралитом и хлоритом. 2) Зеленый волокнистый уралитовый амфибол с углом погасания $cNg = 18^\circ$, образующий псевдоморфозы по авгиту; местами замещает зеленовато-бурую роговую обманку.

Постоянная ассоциация уралита и биотита, замещение агрегатами этих двух минералов кристаллов пироксена и, наконец, выполнение ими трещинок в породе позволяют считать уралит, так же как и биотит, скорее минералом эпимагматическим.

Второстепенные минералы габбро представлены апатитом, сфеном и рудными минералами. Количества их незначительны, за исключением рудных минералов, из которых относительно большого количественного значения достигает титаномagnetит; редко встречаются пирит, халькопирит и лимонит.

Подсчеты количественно-минералогического состава соссюритового габбро, произведенные в шлифах с помощью интеграционного столика, показали, что темноцветные минералы вместе с рудными составляют 50—55% породы, из которых на долю рудных минералов приходится от 3 до 10%.

Офитовое габбро отличается от соссюритового габбро мелкозернистостью и типичной офитовой или пойкило-офитовой структурой, иногда несколько порфиридной.

Эта порода существенно состоит из основного плагиоклаза и амфибола, содержащего незначительные реликтовые включения моноклинного пироксена.

Плагиоклаз, в отличие от соссюритового габбро, несколько более свежий, в кристаллах удлиненно-призматической формы, резко идиоморфен по отношению к амфиболу. По данным измерения на Федоровском столике, он относится к лабрадору № 54—55.

Мелкие реликтовые зерна бесцветного моноклинного пироксена в небольшом количестве присутствуют в центральных частях зерен роговой обманки.

Амфибол в офитовом габбро представлен тремя видами. Кроме зеленовато-бурой роговой обманки и волокнистого уралита, по оптическим константам и формам выделения совершенно аналогичных амфиболам соссюритового габбро, здесь присутствует еще компактный бледнозеленый амфибол, местами слагающий каемки вокруг зерен зеленовато-бурой роговой обманки и, реже, полные псевдоморфозы по последней. Угол погасания этого амфибола $cNg = 20-21^\circ$, $2V = -84^\circ$. Плеохроизм: Ng — бледнозеленый, Nm — бледный желтовато-зеленый, Np — слабо желтоватый, почти бесцветный; абсорбция $Nm \gg Ng > Np$. Хорошо выражена спайность по (110). Подобно бурой роговой обманке этот амфибол замещается волокнистым уралитом и хлоритом.

Нередким минералом офитового габбро является коричнево-бурый биотит, более или менее хлоритизированный. Остальные второстепенные минералы аналогичны таковым соссюритового габбро.

Структурной разновидностью офитового габбро являются габбро-порфиры, по минералогическому составу аналогичные последнему. В мелкозернистой (0,3—0,5 мм) офитовой основной массе этих пород выделяются редкие, крупные (1,5—2 мм) идиоморфные фенокристаллы лабрадора № 63—65. В некоторых разновидностях габбро-порфиритов присутствуют немногочисленные пластинки биотита и вкрапленники его с пойкилитовыми вростками лейст плагиоклаза.

На контакте с более молодой интрузией горхонского гранита наблюдается некоторое окварцевание габброидов. Кварц образует преимущественно довольно крупные (до 0,5—1 мм в поперечнике), совершенно

ксеноморфные зерна с волнистым погасанием, выполняющие промежутки между другими минералами, и, реже, мелкозернистые скопления или округлые зернышки, ситовидно прорастающие крупные индивиды амфибола. Количество кварца в породе обычно невелико — около 3% — и лишь местами, вблизи контакта, достигает 10—15%. Структура окварцованных пород в общем остается типично габбровой, местами с небольшими отклонениями к кристаллобластезу.

Как отмечено выше, конечным продуктом автометаморфического и динамометаморфического изменения габброидов являются тонкоплитчатые зеленовато-черные аллалинитовые сланцы, местами довольно сильно пиритизированные. Это зеленовато-черные мелкозернистые породы с полосчатой текстурой, состоящие из минералов группы эпидота, амфибола, хлорита, титаномагнетита (почти нацело обращенного в лейкоксен) и кварца.

Распределение минералов в аллалинитовых сланцах неравномерное, встречаются полосы и линзы существенно хлоритового, эпидотово-цоизитового или амфиболового состава (с той или иной примесью других минералов). Наличие этих линз определяет грубополосчатую текстуру. Структура пород неравномернозернистая, гранобластовая, переходит в полосах существенно амфиболового состава в нематобластовую.

Жильные дериваты основной интрузии представлены многочисленными дайками габбро-диабазов, прорывающими метаморфизованные отложения оносской свиты. Мощность этих даек не превышает нескольких метров, простирание их обычно северо-восточное, хотя встречаются отклонения вплоть до широтного; падение к юго-востоку и северо-западу крутое, под углами от 50 до 80°.

Это темные, зеленовато-черные плотные породы, существенно состоящие из основного плагиоклаза, авгита и амфибола; в некоторых случаях в очень небольшом количестве появляется биотит. В качестве незначительных примесей присутствуют апатит, сфен и магнетит и в некоторых разновидностях более или менее значительным развитием пользуются хлорит и минералы группы эпидота.

По степени интенсивности изменения пород эпимагматическими процессами в группе габбро-диабазов можно выделить свежие, авгитово-рогово-обманковые габбро-диабазы и соссуритовые габбро-диабазы.

Плагиоклаз в этих породах образует удлиненно-призматические кристаллы с ясной двойниковой штриховкой и нередко обнаруживает отчетливую зональность, причем широкое однородное ядро имеет состав — лабрадора № 54—59, а сравнительно узкая периферическая кайма — состав андезина № 41—43. Обычно плагиоклаз свежий или слегка буроватый, повидимому вследствие присутствия незначительного количества пелитоморфных продуктов разложения, но в некоторых разновидностях он интенсивно, почти нацело, соссуритизирован.

Авгит присутствует в ксеноморфных зернах, в той или иной степени замещенных волокнистыми агрегатами бурого вторичного амфибола с примесью минералов группы эпидота. В шлифе минерал слабо окрашен в буроватый цвет и не обнаруживает плеохроизма. Оптические свойства его следующие: угол погасания $cNg = 49^\circ$, $Ng - Nr = 0,023$, угол оптических осей $2V = +56^\circ$. Обычно слабо заметны дисперсия оптических осей $\rho > \nu$ и неоднородное строение типа песочных часов. В некоторых разновидностях габбро-диабазов величина угла оптических осей широка значительно меньше вышеуказанной — в пределах — 39—41°. Повидимому, в этом случае мы имеем отклонение к магнезиальному диопсиду.

Амфибол в габбро-диабазе представлен зеленовато-бурой роговой обманкой и уралитом, по оптическим свойствам и формам выделения аналогичными амфиболом соссуритового габбро.

Реже встречается слабоокрашенная бледнозеленая роговая обманка, по размерам зерен и формам выделения сходная с зеленовато-бурой роговой обманкой. Спайность по (110) также отчетливо выражена. Угол погасания $cNg = 17-19^\circ$, угол оптических осей $2V = -84^\circ$. Плеохроизм: $Ng = Nm$ — бледнозеленый, Np — зеленоватый, почти бесцветный, абсорбция $Ng = Nm > Np$.

Спутанно-волокнистые агрегаты светлого голубовато-зеленого актинолита с примесью желтовато-зеленого хлорита замещают все перечисленные темноцветные минералы.

Акцессорные минералы представлены обычными тонкими иголочками апатита и довольно многочисленными зернами магнетита, часто окруженными каемками биотита.

Офитовая структура породы определяется идиоморфизмом плагиоклаза, составляющего 40—45% породы, по отношению к пироксену и амфиболу, которые вместе с магнетитом составляют около 55—60% породы.

Возраст основной интрузии устанавливается достаточно ясно. Выше было отмечено, что она прорывает отложения ононской свиты среднего палеозоя (D_3-C_1). Верхняя возрастная граница описываемых пород определяется активным воздействием на них интрузии горхонских гранитов, галька которых присутствует в базальных конгломератах триаса.

На основании этих данных наиболее вероятным представляется принадлежность основной интрузии к ранней фазе интрузивной деятельности варисийского магматического цикла.

3. Горхонская интрузия гранита

Биотитовые граниты, относящиеся ко второй фазе интрузивной деятельности варисийского магматического цикла, слагают в северо-западной части района довольно крупный интрузив, вытянутый в северо-восточном направлении согласно простираанию структур палеозоя. Эрозионные процессы не очень глубоко затронули это интрузивное тело, и поэтому в плане оно дает картину многочисленных участков гранита, которые разобщены небольшими полями седиментогенных образований ононской свиты, превращенных под воздействием интрузии в кристаллические сланцы. Кристаллические сланцы, залегающие между участками гранита, инъцированы многочисленными апофизами последнего, мощностью от десятков метров до нескольких сантиметров.

По внешнему облику граниты Горхонской интрузии представляют средне- и крупнозернистые породы светлой, почти белой окраски: розоватые, желтоватые, реже голубовато-серые. Они состоят из таблитчатых кристаллов полевого шпата, неправильных зерен светлосерого кварца и очень немногочисленных листочков бурого биотита. Изредка наблюдается незначительное обогащение пород биотитом, но местами они, напротив, совершенно лишены макроскопически различимых темноцветных компонентов (фиг. 8).

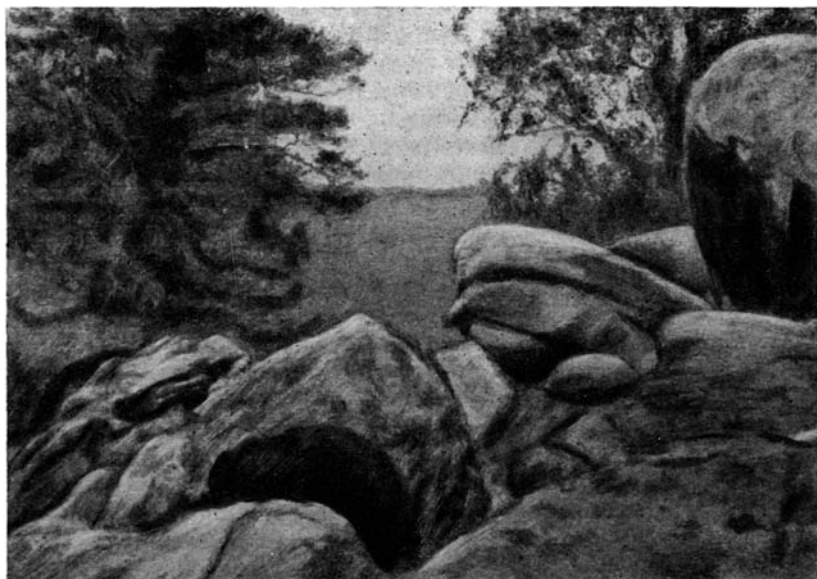
Микроскопическое исследование показало, что качественный минералогический состав пород интрузии однообразен: они существенно состоят из микроклина, кислого плагиоклаза и кварца; в очень небольшом количестве присутствует биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом и ильменитом. Вторичные изменения сводятся к слабой серицитизации полевых шпатов и замещению биотита хлоритом и минералами группы эпидота. Спорадически встречаются мусковит, амфибол, зеленый биотит и турмалин. Преобладающим типом пород Горхонской интрузии являются существенно микроклиновые граниты, с незначительным содержанием плагиоклаза; породы, в которых послед-

ний присутствует в равном или несколько большем количестве, чем микроклин, имеют подчиненное значение и преимущественно приурочены к краевым зонам интрузивного тела.

Параллельно увеличению содержания плагиоклаза идет обычно некоторое обогащение пород биотитом, количество которого нигде, однако, не превышает 5—7%.

Количественный минералогический состав типичных разновидностей гранитов Горхонской интрузии по подсчету в шлифах следующий (в объемных процентах):

1) Существенно микроклиновый гранит. Кварц 35—40, микроклин — 50—65, плагиоклаз 1—7, биотит не более 1.



Фиг. 8. Выходы лейкократовых горхонских гранитов в бассейне рч. Горхон.

2) Плагиоклазово-микроклиновый гранит. Кварц 30—33, микроклин 15—35, плагиоклаз 30—55, биотит 1—6.

Сравнительно редко встречаются местные отклонения от вышеуказанного количественного минералогического состава в направлении значительного увеличения содержания плагиоклаза, почти совершенно вытесняющего микроклин. Количество последнего в этих разновидностях, по составу отвечающих биотитовым плагиогранитам, варьирует от 5—7% почти до нуля. Плагиоклаз в этих случаях обычно представлен основным олигоклазом или андезином (№ 26—33). Структура гранитов Горхонской интрузии типичная гипидиоморфнозернистая, с обычным порядком идиоморфизма: аксессуарные минералы > биотит > плагиоклаз > микроклин > кварц. Признаки катаклаза обычно отсутствуют или проявляются лишь в слабом волнистом погасании кварца и местами также микроклина. Интенсивный катаклаз отмечен лишь вблизи зон крупных разломов, где структура пород местами приближается к порфирокластической.

Б и о т и т в горхонских гранитах представлен удлиненными пластинками и неправильными листочками коричневато-бурого цвета, размером от 0,1 до 0,4 мм, иногда образующими небольшие скопления. Плеохроизм

от темнокоричневого по Ng до светложелтого по Np. Часто наблюдается разъедание биотита мусковитом; местами мусковит окаймляет пластинки биотита с сохранением оптической ориентировки последнего. В северной части интрузии присутствует, кроме того, биотит светлозеленого цвета с интенсивным плеохроизмом от светлозеленого по Np до темнозеленого по Ng (иногда почти до полной абсорбции). Двуреломление его равно 0,032. Скопления его мелких листочков окаймляют зерна полевых шпатов или образуют тонкие прожилки, приуроченные к трещинкам в породе или контактам между отдельными минералами. Обычно превращение биотита этого типа в хлорит, сопровождающееся выделением мелких зернышек рудного минерала. В отдельных случаях в скоплениях листочков зеленого биотита появляются мелкие зерна буровато-синего турмалина; кое-где агрегаты зернышек последнего образуют и самостоятельные прожилки в породе. Характер выделений зеленого биотита, его тесная ассоциация с турмалином и появление обоих минералов вблизи контактов с более молодыми турмалиноносными гранодиоритами показывают, что зеленый биотит и турмалин являются не первичными магматическими минералами, а продуктами пневматолита, связанного с Сычугурской интрузией гранодиорита. Количество первичного (бурого) биотита не превышает 1% от общего состава породы.

Мелкие (0,05—0,2 мм) зернышки и призмочки сине-зеленого амфибола встречены в единичных случаях и для интрузии в целом не характерны. Плеохроизм этого амфибола: по Ng — густой зеленовато-синий, по Nm — зеленый и по Np — желтовато-бурый; удлинение положительное, угол погасания $cNg=16^\circ$. Величину угла оптических осей удалось измерить по двум выходам оси только в одном зерне, где $2V = -83^\circ$. Количество этого амфибола в гранитах совершенно незначительно; встречается он в тесной ассоциации с зеленым биотитом.

Плагноклаз в существенно микроклиновых гранитах преимущественно представлен альбитом и альбит-олигоклазом № 5—15, с редкими отклонениями в сторону кислого олигоклаза. Кристаллы плагноклазов идиоморфны, таблитчатые или короткопризматические с тонкой двойниковой штриховкой. Обычно они усеяны мелкими чешуйками серицита с примесью поизита. Двойниковая штриховка по альбитовому закону очень тонкая.

В разновидностях гранитов с равным количественным соотношением плагноклаза и микроклина плагноклаз обычно пелитизирован и серицитизирован, но в центральных частях его кристаллов изредка встречаются свежие участки, принадлежащие основному олигоклазу № 26—30, тогда как помутнелые внешние части зерен относятся к альбит-олигоклазу. Кристаллы плагноклаза нередко окружены неширокими каймами микроклина.

Калина тровый полевой шпат гранитов Горхонской интрузии всегда представлен решетчатым микроклином-микропертитом. Он образует более или менее изометричные зерна, лишенные правильных кристаллографических ограничений и неравномерно пелитизированные. Пертитовые выделения в микроклине очень широко развиты. Подчиненное значение имеют тончайшие веретенообразные вроски, по типу относящиеся к пертитам распада; большинство же пертитовых выделений имеет жилковато-пятнистое строение. Исследование микроклина на универсальном столике показало, что угол между перпендикуляром к спайности (001) и Nm = 16—18°, а углы между перпендикуляром к (001) и Ng и Np колеблются в пределах 80—83°, что отвечает триклинной сингонии. Величина угла оптических осей $2V = -82-84^\circ$.

Тонкие прожилки аллотриоморфно-мелкозернистого, чистого, полисинтетически сдвойникового альбита, местами секут «ленты» пертита,

отличаясь от последних своими резкими границами с микроклином, исключительно в котором они и развиты, резко обрываясь на его контактах с кварцем.

Кварц чистый, с волнистым погасанием, корродирует микроклин и бурый биотит, изредка содержит пойкилитовые вроски полевого шпата.

Мусковит преимущественно ассоциируется с биотитом, разъедаая и прорастая последний. В некоторых случаях ажурные пластинки мусковита образуют небольшие скопления, кое-где располагающиеся по трещинкам в породе.

Второстепенные минералы присутствуют в незначительных количествах. Апатит образует тонкие иголки; шестоватые, неправильные и гексагональные зерна ильменита обычно ассоциируются с биотитом и интенсивно замещаются лейкоксеном.

На правом берегу рч. Б. Сыпчугур, в ее устье, граниты Горхонской интрузии наиболее интенсивно катаклазированы и поэтому несколько отличаются от описанных выше. Катаклиз обусловлен крупным разломом, проходящим по левобережью р. Туры параллельно ее долине. Катаклазированный гранит отличается пестрой окраской, с неравномерным чередованием розовых и зеленых пятен; даже невооруженным глазом в нем можно различить мелкозернистые участки наибольшего дробления, окаймляющие реликтовые крупные кристаллы или крупнозернистые участки. Заметна некоторая рассланцованность; ближе к зоне разлома порода переходит в милонит.

Структура этой породы, первично гипидиоморфнозернистая, затуплена катаклизом и местами может быть названа катакластической.

Калинатровый полевой шпат густо пелитизирован, часто почти непрозрачен и усеян мельчайшими пятнышками бурых окислов железа; лишь местами в нем с трудом различимы тонкие морщинки пертита. Плагноклаз также густо пелитизирован и интенсивно, местами почти нацело, серицитизирован; к чешуйкам серицита местами примешиваются тонкозернистые агрегаты цоизита, пятнышки лимонита и листочки зеленого биотита.

Первичный бурый биотит превращен в мелкозернистые скопления постмагматических минералов, среди которых преобладают хлорит и рудный минерал и в подчиненном количестве присутствуют эпидот, светлая слюда, лимонит и кварц; в этих скоплениях, сохраняющих формы разрезов биотита, встречаются включения призмочек апатита и иглы рутила.

Кварц в породе обращен в мелкозернистую массу, разедающую более крупные зерна полевых шпатов, которые погружены в нее, как в цемент. Полевые шпаты нередко обнаруживают волнистое погасание и пересечены альбитово-серицитовыми и кварцевыми прожилками, местами ступенчатыми или прерванными микросдвигами.

В наиболее интенсивно дислоцированных участках порода обращена уже в милонит, характеризующийся тонким механическим раздроблением почти всех составных частей и ясным катакластическим обликом расщепления: тонкозернистая серицитово-полевошпатово-кварцевая масса вытянута в виде тонких полос, местами раздутых или изогнутых, но в общем взаимно параллельных и неравномерно обогащенных мелкими зернышками рудного минерала, которые иногда сгущаются в сплошные скопления.

В этой тонкозернистой массе плавают реликтовые деформированные кристаллы густо пелитизированного микропертита и небольшие среднезернистые линзовидные скопления, состоящие из того же микропертита и кварца. Как незначительные примеси присутствуют биотит, кальцит, рутил и апатит.

В кровле интрузии близ контактов с осадочными породами граниты подверглись автопневматолиту, с образованием неравнозернистого

грейзена, состоящего из кварца, мусковита, плагиоклаза № 9—17 и хлорита; в ничтожных количествах встречаются апатит и рутил.

Структура этой породы кристаллобластовая; следы давления, более позднего чем процесс грейзенизации, проявляются, помимо волнистого погасания или мозаичного раздробления кварца, также в изгибах пластин мусковита.

Комплекс жильных образований Горхонской интрузии представлен мелкозернистыми порфировидными гранитами, гранитпорфирами, аплитами и гранофирами. Наибольшим распространением пользуются порфировидные граниты, гранитпорфиры и аплиты, которые образуют крутопадающие дайки в габброидах и отложениях ононской свиты.

Простираение даек северо-западное и северо-восточное, мощность достигает 20 м.

Порфировидные граниты и гранитпорфиры жильного комплекса отличаются от вышеописанных гранитов Горхонской интрузии только структурой, определяющейся наличием более крупных выделений полевых шпатов и кварца в гипидиоморфно-мелкозернистой основной массе. Порфировидные граниты преимущественно слагают центральные части мощных даек, а гранитпорфиры — краевые зоны последних и дайки небольшой мощности. Некоторые разновидности порфировидных гранитов, секущие габбро, отличаются присутствием в кристаллах микроклина обильных пойкилитовых вростков плагиоклаза № 26—30, окружающих каемками альбита. Количество подобных вростков в некоторых кристаллах микроклина так велико, что последний имеет вид цемента, выполняющего промежутки между почти соприкасающимися зернами плагиоклаза.

Породы пересечены тонкими прожилками, состоящими из тонкочешуйчатого зеленого биотита или из кварца и альбита.

Аплиты по внешнему облику представляют мелкозернистые породы светлой, серовато-розовой или белой окраски, местами буроватые от присутствия окислов железа.

Под микроскопом это средне- или мелкозернистые породы, существенно состоящие из микроклина-пертита, альбита или альбит-олигоклаза и кварца. Структура пород преимущественно аплитовая, местами несколько неравнозернистая. Плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу № 13—15; зерна его слегка серицитизированы и обнаруживают тонкую двойниковую штриховку. Местами присутствует также и альбит № 4—8, образующий каемки вокруг зерен альбит-олигоклаза и, реже, самостоятельные зерна.

Микроклин-пертит обнаруживает хорошо выраженную решетчатую структуру и кое-где содержит округлые пойкилитовые вростки кварца. Кварц чистый, ксеноморфный, местами корродирует полевые шпаты, с образованием в контакте с ними сложных, извилистых контуров.

К позднемагматическим или постмагматическим минералам аплитов принадлежат мусковит и турмалин.

Мусковит образует мелкочешуйчатые, иногда прожилковидные агрегаты и крупные лапчатые пластинки, разъедающие полевые шпаты. Нередко он вместе с короткими толстыми призмочками и радиально-лучистыми сростками пятнистого, зеленовато-бурого и синего турмалина слагает сеть тонких прожилков в породе. Изредка встречаются ксеноморфные зерна бесцветного граната, более или менее интенсивно замещенные тонкочешуйчатыми агрегатами бесцветной или зеленоватой слюды.

Подобно горхонским гранитам, вблизи зон крупных разломов аплиты обнаруживают более или менее интенсивные следы катаклаза.

Гранофиры встречаются в краевой зоне интрузивного тела и в отложениях ононской свиты близ контакта с последним. Макроскопически

это розовато-серые породы с крупными вкрапленниками полевых шпатов и кварца и мелкозернистой основной массой.

Под микроскопом это порфировые породы с крупными таблитчатыми и призматическими вкрапленниками полевых шпатов, округлыми выделениями кварца и микропегматитовой структурой основной массы. Вкрапленники полевых шпатов представлены альбит-олигоклазом № 14—15 с тонкой двойниковой штриховкой и микроклином-пертитом с хорошо выраженным решетчатым строением и густой сетью жилковидных пертитовых вростков, часто в количественном отношении преобладающих над калиевым компонентом микропертита. По краям вкрапленники пронизаны включениями округлых зернышек основной массы.

В незначительном количестве в гранофирах присутствуют чешуйки мусковита, зерна рудного минерала и синего турмалина и мелкозернистые просжилки постмагматического кварца. Уменьшение количества вкрапленников вплоть до полного их исчезновения определяет переход от гранофиров к микропегматитам.

Гидротермальные проявления, связанные с Горхонской интрузией, выразились в образовании густой и сложной сети многочисленных кварцевых и кварцево-карбонатных жил, залегающих в самом интрузивном теле и в отложениях ононской свиты. Мощность этих жил в гранитах достигает нескольких метров, но во вмещающих породах не превышает 0,5 м. Кварцевые жилы приурочены главным образом к гранитному интрузиву и кристаллическим сланцам левобережья р. Туры; с удалением от интрузии, в пределах распространения слабометаморфизованных пород ононской свиты, преобладание получают кварцево-карбонатные жилы.

Минералогический состав этих жил несложен: они состоят из среднезернистого, светлосерого, реже молочного кварца, карбоната (кальцита, реже анкерита) и варьирующего количества бурых окислов железа, местами образующих псевдоморфозы по кубикам пирита.

Воздействие гидротермальных проявлений Горхонской интрузии на отложения ононской свиты играло значительную роль в метаморфизме последних: с ним связаны широко распространенные явления окварцевания, карбонатизации и ожелезнения этих пород, особенно сильно развитые вблизи кварцевых и кварцево-карбонатных жил.

4. Контактный метаморфизм варисийской гранитной интрузии

Горхонский массив окружен с запада, юга и юго-востока отложениями ононской свиты; на северо-востоке с ним граничат габброиды ранней фазы варисийского магматического цикла, а на севере — гранодиориты Сыпчугурской интрузии. Кроме того, у северо-западной оконечности массива с ним контактируют покровы кислых эффузивов, а в верховьях пади Глухой — кератофиры.

Контактово-метаморфические изменения, связанные с воздействием Горхонской интрузии, обнаруживают габброиды и отложения ононской свиты. В эффузивах и гранодиоритах явлений контактового метаморфизма, связанных с этой интрузией, не обнаружено.

Экзоконтактовые изменения ононской песчано-сланцевой толщи, в зависимости от состава пород, подвергшихся изменениям, имели результатом образование различных продуктов метаморфизма. Среди последних можно выделить: парагнейсы, слюдяно-кварцевые кристаллические сланцы, кварциты и амфиболиты. С удалением от интрузии интенсивность контактового преобразования уменьшается и глубокометаморфизованные

породы постепенно переходят в слабометаморфизованные, вплоть до обычных песчаников и сланцев онойской свиты.

Наибольшим распространением в толще кристаллических сланцев пользуются парагнейсы; остальные разновидности кристаллических сланцев имеют подчиненное значение. Все породы этого комплекса характеризуются сланцеватой текстурой, особенно отчетливо выявленной в парагнейсах и кварцево-сланцевых сланцах, и серой окраской, особенно темной в биотитовых парагнейсах и кристаллических сланцах.

Амфиболиты отличаются темными оттенками серовато-зеленого цвета.

Биотитовые парагнейсы существенно состоят из кварца, биотита, мусковита, полевых шпатов и хлорита; из аксессуарных минералов присутствуют ильменит и апатит. В некоторых разновидностях этих пород в небольших количествах встречаются: углистое вещество, железистые карбонаты, минералы группы эпидота и редкие призмочки буро-зеленого или синего турмалина. Главными породообразующими минералами парагнейсов являются плагиоклаз, кварц и биотит.

Кварцево-сланцевые кристаллические сланцы отличаются от парагнейсов незначительным содержанием полевых шпатов и повышенным содержанием хлорита и мусковита в некоторых разновидностях, которые могут быть названы хлоритово-мусковитово-кварцевыми кристаллическими сланцами. Все эти породы связаны взаимными переходами.

Полосчатая текстура парагнейсов и слюдяных кристаллических сланцев обусловлена чередованием узких прослоев кварцево-полевошпатового и хлоритово-сланцевого состава; направление этих полос, повидимому отвечающее первичной слоистости пород, в некоторых случаях не согласуется с ориентировкой длинных осей пластинок слюд, совпадающей со сланцеватостью. Реже гнейсовая текстура выражается только в параллельной ориентировке листочков слюд, без аккумуляции последних в самостоятельные прослои.

Структура пород гранобластовая, в существенно слюдяных участках — лепидобластовая. В парагнейсах сравнительно редко наблюдаются отклонения к порфиробластовой структуре, причем слюдяные полосы огибают порфиробласты, представленные полевыми шпатами. Местами встречаются участки породы с сохранившимися чертами реликтовой обломочной структуры, проявляющимися настолько рельефно, что породу можно назвать с одинаковым правом как метаморфизованным песчаником, так и кристаллическим сланцем.

Среди полевых шпатов обычно доминирует свежий или слегка серицитизированный андезин № 33—43 с полисинтетическими двойниками, который местами имеет ситовидную структуру и находится в прорастании с кварцем или калиевым полевым шпатом. В кристаллических сланцах, богатых хлоритом и мусковитом, андезин уступает место густо серицитизированному и пелитизированному альбиту или альбит-олигоклазу № 10—15.

Калинатровый полевой шпат в парагнейсах встречается в незначительном количестве, а в кварцево-сланцевых кристаллических сланцах обычно отсутствует. Этот минерал, всегда свежий в ксеноморфных зернах, не обнаруживает микроклиновой решетки, но для него характерно неоднородное «пятнистое» погасание. В противоположность калинатровому полевошпату магматических пород и древних гнейсов он почти не содержит пертитовых вростков; лишь в единичных зернах наблюдаются тончайшие криптопертитовые образования. Исследования калинатрового полевого шпата этих пород на столике Федорова показали близость его к микроклину: он обладает большим углом оптических осей $2V = -84-86^\circ$; угол между перпендикуляром к спайности (001) и

$Nm=16$ и 18° , а углы между (001) и Ng и между (001) и Np колеблются от 80 до 85° .

Кварц чистый, в ксеноморфных зернах, несколько удлиненных параллельно сланцеватости пород. Иногда он обнаруживает легкое волнистое погасание.

Остальные породообразующие минералы встречаются в незначительных количествах. Следует упомянуть, что рутил, наряду с сагениновыми решетками в биотите и хлорите, образует в некоторых случаях агрегаты мельчайших призмочек, рассеянные по всей породе: это увеличение содержания рутила обычно совпадает с наличием углистого материала, с которым рутил ассоциируется.

Формы и характер распределения незначительной примеси карбоната аналогичны описанным для неизмененных пород ононской свиты. В последних карбонат также является позднейшим, привнесенным минералом и связан с более молодыми гидротермальными процессами.

Зеленокаменные породы ононской свиты превращены в контактовой зоне Горхонской интрузии в амфиболиты. Это среднезернистые ($0,2-0,3$ мм), реже мелкозернистые породы, существенно состоящие из андезина ($25-35\%$) и амфибола ($60-75\%$). В некоторых разновидностях значительную роль играет цоизит (до 35%), замещающий плагиоклаз; такие породы могут быть названы цоизитовыми амфиболитами. Как незначительные примеси присутствуют апатит, сфен, ильменит, замещающийся лейкоксомом, и кварц.

Текстура амфиболитов в подавляющем большинстве случаев слоистая, проявляющаяся в чередовании существенно амфиболовых и амфиболово-полевошпатовых (или цоизитовых) полос. Структура пород гранобластовая, местами порфиробластовая, а в существенно амфиболовых участках — нематобластовая.

Амфибол представлен двумя разновидностями: 1) Зеленовато-бурая роговая обманка. Плеохроизм ee : Ng — бурый или зеленовато-бурый, Nm — бурый, Np — желтый или зеленовато-желтый; схема абсорбции $Nm \geq Ng \gg Np$. Угол погасания $cNg = 18^\circ$ (редко $19-21^\circ$). Угол оптических осей $2V = -69^\circ$. Спайность по (110) хорошо выражена, изредка встречаются простые двойники. Кристаллы преимущественно короткопризматические, концевых граней нет. 2) Светлозеленый волокнистый актинолит с углом погасания $cNg = 17-20^\circ$. Замещает бурую роговую обманку и местами переходит в хлорит.

Плагиоклаз представлен андезином от № 32 до лабрадора № 50 включительно. Обычно он чрезвычайно свежий (за исключением цоизитовых разновидностей амфиболитов), в изометричных зернах; полисинтетические двойники встречаются редко. В цоизитовых разновидностях встречаются мелкие зерна альбита. Кварц присутствует в виде единичных округлых, водяно-прозрачных зерен.

Промежуточными разновидностями между кристаллическими сланцами и неизмененными нормально-осадочными отложениями ононской свиты являются описанные выше филлиты и отчасти хлоритово-мусковитово-кварцевые кристаллические сланцы, которые нередко обнаруживают следы реликтовой обломочной структуры и характеризуются относительно меньшей степенью метаморфизма.

Подчиненное значение имеют кварциты — серые среднезернистые породы, существенно состоящие из кварца и магнетита с примесью мусковита, углистого вещества и единичных зерен бесцветного граната. Кварц составляет $90-95\%$ породы, местами количество его достигает 99% .

Ширина контактового ореола Горхонской интрузии в породах ононской свиты достигает нескольких километров.

Габброиды первой фазы вариссийского магматического цикла близ

контакта с Горхонской интрузией превращены в существенно амфиболовые породы, по составу и структуре сходные с вышеописанными амфиболитами. Местами изменение габброидов менее значительно и сводится к некоторому окварцеванию. Ширина экзоконтактной зоны в габброидах не превышает 50 м.

Как отмечено выше, граниты Горхонской интрузии прорывают и метаморфизуют отложения онойской свиты ($D_3—C_1$) и габброиды ранней фазы варисийского магматического цикла. Галька пород Горхонской интрузии присутствует в триасовых конгломератах. Эти данные позволяют отнести Горхонскую интрузию ко второй фазе варисийского магматического цикла.

Распространение этой интрузии не ограничивается пределами исследованной нами территории. Западнее, в бассейне р. Аленгуй, Е. П. Бессолицын отмечает развитие «древней» гранитной интрузии предположительно верхнепалеозойского возраста, интрузирующей кристаллические сланцы ($Pz_1—Pz_2$) и в свою очередь прорванной штоками и дайками киммерийских гранитов. Галька палеозойских гранитов присутствует в конгломератах верхнеюрского — нижнемелового возраста.

Главными представителями этой интрузии являются крупнозернистые биотитовые граниты, состоящие из биотита, андезина, микроклина и кварца. Изредка встречается зеленая роговая обманка. Аксессуары минералы — апатит, сфен и магнетит. Биотитовые граниты ассоциируются с габбро-диоритами и диоритами, которые автор считает меланократовыми дифференциатами той же интрузии.

Далее к западу, в бассейне среднего течения р. Ингоды, по В. М. Чаиркину и С. Н. Коровину, широкое распространение имеет Тукулайская интрузия гранитоидов верхнепалеозойского возраста, которая на востоке сливается с «древней» интрузией Е. П. Бессолицына.

Эта интрузия широко дифференцирована; доминирующими ее представителями являются крупно- и мелкозернистые микроклиновые граниты, состоящие из биотита, плагиоклаза № 32—36, микроклина-пертита и кварца; в некоторых разновидностях присутствует роговая обманка. С гранитами Тукулайской интрузии также связаны диориты и габбро, слагающие крупные интрузивные тела и мелкие штоки, приуроченные к краевым зонам гранитного массива.

По минералогическому составу граниты Тукулайской и «древней» интрузий отвечают разновидности горхонских гранитов, отличающейся более или менее значительным содержанием плагиоклаза. Общей особенностью всех этих интрузий является также территориальная ассоциация гранитов с габброидами, повидимому обусловленная связью тех и других интрузивных образований с единым магматическим бассейном.

Для Тукулайской интрузии авторы принимают верхнепалеозойский возраст условно, т. к. для его определения имеются лишь относительные данные: тукулайские граниты прорывают кристаллическую свиту протерозойского или нижнепалеозойского возраста, прорваны нижнемезозойскими гранитами и присутствуют в гальке верхнеюрского — нижнемелового конгломерата.

Геологическая позиция и петрологические особенности варисийских гранитоидов бассейна среднего течения рек Ингоды, Аленгуя и Дарасунского района позволяют вывести заключение о принадлежности их к единому крупному Ингодинско-Туринскому батолиту (восточная часть Даурского батолита Н. А. Флоренсова), область распространения которого охватывает значительную часть хребтов Черского и Даурского.

Уже приведенное нами сопоставление показывает широкое распространение данной интрузии, и поэтому точное установление возраста последней, основанное на ее взаимоотношении с фаунистически охаракте-

ризованными осадочными отложениями в Дарасунском районе, имеет несомненный интерес для геологии Западного Забайкалья.

Варисцийские гранитоиды Восточного Забайкалья, аналогично Ингодинско-Туринской интрузии, отличаются широкой дифференциацией, разнообразием в количественных соотношениях между щелочными и известково-натровыми полевыми шпатами и в содержании темноцветных минералов.

Интересно отмечаемое некоторыми исследователями явление приуроченности небольших интрузивных тел основных пород к полям развития варисцийских гранитоидов, характерное и для описываемой нами интрузии.

5. Роговообманковые кератофиры и плагиокератофиры

К последней фазе варисцийского магматического цикла относятся эффузии кератофиров. Кератофиры встречены на левом берегу р. Туры между падами Обьездная и Малый Сыпчугур, где они залегают в виде небольших пятен среди основных пород и, повидимому, представляют собой остатки эффузий, предшествовавших излияниям кварцевых порфиров, фельзитов и порфиритов. В одном из выходов кератофиры встречены совместно с основными эффузивами и, вероятно, как более раннее излияние, подстилают последние, так как обнажаются в краевой части поля эффузивов, составляя внешнюю кайму вокруг пятна основных лав.

По внешнему облику это мелкозернистые породы серого, местами ржаво-бурого цвета, сильно выветрелые и разбитые системой кливажа на мелкие угловатые куски.

Микроскопическое исследование показало, что это олигофировые породы с довольно крупными (0,5—2,0 мм) вкрапленниками и трахитовой структурой основной массы, состоящей из тонких, параллельно или субпараллельно расположенных лейсточек альбита с тонкой двойниковой штриховкой. В промежутках между ними развиты чешуйки бледнозеленого или буроватого слабо плеохроичного хлорита, а иногда также листочки серицита. Флюидальная текстура проявляется в согласной ориентировке лейсточек основной массы, в явлениях обтекания этой последней вкрапленников и в одновременных изменениях направления лейст в пределах небольших участков, имеющих вид узких волнообразно изогнутых полос. Иногда в основной массе в незначительном количестве встречаются ксеноморфные зернышки кварца, зажатые между призмочками альбита.

Вкрапленники представлены призматическими и таблитчатыми кристаллами полевого шпата и амфиболом с характерными ромбоидальными и призматическими формами разрезков, нацело замещенным чешуйчатым, буровато-зеленым хлоритом и кальцитом.

Полевой шпат во вкрапленниках принадлежит преимущественно альбиту и альбит-олигоклазу № 9—13, реже он представлен лабрадором № 57—62, неравномерно, «пятнами», альбитизированным, нередко окруженным тонкими каемками альбит-олигоклаза или альбита. Породы со вкрапленниками лабрадора и альбитовой основной массой могут быть названы плагиокератофирами.

Можно полагать, что кератофиры имели большое распространение в районе, так как их обломки в значительном количестве встречаются в кластических породах триаса.

Стратиграфическое положение кератофиров нельзя считать точно установленным. Верхняя возрастная граница для них определяется присутствием обломков кератофиров в кластических породах триаса. Нижняя граница остается не определенной. Тесная территориальная ассоциация кератофиров со среднемеозойскими эффузивами позволяет предполагать,

что те и другие излияния следовали одними и теми же путями и были разделены относительно небольшим перерывом во времени. Поэтому условно мы относим кератофиры к последней фазе варисийского магматического цикла.

III. МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

1. Эффузивно-туфовый комплекс

Покровные излияния кислых и основных лав и сопровождающие их туфы слагают небольшие поля в западной части района, в верховьях падей Б. Каланга, Сыпчугур, Глухой, ключа Опорного и в нижнем течении падей Битуй — Каренгетуй. Близ курорта Дарасун, к северу и западу от последнего, дайки аналогичных пород прорывают отложения туринской и ононской свит.

Покровы эффузивов залегают на размытой поверхности более древних геологических образований и подстилаются туфами. Д. С. Соколов, отмечая присутствие в эффузивном комплексе на южных склонах Алханая туфовых конглобрекций, которые местами являются базальным горизонтом эффузивных покровов, указывает, что «характерным является зависимость состава обломков конглобрекций от подстилающих эффузивы горных пород».

В Дарасунском районе наблюдается несогласное налегание эффузивно-туфового комплекса на отложения триаса и среднего палеозоя.

Нижнюю часть эффузивной толщи слагают фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы, которые в верхней части разреза сменяются андезитовыми порфиритами и туфами последних. Границей между покровами кислых и основных лав по стратиграфической вертикали является своеобразный «переходный горизонт», представляющий тесное чередование кислых и основных эффузивов.

Мощность эффузивно-туфовой толщи в пределах Дарасунского района достигает 200 м. Западнее, в области широкого распространения покровных эффузий (хребет Черского и Даурский), мощность этого комплекса равняется 300—400 м. К северо-востоку от Дарасунского района поле развития эффузивно-туфовой толщи прослеживается почти до долины р. Ингоды.

Ф е л ь з и т ы представляют собой афанитовые, чрезвычайно тонкополосчатые породы, обычно светлосерой и желтой окраски, реже темносерые; по внешнему виду они напоминают тонкополосчатые яшмы и кремнистые сланцы (фиг. 9). В центре полей распространения этих пород полосчатость фельзитов чрезвычайно выдержана. Простираение ее меридиональное, местами несколько отклоняется к северо-западному, падение к востоку и западу крутое от 75 до 90°.

Широко распространены очень мелкая плоччатость и микросдвиги, происходившие в еще не совсем застывшей, вязкой магме, в результате которых местами наблюдаются разрывы сплошности полос и смещение оторванных мелких блоков по отношению к общему направлению полосчатости.

К в а р ц е в ы е п о р ф и р ы отличаются от фельзитов значительно менее выдержанной полосчатостью и присутствием немногочисленных, но иногда довольно крупных вкрапленников кварца и альбита.

Структура основной массы фельзитов и кварцевых порфиров преимущественно фельзитовая или криптопоякилитовая, местами с переходами к микропегматитовой. Реже встречается собственно микропегматитовая и аллотриоморфнозернистая структура. В некоторых случаях основная масса представлена чередующимися участками фельзитового и крипто-

пойкилитового сложения и часто богата сферолитами. Местами количество сферолитов настолько увеличивается, что породы могут быть названы сферолитовыми порфирами.

Основная масса обычно несколько пелитизирована и заткана более или менее густой сетью чешуек серицита с примесью хлорита, к которым местами присоединяется мелкозернистый аллотриоморфный водяно-прозрачный кварц и в единичных случаях кальцит.

Среди фельзитов и порфиров выделяются породы с отчетливо выраженной ленточной текстурой. Эта текстура проявляется в чередовании полос различной ширины (0,2 — 1,5 мм) и строения — ровных или интенсивно плоччатых (фиг. 10). Полосы фельзитовой и криптопойкилитовой структуры чередуются здесь с линзовидными участками или полосами, состоящими из радиально-лучистых сферолитов, местами аксиолитически деформированных. В более узких полосках возникают не сферолиты, а ряд тесно прилегающих друг к другу шаровых секторов, лучи которых группируются в ряде точек, расположенных на границе слоя. Границы между полосами различного строения подчеркиваются приуроченными к ним линзами и прожилками кварца и серицита.

Некоторые из этих пород в скрещенных николях представляют сплошную однородную фельзитовую массу: флюидальное строение ее может быть обнаружено лишь без анализатора и проявляется в распределении слоев, более или менее интенсивно окрашенных дисперсно рассеянными окислами железа.

Немногочисленные вкрапленники представлены преимущественно альбитом или альбит-олигоклазом и кварцем, и лишь изредка также биотитом и микропертитом.

Призматические вкрапленники плагиоклаза (альбита или альбит-олигоклаза № 8—12) отличаются тонкой двойниковой штриховкой и местами обнаруживают легкое волнистое погасание, разрывы и смятие двойников. Коррозия их основной массой встречается в виде исключения; чаще они разъедаются аллотриоморфными агрегатами позднейшего кварца.

Идиоморфные вкрапленники биотита по краям опацифицированы и обычно почти нацело обесцвечены, с выделением по спайным трещинкам мелких иголочек и зерен рудного минерала и минералов группы эпидота. Изредка биотит подвергается окварцеванию.

Порфиновые выделения кварца имеют обычно округленные, оплавленные контуры, реже представлены идиоморфными кристаллами. Они в значительной степени корродированы основной массой, с образованием в них глубоких «залывов» последней, иногда разбиты трещинками, по которым проникает серицит, и обнаруживают волнистое погасание.

Аксессуарные минералы присутствуют в совершенно незначительном количестве и представлены апатитом, рудным минералом (пирит и магнетит) и рутилом.

В некоторых кварцевых порфирах этого типа наряду с крупными (1,5—2 мм) порфировыми выделениями присутствуют вкрапленники второй генерации, по размерам представляющие переход к зернам основной массы; местами они образуют небольшие скопления.

Постериорные изменения кислых эффузивов, наблюдавшиеся в Дарасунском районе, разделяются на два типа:

1) Изменения под воздействием многочисленных кварцевых жил отчетливо наблюдаются в районе Дарасунско-Бургутайского водораздела и в районе устья рч. Битуй, где кварцевые порфиры прорваны многочисленными мощными кварцевыми жилами. В контактах с такими жилами порфиры довольно сильно изменены. Вкрапленники полевых шпатов в них нацело или почти нацело замещены агрегатами мелкозернистого



Фиг. 9. Тонкополосчатый фельзит. $\frac{3}{4}$ нат. вел.



Фиг. 10. Ленточный фельзит. Увел. 45, николи +.

вторичного кварца, местами с прожилками и пятнами тонкочешуйчатого серицита и хлорита.

Основная масса в значительной степени или нацело превращена в агрегат вторичного кварца и серицита. Изредка в ней сохраняются участки микрофельзитовой структуры или признаки реликтовой микрогранитной структуры: псевдоморфозы серицита по идиоморфным лейстам полевых шпатов. В некоторых разновидностях обилен рудный минерал, образующий равномерную тонкую вкрапленность во всей ткани породы.

Вкрапленники кварца остаются без изменений. В порфирах из зоны надвига в долине рч. Дарасунки окварцевание почти не играет никакой роли, а серицитизация, наоборот, чрезвычайно интенсивна.

2) Изменения в результате контактового воздействия интрузии гранодиоритов, вызывшиеся в ороговикании эффузивов, будут описаны ниже.

Вблизи зон крупных нарушений фельзиты и кварцевые порфиры обнаруживают более или менее интенсивные следы динамических воздействий и влияния позднейших гидротермальных растворов. Начальная стадия катаклаза представлена рассланцованными порфирами зеленовато-серого цвета, с отчетливо выраженной вторичной полосчатой текстурой. Последняя проявляется во взаимно-параллельном расположении полос наибольшего раздробления, состоящих из угловатых обломков основной массы породы, сцементированных серицитом, и линз и полос тонкочешуйчатого серицита, местами огибающих порфиновые выделения.

Вкрапленники обнаруживают интенсивное волнистое погасание и нередко разорваны на части, промежутки между которыми выполнены раздробленной основной массой породы или кварцево-серицитовыми новообразованиями. К некоторым вкрапленникам по направлению их удлинения примыкают клиновидные участки, выполненные средне- и тонкозернистым кварцем («дворики растяжения»). Основная масса пород подверглась значительной серицитизации и окварцеванию, выражающемуся в образовании неправильных участков и полос среднезернистого прозрачного кварца роговиковой структуры.

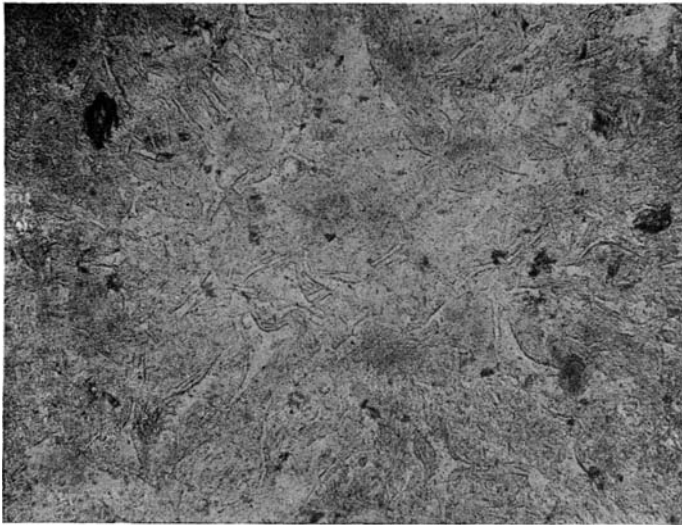
Более интенсивно катаклазированные порфиры, залегающие в непосредственной близости к зонам крупных нарушений, отличаются от вышеописанных еще более тонкой сланцеватостью и отсутствием макроскопически различимых вкрапленников. Окраска этих пород обычно светлая зеленовато-серая до белой. Основная масса их характеризуется еще более ясным обликом катакластического расслоения, а реликты вкрапленников имеют вид угловатых обломков размером не более 0,2—0,3 мм. Все эти породы разбиты вкрест сланцеватости тонкими трещинками, выполненными шестоватыми кристалликами кварца, перпендикулярными к стенкам трещин.

Туфы фельзитов и кварцевых порфиров (фиг. 11) подстилают покровы эффузивов и переслаиваются с последними. Преобладающей разновидностью туфов являются витрокластические туфы, подчиненное значение имеют туфы литокластические, и редко встречаются кристаллокластические. Между двумя последними разновидностями наблюдаются переходы. Типичные туфовые конглобрекции, залегающие в основании эффузивно-туфовой толщи в бассейне Аленгуя и на Алханае, в Дарасунском районе отсутствуют.

Витрокластические туфы состоят преимущественно из осколков слабо раскристаллизованного стекла с характерными двояко-вогнутыми и вышукло-вогнутыми остроугольными формами (фиг. 12), нередко замещенных аллотриоморфно-мелкозернистыми агрегатами водяно-прозрачного кварца и тонкочешуйчатым серицитом. В небольшом количестве в этих туфах присутствуют угловатые обломки кристаллов кварца, щелочного



Фиг. 11. Туф кварцевого порфира. $\frac{3}{4}$ nat. вел.



Фиг. 12. Витрокластический туф кварцевого порфира.
Увел. 26.

полевого шпата (альбита № 5—9 и микропертита) и пластинки биотита, и в совершенно незначительных количествах встречаются в виде угловатых обломков следующие породы: 1) глинистые сланцы и кварциты ононской свиты, 2) кварцевые порфиры или фельзиты описываемого эффузивно-туфового комплекса, 3) порфириты того же комплекса, 4) трахиты.

В области широкого распространения эффузивно-туфового комплекса (бассейн р. Аленгуи) трахиты присутствуют не только в кластическом материале туфов, как наблюдалось в Дарасунском районе, но слагают поровы, переслаивающиеся с кварцевыми порфирами и порфиритами.

Литокластические туфы характеризуются обилием обломочного материала, представленного обломками минералов и горных пород, при значительном преобладании последних. Среди обломков горных пород преобладают фельзиты и кварцевые порфиры; в подчиненном, небольшом количестве встречаются окремненные и ожелезненные туфы тех же порфиров и сланцев ононской свиты.

Цемент литокластических туфов представляет плохо раскристаллизованную массу, интенсивно (местами нацело) серицитизированную, окварцеванную и густо усеянную пятнышками лимонита. Местами в нем хорошо выражена флюидальная микротекстура.

С уменьшением количества обломков пород литокластические туфы постепенно переходят в кристаллокластические, в которых обломочный материал представлен главным образом, или исключительно, обломками минералов. В остальном эти туфы не отличаются от литокластических.

Роговообманковые порфириты и их туфы, как упомянуто выше, слагают верхнюю часть разреза эффузивного комплекса, преимущественно представленную туфами; порфириты имеют подчиненное значение.

По внешнему облику роговообманковые порфириты представляют собой порфировые породы с афанитовой основной массой зеленовато-серого, коричневого или черного цвета, на фоне которой выделяются многочисленные идиоморфные фенокристаллы черного амфибола и зеленовато-серого полевого шпата. Наряду с пористыми разновидностями встречаются очень плотные породы с раковистым изломом.

В этой группе выделяются роговообманковые порфириты и кварцевые роговообманковые порфириты.

Роговообманковые порфириты представляют собой порфировые породы нормального или олигофирового типа с идиоморфными вкрапленниками плагиоклаза и бурой роговой обманки, размеры которых колеблются в значительных пределах — от крупных выделений (1,5 мм в поперечнике) до микровкрапленников (0,2 мм в поперечнике). Выделения роговой обманки местами несколько корродированы и опацитизированы и замещаются кальцитом, хлоритом и рудными минералами. Угол погасания ее $cNg = 16^\circ$; величина угла оптических осей $2V = -76^\circ$. Плеохроизм: по Ng — бурый, по Nm — бурый, по Np — светлорусый, абсорбция $Ng = Nm > Np$.

Таблитчатые и короткопризматические вкрапленники плагиоклаза обычно обнаруживают зональное строение и представлены лабрадором № 54—57.

Гиалопилитовая основная масса состоит из тонких лейсточек андезина № 42—45 и мельчайших зернышек рудного минерала, спементированных бесцветным стеклом, в значительной степени замещенным кальцитом, хлоритом и минералами группы эпидота. Флюидальная микротекстура пород определяется субпараллельным расположением лейсточек плагиоклаза основной массы, потоками огибающих фенокристаллы.

Кварцевые роговообманковые порфириты отличаются от вышеописанных роговообманковых порфиритов следующими

признаками: 1) во вкрапленниках, кроме основного плагиоклаза и роговой обманки, присутствуют в небольшом количестве биотит и кварц; 2) роговая обманка представлена не бурой, а зеленой разновидностью; угол погасания ее $cNg = 17^\circ$, плеохроизм по Ng — зеленый, по Nm — буровато-зеленый и по Np — светлозеленый; абсорбция $Nm \geq Ng > Np$, угол оптических осей $2V = -81^\circ$; 3) тонкозернистая, плохо раскристаллизованная основная масса имеет то фельзитовое, то микролитовое строение в различных участках одного и того же шлифа.

Туфы роговообманковых порфиритов часто переслаиваются с порфиритами. Среди них преобладают литокластические туфы, значительно реже встречаются туфы кристаллокластические. По внешнему виду эти тонкозернистые, нередко сланцеватые породы темнозеленого, коричневого и черного цвета очень сходны с порфиритами.

Цемент туфов стекловатый, густо и неравномерно окрашенный в желтый, краснобурый и бурый цвет. Светопреломление его равно светопреломлению канадского балзама. Он то почти совершенно изотропен, с редкими, кое-где намечающимися точечными центрами кристаллизации, то обнаруживает слабое агрегатное погасание, а местами и сферолитовое строение.

В некоторых разновидностях туфов стекловатый цемент интенсивно замещается микрозернистыми агрегатами кварца, хлорита, эпидота, кальцита и лимонита. На этом фоне местами выделяются угловатые и оплавленные обломки того же стекла с обильными миндалинами, выполненными тонкозернистым кварцем и зеленым волокнистым хлоритом. В виде исключения встречаются разновидности туфов, цемент которых лишь слабо окрашен в бледножелтый цвет; раскристаллизация его более интенсивна, но светопреломление не отличается от светопреломления бурого стекла.

Обломочный материал представлен многочисленными обломками минералов и горных пород. Размеры их колеблются от десятых долей миллиметра до 10—20 сантиметром в поперечнике.

Широко распространенная в этих туфах флюидальная микротекстура в основном определяется наличием в стекловатом цементе извилистых полос, различающихся по интенсивности их окраски; параллельно этим полосам ориентированы линзовидные участки различной степени раскристаллизации.

Местами флюидальная текстура подчеркивается согласной ориентировкой некоторых обломков кристаллов и горных пород и обильной тонкой вкрапленностью рудного минерала и лимонита, приуроченной к отдельным полосам цемента.

Среди обломков пород, встреченных в туфах, присутствуют (в порядке преобладания): 1) роговообманковые порфириты с фенокристаллами андезина № 44 и гялопилитовой основной массой. Бурое стекло в последней интенсивно, часто нацело, замещено хлоритом и гидроокислами железа; 2) андезиты, состоящие из беспорядочно расположенных или взаимно параллельно ориентированных лейст свежего андезина № 44—45, промежуток между которыми выполнены коричнево-бурым изотропным стеклом со светопреломлением большим, чем у канадского балзама; 3) туфы роговообманковых порфиритов; 4) кварцевые порфиры с микропойкилитовой или криптопойкилитовой основной массой и вкрапленниками андезина (местами замещенного альбит-олигоклазом), кварца и опациitized биотита; 5) гранит-порфиры Горхонской интрузии со вкрапленниками микропертита, кварца, кислого плагиоклаза и хлоритизированного биотита и микрогранитовой структурой основной массы, состоящей из кварца, микропертита и альбит-олигоклаза; 6) микроклиновые граниты Горхонской интрузии; 7) двуслюдяные и биотитово-кварцевые кристал-

лические сланцы онойской свиты; 8) породы с микролитовой структурой, существенно состоящие из свежих, беспорядочно расположенных лейст андезина, промежутки между которыми выполнены хлоритом и калиевым полевым шпатом (трахиандезиты); 9) офитовое габбро, состоящее из бурой роговой обманки и основного плагиоклаза, с небольшой примесью биотита; 10) трахиты с зональными вкрапленниками андезина № 31—36 и своеобразной структурой основной массы. Основную ткань последней слагают мелкие, плохо индивидуализированные зернышки калиевого полевого шпата, на фоне которых беспорядочно расположены тонкие лейсты олигоклаза № 20 (размер $0,05 \times 0,4$ мм); последние, пересекаясь, местами образуют подобие сноповидных или лучистых агрегатов.

Среди обломков минералов в туфах андезитовых порфиритов присутствуют (в порядке преобладания): кварц, плагиоклаз (основной андезин, лабрадор и альбит-олигоклаз), биотит (опацитизированный и хлоритизированный), микроклин-пертит.

Кристаллы плагиоклаза иногда сильно корродированы, с глубокими «заливами» и включениями основной массы.

Некоторые разновидности туфов вышеупомянутого «переходного горизонта» представляют собой как бы переходное звено между туфами роговообманковых порфиритов и кварцевых порфиров. Цемент этих пород в общем сходен с цементом туфов кварцевых порфиров, местами имеет витрокластическую структуру, но окрашен в бледные оттенки желтого цвета, содержит участки бурого стекла, подобные стеклу, встречающемуся в туфах роговообманковых порфиритов, и отличается интенсивным развитием хлорита, а местами эпидота и кальцита. В обломочном материале этих туфов количественные соотношения между кварцевыми порфирами и порфиритами непостоянны. Существование подобных переходных типов между основными и кислыми эффузивами, наличие обломков основных эффузивов в туфах кварцевых порфиров, а также постоянная геологическая ассоциация тех и других пород указывает на перемежаемость кислых и основных излияний, происходивших по одним и тем же путям, приуроченным к крупным трещинам разломов меридионального или близкого к нему направления. Предположение Д. С. Соколова о горизонтальном залегании эффузивного комплекса в Дарасунском районе нашими исследованиями не подтвердилось; наоборот, установлено, что все описанные эффузивы в той или иной степени дислоцированы, повидимому, в следующую (после излияния) верхнекиммерийскую орогеническую фазу. Простирание этих пород преимущественно меридиональное, реже с некоторыми отклонениями к северо-востоку или к северо-западу. Падение под углами от 20 до 50° , преимущественно западное, что, повидимому, указывает на одностороннее опускание блоков вдоль меридиональных линий разломов.

Возраст эффузивно-туфового комплекса определяется следующими данными: 1) в туфах этого комплекса присутствуют обломки пород онойской свиты (D_3-C_1) и гранитов и габбро варисийского ма.матического цикла, 2) эффузивно-туфовый комплекс залегает с угловым несогласием на отложениях верхнего триаса, 3) породы эффузивной толщи присутствуют в гальке дарасунского конгломерата (J_3-Cr_1) и 4) в верховьях пади Сыпчугур кварцевые порфиры этой толщи ороговикованы нижнекиммерийской интрузией гранодиорита.

Таким образом возраст эффузивно-туфового комплекса устанавливается в пределах от верхнего триаса до верхней юры.

Предыдущие исследователи относили эти образования к верхнеюрскому времени, указывая, что в общем для Забайкалья аналогичные излияния предшествовали отложению нижнемеловой песчано-сланцевой толщи с *Estheria middendorffii*.

2. Сыпчугурская интрузия гранодиорита

Интрузивные образования киммерийского магматического цикла слагают на северо-западе Дарасунского района крупное штокообразное тело, прорывающее варисцийские граниты и габброиды, эффузивно-туфовую толщу и метаморфизованные отложения онойской свиты.

Область распространения киммерийской интрузии ограничивается с юга бассейном падей Б. и М. Сыпчугур; к северу она выходит за пределы наших исследований.

С юга Сыпчугурский массив граничит с гранитами Горхонской интрузии, и в данном случае ни с той, ни с другой стороны никаких существенных контактовых изменений не наблюдается.

На востоке в контакте с ним находятся габброиды ранней фазы варисцийского магматического цикла, под влиянием интрузии гранодиорита превращенные в гибридные породы. На западе сыпчугурские гранодиориты непосредственно соприкасаются с эффузивно-туфовой толщей Даурского хребта. Воздействие интрузии здесь сказалось в образовании мощной экзоконтактной зоны андалузитовых роговиков. На крайней западной оконечности массива удалось наблюдать несогласный контакт последнего с метаморфизованными породами онойской свиты, срезающий отложения онойской свиты почти вкост их простирания. Контактные изменения этих пород сводятся к незначительной турмалинизации.

Сыпчугурская интрузия широко дифференцирована; в комплексе слагающих ее пород доминируют роговообманково-биотитовые гранодиориты. Подчиненное значение имеют породы относительно пониженной кислотности — кварцевые сиениты и кварцевые диориты, отличающиеся от гранодиоритов преимущественно колебаниями в содержании главных минеральных компонентов и реже, структурными признаками. Приуроченность этих разновидностей к краевым зонам массива дает возможность предполагать, что некоторую роль в их образовании играли процессы ассимиляции.

С Сыпчугурской интрузией связана обширная серия жильных образований, для которой характерно исключительное преобладание пород меланократового ряда: микродиоритов, диорит-порфиритов и порфиритов.

Гидротермальные проявления данного магматического цикла представлены кварцево-турмалиновыми и кварцевыми жилами, пользующимися значительным распространением. Эти жилы секут породы всех вышеописанных геологических комплексов, включая крупногалечные дарасунские конгломераты, и, очевидно являются наиболее молодыми геологическими образованиями Дарасунского района (за исключением кайнозойских образований).

Характерной особенностью Сыпчугурской интрузии является активный тип ее контактов с большей частью вмещающих пород и постоянное присутствие синего турмалина в породах данного комплекса, что указывает на богатство магмы летучими компонентами, в частности бором.

По внешнему облику породы, слагающие Сыпчугурский массив, преимущественно свежие, равнозернистые, светлой зеленовато-серой окраски. Они существенно состоят из полевых шпатов, того или иного количества светлосерого кварца, листочков биотита и призмочек зеленовато-черной роговой обманки. Редко наблюдаются столбики черного пироксена.

Микроскопическое исследование показало, что все породы этой интрузии характеризуются постоянным качественным минералогическим составом, и различие между отдельными разновидностями, всегда связанными непрерывными переходами, определяется колебаниями в количественном соотношении между щелочными и известково-натровыми полевыми шпатами, в количестве кварца и содержании темноцветных минералов.

В пределах массива встречаются, помимо преобладающего рогово-обманково-биотитового гранодиорита (в некоторых случаях пироксен-содержащего), также роговообманково-биотитовый кварцевый сиенит и диорит, причем обе последние разновидности содержат пироксен. Общий минералогический состав пород Сычугурского массива следующий: главные минералы — биотит, амфибол, плагиоклаз (андезин, редко основной олигоклаз), существенно калиевый полевой шпат и кварц, иногда пироксен. Второстепенные минералы, присутствующие непостоянно и в незначительных количествах: апатит, магнетит, циркон, турмалин, сфен, редко ортит, и постмагматические — хлорит, серицит и минералы группы эпидота.

Структура пород преимущественно гипидиоморфная, несколько неравнозернистая; в некоторых разновидностях она отличается равным или несколько бóльшим идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к темноцветным минералам. Довольно обычны пойкилитовые вроски последних в крупных неправильных зернах калиевого полевого шпата и кварца; изредка встречаются небольшие участки микропегматитового строения.

Существенное отличие представляет типично пойкилитовая структура некоторых кварцевых сиенитов, имеющая в то же время облик порфирированной. Основную ткань этих пород слагают крупные (1,1 мм) призматические кристаллы плагиоклаза и еще более крупные (1,5—3,5 мм) неправильные зерна микроклина, причем последние переполнены мелкими (0,03—0,3 мм) неравномерно рассеянными пойкилитовыми вросками плагиоклаза и темноцветных минералов. Местами пойкилитовые вроски сгущаются в почти сплошные агрегаты, как бы цементирующиеся вмещающим калиевым полевым шпатом. На этом фоне свободные от пойкилитовых вросков крупные кристаллы плагиоклаза имеют вид вкрапленников.

Зеленая роговая обманка присутствует в породах Сычугурской интрузии в идиоморфных призматических кристаллах и реже в изометричных зернах. Плеохроизм ее: Ng — зеленый, Nm — буровато-зеленый, Np — светлозеленый. Абсорбция $Ng = Nm > Np$. Угол погасания $cNg = 21 - 23^\circ$, угол оптических осей $2V = -80^\circ$. Двупреломление $Ng - Np = 0,021$. Наблюдается спайность по (110). Нередко она замещается волокнистым уралитом с параллельной оптической ориентировкой, причем этот процесс местами протекает до образования полных псевдоморфоз. Плеохроизм уралитовой роговой обманки: Ng — бледнозеленый, иногда с голубоватым оттенком, Nm — бледнозеленый, Np — почти бесцветный. Абсорбция $Ng = Nm > Np$. Угол погасания $cNg = 18 - 20^\circ$. Значительно реже уралитизации наблюдается частичное замещение обоих видов амфибола хлоритом или минералами группы эпидота. Обычно отмечается срастание амфибола с рудным минералом и биотитом. Неправильные листочки последнего образуют вроски в амфиболе или каймы вокруг его кристаллов.

Моноклинный пироксен (авгит) встречается в призматических и изометричных кристаллах, лишенных правильных ограничений и часто окруженных каймами уралита. В шлифах авгит бесцветен. Угол погасания его $cNg = 43^\circ$, угол оптических осей $2V = +60^\circ$. Двупреломление $Ng - Np = 0,026$. Ясно заметна дисперсия оптических осей $\rho < \nu$. Изредка он замещается бесцветным или буроватым мелкочешуйчатым тальком.

Плагиоклаз в породах Сычугурской интрузии принадлежит главным образом андезину № 30—43, с единичными отклонениями к основному олигоклазу № 25—27. Он отличается преимущественно призматическим развитием; таблитчатые формы кристаллов встречаются редко. Зональность проявляется почти всегда, так же как и полисинтетически двойниковое строение. Плагиоклаз обычно свежий, изредка по трещинкам или в

центре зерен он замещается серицитом. Иногда наблюдается коррозия его выделений калиевым полевым шпатом или кварцем (реже) с образованием на контактах зерен зубчатых границ. Во всех разновидностях пород характерно полное отсутствие в плагиоклазе мирмецитовых вростков.

Калиевый полевой шпат, обычно буроватый, в той или иной степени пелитизированный, присутствует в ксеноморфных зернах и, реже, в виде призматических кристаллов, лишенных правильных ограничений. Иногда он встречается в графическом прорастании с кварцем или содержит пойкилитовые вростки плагиоклаза и темноцветных минералов. Пертитовые образования, столь характерные для микроклина калангинских и горхонских гранитов, не имеют широкого развития в калиевом полево шпате пород Сыччугурской интрузии. Обычно пертитовые вростки в нем имеют вид тонких немногочисленных волокон, которые лишь изредка, сливаясь, образуют небольшие пятна. Двойниковой микроклиновой решетки нигде не наблюдалось.

Ряд измерений угла оптических осей калиевого полевого шпата, произведенных на Федоровском столике, дает величину $2V = -54$ до -60° . Угол между перпендикуляром к (001) и $Nm = 7-8^\circ$, т. е. меньше обычного для микроклина, но угол погасания в сечении $\perp [100]$, равный $8-10^\circ$, скорее соответствует микроклину. Калиевый полевой шпат корродирует плагиоклаз и биотит.

Кварц ксеноморфный, с легким волнистым погасанием, корродирует плагиоклаз и биотит; некоторые, более крупные зерна кварца содержат включения темноцветных минералов и биотита.

Биотит образует крупные прямоугольные и неправильные пластины, плеохроирующие от светложелтого до темнокоричневого цвета. Как правило, он свежий и лишь изредка замещается бледнозеленым хлоритом. Пластины биотита содержат мелкие включения зерен магнетита, апатита, сфена, а иногда также тонких иголочек рутила.

Магнетит представлен неправильными мелкими зернышками, обычно приуроченными к скоплениям темноцветных минералов.

Апатит присутствует во всех шлифах в виде обычных мелких призмочек, преимущественно включенных в биотит.

Неправильные зерна сфена чаще всего встречаются вросшими в биотите и амфиболе; в последнем зерна сфена иногда окружены плеохроичными ореолами.

Турмалин является минералом, очень распространенным в породах Сыччугурской интрузии, но распределение его неравномерное; местами он очень обилен. Призматические кристаллы синего и бурого турмалина преимущественно образуют небольшие скопления или радиально-лучистые сростки. В некоторых случаях турмалин выполняет сеть тонких трещинок в кристаллах полевых шпатов, что указывает на позднюю, вероятно эпимагматическую, стадию его образования. Окраска минерала нередко пятнистая или зональная, причем краевые зоны кристаллов и концы призм отличаются наиболее густыми оттенками синего цвета, а центральные части — почти бесцветные или синеваато-бурые.

Помимо крупного Сыччугурского массива гранодиорита небольшой сателлитовый шток гранодиорит-порфиоров (площадью около 1 км^2), принадлежащий той же интрузии, прорывает отложения олонской свиты в бассейне р. Битуй.

Аналогичные гранодиорит-порфиры, кроме того, образуют небольшие дайки в теле главного Сыччугурского интрузива.

По минералогическому составу и структурным отношениям минералов гранодиорит-порфиры очень сходны с породами Сыччугурского массива, отличаясь от последних лишь порфировым строением и почти полным отсутствием роговой обманки.

Вкрапленники в них преимущественно представлены андезином № 30—33, нередко окруженным каймой основного олигоклаза; в подчиненном количестве присутствуют оплавленные выделения кварца, по краям ситовидно пронизанные включениями зернышек основной массы, и пластинки биотита.

Структура гранодиорит-порфиров близка к невадитовой: количество вкрапленников так велико (до 80% породы), что они почти соприкасаются или соприкасаются; промежутки между ними выполнены основной массой.

Амфибол встречен в виде единичных микровкрапленников или включений в андезине. Он образует призматические кристаллы с плеохроизмом: по Ng — бледнозеленый, по Np — бледнозеленый, почти бесцветный, $N_g > N_p$, $cNg = 18^\circ$. Подобно биотиту иногда замещается хлоритом.

Основная масса гранодиорит-порфиров имеет преимущественно аллотриоморфнозернистую или гипидиоморфнозернистую структуру и состоит главным образом из кварца и свежего калиевого полевого шпата; в подчиненном количестве присутствует альбит и в единичных зернах слабо зональный олигоклаз № 20—24 с тонкой двойниковой штриховкой. Реже встречается микропояклитовая структура.

Акцессорные минералы представлены неправильными и линзовидными зернышками сфена, призмочками апатита и зернышками магнетита. Аналогично породам большой Сылчугурской интрузии, в гранодиорит-порфирах встречаются скопления неправильных зернышек и зональных кристаллов зеленовато-синего турмалина.

Контактные образования, связанные с киммерийской интрузией

а) Контактные изменения габброидов

Габбро, залегающее на юго-восточной границе гранодиоритового массива, подверглось интенсивным и своеобразным изменениям, связанным не только с термальным воздействием молодой интрузии, но и с явлениями привноса.

Результатом этого процесса явилось образование в контактовой зоне комплекса габброидов, отличающихся существенными изменениями от древнего соссюритового габбро. Некоторые изменения имеют общий характер для всего комплекса; распространение других закономерно локализовано, что позволяет выделить несколько типов пород, состав которых постепенно изменяется в зависимости от их близости к непосредственному контакту.

По внешнему облику габброиды контактовой зоны представляют собой среднезернистые породы с более или менее ясно выраженной пятнистой текстурой, обусловленной неравномерным пространственным распределением темноцветных минералов. Переход от этих пород к соссюритовому габбро совершенно постепенный. Столь же постепенно происходит изменение внешнего облика и состава пород в эндоконтактовой зоне гранодиорита: от роговообманково-биотитового кварцевого диорита с пироксеном на самом контакте, через роговообманково-биотитовый пироксенсодержащий гранодиорит, до роговообманково-биотитового гранодиорита. Микроскопическое изучение показало, что наиболее распространенной отличительной чертой габброидов контактовой зоны является постоянное присутствие краснубурого или светлокорицевого биотита и гиперстена наряду с моноклинным пироксеном. Менее постоянно присутствие микропертита и кварца (обычно совместное); два последних минерала мезостатически выполняют промежутки между зернами главных компонентов. Распространение их в породе неравномерное, а количество редко превышает 5%, иногда падая до долей процента.

Количественные соотношения кварца, микропертита и гиперстена в контактово-измененных габброидах находятся в прямой зависимости: максимальное количество гиперстена всегда встречается в породах, содержащих кварц и микропертит, причем эти породы располагаются в наибольшей близости от массива гранодиорита. С удалением от контакта примесь кварца и микропертита в габброидах исчезает, а гиперстен присутствует в виде единичных зернышек. Колебания в содержании биотита незначительны и не имеют сколько-нибудь закономерного характера.

Другой характерной чертой габброидов контактовой зоны является свежесть идиоморфных кристаллов плагиоклаза и местами — явления каталитической грануляции, которые будут описаны ниже. Таким образом, с приближением к контакту соскритовое габбро переходит через биотитовое габбро с небольшим количеством гиперстена в биотитовый габбро-норит с кварцем и микропертитом.

Структура габброидов контактовой зоны обычно габбровая с некоторым отклонением к офитовой или офитовая, нередко порфириовидная. Преобладающим минералом описываемых пород является лабрадор № 53—57, очень свежий, в кристаллах призматической формы или в более или менее изометричных зернах, размером до 1,5 мм, с прекрасно выраженным полисинтетически двойниковым строением.

Во многих кристаллах плагиоклаза присутствуют многочисленные включения чрезвычайно мелких округлых зернышек совершенно свежего бесцветного моноклинного пироксена, то беспорядочно рассеянных, то расположенных тонкими рядами.

Моноклинный пироксен в описываемых породах представлен двумя разновидностями:

1. Авгит, по размерам зерен почти не уступающий плагиоклазу.

Зерна авгита ксеноморфные или короткопризматические; хорошо образованных граней нет, контуры всегда несколько округлены. Минерал слабо окрашен в зеленоватый или буроватый цвет, неплеохроичен, местами обнаруживает неоднородное строение типа песочных часов. Угол погасания его $cNg = 44—45^\circ$. Величина угла оптических осей $2V$ обычно равна $+60^\circ$, изредка с отклонением до $+57^\circ$. Наблюдается слабая дисперсия оптических осей $\rho > v$. Двупреломление $Ng - Np = 0,025$. Минерал свежий. Местами кристаллы авгита окружены реакционными каймами бурой роговой обманки. Угол погасания последней $cNg = 17^\circ$. Плеохроизм: Ng и Nm — бурый, Np — светлый, буровато-желтый. Абсорбция $Ng \gg Nm > Np$.

Идиоморфизм авгита и плагиоклаза или почти одинаков, или плагиоклаз несколько идиоморфнее авгита.

2. Кристаллы авгита содержат обильные пойкилитовые вроски ксеноморфных зернышек бесцветного диопсида и часто нацело замещены мозаичными агрегатами последних.

Угол погасания диопсида колеблется в пределах $37—39^\circ$. Величина угла оптических осей $2V = +60^\circ$, двупреломление $Ng - Np = 0,031$. Некоторые зерна его имеют неширокие наружные зоны, отличающиеся более или менее интенсивной зеленой окраской, заметным плеохроизмом и значительно больше, чем у диопсида, углом погасания cNg , достигающим 55° . Переход от бесцветного ядра к окрашенной периферии кристаллов постепенный. Другие оптические свойства пироксена окрашенных зон определить не удалось вследствие малых размеров зерен. Можно только предположить, что мы имеем дело с диопсидом, содержащим некоторое количество эгриновой молекулы.

Подобные, но менее обильные пойкилитовые вроски диопсида присутствуют, кроме авгита, и в пластинках биотита.

Гиперстен образует изометричные зерна размером 0,4—0,7 мм, ли-

шенные правильных ограничений, с хорошо выраженной спайностью по (110). Плеохроизм его отчетливый, от телесно-розового по Np до зеленоватого по Ng. Двупреломление Ng — Np = 0,015. Величина угла оптических осей $2V = -78^\circ$.

Биотит присутствует в габброидах контактовой зоны в виде широких пластинок, нередко группирующихся вместе с кристаллами пироксена в скопления различной величины. Отличительной особенностью его являются цвета плеохроизма: оранжево-красный по Ng и светложелтый по Np. Двупреломление Ng — Np = 0,056; минерал практически одноосен. Свежесть, вообще характерная для минералов описываемых пород, свойственна также и биотиту.

Немногочисленные ксеноморфные зерна микропертита и кварца выполяют местами промежутки между другими минералами. Калиевый компонент микропертита изредка обнаруживает ясную двойниковую микроклиновую решетку, чаще же в нем заметно только неоднородное волокнистое строение. Пертитовые образования веретеновидной формы имеют небольшое распространение. Местами микропертит содержит включения мелких ксеноморфных зернышек диопсида и плагиоклаза.

Кварц чистый, с очень слабым волнистым погасанием.

Акцессорные минералы представлены мелкими призмочками апатита, немногочисленными выделениями сфена и обильными изометричными зернышками магнетита, часто находящимися в сростании с темноцветными минералами.

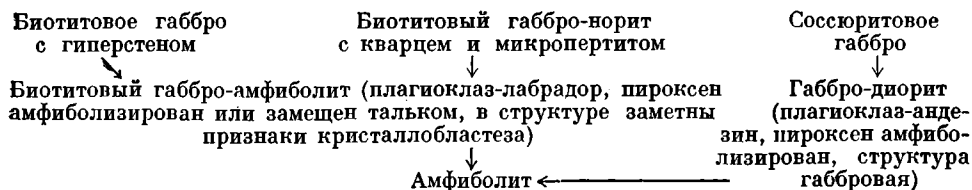
В зонах разломов и около сбросовых трещин габброиды контактовой зоны подверглись изменению под действием постмагматических растворов.

На первых стадиях этого процесса происходит амфиболитизация (иногда уралитизация) моноклинового пироксена и замещение гиперстена тонкочешуйчатым тальком (при сохранении лабрадора), более или менее свежим; в структуре пород становятся заметны признаки кристаллобластических отношений. В непосредственной близости к трещинам габброиды превращены в амфиболиты, существенно состоящие из спутанно-волокнистых агрегатов актинолита и тремолита с примесью шахматного альбита, хлорита, талька, кальцита и минералов группы эпидота и единичных зерен апатита и сфена. Структура этих пород порфиробластическая с крупными выделениями амфибола в нематобластической основной массе.

В полостях трещин нормально к плоскостям стенок нарастают щетки относительно крупных (1—1,5 см в длину) призмочек актинолита и тремолита.

Сосюритовое габбро, не затронутое контактовым метаморфизмом, в зонах разломов также превращено в амфиболит; промежуточную стадию между этими двумя крайними членами переходного ряда представляют породы, еще сохранившие габбровую структуру, которые могут быть названы габбро-диоритами. Пироксен этих пород почти полностью превращен в амфибол, а лабрадор — в андезин, по которому развиты мелкозернистые агрегаты минералов группы эпидота, кальцита, серицита и хлорита.

Схема изменения тех и других пород может быть представлена следующим образом:



Как упоминалось выше, по мере удаления от контакта в гибридных габброидах уменьшается количество гиперстена, микропертита и кварца. Одновременно всё меньшее развитие имеет грануляция пироксена, в кристаллах которого появляются неправильные пятна уралита, и вновь наблюдается соссюритизация плагиоклаза.

Замещение пироксена агрегатами мелких зерен диопсида на контакте авгитовых диоритов и гранитного массива на Южном Урале описано А. Н. Заварицким, который предлагает для этого явления термин «каталитическая грануляция», подчеркивая, что при таких превращениях происходил химический процесс, при котором «вместо первичного пироксена получается другой минерал той же группы, более устойчивый при тех условиях, которые создаются при явлениях контактового метаморфизма».

Подобные превращения отдельных зерен минералов в мелкозернистые агрегаты того же или близкого минерального вида, повидимому, распространены при образовании контактово-метаморфических роговиков из изверженных пород. А. Н. Заварицкий приводит пример аналогичной каталитической грануляции пироксена, описанной Эрмансдорфером из контактов диабазов и гранитов.

Столь же характерное явление, как каталитическая грануляция пироксена, представляет собой превращение соссюритизированного плагиоклаза в свежий лабрадор — своеобразный процесс регенерации основного плагиоклаза.

Наличие в последнем обильных мелких ксеноморфных включений пироксена определяет облик плагиоклаза, необычный для нормальных магматических пород и скорее напоминающий некоторые пойкилобластические образования пород метаморфических.

Все эти явления: грануляция пироксена, превращение соссюритизированного плагиоклаза в свежий лабрадор, мелкие зернистые включения пироксена в последнем — указывают на перекристаллизацию габброидов в результате термального воздействия интрузии гранодиорита.

Наряду с перекристаллизацией в формировании описываемых пород некоторую роль играл привнос материала остаточной гранитной магмы, богатой щелочами и кремнекислотой, о чем свидетельствует образование в них микропертита и кварца.

Широкое развитие биотита указывает на роль летучих компонентов в этом процессе, хотя следует отметить, что упоминаемого некоторыми исследователями значительного обогащения гибридных образований апатитом для наших пород не наблюдалось.

Для гибридных образований о-ва Скай, генетически близких к описываемым нами, исследователи предполагают частичное расплавление габбро на контакте с интродуцированной гранитной магмой. С этой точки зрения интересен факт сохранения гибридными породами Дарасунского района типичной офитовой или габбровой структуры несмотря на явления перекристаллизации.

Это обстоятельство вместе с очевидным обогащением пород летучими и минеральными компонентами остаточной жидкой фазы гранодиоритовой магмы показывает, что при образовании наших пород расплавление, повидимому, не имело места, но процесс не ограничивался одной лишь перекристаллизацией, а наряду с термальным эффектом известную роль играло взаимодействие габброидов с гранодиоритовой магмой.

Изменение дарасунских гибридных габброидов в зонах разломов и около сбросовых трещин, где породы под действием гидротермальных процессов превращены в амфиболиты, связано с наложением позднейших постмагматических процессов.

б) Контактные изменения мезозойских эффузивов и пород ононской свиты

Изменения мезозойских эффузивов в результате контактового воздействия на них Сычугурской интрузии наблюдались в области развития покровов фельзитов и кварцевых порфиров в верховьях рч. Б. Сычугур, где эти породы превращены в андалузитовые роговики.

По внешнему облику андалузитовые роговики отличаются от обычных кварцевых порфиров лишь хорошо выраженной тонкой полосчатостью.

Микроскопическое изучение показало, что эти породы несут явные следы контактового метаморфизма. Вкрапленники в них представлены округлыми выделениями кварца и таблитчатыми или лейстовидными кристаллами альбита и микропертита. Вкрапленники полевых шпатов обычно интенсивно пелитизированы и по краям часто обнаруживают ситовидное строение, а микропертит, кроме того, интенсивно замещается пятнами шахматного альбита.

Основная масса совершенно свежая, в значительной степени или нацело перекристаллизована; структура ее роговиковая. Она состоит из аллотриоморфных, более или менее округлых зерен кварца, калиевого полевого шпата и альбита. В единичных зернах встречены апатит и рудный минерал. Постмагматические минералы, образование которых связано с процессами метаморфизма, представлены (в порядке преобладания) андалузитом, кварцем, мусковитом и биотитом.

Андалузит образует неправильные и коротко призматические зерна скелетного строения, со слабым плеохроизмом от телесно-розового по Np до бесцветного по Ng. Погасание минерала в продольных разрезах прямое, изредка наблюдалась спайность по (110) с углом между трещинами, равным 90° . Удлинение отрицательное, преломление, определенное с помощью иммерсии, колеблется в пределах от 1,637 до 1,640 по Nm. Единственной константой, отклоняющейся от обычных свойств андалузита, в нашем минерале является величина угла оптических осей $2V = -74-75^\circ$. (А. П. Герасимов указывает для андалузита из контактовых пород Патомского нагорья еще меньшее значение угла $2V = -66^\circ$.) Зерна андалузита преимущественно группируются в отдельных участках, имеющих вид полос, к которым в основном приурочены также ситовидные пластинки мусковита с извилистыми, лапчатыми контурами. В небольшом количестве присутствуют неправильные пластинки буро-зеленого биотита, местами частично замещенного мусковитом.

Окварцевание пород выражается в развитии в породе неправильных скоплений среднезернистого и крупнозернистого кварца, причем контуры аллотриоморфных зерен последнего, слагающих эти участки, извилисты и зигзагообразны. Этот кварц обычно находится в ассоциации с андалузитом и мусковитом.

С удалением от интрузии изменения кварцевых порфиров выражены слабее и проявляются в присутствии немногочисленных зерен синего турмалина, листочков зеленого биотита, мусковита и местами редких зерен андалузита. Все эти минералы обычно находятся в тесной ассоциации, образуют местами гнездообразные и прожилковидные скопления и явно представляют собою эпигенетические образования.

Шток гранодиорит-порфира, в бассейне р. Битуй, окружен довольно значительным ореолом полосчатых роговиков и ороговикованных песчаников и сланцев. В последних еще сохраняются признаки реликтовой, кластической структуры; зерна обломочного материала имеют угловатые контуры и отчетливо отделяются от мелкозернистого цемента. Породы более интенсивной стадии ороговикования уже не содержат никаких следов глинистого материала и состоят из аллотриоморфных зерен кварца

и щелочного полевого шпата, и листочков светлокорицевого биотита и мусковита, причем слюды преимущественно образуют мелкие скопления, иногда группирующиеся в виде полос, повидимому, соответствующих первичной слоистости породы. Наиболее отчетливо полосчатость выражена в ороговикованных сланцах, которые благодаря малому содержанию обломков значительно меньше, чем песчаники, сохранили кластический облик и приближаются к роговикам.

Ороговикованные породы ононской свиты обнаружены, кроме того, на обоих склонах долины рч. Дарасунки, в устье рч. Бургутай Дарасунский. Выходы магматических пород здесь отсутствуют, но ороговикование песчано-сланцевой свиты позволяет предполагать наличие интрузии неглубоко от современной поверхности.

Контактовое изменение этих пород проявляется в новообразовании светлокорицевого биотита, многочисленные мелкие чешуйки которого аккумулируются в небольшие кучки. Изредка наблюдается обильное развитие мелких бесцветных игольчатых кристалликов поизита, агрегаты которых обильно рассеяны по всей породе. Кластический материал и глинисто-кремнистый цемент остаются неизменными.

Подтверждением принадлежности Битуйского штока гранодиорит-порфиров к Сыпчугурской интрузии является также присутствие даек совершенно аналогичных гранодиорит-порфиров в теле самой Сыпчугурской интрузии.

Изложенные факты позволяют отнести описанный шток гранодиорит-порфира также к киммерийской интрузии и предполагать наличие еще не вскрытой эрозией апикальной части последней в бассейне рч. Дарасунки.

3. Жильная серия мезозойского цикла

Жильная серия киммерийской интрузии, помимо гранодиорит-порфиров, представлена микродиоритами, диоритовыми порфиритами и биотитовыми порфиритами.

Эти породы слагают многочисленные дайки, которые преимущественно залегают в пределах Сыпчугурского массива и в его контактовой зоне, но прорывают также отложения ононской и туринской свит (фиг. 13).

Простираение даек северо-восточное и меридиональное, реже северо-западное, падение почти вертикальное, максимальная мощность достигает нескольких десятков метров. Наибольшим распространением они пользуются в северной части района.

По внешнему облику это очень мелкозернистые, иногда почти афанитовые породы зеленовато-серого цвета. В порфировых разновидностях на этом фоне выделяются призматические вкрапленники зеленовато-белого плагноклаза и черные призмочки амфибола. По трещинкам породы покрыты ржаво-бурыми корочками гидроокислов железа.

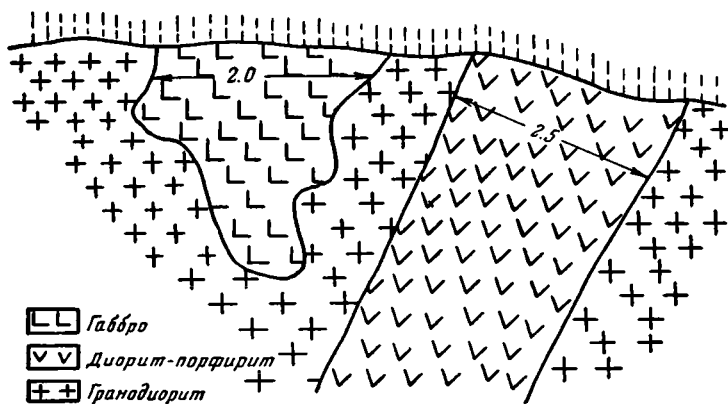
Микродиориты и диоритовые порфириты различаются между собой только наличием или отсутствием порфировых выделений. Главными минералами этих пород являются плагноклаз и темноцветные минералы; по составу последних породы делятся на роговообманковые и биотитово-роговообманковые.

Структура основной массы определяется призматическим развитием плагноклаза и его равным или несколько большим идиоморфизмом по отношению к темноцветным компонентам. Менее распространена гипидиоморфнозернистая структура основной массы с порядком идиоморфизма: роговая обманка > плагноклаз; она свойственна порфировым породам, по высокому содержанию амфибола во вкрапленниках и в основной массе приближающимся к спессартитам.

Вкрапленники представлены роговой обманкой и плагиоклазом, а в биотитсодержащих разновидностях также биотитом.

Плагиоклаз во вкрапленниках этих пород представлен основным андезином или лабрадором № 43—65, а в основной массе андезином. Формы его выделений призматические, реже таблитчатые; характерна непрерывная зональность. В основной массе биотитово-роговообманковых диорит-порфиритов андезин иногда уступает место олигоклазу.

Роговая обманка в роговообманковых диорит-порфиритах бурая или зеленовато-бурая, с плеохроизмом: по Ng — бурым или зеленовато-бурым, по Nm — бурым или буровато-зеленым, по Np — желтым или зеленовато-желтым. $cNg = 19^\circ$, $2V = -56^\circ$. Она переходит в зеленый волокнистый уралитовый амфибол с низким двупреломлением и замещается



Фиг. 13. Схема взаимоотношения ксенолитов габбро и жилы диорит-порфирита с вмещающим их сырчугурским гранодиоритом.

хлоритом. В биотитово-роговообманковых диорит-порфиритах преимущественно развит бледнозеленый актинолитовый амфибол с углом погасания $cNg = 16-17^\circ$ и схемой абсорбции: $Ng = Nm$ — бледнозеленый $> Np$ — бледный зеленовато-желтый; $2V = -70^\circ$.

Листочки коричневого биотита присутствуют в небольшом количестве во вкрапленниках и в основной массе биотитово-роговообманковых диоритовых порфиритов.

Кварц появляется в незначительном количестве в основной массе некоторых пород (обычно биотитсодержащих) в виде мелких ксеноморфных зернышек.

Очень редко в незначительном количестве встречается калиевый полевой шпат в виде ксеноморфных зерен или каемок вокруг призмочек плагиоклаза.

Акцессорные минералы микродиоритов и диоритовых порфиритов — апатит и магнетит.

Содержание темноцветных минералов в микродиоритах и диоритовых порфиритах колеблется от 25 до 45%.

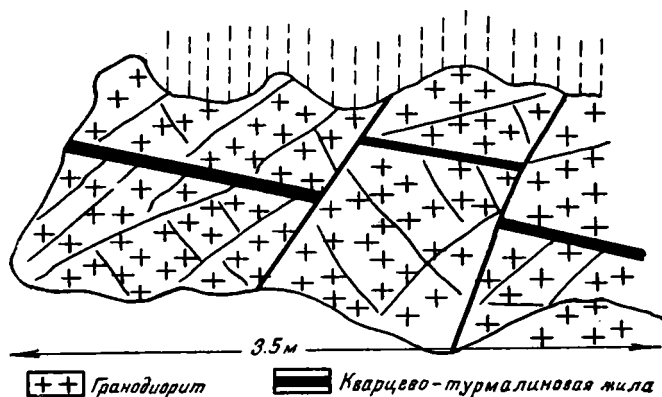
Для большинства пород этой группы обычны интенсивные вторичные изменения: альбитизация плагиоклаза с образованием по нему пренита, серицита и соссорита и замещение амфибола хлоритом, кальцитом и минералами группы эпидота. Местами породы пересечены тонкими прожилками пренита.

Биотитовые порфириты представляют собой мелкозернистые порфировые породы с крупными вкрапленниками биотита и плагиоклаза, причем преобладает последний.

Призматические фенокристаллы плагиоклаза принадлежат альбит-олигоклазу № 10—13, густо серицитизированному и пелитизированному; местами по нему развиваются также хлорит и минералы группы эпидота.

Вкрапленники биотита почти нацело обесцвечены или превращены в мелкочешуйчатые агрегаты белой слюды. Обильные включения зернышек рудного минерала, лимонита, иголочек рутила, а также сохранившиеся местами слабоокрашенные и плеохроичные участки указывают на первоначальный биотитовый состав слюды.

Основная масса состоит из лейсточек, табличек и неправильных зерен того же пелитизированного альбит-олигоклаза (в некоторых случаях также альбита № 7—10) и густо заткана пластинками и чешуйками светлой слюды.



Фиг. 14. Кварцево-турмалиновая жила в сыпчугурском гранодиорите, сдвинутая по двум плоскостям.

Лейсты полевого шпата местами окружены ореолами криптопегматитового строения. Акцессорные минералы представлены короткими призмочками апатита и зернами ильменита.

Характерной особенностью этих пород наряду с интенсивной серицитизацией является постоянное присутствие кальцита, мелкие зернышки которого обильно рассеяны в основной массе. Изредка встречаются небольшие гнездовидные скопления ксеноморфных зерен вторичного кварца.

Гидротермальные проявления киммерийского магматического цикла представлены мощными кварцево-турмалиновыми и кварцевыми жилами. Эти жилы преимущественно приурочены к крупным меридиональным разломам и заполняют трещины, образование которых связано с молодой чешуйчато-надвиговой тектоникой. Они отличаются выдержанностью по мощности и простиранию, четкими ограничениями от боковых пород и незначительными околожилными изменениями. Эти изменения в осадочных породах сводятся к серицитизации и окварцеванию последних в пределах очень узкой приконтактной полосы, мощностью 2—3 см, а в интрузивных породах и кристаллических сланцах — к образованию местами тонких серицитовых оторочек.

Кварцево-турмалиновые жилы имеют наибольшее распространение и мощность в теле самой Сыпчугурской интрузии и в непосредственной близости от нее (фиг. 14). Мелкие турмалиновые жилки встречаются в габброидах, кварцевых морфирах и туфах мезозойского эффузивного комплекса и других породах.

Кварцевые жилы прорывают эффузивно-туфовую толщу, отложения ононской и туринской свит и юрские конгломераты. Смена среди этих жил относительно высокотемпературных гидротермальных образований (кварцево-турмалиновые жилы с пиритом) более низкотемпературными и последовательность кристаллизации представляют собой этапы процесса, протекавшего с перерывами во времени и с постепенным изменением температуры и состава растворов в течение длительного периода.

Наиболее ранние гидротермальные образования представлены кварцево-турмалиновыми жилами, имеющими зональное строение. Начало кристаллизации этих жил характеризуется выделением кварца и полевых шпатов (альбита и альбит-олигоклаза). Полевые шпаты преимущественно входят в состав тонких оторочек, приуроченных к зальбандам жил и сложенных аллотриоморфными зернами кварца и альбита или альбит-олигоклаза. Следующую зону (по направлению к центральной части жилы) составляет массивный среднезернистый кварц, белый, иногда с молочным или розовым оттенком. С этим кварцем связано выделение ничтожных количеств пирита и других сульфидов. Местами в этой зоне развиты скелетные агрегаты тонких пластинок кварца, пересекающихся под углами ромбоэдра. Пространство, ограниченное этими пластинками, повидимому, было выполнено кристаллами карбоната, в настоящий момент нацело выщелоченными. Аналогичное явление наблюдалось Г. В. Холмовым в кварцевых жилах более южного района.

Ближе к центру жил к выделениям кварца присоединяются кристаллы черного турмалина, постепенно вытесняющего кварц; образуется сначала кварцево-турмалиновая, а в центральной части жил существенно турмалиновая зона. Вместе с турмалином выделяются многочисленные кубики пирита.

На этом, повидимому, заканчивается процесс кристаллизации более высокотемпературных жил.

После некоторого промежутка времени произошли новые тектонические нарушения, обусловившие переоткрытие старых трещин и образование новых, в которые и устремились новые порции гидротермальных растворов, более низкотемпературные по сравнению с предыдущими.

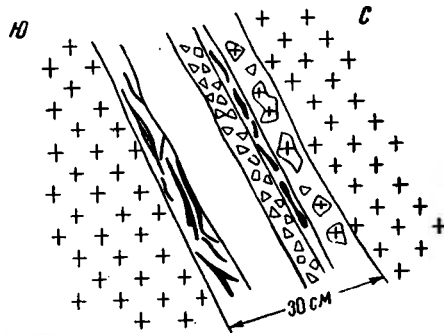
К этому этапу относится образование характерных полосчатых жил, тонкая ленточная текстура которых определяется чередованием прослоев мелко- или среднезернистого кварца и криптокристаллического кварца; местами в последнем выделяются неправильные участки волокнистого или сферолитового халцедона (фиг. 15). Иногда тонкие прожилки криптокристаллического кварца секут зерна среднезернистого кварца, разделяя последние на ряд обломков, сохраняющих общую оптическую ориентировку. Это обстоятельство, как справедливо указывает Г. В. Холмов для аналогичных образований, позволяет считать ленточную текстуру жил результатом инъекции позднейших гидротермальных растворов, а наличие реликтовых участков халцедона в криптокристаллическом кварце свидетельствует о коллоидальном состоянии кремнезема в этих растворах.






В некоторых жилах криптокристаллического кварца встречаются скопления фиолетового и светлозеленого флюорита. Флюорит располагается в зальбандах и местами цементирует обломки гранодиорита, вмещающего жилу (фиг. 16).

Несколько меньшим распространением пользуются жилы друзовой текстуры, приуроченные к трещинам, заполненным обломками вмещающих пород и кварцево-турмалиновых жил. Вокруг этих обломков нарастают в радиальных направлениях кристаллы прозрачного кварца, образуя шаровидные друзы, местами достигающие нескольких сантиметров в диаметре (фиг. 17). Эти друзы нередко покрыты корочками криптокристаллического кварца, выполняющего также промежутки между шаровыми



Фиг. 15. Полосчатое строение кварцевой жилы. Низкотемпературная кварцевая жила с пиритом.
Нат. вел.

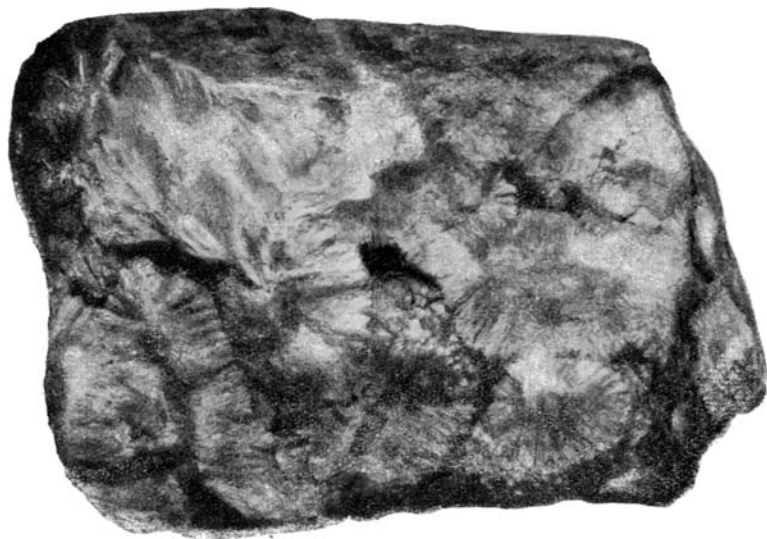


-  Сливной молочно-белый кварц
-  Кварц с мелкими прожилками флюорита
-  Кварцевая брекчия сцементированная флюоритом
-  брекчированный кварц с обломками гранодиорита
-  Гранодиорит

Фиг. 16. Брекчиевая текстура кварцевой жилы.

образованиями. На поверхности криптокристаллического кварца местами развиты колломорфные корочки лимонита.

Тектонические нарушения, в результате которых были переоткрыты старые и образовались новые трещины, охватывали значительный промежуток времени и поэтому они обусловили возникновение брекчий раз-



Фиг. 17. Жила низкотемпературного кварца. Шаровые друзы кристаллов горного хрусталя. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

личного возраста, не одинаковых по составу обломков и цементирующего материала. Более распространены брекчии массивного розового кварца, сцементированного черной кварцево-турмалиновой породой. В брекчиях другого типа (более редких) обломки кварцево-турмалиновых жил сцементированы интенсивно лимонитизированным пиритом или криптокристаллическим кварцем.

Формирование гидротермальных жил продолжалось с перерывами в течение длительного периода. Вероятно, с последними проявлениями данного цикла магматической деятельности связаны минеральные источники Дарасунского района, приуроченные к тем же тектоническим зонам, которые служили путями проникновения описанных кварцевых жил.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Минеральным источникам курорта Дарасун посвящены специальные работы ряда гидрогеологов, поэтому здесь мы дадим лишь их краткую характеристику.

Выходы Дарасунских минеральных источников приурочены к крупной зоне разлома меридионального простирания, с которой связаны также выходы наиболее низкотемпературных кварцевых жил, принадлежащих к жильной свите Сыпчугурской интрузии. Эта зона является в то же время зоной тектонического контакта юрских конгломератов с отложениями онойской свиты.

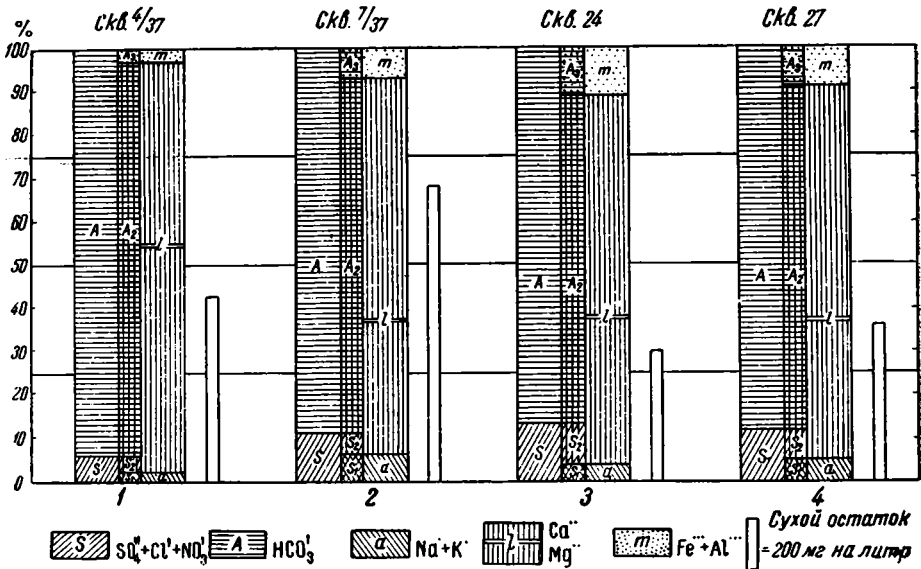
По химическому составу дарасунские минеральные воды принадлежат к типу углекислых, слабо железистых, гидрокарбонатно-кальциево-магнневых вод. Общий характер минеральных вод иллюстрируется прилагаемой

диаграммой (фиг. 18). Одновременное присутствие величин A_2 и S_2 показывает принадлежность этих вод к III классу по Пальмеру.

Характерной особенностью всех источников является значительное содержание в них свободной углекислоты и сравнительно слабая минерализация, что приближает их к пресным источникам того же района.

Генезис Дарасунских минеральных вод представляется в следующем виде (по В. И. Валединому).

Главную роль в питании как минеральных, так и пресных источников района играют инфильтрующиеся в толщи горных пород атмосферные воды. Циркулируя в толще литосферы, они по зонам тектонических нару-



Фиг. 18. Химический состав Дарасунских минеральных вод.

шений могут достигать значительных глубин, где и насыщаются углекислотой. Благодаря этому насыщению растворяющая способность вод увеличивается, и они при соприкосновении с горными породами скорее и в большей степени минерализуются, чем пресные воды, не насыщенные CO_2 . Происхождение газовых струй углекислоты наиболее вероятно связать с прогревом горных пород в зонах глубинных контактов последних с еще не остывшими магматическими телами, в результате чего выделяется значительное количество углекислоты.

На наличие молодой магматической деятельности в районе указывают излияния четвертичных базальтов, констатируемые к западу от исследованной нами территории. Не исключена также возможность, что очагом, глубинные части которого еще сохранили тепло, является интрузия сычугурского гранодиорита.

По тектоническим нарушениям, в частности вдоль вышеупомянутой зоны разлома, вследствие гидростатического напора минерализованные и насыщенные газом воды поднимаются на поверхность и выходят в пониженных участках в виде источников.

Близость некоторых особенностей состава пресных и минеральных вод района подтверждает предположение о генезисе последних в результате насыщения углекислотой атмосферных вод.

1. Граниты калангинской интрузии

Химический состав калангинского гранита, так же как и всех других магматических пород Дарасунского района, приведен в прилагаемой табл. 1. Типичный гранит Калангинской интрузии дает следующую числовую характеристику:

<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>c'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>
13,89	0,45	4,52	81,12	—	1,44	4,34	94,20	38,67	37,00

Эта характеристика и проекция векторов калангинского гранита, полученные по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 19), показывают, что граниты этой интрузии относятся к очень кислому, лейкократовому и богатому щелочами типу, близкому к аляскитам. Щелочной характер породы обнаруживается по малой величине параметра *c*, равной всего лишь 0,45 (тогда как для средних составов гранитов, по Дэли, она равняется 2,4—2,6), поэтому вектор ее в левой части диаграммы расположен очень близко к оси *SB*. На богатство щелочами указывает также смещение вектора в плоскости *ASB* вправо по отношению к векторам средних составов гранитов.

Величина *Q*, являющаяся показателем избытка кремнезема в породе и равная для средних составов гранитов 28—30, достигает в калангинских гранитах 37; по высокой кислотности эти породы приближаются к аляскитам и щелочным гранитам.

Короткие векторы гранитов Калангинской интрузии и расположение их в верхней части диаграммы указывают на незначительное количество в породе темноцветных компонентов и преобладание в составе последних железа при малом содержании кальция и магния.

Характерно для описываемых пород соотношение щелочей, а именно существенное преобладание калия над натрием, выраженное величиной параметра *n*, равной 38 и близкой к ее значению в гранитах типа рапакиви.

Среди интрузивных образований смежных районов, для которых имеются химические анализы, калангинские граниты не имеют настоящих аналогов.

2. Зеленокаменные породы

Для химической характеристики пород описываемой группы взят, с одной стороны, наименее измененный диабаз и, с другой стороны, типичная зеленокаменная порода (диабазовый сланец).

Числовые характеристики их таковы:

	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>c'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>
а) диабаз	7,68	8,27	27,25	56,79	—	23,51	42,16	34,00	84,61	—10,00
б) зеленокаменная порода	6,25	8,10	28,21	57,23	—	22,67	39,54	37,53	84,09	—5,93

По этим координатам построены векторы, изображенные на диаграмме. Сравнение последних с векторами, полученными для средних составов наиболее распространенных основных эффузивных пород, подсчитанных Дэли, показало, что описываемые породы по составу близки, с одной стороны, к диабазу (№ 1) * с числовой характеристикой 8,3 : 6,2 : 25,9 : 59,6 и, с другой стороны, к оливиновому диабазу (№ 2) с числовой характеристикой 7,5 : 6,4 : 30 : 56,1 и плато-базальту (№ 3) с числовой

* Здесь и ниже цифры обозначают номера, под которыми указанные породы приведены на диаграмме Заварицкого и в таблице числовых характеристик.

Таблица химических анализов горных

№ анализа на диаграмме	Название породы	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO	
		Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
I	Диабаз *	46,55	755	1,14	14	16,72	164	3,94	12	7,39	102
II	Зеленокаменная порода **	46,99	783	1,91	24	16,18	159	10,96	69	0,61	8
III	Гранит Калангинской интрузии	74,02	1234	0,30	4	11,52	113	1,45	—	3,39	47
IV	Габбро	49,32	822	1,83	23	17,20	167	1,23	8	8,62	120
V	Гранит Горхонской интрузии	73,80	1230	0,19	2	15,33	150	0,24	2	0,86	12
VI	Порфирит эффузивно-туфового комплекса	52,14	858	2,08	26	16,49	162	8,62	54	0,92	13
VII	Фельзит	74,23	1238	0,25	3	14,22	138	0,65	4	1,13	16
VIII	Гранодиорит Сыпчугурской интрузии	62,92	1049	1,12	14	15,97	157	2,46	16	4,14	58
IX	Гибридная порода	55,86	931	0,99	12	17,49	172	5,70	35	0,49	7

* Анализ А. И. Сулоева, 1938 г.

** Анализ И. В. Лучицкого, 1941 г.

характеристикой 6,84 : 6,14 : 30,08 : 56,94, представляя, таким образом, промежуточный тип между средними и меланократовыми представителями эффузивов габброидной магмы. Отличие эффузивных пород ононской свиты от указанных средних типов оливинового диабаза и плато-базальта заключается в следующем:

1) векторы наших пород на диаграмме расположены несколько выше, что отвечает меньшему содержанию фемических составных частей;

2) в составе фемических компонентов этих пород большее значение имеет кальций, поэтому их векторы более полого наклонены вправо;

3) проекция вектора диабаза на плоскость *ASB* более удалена от оси *SB*, что указывает на повышенное содержание в нем щелочных алюмосиликатов по сравнению с оливиновым диабазом и плато-базальтом Дэли.

На плоскости *CSB* векторы наших пород находятся дальше от оси *SB*, что отвечает более высокому содержанию полевошпатовой извести.

От среднего типа диабазов описываемые породы соответственно отличаются меньшим содержанием щелочных алюмосиликатов и большим количеством фемических составных частей и полевошпатовой извести. Величина *Q*, характеризующая кислотность породы, для среднего состава диабазов равна —3,6, для плато-базальтов несколько ниже —5,94 и для среднего типа оливиновых диабазов —9,2. Наиболее низкой кислотностью отличаются диабазы ононской свиты, для которых *Q* = —10.

Сравнение числовых характеристик и положения на диаграмме проекций векторов зеленокаменных пород и диабазов ононской свиты, освещает

пород Дарасунского района

MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅		SO ₃	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	Поте- ри при прок. Вес. %	Сумма Вес. %
Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Вес. %	Вес. %	Вес. %		
—	—	6,24	156	11,16	199	2,70	44	0,76	8	—	—	—	0,20	3,01	0,16	—	99,97
0,33	4	6,28	157	11,48	205	2,33	37	0,70	7	0,03	—	0,05	—	0,33	0,13	2,00	100,01
0,02	—	0,12	3	0,43	8	2,56	41	6,12	65	сл.	—	—	—	0,25	0,10	0,28	100,36
0,25	3	6,09	152	9,30	166	3,30	53	0,70	7	сл.	—	сл.	—	0,23	0,06	2,30	100,13
0,06	1	0,07	2	0,76	14	4,59	75	3,91	42	сл.	—	0,01	—	0,14	0,09	0,16	100,2 1
0,12	2	4,52	113	5,98	207	3,62	58	1,73	18	0,17	1	0,18	—	0,71	0,12	2,77	100,17
0,04	—	0,22	6	0,40	7	6,65	106	1,30	19	0,10	—	—	—	0,13	0,05	0,55	99,97
0,12	2	2,66	66	3,86	69	3,88	62	1,91	20	0,18	1	0,02	—	0,38	0,02	0,17	99,81
0,11	2	6,25	156	6,45	115	5,18	84	0,80	8	0,05	—	0,06	—	0,18	0,04	0,53	100,18

щает химическую сторону процесса зеленокаменного изменения последних. Менее измененный диабаз беднее феррическими составными частями и богаче щелочами, чем зеленокаменная порода, что выражается в расположении его вектора на диаграмме выше и дальше от оси *SB*. Соотношения между Mg и Ca в составе темноцветных компонентов и между Na и K в обеих анализируемых породах очень близки, т. к. векторы их в правой и в левой части диаграммы почти строго параллельны. Таким образом, процесс зеленокаменного изменения основных эффузивов ононской свиты ведет к обеднению их щелочами и обогащению феррическими компонентами. В минералогическом составе этому отвечает развитие хлорита и актинолита и уменьшение роли полевых шпатов.

3. Габбро

Для химической характеристики габбро была выбрана наименее измененная порода, числовая характеристика которой приведена ниже:

<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>c'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>
8,44	7,53	24,62	59,37	—	16,86	43,42	39,71	88,33	—5,63

При рассмотрении числовой характеристики видно, что по химическому облику описанная порода близка к среднему составу безоливинового габбро (№ 4), подсчитанному Дэли, отличаясь от него меньшим количеством полевошпатовой извести и несколько повышенным содержанием щелочей. Это выражено в положении векторов нашей породы на диаграмме,

где они смещены вправо по отношению к векторам среднего габбро и имеют более крутой наклон в плоскости ASB и в плоскости CSB . Первое указывает на меньшее значение кальция в составе фемических компонентов нашей породы, а последнее — на большую роль натрия в соотношении щелочей.

4. Граниты Горхонской интрузии

Сопоставление числовой характеристики гранита Горхонской интрузии:

a	c	b	s	a'	c'	m'	f'	n	Q
15,22	0,91	3,70	80,15	66,60	—	3,50	29,82	64,10	28,97

и положения на диаграмме соответствующих ей векторов с аналогичными данными для средних составов гранитов, по Дэли (№ 5—7), обнаруживает следующие особенности химического состава нашей породы.

Величина s для последней имеет повышенное значение.

Вектор ее на плоскости ASB расположен выше и более удален от оси SB по отношению к средним гранитам, что указывает на незначительное содержание в породе фемических составных частей и на ее богатство щелочами. Последнее сказывается также в малом значении параметра c , равного 0,91, тогда как в средних гранитах оно колеблется в пределах 2,4—2,6.

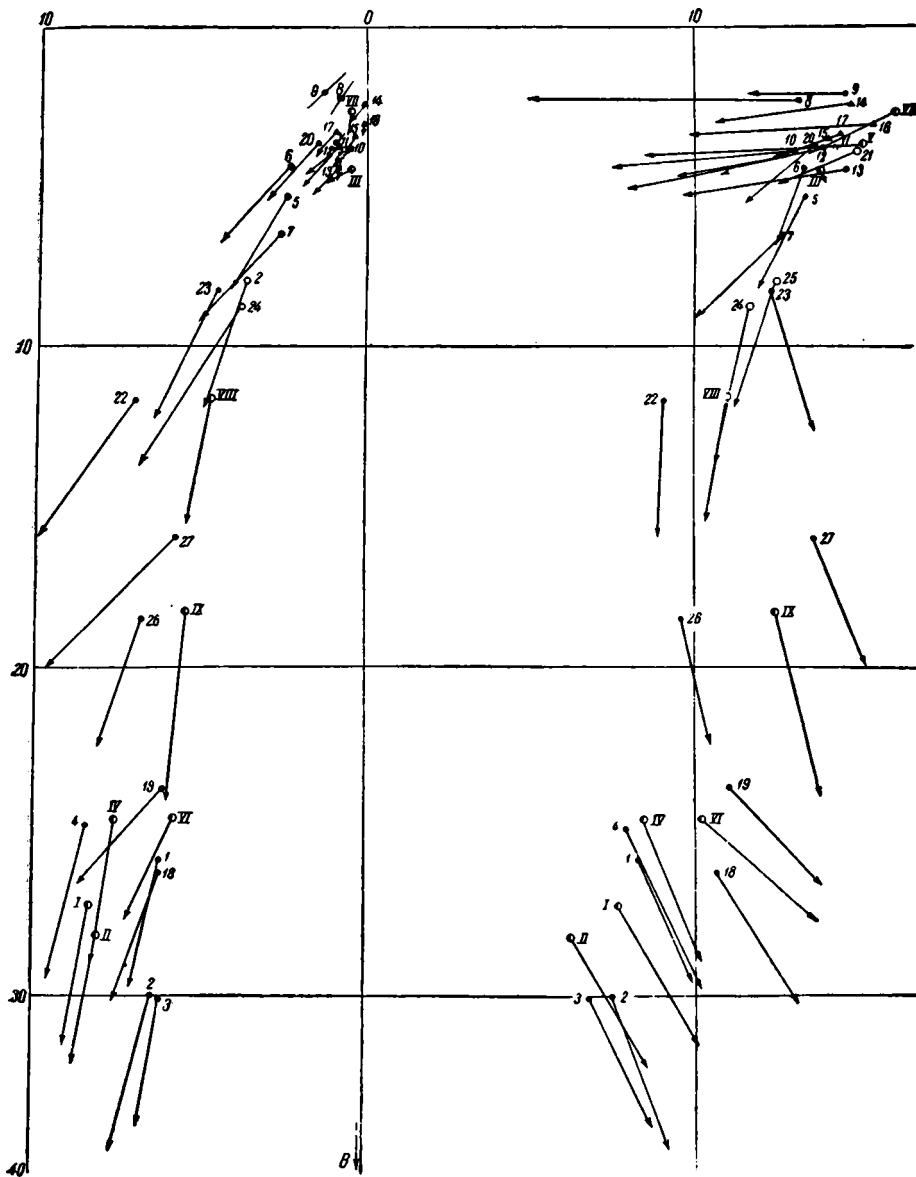
В целом породы Горхонской интрузии принадлежат к кислым, лейкократовым и богатым щелочами разновидностям гранитов и обнаруживают некоторое пересыщение глиноземом при малом содержании магния: вектор их в правой части диаграммы отклонен влево до почти горизонтального положения.

Величина n , выражающая соотношение щелочей, в них достигает 64, что отвечает существенному преобладанию натрия над калием.

Среди гранитоидов смежных и близких районов выделяются две группы, в петрохимическом отношении наиболее близкие к породам Горхонской интрузии. К первой группе относятся гранитоиды, развитые в пределах Агинского палеозойского поля: граниты Халзана и Кукульбея, гранит-порфир Хапчеранги и гранит-порфир и аплит Шерловой горы (№ 8—13).

Из сравнения приведенных числовых характеристик и графического изображения их на диаграмме с аналогичными данными, полученными для гранитов Горхонской интрузии, видно, что гранитоиды Агинского поля в наиболее существенных особенностях своего химического облика сходны с последним. Они также принадлежат к лейкократовому, богатому щелочами типу, пересыщены глиноземом и отличаются высокой кислотностью, малым содержанием полевошпатовой извести (величина c за одним исключением меньше 1,0) и фемических компонентов и в большинстве случаев незначительным количеством магния в составе последних. Векторы этих пород также расположены в верхней части диаграммы, значительно удалены от оси SB (в плоскости ASB) и очень полого наклонены влево, вплоть до совершенно горизонтального положения. Наиболее близки к граниту Горхонской интрузии гранит-порфиры Шерловой горы и Хапчеранги (№ 9—10) и граниты Халзана (№ 11). Отличие пород этой группы от описываемого нами гранита заключается в соотношении щелочей, выраженном параметром n : последний для всех этих пород, за исключением аплита Шерловой горы (№ 8), не превышает 51,5, а в большинстве случаев меньше 50, что указывает на тяготение их скорее к калиевому ряду.

C ← S → A



• → *Породы Дарасунского района* ◦ → *Средние составы пород по Дзели* • → *Щелочные гранитоиды Забайкалья* ◦ → *Гранитоиды Агинского поля* • → *Прочие гранитоиды*

Фиг. 19

Ко второй группе пород, в петрохимическом отношении очень близких к гранитам Горхонской интрузии, относятся лейкократовые разновидности щелочных гранитов Западного Забайкалья: граниты среднего течения р. Ингоды (№ 14), Алenguя (№ 15), Брянки (№ 16) и Цаган-Хунтея (№ 17).

Для тех и других пород характерно малое содержание фемических компонентов, высокая кислотность, богатство щелочами и некоторое пере-
сыщение глиноземом.

Щелочные граниты отличаются несколько большим количеством магния в составе фемических минералов (за исключением гранита Брянки), в силу чего их векторы круче наклонены вниз, и более высокой величиной Q ($Q = 31-35$). Соотношение щелочей в составе этих пород иное, чем в породах первой группы: значение параметра n в среднем колеблется в пределах 53,5—59,6, достигая в отдельных случаях 84, что свидетельствует о постоянном преобладании натрия над калием, так же как и в горхонских гранитах.

Ближе всего к последним по химическому составу стоят граниты Брянки и Цаган-Хунтея, имеющие еще более лейкократовый характер.

Суммируя изложенное, можно сказать, что граниты Горхонской интрузии в петрохимическом отношении близки к породам первой и второй группы.

Не имея в своем минералогическом составе щелочных темноцветных минералов подобно гранитоидам Агинского поля, они по преобладанию в комплексе щелочей натрия над калием аналогичны лейкократовым разновидностям щелочных гранитов Западного Забайкалья и представляют собой промежуточное звено между этими двумя группами пород.

5. Породы эффузивно-туфового комплекса

Порфиролиты эффузивно-туфового комплекса Дарасунского района по химическому и минералогическому составу разделяются на две группы: 1) порфириты и 2) фельзиты и кварцевые порфиры.

Числовые характеристики наиболее типичных фельзита и порфирита приведены ниже:

	a	c	b	s	a'	c'	m'	f'	n	Q
а) фельзит	16,23	0,45	2,72	80,58	28,57	—	14,28	57,14	84,80	28,27
б) порфирит	10,20	5,77	24,63	60,00	—	33,89	31,00	34,45	68,42	—6,77

При сравнении числовой характеристики и положения на диаграмме вектора дарасунского порфирита с аналогичными данными, полученными для средних составов наиболее распространенных пород, подсчитанных Дэли, видно, что наша порода ближе всего стоит к эссекситовому габбро (№ 18) и тефриту (№ 19), причем некоторые ее параметры (b , m' , n) занимают промежуточное положение между параметрами этих пород.

При общей близости к этим типам пород дарасунский порфирит отличается несколько более высокой кислотностью (меньшее значение отрицательной величины Q) и повышенным содержанием кальция в составе фемических компонентов; последнее определяет более пологий наклон его вектора вправо на плоскости ASB .

Значение большей части параметров дарасунского порфирита (c , b , s , c' , m' , Q) ближе к тефриту, но по меньшему содержанию щелочей и по высокому значению величины n , ствечающему значительному преобладанию в комплексе щелочей натрия над калием, наш порфирит более сходен с эссекситовым габбро, поэтому векторы этих двух пород на плоскости CSB наклонены круче вектора тефрита.

Все вышеизложенное показывает, что дарасунский порфирит относится к представителям габбро-базальтовой магмы, отклоняющимся к щелочному типу.

Числовая характеристика и положение на диаграмме вектора фельзита Дарасунского района существенно отличаются от аналогичных данных для среднего состава риолита, подсчитанного Дэли (№ 20).

Вектор фельзита на плоскости *ASB* смещен влево по отношению к вектору среднего риолита и имеет более пологий наклон, что указывает на повышенное содержание щелочей и меньшее количество магния в составе фемических компонентов. Щелочной характер нашей породы проявляется также в малом значении величины *c*, равной 0,45, тогда как в среднем риолите оно достигает 1,4. Соотношение щелочей в фельзите характеризуется резким преобладанием натрия над калием, выраженным высокой величиной параметра *n*, равной 84,8 (в риолите $n = 52,4$). Поэтому вектор его в плоскости *CSB* расположен ближе к оси *SB* и круто повернут вниз.

Породой, наиболее близкой к нашему фельзиту по химическому составу, является дагамит — щелочной аплит (№ 21), состоящий из кварца, щелочного полевого шпата и амфибола арфведсонит-рибекитового ряда и отличающийся от пэйзанита преобладанием альбита над калиевым полевым шпатом.

При общей близости химического состава этих пород дарасунский фельзит отличается несколько более высоким значением величины *a* и пониженным значением величин *c* и *b*, т. е. еще более резко выраженным характером щелочного аплита.

Обе породы отличаются от среднего риолита резким преобладанием натрия над калием ($n > 80$) и меньшей кислотностью: величина параметра *s* для дагамита и фельзита равна 80,4—80,5, а для среднего состава риолита 81,2; величина избытка кремнезема *Q* для фельзита равна 28,2, в дагамите 30,1 и резко повышается в среднем риолите, достигая 33,6.

6. Гранодиориты Сычугурской интрузии

Для химической характеристики гранодиоритов Сычугурской интрузии был выбран доминирующий в последней тип роговообманково-биотитового гранодиорита, числовая характеристика которого приводится ниже:

<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>c'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>
11,20	4,70	11,60	72,50	7,00	—	38,82	54,10	75,85	18,98

При сравнении ее с числовыми характеристиками средних составов тоналита (№ 22) и гранодиорита (№ 23), подсчитанных Дэли, видно, что сычугурский гранодиорит является породой промежуточной между представителями гранодиоритового и тоналитового ряда, но стоит ближе к последнему.

Это сравнение показывает, что по количественному содержанию фемических компонентов и степени кислотности наша порода почти точно отвечает тоналиту. Отличиями сычугурского гранодиорита являются:

1) повышенное содержание щелочей, выраженное более высоким значением параметра *a* и меньшим значением величины *c*, близкими к величинам *a* и *c*, характерным для среднего гранодиорита. Поэтому векторы нашей породы на диаграмме смещены влево по отношению к тоналиту;

2) несколько меньшее количество магния в составе фемических минералов; соответственно этому вектор сычугурского гранодиорита имеет в правой части диаграммы не столь крутой наклон, как вектор тоналита;

3) иное соотношение щелочей: в тоналите оно выражается значением величины n , равным 58,5, для среднего гранодиорита n равно 66,7, а в сыпчугурском гранодиорите достигает 75,85. Это определяет наиболее крутой наклон вектора описываемой породы в плоскости CSB и указывает на значительное преобладание в ее составе натрия над калием.

Таким образом, описываемая порода относится к меланократовым, относительно бедным кремнекислотой, но богатым щелочами разновидностям группы гранодиорита.

Из интрузивных пород смежных и близких районов наиболее сходны по химическому составу с гранодиоритами Сыпчугурской интрузии гранодиориты Хамаро-Тыринского массива (№ 24) и гранодиориты Седловской интрузии (№ 25).

Однако эти породы богаче кремнекислотой и беднее фемическими компонентами (более высокие величины s и Q и низкие b) и ближе соответствуют составу среднего гранодиорита (отличаясь лишь небольшим избытком алюминия); поэтому векторы их на диаграмме располагаются ближе к вершине S . Хамаро-тыринский гранодиорит отличается, кроме того, преобладанием магния над железом в составе фемических минералов (длинный вектор) и менее резко выраженным преобладанием натрия над калием в составе щелочей.

7. Гибридная порода

Числовая характеристика типичной гибридной породы:

a	c	b	s	a'	c'	m'	f'	n	Q
12,46	5,42	18,31	63,81	—	12,96	57,77	29,25	91,30	—0,56

образование которой связано с воздействием гранодиорита Сыпчугурской интрузии на габбро, и положение ее вектора на диаграмме показывают своеобразие ее химического состава, в общем промежуточного между составом исходного габбро и сыпчугурского гранодиорита. Соответственно этому ее вектор занимает промежуточное положение между векторами этих пород.

Основным отличием от них гибридной породы является содержание щелочей, несколько более высокое, чем даже в гранодиорите, и соотношение последних, характеризующееся максимальным для трех рассматриваемых пород преобладанием натрия над калием. Поэтому вектор гибридной породы в плоскости ASB немного смещен вправо по отношению к сыпчугурскому гранодиориту, а вектор ее в левой части диаграммы имеет наиболее крутой наклон.

Другим отличием гибридной породы является существенное преобладание в ней магния в составе фемических компонентов (наиболее длинный и крутой вектор в плоскости ASB).

В общем химическая сторона процесса гибридизации габбро под воздействием интрузии гранодиорита характеризуется обогащением исходной породы щелочами и кремнекислотой (более высокое значение параметров a , s и Q в гибридной породе по сравнению с габбро) и уменьшением количества фемических составных частей и полевошпатовой извести (сравнительно низкие величины c и b).

Из средних составов горных пород, подсчитанных Дэли, по химическому облику наиболее близки к описываемой породе кварцевое габбро (№ 26) и порода из группы щелочных габброидов — шошонит (№ 27).

Сопоставление указанных числовых характеристик показывает, что наша порода по химическому составу занимает промежуточное положение между кварцевым габбро и шошонитом, но в общем стоит ближе к послед-

нему. Сравнительно с кварцевым габбро шошонит и гибридная порода Дарасунского района отличаются повышенным содержанием щелочей (высокое значение параметра a и пониженное значение c), большим количеством кальция и магния в составе фемических компонентов и недостатком кремнезема для насыщения оснований, выраженным в отрицательном значении величины Q .

Отличием гибридной породы от шошонита являются:

1) более высокое содержание в ней фемических составных частей, почти точно отвечающее составу кварцевого габбро, что определяет расположение вектора нашей породы на диаграмме на одном уровне с вектором последнего и ниже вектора шошонита;

2) меньшая недосыщенность кремнеземом и поэтому более высокое значение величины Q , равное для нашей породы $-0,56$, а для шошонита $-9,3$;

3) соотношение щелочей, характеризующееся в дарасунской гибридной породе резким преобладанием натрия над калием, выраженным значением величины n , равным 91, тогда как в шошоните n равно 50.

Следует отметить также сходство химического состава нашей породы и средних составов лампрофиров керсантит-спессартитового ряда, подсчитанных Бегером. Приводим числовые характеристики последних по А. Н. Заварицкому:

	a	c	b	s
1) керсантит	12,5	4,9	19,1	63,5
2) спессартит	11,4	4,7	21,1	62,8

Сопоставление этих данных с числовой характеристикой нашей породы обнаруживает, что последняя наиболее близко стоит к керсантиту.

Близость состава гибридных пород Дарасунского района к составу лампрофиров и щелочных габброидов не является случайной. Аналогичное явление отмечено А. Н. Заварицким для пород Бердяшского массива. Автор указывает, что «это сходство обусловливается отклонением того соотношения между характером и относительным количеством силических и фемических составных частей, которое устанавливается при нормальном течении дифференциации».

Подобное отклонение от соотношений, обычно возникающих при нормальном ходе дифференциации, представляет и описанная нами порода, сочетающая сравнительно высокое содержание фемических составных частей и богатство щелочами, что является следствием ее гибридного происхождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее древними геологическими образованиями в пределах исследованной территории являются биотитовые гнейсы докембрийского или нижнепалеозойского возраста, по составу отвечающие гранитам, среди которых выделяются основные разновидности с полосчатой текстурой и равнозернистые гнейсы с параллельно-линейной текстурой. Направление структур древнего комплекса гнейсов близко к меридиональному. Состав и структура слагающих его пород не дают достаточных данных для однозначного решения вопроса об их происхождении: они могут представлять как преобразованные изверженные породы, так и глубокометаморфизованные осадочные образования.

Палеозойские отложения, пользующиеся наибольшим распространением в районе, представлены онойской свитой песчаников, сланцев и зеленокаменных пород, возраст которой определяется в пределах от верхнего девона до нижнего карбона включительно. В западной части

Числовые характеристики магматических горных пород

№№ анали- зов на диа- грамме	Название породы и местонахождение	a	c	b	v	a'	c'	m'	f'	n	Q	Автор и год
I	Диабаз. Крымский район	7,68	8,27	27,25	56,79	—	23,51	42,16	34,00	84,61	—10,00	Сулоев, 1938
II	Зеленокаменная порода. Олентуйский район	6,25	8,10	28,21	57,23	—	22,67	39,54	37,53	84,09	—5,93	Лучицкий, 1941
III	Гранит Калангинской интрузии. Дарасунский район	13,89	0,45	4,52	81,12	—	1,44	4,34	94,20	38,67	37,00	Арсеньев и Нечаева, 1938
IV	Габбро. Дарасунский район	8,44	7,53	24,62	59,37	—	16,86	43,42	39,71	88,33	—5,63	То же
V	Гранит Горхонской интрузии. Дарасунский район	15,22	0,91	3,70	80,15	66,60	—	3,50	29,82	64,10	28,97	» »
VI	Порфирит эффузивно-туфового комплекса. Дарасунский район	10,20	5,77	24,63	60,00	—	33,89	31,00	34,45	68,42	—6,77	» »
VII	Фельзит. Дарасунский район	16,23	0,45	2,72	80,58	28,57	—	14,28	57,14	84,80	28,27	» »
VIII	Гранодиорит Сыпчугурской интрузии. Дарасунский район	11,20	4,70	11,60	72,50	7,00	—	38,82	54,10	75,85	18,98	» »
IX	Гибридная порода. Дарасунский район	12,46	5,42	18,31	63,81	—	12,96	57,77	29,25	91,30	—0,56	» »
1	Диабаз	8,30	6,20	25,90	59,60	—	18,70	38,80	42,50	81,70	—3,60	Средн. тип по Дэли
2	Оливиновый диабаз	7,50	6,40	30,00	56,10	—	16,80	45,80	37,40	80,00	—9,20	» » » »
3	Плато-базальт	6,84	6,14	30,08	56,94	—	18,60	38,70	42,70	85,70	—5,94	» » » »
4	Габбро безоливиновое	7,90	8,40	24,90	58,80	—	19,80	46,90	33,30	80,40	—6,60	» » » »
5	Средний гранит всех периодов	13,40	2,40	5,40	78,80	15,00	—	27,50	57,50	56,00	28,40	По Дэли
6	Средний докембрийский гранит	13,40	2,40	4,40	79,80	9,20	—	23,10	67,70	52,60	30,40	» »
7	Средний посткембрийский гранит	12,70	2,60	6,50	78,20	26,80	—	25,90	71,60	52,00	28,40	» »
8	Аплит Шерловой горы	13,20	0,70	2,00	82,70	—	19,50	9,70	71,00	57,00	40,20	В. А. Заварицкий, 1937
9	Гранит-порфир Шерловой горы	14,60	1,30	2,10	82,00	29,50	—	—	70,50	48,00	33,50	» 1937

№№ анализов на диаграмме	Название породы и местонахождение	a	c	b	s	a'	c'	m'	f'	n	Q	Автор и год	
10	Гранит-порфир. Район Хапчеранги . .	13,10	0,40	3,90	82,60	56,60	—	5,00	48,00	49,50	38,60	В. А. Заварицкий, 1937	
11	Биотитовый гранит. Халзанский район	14,40	0,80	3,80	81,00	48,50	—	8,50	43,00	46,00	32,40		» 1937
12	Аплитовидный гранит. Халзанский район	14,00	0,80	3,80	81,00	61,00	—	13,00	26,00	51,50	35,60		» 1937
13	Гранит. Кукульбейский район	14,60	0,90	4,50	80,00	51,00	—	7,50	41,50	51,00	36,70	» 1937	
14	Лейкократовый рибекитовый гранит. Долина р. Ингоды	14,82	0,06	2,67	82,45	39,02	—	7,32	53,66	53,50	35,20	Арсеньев и Нечаева, 1950	
15	Лейкократовый рибекитовый гранит. Долина р. Аленгуй	14,15	0,32	3,57	81,96	32,73	—	10,91	56,35	59,60	35,30		То же
16	Эгириново-рибекитовый гранит. Долина р. Брянки	15,50	0,06	3,12	81,32	58,34	—	2,08	39,58	84,10	31,60	» »	
17	Эгириново-арфведсонитово-катафоритовый гранит. Хр. Цаган-Хунтей	14,47	0,93	3,35	81,25	20,00	—	8,00	72,00	54,62	32,62	» »	
18	Эссекситовое габбро	10,60	6,20	26,30	56,90	—	24,40	38,60	37,00	73,70	-13,60	Средний тип по Дэли	
19	Тефрит	11,00	6,10	23,70	59,20	—	27,20	30,00	42,80	53,20	-9,70	» » » »	
20	Риолит	13,70	1,40	3,70	81,20	21,80	—	18,20	60,00	52,40	33,60	» » » »	
21	Дагамит	15,00	0,70	3,90	80,40	23,70	—	10,20	66,10	81,00	30,10	А. Н. Заварицкий, 1941	
22	Тоналит	9,10	7,00	11,70	72,20	2,40	—	42,80	54,80	58,50	19,20	Средний тип по Дэли	
23	Гранодиорит	12,40	4,50	8,30	74,20	—	10,70	38,70	49,60	66,70	20,30	» » » »	
24	Гранодиорит. Хамаро-Тырянский район	11,70	3,80	8,80	75,70	10,80	—	49,20	40,00	61,00	24,20	В. А. Заварицкий, 1937	
25	Гнейсовидный гранодиорит. Седловский район	12,53	3,59	7,99	75,88	13,79	—	38,79	47,41	74,72	23,12	Сулоев, 1938	
26	Кварцевое габбро	9,60	6,80	18,50	65,10	—	9,10	39,60	51,30	75,00	4,20	Средний тип по Дэли	
27	Шопонит	13,60	5,75	16,00	64,65	—	15,60	40,20	44,20	50,80	-9,30	» » » »	

Дарасунского района эти породы в результате контактового воздействия варисцийской гранитной интрузии превращены в филлиты, кварциты, кристаллические сланцы и амфиболиты.

Отложения ононской свиты смяты в крупные и сложные складки северо-восточного простирания. Мощность ононской свиты достигает нескольких километров.

На осадочных образованиях среднего палеозоя трансгрессивно, с угловым несогласием, залегают грубозернистые отложения туринской свиты верхнего триаса, представленной полимиктовыми песчаниками, мелкогалечными конгломератами и сланцами с фауной *Pseudomonotis*.

Простирание отложений туринской свиты восточное-северо-восточное; мощность их равняется 700—900 м.

На отложениях триаса несогласно залегают крупногалечные конгломераты дарасунской свиты, возраст которых условно определяется как верхнеюрский или нижнемеловой. Главное поле развития дарасунских конгломератов имеет форму длинной и узкой полосы, зажатой среди пород ононской свиты и ограниченной с запада и востока крупными разломами меридионального простирания.

Магматические проявления в пределах Дарасунского района можно подразделить на 3 комплекса: нижнепалеозойский или докембрийский, верхнепалеозойский (варисцийский) и мезозойский.

К нижнепалеозойскому или докембрийскому магматическому циклу относится Калангинская интрузия гнейсовидного лейкократового гранита. Характерными особенностями пород этой интрузии являются их параллельно-линейная текстура и повсеместно проявляющиеся следы интенсивного катаклаза. Они существенно состоят из калинатрового полевого шпата, альбита, кварца и очень небольшого количества биотита. Эти породы отличаются высокой кислотностью, богатством щелочами и преобладанием в комплексе последних калия над натрием.

Наиболее широким развитием пользуются магматические образования варисцийского цикла.

К первым его проявлениям относятся подводные эффузии диабазов и диабазовых порфиритов, подвергшихся процессу зеленокаменного изменения. Эти породы слагают прослой в толще отложений ононской свиты и синхронны последним. За излияниями основных лав последовала интрузия габброидов, прорывающая отложения ононской свиты.

Во второй фазе интрузивной деятельности варисцийского магматического цикла относятся лейкократовые микроклиновые граниты Горхонской интрузии. Комплекс жильных образований последней представлен мелкозернистыми порфиroidными гранитами, гранит-порфирами, аплитами и гранофирами, а ее гидротермальные проявления — сетью кварцевых и кварцево-карбонатных жил.

Граниты Горхонской интрузии прорывают и метаморфизуют габброиды и отложения ононской свиты и присутствуют в гальке триасовых конгломератов.

Аналогичные гранитоиды варисцийского возраста отмечены также в бассейне Аленгуя и среднего течения Ингоды; геологическая позиция и петрологические особенности этих пород позволяют вывести заключение о принадлежности их вместе с гранитами Горхонской интрузии к крупному Ингодинско-Туринскому батолиту, область распространения которого охватывает значительную часть Даурского хребта и хребта Черского.

Аналогично гранитам Калангинской интрузии варисцийские граниты отличаются лейкократовым характером, высокой кислотностью и богатством щелочами, но стоят ближе к натровому ряду.

Из интрузивных образований смежных и близких районов в петрохимическом отношении наиболее близки к гранитам Горхонской

интрузии две группы пород: 1) граниты Агинского палеозойского поля и 2) щелочные гранитоиды бассейна рр. Ингоды, Аленгуя, Хилка и Уды. Подобно гранитам Агинского поля, породы Горхонской интрузии, не имеют в своем составе щелочных темноцветных минералов, но по преобладанию в них натрия над калием аналогичны вышеупомянутым щелочным гранитам и представляют как бы промежуточное звено между этими двумя группами пород.

К мезозойскому магматическому циклу относятся покровные излияния кислых и основных эффузивов и сопровождающие их туфы. Эффузивно-туфовая толща несогласно залегает на отложениях триаса и среднего палеозоя. Нижнюю ее часть слагают фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы, которые в верхней части разреза сменяются роговообманковыми порфиритами и туфами последних. Мощность эффузивно-туфовой толщи достигает 200 м; в той или иной степени она дислоцирована, причем простирание структур преимущественно меридиональное.

В петрохимическом отношении фельзиты отличаются ясно выраженным щелочным характером и ближе всего отвечают дагамиту.

Порфириты относятся к представителям габбро-базальтовой магмы, отклоняющимся к щелочному типу.

Возраст эффузивно-туфового комплекса устанавливается в пределах от верхнего триаса до верхней юры.

К следующей фазе мезозойского магматического цикла относится Сыччугурская интрузия гранодиорита, прорывающая отложения ононской свиты, варисцийские граниты и габброиды и эффузивно-туфовую толщу.

Эта интрузия широко дифференцирована; в комплексе слагающих ее пород доминируют роговообманково-биотитовые гранодиориты, а подчиненное значение имеют кварцевые сиениты и кварцевые диориты. Приуроченность этих разновидностей к краевым зонам массива позволяет предполагать, что некоторую роль в их образовании играли процессы ассимиляции.

С Сыччугурской интрузией связана обширная серия жильных образований, для которой характерно преобладание пород меланократового ряда: диорит-порфиритов и порфиритов. В результате контактового воздействия этой интрузии варисцийские габброиды превращены в гибридные породы, кварцевые порфиры эффузивно-туфового комплекса — в андалузитовые роговики, а породы ононской свиты турмалинизированы. Гидротермальные проявления, связанные с Сыччугурской интрузией, представлены кварцево-турмалиновыми и кварцевыми жилами, местами с незначительным содержанием флюорита и сульфидов. Эти жилы рвут все вышеописанные породы и, очевидно, вместе с интрузией, к дериватам которой они принадлежат, являются наиболее молодыми геологическими образованиями района (за исключением кайнозойских отложений).

По химическому составу гранодиориты Сыччугурской интрузии относятся к меланократовым, бедным кремнекислотой, но относительно богатым щелочами разновидностям группы гранодиоритов.

В результате наших исследований намечаются следующие особенности магматических проявлений Дарасунского района:

1) Для эффузивных образований от среднего палеозоя до среднего мезозоя наблюдается неизменное повышение щелочности.

2) Граниты палеозойского интрузивного комплекса отличаются лейкократовым характером и богатством щелочами, причем щелочность несколько повышается в варисцийских гранитах по сравнению с нижнепалеозойскими.

3) Существенным отличием нижнепалеозойских (калангинских) гранитов является принадлежность их к калиевому ряду, тогда как

гранитоиды позднейших интрузий стоят ближе к представителям натрового ряда.

4) Область распределения векторов пород Дарасунского района располагается на диаграмме в виде полосы, сдвинутой вправо по отношению к полосе распределения векторов средних составов аналогичных пород (по Дэли); что иллюстрирует щелочную тенденцию комплекса магматических образований нашего района.

Сопоставление гранитов Горхонской интрузии с гранитами Агинского палеозойского поля и щелочными гранитоидами Западного Забайкалья, сделанное выше, позволяет несколько расширить рамки нашего обобщения и отметить, что в верхнепалеозойском и мезозойском интрузивном циклах Западного Забайкалья и области Агинского палеозойского поля имеют существенное значение породы щелочной и субщелочной серий.

Наиболее выраженный щелочной характер интрузивного цикла рассматриваемой области отмечается в верхнем палеозое (интрузии Аленгуя, Ингоды, Цаган-Хунтея и Брянки), а эффузивного цикла — в мезозое (Цаган-Хунтей, Дарасунский район).

Присутствие в Цаган-Хунтейском районе тешенитов и нефелиновых базальтов верхнемезозойского или кайнозойского возраста указывает, что эффузивные образования данной области сохраняют щелочной характер до кайнозоя.

В целом можно отметить, что для Дарасунского района и близких районов Западного и Восточного Забайкалья выделяется общий тип гранитных интрузий, для которых характерны высокая кислотность, богатство щелочами, малое содержание полевошпатовой извести и фемических минералов и преобладание железа над магнием в составе последних. Среди пород этих интрузий встречаются представители как калиевого, так и натрового ряда.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

М. С. Нагибина. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования	1
I. Введение	1
II. Обзор литературы	2
III. Условия залегания и возраст тургинских отложений	3
IV. Описание горных пород	6
V. Условия накопления осадков	42
VI. Краткая геологическая история образования верхнемезозойских впадин	45
Литература	46
А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева. Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье)	48
Геолого-петрографический очерк (?).	48
I. Докембрий или нижний палеозой	49
II. Докембрийский или древнепалеозойский (?) интрузивно-эффузивный комплекс	51
III. Палеозойский (варисский?) интрузивный комплекс	54
IV. Мезозойский интрузивно-эффузивный комплекс	70
V. Континентальные отложения (J ₃ —Ct ₁)	96
VI. Мезо-кайнозойский эффузивный комплекс	100
Общий обзор и петрохимическая характеристика	108
А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева. Геолого-петрографический очерк района курорта Дарасун	120
Введение	120
Стратиграфия	123
I. Докембрий или нижний палеозой	124
II. Палеозой	126
III. Мезозой	132
Вулканизм	140
I. Нижнепалеозойский или докембрийский магматический цикл	140
II. Варисский магматический цикл	143
III. Мезозойский магматический цикл	158
Минеральные источники	179
Химизм магматических пород Дарасунского района	181
Заключение	189

