

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р  
И Н С Т И Т У Т   Г Е О Л О Г И Ч Е С К И Х   Н А У К

---

**О Ч Е Р К И**  
ПО  
**ГЕОЛОГИИ СИБИРИ**

Выпуск 12

В. П. МАСЛОВ и А. Д. ЗИНОВКИН

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ВАССЕЙНА р. ДАИ  
И ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ВОРЩЕВСКОГО ХРЕБТА**

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р  
И Н С Т И Т У Т   Г Е О Л О Г И Ч Е С К И Х   Н А У К

---

**О Ч Е Р К И**  
ПО  
**ГЕОЛОГИИ СИБИРИ**

Вып. 12

В. П. МАСЛОВ и А. Д. ЗИНОВКИН

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК БАССЕЙНА р. ДАИ и ЮГО-ВОСТОЧНОГО  
СКЛОНА БОРЩЕВСКОГО ХРЕБТА**

---

И З Д А Т Е Л Ъ   С Т В О   А К А Д Е М И И   Н А У К  
МОСКВА                      1940                      ЛЕНИНГРАД

Главный редактор *акад. В. А. Обручев*  
Ответственный редактор *А. И. Цветков*

Редактор *П. С. Котляревская*

Технический редактор *П. А. Савельев*

Корректор *О. В. Герцман*

Сдано в набор 19/II 1940 г. Подписано к печати 17/VII 1940 г. Формат 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Объем 9<sup>1</sup>/<sub>2</sub> п. л.  
В 1 п. л. 58 000 печ. зн. Уч.-изд. 12.82 л. Тираж 800 экз. А 28516 РИСО № 1309. АНИ 1486.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста „Полиграфкинг“. Москва, Валовая, 28. Зак. № 863.

## ВВЕДЕНИЕ

В связи с углубленным изучением генезиса и распространения россыпей и коренных месторождений олова, в Забайкальскую экспедицию Академии Наук 1937 г., наряду с поисковыми и геохимическими партиями, были включены и геолого-съёмочные отряды. В задачу последних входили геологические исследования в масштабе 1 : 100 000 некоторых наиболее интересных участков. Съёмка должна была дать стратиграфию и тектонику заснятого участка и возрастные указания на оловоносные магматические породы.

В состав экспедиции входил и Сретенский геологический отряд, состоящий из авторов настоящего очерка и старшего коллѣктора В. С. Салько; отряд работал на планшетах VII—33 и VII—34 двухверстного масштаба. Геологическая съёмка производилась на западной трети планшета VII—34. В результате работ отряда заснят участок, располагающийся на юго-восточном склоне Борщевского хребта, с захватом его водораздела и части северного склона (пади Медвежья, Березовая, Коренная, Затеева, Максимиha, Дунаева и т. д.), и район между рр. Унда, Курѣнга и Куникап, т. е. бассейн р. Даи полностью. Северная часть снятого участка располагается в кристаллических комплексах Борщевки, а срединная и южная захватывают мезозойские отложения с прорывающими и подстилающими их интрузиями. Таким образом, оказалось, что участок очень удачен в смысле установления возрастов некоторых интрузивных пород, и работа на нем, может быть, сделает возможным в соседних районах определить возраст оловянного оруденения, так как последнего в нашем участке почти не установлено.

Геологическая съёмка производилась всеми тремя участниками одновременно из одного лагеря, тремя самостоятельными маршрутами. Результаты экскурсии немедленно наносились в лагере на увеличенную до масштаба 1 : 21 000 топографическую основу. В результате уже в поле была получена геологическая карта фактического материала с обозначением всех точек наблюдений. Попутно отрядом производился сбор шлихов из древних и современных аллювиальных отложений главных речек и падей. Для этого делались закопашки и мелкие шурфы, и порода промывалась на лотке одним из рабочих. Всего было заснято 1200 км<sup>2</sup> и отмечено 3000 точек наблюдений, что дает 2.5 точки на 1 км<sup>2</sup>.

Весь район целиком, за исключением самого южного участка на левом берегу р. Унды, находится в области, заснятой в 1930 г. Е. Н. Щукиной и Н. И. Толстихиным в масштабе 1 : 200 000. Карта, сделанная этими лицами, имела у нас на руках в поле. Являясь картой сильно схематизированной, она все же помогла нам вначале при изучении развития осадочных пород (средняя часть района). Основные воззрения авторов этой карты на стратиграфию мезозоя нами подтверждаются и детализируются. В области же кристаллических сланцев и магматических пород, в особенности в южном склоне Борщевского хребта, карта Толстихина и Щукиной не отвечает действительности. После полевой и в особенности камеральной работы выяснилась очень сложная картина интрузивных явлений благо-

даря большому разнообразию магматических фаций. В то же время тектонические взаимоотношения оказались не так сложны, как это ожидалось.

В настоящей работе Введение и главы I, II, V, VI и VII написаны В. П. Масловым, главы III и IV — А. Д. Зиновкиным, VIII глава — совместно обоими авторами.

В процессе камеральной обработки ряд товарищей помог нам советами и указаниями, за что авторы считают своим приятным долгом выразить им глубокую благодарность.

Б. И. Чернышев предоставил в наше распоряжение списки определенной им фауны; М. Ф. Нейбург определила найденную нами флору; Е. Н. Щукина и Н. И. Толстихин помогли нам своими советами по стратиграфии района и предоставили в наше распоряжение сделанную ими карту; В. И. Лучицкий и Е. А. Кузнецов неоднократно давали консультацию в области петрографии; Е. А. Пресняков и Е. В. Павловский принимали участие в обсуждении ряда геологических вопросов; М. Е. Яковлева сделала часть определений констант минералов; В. С. Салько участвовал в обработке порфириров и туфов эффузивной свиты.

Краткая характеристика обнаженности района и его рельефа. Степень обнаженности района разнообразна. Наиболее плохо обнаженный участок находится в центре района, в области развития рыхлых меловых осадков. Коренные выходы пород здесь можно найти лишь по сопкам, хребтикам или по обрывам падей. Значительно лучше обнажены породы на юге и севере района, где хребты, а иногда и склоны имеют скалистый характер. По р. Унде есть участки, обнаженные на протяжении километров, что позволяло составить детальный разрез эффузивно-туфогенной верхнеюрской серии.

Рельеф района включает три орографические единицы:

- 1) Борщевский хребет, находящийся на севере нашего участка;
- 2) полосу пологих холмов и сопок со степным ландшафтом и пониженными высотами в центре района;
- 3) холмистый, сильно расчлененный участок на юге.

Борщевский хребет имеет северо-восточное протяжение и характеризуется пологими и ровными водораздельными высотами, достигающими 1100 м абсолютной высоты. Это довольно ровное плато изрезано долинами, впадающими на южном склоне в долины рр. Даи и Унды, а на северном в долину р. Шилки. Долины на южном склоне имеют базис эрозии значительно выше, чем на северном, благодаря тому, что р. Шилка врезана глубже. Соответственно бросается в глаза разница в крутизне и ширине долин-падей на северном и южном склонах хребта: северные пади уже и склоны их круче, хребтики между долинами скалистее. Пологие водораздельные вершины, сильно затаеженные, имеют оригинальные останцы выветривания, так называемые «столбы»; эти скалы-вершинки метров 10—30 высоты и различной длины, с вертикальными, иногда нависающими стенками, образованы гранитами или адамеллитами (табл. I, фиг. 1—4; табл. II, фиг. 5). Вокруг «столбов» обычно располагаются залесенные россыпи глыб тех же пород (табл. II, фиг. 6). Генезис этих образований надо отнести целиком за счет выветривания и разрушения гранита под влиянием мороза и влаги.

Срединная, более пониженная, степная полоса протягивается с юго-запада на северо-восток от р. Унды до р. Куренги. Ширина этой степной полосы около 15 км. Наиболее спокойный рельеф наблюдается в северо-западной половине, где развиты более рыхлые меловые и послемеловые песчано-конгломератовые породы. Здесь, между падами Ишикан и Буцелей I и II, наблюдается как бы древняя долина, находящаяся метрах в 100 над уровнем дна современных падей. Однако на водоразделах этой долины вместо ожидающегося речного галечника находятся высыпки меловых песчаников. Таким образом, «древняя долина», параллельная Борщевскому хребту, существование которой можно было бы по геоморфологическим



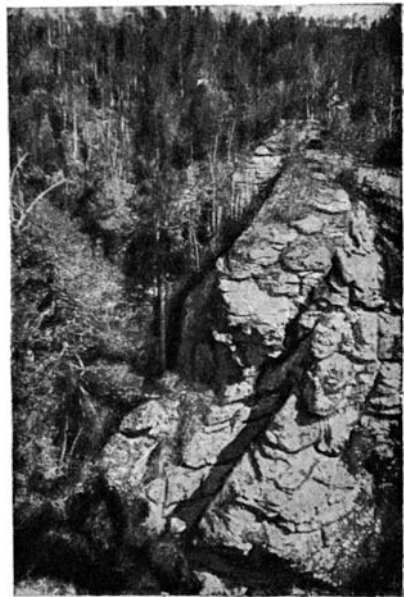
Фиг. 1. «Столбы» адамеллитов в Борщевском хребте (падь Голодная).



Фиг. 2. Обнажения адамеллитов в Борщевском хребте.



Фиг. 3. «Столбы» адамеллитов на водоразделе Борщевского хребта.



Фиг. 4. Скалистые вершины южного склона Борщевского хребта близ водораздела.

признакам предположить, геологически не подтверждается. Если ее проследить на северо-восток, то мы увидим, что в рельефе она замыкается между рр. Ишиканом и Куренгой и во всяком случае достигает Куренги. Поэтому образование такой депрессии в рельефе мы относим исключительно за счет наличия более рыхлых пород, распространение которых ограничивается этой областью. Интересно отметить, что участки, прикрытые сверху базальтовым покровом, образуют крутые горки (горы Кремшевка, Бурунда). Последние резко выделяются на фоне общего относительно пологого рельефа. В пониженном участке широко развиты древние террасы не только в долине р. Даи, но и в долинах иногда незначительных боковых притоков ее. На террасах мы остановимся ниже.

Южная часть района характеризуется рельефом, несколько напоминающим предгорную зону Борщевского хребта; однако, хотя некоторые вершины здесь и достигают 1000 м абсолютной высоты, пологих водораздельных пространств, как в Борщевском хребте, здесь не наблюдается. Долины мелких ручьев узки, круты и значительно короче, чем в Борщевке. Более крупные долины, как Сенкакучи, широки и заболочены. Это отличие от Борщевского хребта создает здесь гораздо более разнообразный и живописный ландшафт, что нужно считать результатом разнообразия в породах, которое наблюдается на этом участке (табл. II, фиг. 7, 8). Так, например, р. Сенкакучи, приток р. Унды, протекая по триасовым песчано-глинистым отложениям, имеет широкую и заболоченную долину. Такую же долину имеет р. Унда при устье р. Сенкакучи. Ниже по течению р. Унда, несравненно более мощная речка, чем Сенкакучи, попадая в область развития юрских эффузивов, сильно суживает свою долину, подмывает коренные берега и т. д. (фиг. 7). Ландшафт становится более расчлененным. Когда же р. Унда после пересечения эффузивной свиты попадает в налегающие на последнюю песчаники, ее долина сразу расширяется, и ландшафт из лесного меняется на степной.

Можно отметить, что как главные артерии, так и боковые притоки выбирают два основных направления: северо-восточное — по простиранию пород и северо-западное — вкрест простирания. Лишь р. Куренга течет с юга на север, выбрав для своего русла тектоническую линию в месте контакта юры и кристаллических пород.

## 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

В Восточном Забайкалье по настоящий момент проведено значительное количество геологических работ, но о нашем районе в литературе с 1917 г. не появилось ни одной статьи, несмотря на частое посещение геологами Борщевского хребта и неоднократное перекрытие геологическими разведками Шахтаминового административного района.

Литературные источники до 1927 г., непосредственно касающиеся территории, исследованной нами в 1937 г., очень скудны. Заслуживают упоминания два из них: 1) описание Шивинского минерального источника Стуковым (1901) и 2) маршруты, произведенные А. Гедройцем (1909). Стуков, не затрагивая геологических вопросов, приводит данные о курортных постройках, путях сообщения и т. д. Шивинского ключа, известного с 1888 г. Для нас интересен анализ сухого остатка воды Шивинского источника, произведенный в нерчинской аптеке. При перечислении на проценты его результаты следующие:

CaO . . .	28.92	Cl . . .	9.09
MgO . . .	4.12	CO <sub>2</sub> . . .	39.66
FeO . . .	1.62	SiO <sub>2</sub> . . .	следы
Na <sub>2</sub> O . . .	16.59		
SO <sub>3</sub> . . .	следы		100.00

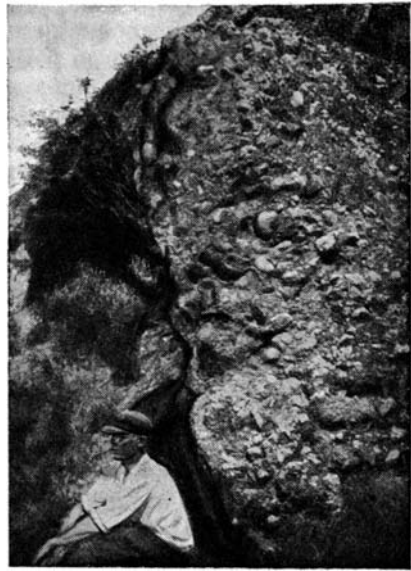
Упоминание о том же курорте имеется у М. А. Богачева (1909). А. Гедройц (1909) проделал несколько маршрутов поперек нашего



Фиг. 5. Обнажения адамеллитов. Борщевский хребет.



Фиг. 6. Россыпь мелкозернистых гранитов с жилой мусковитового пегматита (наверху). Борщевский хребет.



Фиг. 7. Обнажения туфоконгломератов в правом берегу долины р. Унды против пос. Коровино.



Фиг. 8. Обнажение кристаллических доломитов в правом берегу долины р. Унды выше пос. Купряково.



района, главным образом с севера на юг. В описании обнажений мы находим следующие данные (1909, стр. 89): «Близ деревень Ишикан и Мирново встречены порфи́ровая брекчия (§ 71), бурый кварцевый порфир (§ 72) и порфи́ровый туф. Около д. Мирново развиты гнейсы (§ 73), отчасти биотито-роговообманковые, отчасти биотитовые с пластом графитового сланца. Простирание сильно катаклизированных гнейсов на СВ 60° и падение СЗ  $\angle$  40°».

На горе Стеклянке (стр. 111, § 184) развит мусковитовый и биотитово-мусковитовый гранит. Утес Стеклянка (§ 185) пересечен жилой крупнозернистого пегматитового мусковитового гранита светлокрасного цвета. Мусковитовый гранит проникнут местами турмалином. Близ горы Стеклянки залегают биотитовый среднезернистый гнейс. Между ним и гранитом находятся зелено-серый тальк и белый тремолит.

Между селами Шивия и Жидка (§ 186) имеются кварцит, зеленовато-серый мелкозернистый серицитовый сланец и темносерый, почти черный мелкозернистый гнейс с зернисто-чешуйчатой структурой.

У прииска Балахня (стр. 113, обн. 3684) Гедройц констатирует диорит и фельзитовый туф, а также диабазовый конгломерат темнозеленого цвета; выше д. Н. Тергень (стр. 115, обн. 3641) — конгломерат с цементом диабазового порфи́рита и прослойками светлосерого диабазового туфа, падающий на З  $\angle$  5—10°. От д. Жидка до р. Даи развиты зеленовато-серые песчаники. У с. Шивия Гедройц нашел «валунный слой». На правом берегу р. Шивии (обн. 3695) им встречен базальт. На левом берегу р. Даи при спуске с северного водораздела им найден конгломерат с галькой диабазового порфи́рита, диабазового туфа, фельзитовой брекчии, фельзита, аплитового гранита, биотитового и аплитового гранита с турмалином и жильного кварца. Близ пос. Даинского у устья пади Луговой (обн. 3697) Гедройц описывает диабазовый конгломерат с гальками мелкозернистого диабазы, гранит-порфи́ра, диорита, биотитового порфи́ровидного гранита и диабазового порфи́рита.

Против р. Даи на правом берегу долины находится среднезернистый песчаник, переслаивающийся с конгломератом; простирание — СВ 50°, падение — СЗ  $\angle$  20—23°. Между деревнями Даей и Даякан — те же песчаники с падением СЗ 340°  $\angle$  40° (обн. 3698). Гедройц останавливается на описании черного базальта, отчасти миндалевидного (обн. 3699), слагающего гору Кремневку.

Этот фактический материал не расходится с нашими данными, лишь терминология несколько иная и возраст пород в нашем описании определен более точно.

Так, диабазовые конгломераты нами названы туфоконгломератами и относятся к верхней юре, диабазы и их туфы описаны нами как порфи́риты и их туфы того же возраста, и т. д. Между прочим, «валунный слой» Гедройца, по видимому, является нашим валунным конгломератом предгорий Борщевки.

Гедройц считает, что современный рельеф исследованного района находится в прямой зависимости от тектонических разломов. Все наиболее крупные долины он относит к тектонического типа грабенам, по бортам которых изливались базальты. Нашими исследованиями эти взгляды не подтверждаются.

В литературе, касающейся всего Восточного Забайкалья, отметим лишь концепцию «древнего теменн Азии» Зюсса, положенную в основу работ Гедройца, Герасимова и Обручева (1899). Эта схема строения Восточного Забайкалья, отводившая исключительную роль радиальным разломам — горстам и грабенам, весьма резко оспаривалась Тетяевым (1927, 1928, 1929) после его работ в Западном и Восточном Прибайкалье. Полемика, разгоревшаяся вокруг этого вопроса между Тетяевым и Обручевым, не прекратилась и после ряда работ съемочного характера, произведенных под руководством первого.

В 1930—1931 гг. Н. И. Толстихин и Е. Н. Щукина произвели геологическую съемку исследуемого нами района. Результаты этих работ сведены в рукописном отчете, находящемся в Восточносибирском геологическом тресте. Все же остальные литературные источники касаются иных районов Восточного Забайкалья. Эта довольно обширная литература создана главным образом за период с 1927 по 1937 г. Большинство авторов, принимавших участие в региональной съемке Восточного Забайкалья, относятся к школе Тетяева, и их толкования структуры этого района возбудили в дальнейшем большие споры. Не желая вдаваться в оценку этих споров, которые могут быть решены более детальными съемками, мы бегло рассмотрим стратиграфические вопросы, касающиеся главным образом мезозоя, что важно для понимания разреза нашего района; вопросы же общей структуры Восточного Забайкалья мы оставим в стороне как подлежащие пересмотру, так как для решения их нужно еще накопить большой и высококачественный материал. Достаточно детальные геологические съемки в Восточном Забайкалье проводятся относительно редко, поэтому каждый вопрос, связанный с тектоникой, упирается в личные взгляды исследователя, который «исповедует» ту или иную гипотезу. Последняя становится не средством, а целью; ее стараются защитить, а противоположную точку зрения опорочить. Ранее часто работы ставились в таком разрезе, а иногда и сейчас они ставятся лишь для целей опровержения определенной гипотезы и утверждения другой, заранее заданной. Это извращение методики приводит к большой субъективности в области собирания геологических фактов и к еще большему произволу в толковании их. По мере возможности мы стремились избежать такой постановки вопроса, и по этой же причине мы остановимся лишь на стратиграфических схемах прежних исследователей, как на данных наиболее объективных.

Самым сложным вопросом является стратиграфия пресноводных мезозойских отложений. В этой части для Забайкалья кое-что сделано. И если нельзя дать общей колонки для всей этой области, то, мы думаем, сравнение нашего разреза с колонками других районов может представлять некоторый интерес.

А. Н. Криштофович (1932) в своем обзоре геологии Дальнего Востока, куда вошло и Забайкалье, выделяет особый Байкальский отдел Ангарской системы. В него входят пресноводные отложения с флорой и углями юрского возраста. Так как определение возраста делается исключительно по комплексу растительных форм, то этот отдел получает очень широкие рамки, и четкой границы между юрой и мелом провести невозможно. В этом случае все описанные мезозойские осадки нашего района выше триаса попадают в Байкальский отдел Криштофовича. Считая, что стратиграфия должна основываться на целом комплексе фактов и что флора чрезвычайно растяжимо определяет возраст толщ, мы думаем, что для Забайкалья стратиграфическая схема Криштофовича устарела и слишком груба. Для нашего района придется учитывать не только флору и редкие находки фауны, но также литологические особенности и геологические взаимоотношения отдельных комплексов.

Как увидим ниже, расчленение верхнего мезозоя производилось многими исследователями главным образом на основании фауны или же на основании чисто литологических признаков.

Историю изучения юрских и меловых отложений района можно разделить на три периода. Первый включает отдельные, разрозненные находки флоры, главным образом до 1925 г. Этот период нам наименее интересен, и мы его касаться не будем. Второй, с 1925 по 1932 г., включает работы с находками морской и пресноводной фауны и характеризуется расчленением юры на три части: морскую, алгачинскую и эстериевую. Как выражение взглядов этого периода приведем слова С. А. Музылева (1932<sub>2</sub>): «Сланцево-песчаниковая толща морского триаса (верхнего и нижнего) с крупным угловым несогласием перекрывается нижней туфогенной юрой.

Повидимому, в середине юры вулканический режим затихает, и эта часть стратиграфической колонки характеризуется наличием песчаников, сланцев и углей (средняя (?) юра). Верхи юрского разреза (верхняя юра) вновь представлены мощными вулканическими свитами. Вулканический режим верхней юры кое-где захватывает также и нижний мел.

Необычайно резко и фаунистически и литологически от вулканической юры отличается юра морская, охарактеризованная фауной от нижнего лейаса до верхов бата... Автохтонная (вулканическая.— В. М. и А. З.) юрская толща с некоторым угловым несогласием перекрывается меловыми отложениями, в низах которых мы имеем битуминозные рыбные сланцы...»

Как видим, уже в это время наметилось угловое несогласие между юрой и мелом и был найден так называемый тургинский фаунистический горизонт. В третий период, после 1932 г., отчетливо стал выделяться нижний мел вместе с тургинским горизонтом и угленосная меловая свита. Как выражение этих взглядов приведем слова Д. С. Соколова (1936): «...Эстериевая юра является более молодой по отношению к двум другим фациям (морская и алгачинская.— В. М. и А. З.) и отделяется от них крупным угловым несогласием. Так как возраст морской и алгачинской фаций юры может быть определен как лейас + доггер, то в эстериевой юре мы по существу имеем и верхнеюрские и нижнемеловые отложения. Поэтому в последних геологических работах, касающихся Восточного Забайкалья, термин «эстериевая юра» почти исчез из употребления, отложения же, ранее относившиеся к этому комплексу, в настоящее время подразделяются на верхнеюрский эффузивно-туфогенный и нижнемеловой комплексы...»

О. М. Кичигина (1937), рассматривая вопрос о корреляции мезозойских забайкальских отложений, содержащих *Estheria*, с отложениями Morrison Formation, приходит к выводу о юрском возрасте отложений Забайкалья. Но в этой же статье она указывает, что в Америке были долгие споры о юрском или нижнемеловом возрасте Morrison Formation, иначе говоря, нет полной уверенности в их юрском возрасте. Как увидим ниже, тургинский горизонт Восточного Забайкалья отделен от верхней юры несогласием, и над ним находится серия пород значительной мощности; поэтому в последнее время забайкальские геологи стали относить этот горизонт к нижнему мелу.

Теперь перейдем непосредственно к колонкам по Восточному Забайкалью. Ближайшим разрезом к нашему району будет разрез на участке съемки А. Л. Лисовского, находящийся километрах в 40 южнее южной рамки нашего планшета. Лисовский (1931) для района сел Акагуй и Кутомара дает следующий разрез юры (снизу).

1) Алгачинская юра:

- а) Свита аркозов и граувакк с прослоями песчаных черных сланцев с отпечатками *Cladophlebis haiburnensis*, *Cl. sp.*, *Feildenia sp.*, *Wilsonia sp.* . . . . . 1000 м
- б) Конгломерат . . . . . 400 м
- в) Свита песчаников внизу с прослоями сланцев, а сверху с мелкогалечным конгломератом. Отпечатки *Cladophlebis sp.*, *Leptostrobos sp.*, *Carpolites sp.*, *Czekanowskia setacea* Heer, *Pitiophyllum Nordenskiöldii* (Heer) Nath . . . . . 1300 м

2) Эстериевая юра:

- а) порфириновые туфы и порфириты,
- б) туфогенные конгломераты,
- в) туфы кварцпорфира и кремнистые сланцы с *Estheria Middendorffii*, *Ostracoda*, *Ephemeropsis* (тургинский горизонт  $J_3$ — $Cr_1$ ),
- г) песчаники,
- д) темные туфы и базальты.

С. А. Музылев (1932<sub>2</sub>) для окрестностей Цаган-Олуевского гранитного массива дает следующий разрез юры.

Алгачинская юра снизу (без продуктов вулканической деятельности):

- 1) Акагуевская свита — псаммиты и граувакки, реже аркозы с пластами сланцев сверху, с флорой *Cladophienbis haiburnensis*, *Cl. sp.*, *Poenicopsis sp.*, *Feldenia sp.*, *Nil-*

- sonia* sp. Песчаники зеленого цвета состоят из остроугольных зерен кварца, полевого шпата, кварцита, глинистого сланца, известняка . . . . . 500 м
- 2) Базановская свита — конгломераты равномерно галечные (с галькой до 2 см, состоящей из гранита, кварца, аркоза и филлитов) . . . . . 400 м
- 3) Бохтинская свита — аркозы и грауваки, аналоги акатуевским. В сланцах флора: *Czekanowskia setacea* Неег., *Cz. rigida* Неег., *Cladophlebis hebensis*, Вгong., *Cl. sp.*, *Pityophyllum Nordenskiöldii* (Неег) Nath., *Leptostrobos* sp., *Carpolites* sp. . . . . 1000 м
- 4) Верхняя Газимурская свита — конгломераты с песчаными прослоями и разной величины галькой. Содержит стволы растений.

Для Приаргунья Е. А. Пресняков (1931) дает сходный разрез для нижних горизонтов (снизу).

- 1) Алгачинская юра (J<sub>a</sub>)! акатуевская свита:
- а) Базановский конгломерат . . . . . 400 м
- б) Бохтинская свита песчаников,
- в) Верхний Газимуровский конгломерат.
- 2) Эстериная юра (J<sub>b</sub>) — карабонский фаунистический горизонт с *Estheria reticulata* Tshern., *E. transbaikalensis* Tshern и флора. Горизонт древнее тургинского.
- 3) Белесая юра (J<sub>c</sub>) — кислые эффузивы (кварцпорфиры, фельзитпорфиры и туфы), аркозы с конгломератами. Вся свита белая, светлосерая или бледножелтая, иногда окремнена и каолинизирована. Мощность — несколько сот метров. Здесь же находятся огнеупорные глины.
- 4) Песчано-конгломератовая свита (J<sub>d</sub>). Нормальные песчаники и конгломераты без туфогенного материала. Конгломераты местами валунные.
- 5) Эффузивная свита (J<sub>e</sub>) состоит из пород от кварц-порфиров до базальтов. Вместе с ними встречаются тонкозернистые светлосерые песчаники с *Czekanowskia rigida* Неег.
- 6) Тургинский фаунистический горизонт (J<sub>f</sub>) с *Estheria Middendorffii* Jones., *E. Daurica* Tshern., *Cyrena*, *Gastropoda*, *Ephemeroptera* и т. д. Слагается кремнистыми сланцами, тонкозернистыми песчаниками и туфами.
- 7) Челбучинские угленосные отложения:
- а) Свита нижних конгломератов, песков и глин рыже-серого цвета. Конгломераты состоят из гальки гранита, эффузивов, туфов и юрских песчаников. Угли . . . . . 30—40 м
- б) Свита светлых (белых и желтых) аркозовых песчаников со светлосерыми глинами и мелкогалечным конгломератом . . . . . 40—50 м
- в) Свита верхних красных конгломератов и глин. Галька до метра диаметром . . . . . 30 м
- г) Базальт.

За последние годы Пресняков отказался от этого разреза, и в неопубликованном отчете разрез изменен. Как сообщил он в разговоре, он считает, что эффузивная свита верхней юры с несогласием покрывается тургинским горизонтом с *Estheria Middendorffii* Jones и карабонским горизонтом с *Estheria reticulata* Tshern., который находится в одной свите с тургинским горизонтом. Белесая свита залегает неясно, и возможно, что она более молодая, чем нижний мел. Несогласно на эффузивной свите залегают и челбучинские угленосные отложения. Последние перекрывают и размыывают аплиты, рвущие порфириды.

Для бассейна р. Турги известен следующий разрез (снизу).

Морская юра:

- 1) Черные глинистые сланцы — лежат на дрове гранита.
- 2) Серые песчаники, переслаивающиеся с черными и темносерыми сланцами.
- 3) Конгломерат черный или темносерый.
- 4) Черные глинисто-песчаные сланцы.
- 5) Оливковые песчаники мелко- и грубозернистые, переслаиваются с черными окремнелыми сланцами.
- Эстериная юра:
- 1) Туфогенные конгломераты и песчаники . . . . . 150 м
- 2) Переменяемость порфиров (биотитово-роговообманковых) и их туфов 100—250 м.
- 3) Базальты, основные порфириды и окварцованные породы . . . . 200—250 м
- 4) Песчаные сланцы с фауной.
- 5) Глинистые сланцы с фауной.

Таким образом, мощность эффузивной серии считают в 650 м.

Для района с. Улятуй можно привести следующие мощности морской юры:

- 1) Базальный конгломерат . . . . . 20 м
- 2) Серые песчаники . . . . . 20—100 м
- 3) Черные глинистые сланцы . . . . . 20—300 м
- 4) Сланцево-роговообманковая свита с прослоями черных сланцев . 1000—1500 м
- 5) Конгломерат с гальками порфиритов и кварцитов с валунами до 1 м диаметром на севере . . . . . 500 м
- 6) Свита песчаных черных сланцев и тонкозернистых слоистых песчаников с прослоями глинистых сланцев и черных конгломератов. На северо-западе сланцы замещены мощной толщей порфиритовых лав и их туфов (роговообманковые порфириты) . . . . . 200—300 м

К. Г. Кригер-Войновский (1931) для бассейна рр. Талман-Борзя и Урулюнгуй дает следующий разрез юры (снизу):

- 1) Аркоз с прослоями черных сланцев с *Cladophlebis* . . . . . 1000 м
- 2) Конгломерат плотный с галькой гранита, кварцита и кварца . . . . . 400 м
- 3) Аркоз с прослоями глинистых сланцев и конгломератов с флорой: *Cladophlebis* cf. *Whitbiensis* Br., *Cl. sp.*, *Czekanowskia rigida* Heeg., *Ginkgo sibirica* (?) Heeg., *Nilsonia sp.*, *Phoenicopsis sp.*, *Leptostrobus sp.* . . . . . 1400—1600 м
- 4) Свита перемежающихся конгломератов, песчаников и, реже, глинистых сланцев. В последних встречаются: *Cladophlebis haiburnensis*, *Cl. sp.*, *Czekanowskia rigida* Heeg., *Phoenicopsis sp.* . . . . . 150 м
- 5) Песчаники и конгломераты, аналогичные вышеописанным.
- 6) Туфогенная свита из кварцевых порфиров, порфиритов, базальтов, песчаников и конгломератов.

Свиты 5 и 6 отнесены к верхней юре — нижнему мелу.

Н. А. Флоренсов (1937) при детальной съемке угленосных отложений Гусиного озера установил следующую колонку.

Наиболее древними породами являются кварциты, кристаллические известняки и ортосланцы. По аналогии с соседними районами им приписывается нижнепалеозойский возраст.

Более молодым является эффузивно-туфовый комплекс (плагноклазовые порфириты, мелафиры и их туфы); автор считает более вероятным среднеюрский возраст образования этих пород.

На всех этих породах с угловым несогласием ложится верхнеюрская серия пород:

«1) ... Грубые слоистые конгломераты с редкими прослойками песчаников. Галька их состоит целиком из подстилающих пород (гранитов и порфиритов). Мощность толщи 150 м.

2) Конгломераты согласно покрываются толщей однообразных аркозовых песчаников, содержащих редкие прослои глинистых и углистых сланцев. Мощность — 600 м.

3) Выше залегает угленосная толща... Она связана постепенными переходами с подстилающей песчаниковой толщей. Главную роль в ее разрезе играют аркозовые неслоистые массивные песчаники. Среди песчаников находятся многочисленные прослои глинистых сланцев, аргиллитов и бурых углей, достигающих промышленной мощности...

Возраст всей толщи, судя по отпечаткам растений<sup>1</sup> и обнаружению в низах ее остатков скелета *Allosaurus sibiricus*, — верхняя юра. Мощность 1200 м.

4) Со слабым угловым несогласием на угленосной свите лежит толща слоистых конгломератов, несущих прослои грубых песчаников и сланцеватых глин с маломощными пластинами весьма зольного угля.

В составе гальки конгломератов, на ряду с изверженными породами, участвуют и породы угленосной свиты. Возраст конгломератовой толщи (предположительно) нижний мел. Мощность 200—300 м.

5) С реаким угловым несогласием на породах предыдущих свит залегают аркозовые песчаники условно третичного возраста мощностью от 15 до 70 м. Тот же, но несколько более юный возраст имеют:

1) Очень грубые глыбовые конгломераты, которые ... являются типичной фацией предгорья. Мощность их достигает 50 м.

2) Четвертичные породы...»

<sup>1</sup> Флора не приводится (В. М. и А. З.).

Для ст. Хадабулак Н. Л. Кудрявцева (Соколов и Щукина, 1935) приводит следующий разрез верхнеюрского эффузивно-туфогенного комплекса (снизу):

1) Базальный горизонт, состоящий из обломков и окатанных галек более древних пород, сцементированных туфом кварцпорфира. Мощность непостоянная, от 10 до 100 м.

2) Светложелтые кварцевые порфиры и туфогенные песчаники. Мощность от 20 до 80 м.

3) Покров темносерых полевошпатовых порфиритов. В предгорьях хребта Адун-Челон мощность всего около 50 м. К северо-востоку, в предгорьях хребта Кукумбей, мощность около 600 м.

4) Плитчатые или рассланцованные фиолетовые порфириты, местами кварцитовидные. В нижних частях иногда встречаются базальты.

5) Белые полевошпатовые порфириты и их туфобрекчи. Надо заметить, что некоторые из этих горизонтов не выдержаны»...

Д. С. Соколов и Е. Н. Щукина (1935) для окрестностей городов Нерчинска и Сретенска дают следующий разрез эффузивной свиты.

На размытой, поверхности триаса с угловым несогласием ложится:

1) Базальный конгломерат, состоящий из галек и щебня, темносерых и черных песчаников и сланцев верхнего триаса, разнообразной формы и размеров, сцементированных теми же мелкоизмельченными породами.

2) Свита песчаников: кварцевых, аркозовых, внизу иногда туфогенных мелко- и среднезернистых, реже крупнозернистых, желтовато-серых, иногда розоватых, обычно светлых.

Отдельные прослои песчаников переходят в песчанистые сланцы. В подчиненном количестве среди песчаников находятся линзы и прослои мелкогалечных конгломератов, мощность которых непостоянна и обычно невелика, лишь местами достигая 15 м. Гальки конгломератов состоят из кварца, песчаника, порфирита и других пород. С песчаниками конгломераты связаны постепенными переходами. Иногда среди песчаников имеются невыдержанные прослои темносерых, коричневых, песчано-глинистых сланцев».

Эти свиты Соколов и Щукина относят к верхней юре. На них трансгрессивно и несогласно ложатся горизонты нижнего мела, приводимые ниже.

Соколов и Щукина делят меловые отложения на две части: «1) нижние или так называемые «тургинские» слои и 2) верхнеугленосные...»

Для городов Нерчинска и Сретенска эти геологи дают следующий сводный разрез меловых отложений (снизу):

1) Конгломерат, состоящий из хорошо окатанных галек, плотно сцементированных туфогенно-песчанистым материалом. Местами конгломерат, обогащаясь песчаным веществом, постепенно из плотного переходит в рыхлый...

2) Над конгломератом залегает толща, представленная перемежаемостью темносерых и буровато-коричневых битуминозных сланцев, песчаников (мелкозернистых кварцевых, кварцево-известковых, светлого серовато-желтого цвета) и нескольких пачек темносерых, иногда коричневатых, плотных кремнистых сланцев. В битуминозных сланцах найдена богатая фауна, среди которой В. И. Чернышев определил: *Estheria Middendorfi* Eichw., *Lycoptera Middendorfi* Müll., *Paludina pura* Eichw. и остракод. В кремнистых сланцах Чернышев описал: *Prolepidurus kuenga* Tshern., *Pr. schewija* Tshern., *Pr. sp.*, *Lynceus (Limnetis) stschukini* Tshern.

3) Выше залегает мощная угленосная свита, представленная песчаниками с прослоями серых глин и линзами мелкогалечных конгломератов. В верхней части свиты преобладают конгломераты, а песчаники имеют подчиненное значение...»

Следующие ниже разрезы относятся уже к району, заснятому нами.

Толстихин и Щукина (Соколов и Щукина, 1935) для Унды дают следующий разрез эффузивной свиты (снизу):

1) Конгломерат, состоящий из мелкой гальки черных глинистых и кремнистых сланцев; сверху преобладают гальки порфира, порфирита, туфа и гранита. Цементом служит аркозовый песчаник, иногда образующий прослои в конгломерате. В песчанике найдены остатки флоры, определенные В. Д. Принада, как *Phaenicopsis* sp. *Cladophlebis* sp. типа *haiburnensis*, *Podozamites* sp.

Выше залегает:

2) Туфогенная свита, представленная желто- и лилово-бурыми туфогенными песчаниками, переслаивающимися с мелкогалечными туфогенными конгломератами и многочисленными горизонтами порфиритов и их туфов. Всего намечается не менее 3—5 горизонтов эффузивов. В 60 м ниже верхней границы свиты среди песчаников залегают прослои глинисто-кремнистых сланцев с фауной пелеципод. Мощность свиты не везде постоянная и увеличивается с северо-востока на юго-запад.

3) Толща желто-бурых и розовато-желтых аркозовых разнозернистых песчаников. На р. Куренге в них был встречен пропласток в несколько сантиметров рыхлого угля. В верхних горизонтах толщи залегают прослои тонкоплитчатых бурых кремнистых песчаников с остатками флоры, среди которой В. Д. Принада определил следующие формы: *Czekanowskia rigida* Неег., *C. setacea* Неег., *Cladophlebis* sp. типа *haiburnensis*, *Desmophyllum* sp.».

Эту серию пород Толстихин и Щукица относят к верхней юре. Для более верхних горизонтов Даинско-Удинского района они приводят следующий разрез.

На туфогенно-эффузивном верхнеюрском комплексе залегают:

«1) Конгломерат, состоящий из 3—7 см галек черных кремнистых сланцев, порфиров, гранитов. Цемент песчанистый, желто-бурого цвета.

2) Толща песчаников, с прослоями в нижней части сланцев и вверху мелкогалечных конгломератов. Нижняя часть этой свиты представляет перемежаемость песчаников и сланцев, причем в последних найдена фауна. Для более четкой характеристики этих отложений мы приводим здесь разрез по левому берегу р. Дай (снизу):

а) Песчаники кварцево-полевошпатовые грубозернистые, розовато-белые и буроватые. Среди них в осыпи найдены кремнистые сланцы с отпечатками хвощей (по определению В. Д. Принада). К этой же толще относятся темносерые битуминозные тонкоплитчатые сланцы. На поверхностях расколов этих сланцев видны кристаллики гипса или пустоты от него. В них же найдены чешуи рыб и многочисленные остатки флоры, среди которой В. Д. Принада определил следующее: *Rhizomopteris* sp., *Schizolepis dahuricum* P r i n., *Pityospermum* sp., *Cladophlebis* sp. cf. *whitbyensis* B r o g n., *Pityolepis* sp., cf. *Czekanowskia rigida* Неег., *Pityophyllum* sp., *Equisetites* sp., *Baiera* sp., типа *longifolia* P o m. На песчаниках, которым, вероятно, подчинены битуминозные сланцы, залегают:

б) Сланцы глинистые, зеленовато-серые и коричневые тонкоплитчатые.

в) Сланцы песчанистые зеленовато-желтые.

г) Песчаники кварцевые и кварцево-полевошпатовые средне- и грубозернистые желтовато-розовые, местами тонкоплитчатые, в других случаях более массивные. В отдельных участках они переполнены детритусом растений.

● д) Сланцы глинистые тонкослоистые, серо-зеленоватого и серо-коричневого цвета; вверху среди них находится горизонт с фауной, среди которой В. М. Чернышев определил: *Prolepidurus daja* T s h e r n., *Prol*, sp., *Estheria daja* T s h e r n., *Lynceus slschukini* T s h e r n. и остатки насекомых.

е) Песчаники кварцево-полевошпатовые мелко- и среднезернистые, тонкоплитчатые, светложелтого цвета.

3) Согласно на эти тургинские отложения налагает толща, которая может быть отнесена к угленосной. Толща образована переслаивающимися конгломератами и песчаниками. Конгломераты светложелтые, состоят из мелкой гальки (1—3 см в диаметре) порфиром, песчаников, глинистых сланцев, метаморфических сланцев и изредка гранитов. Грубозернистый песчанистый цемент характеризуется кварцево-полевошпатовым составом. Пачки конгломератов в 3—4 м переслаиваются с 1—2 м прослоями полевошпатовых песчаников».

Этими разрезами далеко не исчерпывается литература, трактующая о стратиграфии верхнего мезозоя Забайкалья, но отчетливых колонок или не приводится, или же возраст дается неопределенный, причем определяется он по сходству пород с соседними районами. Поэтому, считая, что основные разрезы для сравнения с нашими данными приведены, мы отсылаем читателя для полного ознакомления к списку литературы.

Прежде чем перейти к стратиграфии, заметим, что сравнивать наши интрузивные породы с уже сделанными ранее описаниями почти не удавалось, так как, во-первых, большинство этих описаний или очень кратки или несравнимы вследствие отсутствия аналитического материала; во-вторых, многие авторы расчленили граниты на «древние», катакластические, и «молодые» — свежие, но такое деление также не может служить признаком для сравнения с нашими гранитами: послекюрские граниты нашего участка бывают сильно катаклазированы, а с другой стороны, более древние граниты в крупных массивах не катаклазированы.

## II. СТРАТИГРАФИЯ НОРМАЛЬНО ОСАДОЧНЫХ СВИТ

Более или менее определенные данные о стратиграфическом положении пород у нас имеются лишь для толщ, начиная с триаса и выше. Об остальных породах можно строить лишь предположения. В особенности неопределенны не только возраст, но и взаимное залегание метаморфических кристаллических сланцев и гнейсов. Геологических данных об их взаимоотношениях у нас нет, и все предположения о более древнем или относительно более молодом возрасте их могут производиться лишь на основе степени метаморфизма, петрографического состава и т. д. Можно лишь с уверенностью сказать, что эти сланцы древнее нижнего триаса. Поэтому определение возраста интрузивных пород мы относим в особую главу, а здесь будем описывать взаимоотношения лишь нормально осадочных толщ.

Установление стратиграфии верхнего мезозоя облегчалось не только находками фауны и флоры, но и наличием хороших, в несколько километров длины, разрезов вдоль некоторых рек и долин. По детальным колонкам, составленным в поле и уточненным в камеральный период, можно было сравнивать и сопоставлять разрезы, иногда петрографически сильно отличающиеся друг от друга. Дело в том, что весь верхний мезозой выражен грубокластическими и большей частью континентальными фациями. Изменение последних происходит довольно быстро по горизонтали, поэтому лишь детальное сопоставление разрезов и прослеживание горизонтов по простиранию могут дать сколько-нибудь существенные результаты. Что касается нижнего мезозоя (триас?) и немого палеозоя, то их положение в виде разрозненных клочков среди интрузий и однообразный петрографический состав не позволили составить детальные разрезы и наблюдать контакты с более древними породами.

### 1. НЕМОЙ ПАЛЕЗОЙ

Условно к нижнему палеозою мы относим известняки и роговики, входящие на юге нашего района. Пятна этих пород являются всюду остатками от кровли более молодой (триасовой?) интрузии адамеллитов, вследствие чего контакта с нижележащими породами нами не наблюдалось. Немой (неопределимый ближе по возрасту) палеозой разделяется на две мощные свиты:

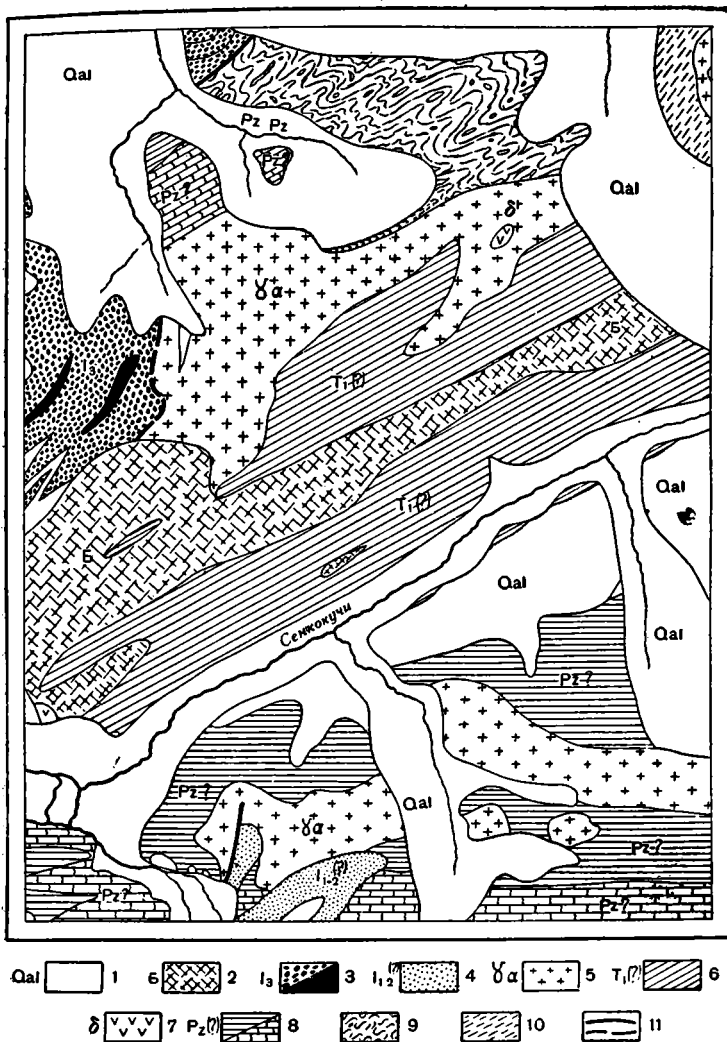
- 1) нижняя, роговиковая;
- 2) верхняя, карбонатная (мраморы и доломиты).

Залегание мраморов на роговиках наблюдается в обнажении южнее с. Купряково. Те же взаимоотношения представлены на схеме (фиг. 9), где вырисовывается большой антиклиналь с широтным простиранием шарнира, по крыльям которого выходят кристаллические известняки и доломиты, а в центре — роговики. В разрезе по правому борту долины р. Унды выше с. Купряково можно видеть, что известняки залегают на роговиках, переслаиваясь с ними довольно мощными пластами. Расчленив более подробно эти две мощные толщи не удалось.

Роговики представлены темными, местами черными разностями, довольно мелкозернистыми. Их петрографическая характеристика приводится ниже, в главе III (стр. 39).

Кристаллические известняки и доломиты, нацело перекристаллизованные, обычно белого или сизоватого цвета. Среди них можно выделить две разности: первая имеет сахаровидный облик и представлена среднезернистым агрегатом кристаллов карбоната мостовидной структуры. Второй разновидностью являются крупнозернистые мраморы. Последние состоят из неправильных зерен (величиной до 1 см) сильно сдвойникового карбоната. Несмотря на большую мощность и значительную распространенность, петрографический состав карбонатных пород весьма выдержан. Исключениями являются контакты с интрузивами, где наблюдаются процессы сильного окварцевания. Химические анализы этих пород приводятся в главе о полезных ископаемых района.





Фиг. 9. Схема распространения триасовых (?) и палеозойских (?) пород: 1 — современный и древний аллювий, 2 — послеверхнеюрские грано-сиениты, сиениты и т. д., 3 — породы верхней юры, 4 — породы нижней и средней юры (?), 5 — триасовые (?) адамеллиты, 6 — породы нижнего триаса (?), 7 — габбро, 8 — немой палеозой, 9 — мигматиты, 10 — кристаллические сланцы, 11 — надвиги.

## 2. НИЖНИЙ ТРИАС (?)

В юго-восточном углу нашего планшета находятся темноокрашенные песчано-пелитовые породы (фиг. 9). Они обнажены рядом выемок на шоссе Сретенск — Газимур и по долине р. Сенкалужи. Далее по простиранию пород, немного восточнее нашего района, в этих темных сланцеватых аргиллитах и песчаниках найдена Н. И. Толстихиным фауна. По определению Л. Д. Кипарисовой, характер фауны этих отложений скорее всего относится к нижнему триасу. Видовых определений в наших руках не имеется. Так как точных данных о возрасте у нас нет, мы считаем эти отложения за нижнетриасовые или (что менее вероятно) верхнепермские.

Преобладающей породой в нижнетриасовых (?) отложениях являются аргиллиты, темносизые в свежем и почти черные или бурые в выветрелом состоянии. Они перемежаются довольно часто, но не всегда, с аркозовыми

и известковистыми песчаниками. Подобное переслаивание песчаника и аргиллита наблюдается в левом борту долины Копуньки при впадении последней в падь Сенкакучи. При этом пропласточки песчаника в 1—2 до 20 см толщиной выделяются благодаря большей стойкости по отношению к выветриванию. Породы здесь поставлены на голову, поэтому по склону вниз протягиваются «ребрами» выступающие пропластки песчаника. Песчаник иногда образует отчетливые мощные пласты, местами содержащие линзы и тонкие прослойки мелкогалечных конгломератов. Возможно, что песчаная часть триаса относится к его нижним горизонтам, но утверждать этого нельзя, так как мы не видели контакта с подстилающими породами. То же нужно сказать и про мощность этой серии. Она, несомненно, велика и измеряется сотнями метров, но выразить ее в абсолютных цифрах нельзя ввиду того, что у нас не было никакой возможности составить сколь угодно связанный разрез для этих легко разрушающихся и сильно перемятых пород.

По петрографическому составу нижний триас (?) является, как указано выше, довольно однообразным. Но все же можно выделить четыре резко отличимые группы пород.

Главная, преобладающая порода — почти черный песчаный аргиллит или сильно глинистый алевролит — при ударе рассыпается в щебенку. Под микроскопом в основной глинистой субмикроскопической, слегка слюдястой массе находятся разбросанные, плохо окатанные обломки кварца и карбонатных пород до 0.1 мм величиной и отдельные разрушенные зерна бурого цвета — возможно, растительной ткани.

Песчаники, переслаивающиеся с этими аргиллитами, по внешнему облику разделяются на две группы:

1) Темносерые зеленоватые средние- и мелкозернистые песчаники, состоящие из неокатанных и плохо окатанных зерен кварца и полевых шпатов. В их составе присутствуют редкие чешуйки слюд. Величина зерен около 0.02 мм. Цемент кремнистый.

2) Серые, или бурые, или желтые (в зависимости от степени оруденения цемента) аркозовые грубозернистые песчаники. Они состоят главным образом из плохо окатанных зерен кварца и полевых шпатов, в меньшей степени из роговиков, слюдястых сланцев, аргиллитов (типа вышеописанных), кварцитов и метаморфизованных песчаников. Величина зерен от 0.2 до 1 мм. Зерна или тесно прижаты друг к другу и почти не имеют цемента или же, при лучшей окатанности и сортировке (от 0.5 до 1 мм), сцементированы глинистым цементом с малой примесью тонкого песка.

Песчаники иногда метаморфизованы. О контактах песчаников с интрузивами будет речь ниже. Здесь укажем лишь на признаки динамических воздействий. Последние сказались в том, что зерна кварца, полевых шпатов и роговиков местами сжаты, сплющены и вытянуты в одном направлении. Они лежат друг на друге так же, как лежат в каменной кладке плоские камни, заполняя все пространство. Зерна теряют свою первоначальную форму, и контуры их становятся слегка извилистыми, со входящими углами. Цемент также начинает перекристаллизовываться. Эту начальную стадию гнейсофикации надо отнести за счет динамо- и термометаморфизма.

Наконец, третьей группой пород, изредка встречающихся в небольших пропластках, являются мелкогалечные конгломераты. Это — обычно желтые, слегка оруденелые породы с гальками главным образом кварца, реже черных роговиков, и известковистым цементом. Галька плохо окатана. Форма галек неправильная, часто бугристая. Насыщенность галечным материалом слабая, цемента много.

Совершенно особняком стоят перекристаллизованные известняки в больших, до 1 м, пластах. Это — серые и светлосерые породы, сильно измененные вторичными процессами, состоящие из агрегата зерен карбоната.

Если принять во внимание, что фауна, найденная восточнее нашего планшета Н. И. Толстихиным, является морской и что пласты известняка

говорят, как будто, за тот же режим, можно думать, что почти все отложения нашего нижнего триаса (?) являются морскими или, может быть, прибрежно-морскими. В пользу последнего говорит грубозернистый характер песчаников, размывавших, повидимому, аргиллитовую свиту, материал которой одновременно являлся для них цементом.

Залегают нижний триас (?), повидимому, на размытой поверхности немого палеозоя. Хотя контактов мы не видели, но выходы нижнего триаса протягиваются на левом берегу р. Сенкакучи в восточно-северо-восточном направлении, т. е. по направлению простирания складок триаса (?). Южнее этих выходов залегают сначала роговики, а затем известняки немого палеозоя.

### 3. СРЕДНЯЯ И НИЖНЯЯ (?) ЮРА

К отложениям средней и нижней юры мы условно относим немые породы, развитые юго-восточнее с. Купряково и залегающие в виде синклинала на размытой поверхности адамеллитов и немого палеозоя. Породы эти, по петрографическому составу близкие к нашему нижнему триасу (?), существенно от него отличаются своим цветом, плотностью и степенью метаморфизма. Залегают эти породы на триасовых (?) адамеллитах и никаких признаков контактных явлений, связанных с последними, не обнаруживают. В верхних горизонтах аркозовые песчаники условной средней и нижней юры включают пласты мелкогалечных конгломератов и разнозернистых песчаников, по внешнему виду и петрографическому составу аналогичных песчаникам и конгломератам из базальных пластов верхней юры. Это заставляет думать, что мы имеем здесь дело с морскими (?) аналогами юры, и условно считать эти породы за среднюю и нижнюю юру.

### 4. ВЕРХНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Мощная эффузивная свита, а также серия песчаников и конгломератов с юрской флорой по рр. Унде и Куренге отнесены нами к верхней юре. Сделано это на том основании, что, во-первых, эффузивная порфиритовая свита такой мощности встречается в Забайкалье в верхней юре и что, во-вторых, в песчаниках р. Куренги встречены мелкие пропластки угля. Угленосность юры в Забайкалье также приурочена к верхней части юрской системы. Флора, найденная в этой серии, не определяет возраста с такой точностью, как этого следует желать, поэтому мы будем приводить ее лишь в качестве иллюстрации юрского возраста этих пород.

Как уже указывалось выше, верхнеюрский комплекс характеризуется двумя сериями пород: эффузивно-туфогеновой и песчано-конгломератовой. Обе эти серии связаны между собой фаціальными переходами, и, хотя эффузивная серия в нижней части сохраняется и подстилает песчано-конгломератовую серию пород, верхняя ее часть (половина) изменяется и переходит в песчаники и конгломераты, как это мы и увидим ниже. Порфириты, входящие в состав верхней юры, имеют форму покровов и лавовых потоков. Базальные горизонты описываемой серии выходят на правом берегу р. Унды, около д. Купряково. Они налегают несогласно, повидимому, на песчаники нижнего триаса (?). Такие же породы, как и в этих базальных горизонтах, встречены вверху песчано-аргиллитовой свиты, описанной выше и относимой нами условно к  $J_{1-2}$ . Базальные горизонты верхнеюрского комплекса на р. Унде выражены конгломератами с пластами песчаников между ними. Выше залегают так называемая эффузивная серия, сложенная порфиритами и туфоконгломератами с мелкими пропластками песчаников. Здесь же изредка встречаются характерные производные лавовых потоков — брекчи порфиритов, сцементированные тем же порфиритом. В изобилии встречаются порфиритовые туфы и туфоконгломераты. На р. Унде эта серия чрезвычайно мощна и имеет общий порфиритовый облик. Лишь в верхних горизонтах появляются небольшие покровы

кварцевых порфиров и прослой конгломератов с песчаным цементом. Среди порфиров, туфогенных конгломератов и песчаников неоднократно встречались остатки обожженных стволиков растений и также отпечатки последних. В обнажении около д. Коровино среди найденной нами флоры М. Ф. Нейбург определила *Phoenicopsis angustifolia* и *Baiera* sp.

Этот разрез — самый нижний в верхней юре. При прослеживании на северо-восток по простиранию покровы порфиров оказались невыдержанными и замещались туфоконгломератами с постепенным выклиниванием лавового потока. В верхней части Ундинского разреза находятся мощные туфоконгломераты типичной зеленой окраски. Эти породы к северо-востоку замещаются обычными конгломератами с заменой туфового цемента туфогенным песчаником и просто песчаником. Величина галек конгломерата к востоку увеличивается до 1 м в диаметре. Этот мощный конгломерат к северо-востоку хорошо прослеживается до самого устья р. Даи. Он назван нами усть-даинским (см. фиг. 15).

Порфириновые покровы и потоки настолько быстро выклиниваются в верхней части серии, что уже следующий разрез по пади Лукова (около д. Даи) содержит небольшое количество их, и при этом покровы имеют совершенно незначительную мощность. На ряду с этим сильно увеличиваются в мощности песчаные пласты, туфоконгломераты и конгломераты. Далее на северо-востоке эти породы переходят в нормальные и туфогенные песчаники с пластами и линзами конгломератов. Нижняя часть порфириновой серии не так быстро изменяется, так что более удаленные разрезы по падам Прямому Даякану и Озерной (около д. Даякан) содержат мощные толщи порфиров, правда, с такими же мощными песчаниками. Здесь даже наблюдается некоторое увеличение в мощности покровов порфиров по направлению к северо-востоку.

Нижние базальные конгломераты сохраняют свой облик, но самые низы закрыты надвигом и исчезают от нашего наблюдения. В верхних горизонтах разреза по пади Озерной (обн. 606 около д. Даякан) в песчаниках над туфогенными породами нами найдена флора, из которой Нейбург определены *Czekanowskia* sp. и плодоносный колосок *Gingko* sp.

Наконец, переходим к обнажению по левому борту долины р. Куренги против д. Копунь. Это будет почти самая верхняя часть нашего разреза. Еще выше станет разрез по р. Дае. Характерным и связующим звеном разреза по р. Куренге будут упоминавшиеся мощные конгломераты с валунами. Эти конгломераты (усть-даинские) прослежены нами от устья р. Даи до р. Унды. К юго-западу от д. Даи их цемент постепенно обогащается туфовым материалом, и, наконец, у р. Унды они переходят в типичные туфоконгломераты. Связать их с мощными туфоконгломератами Унды удалось благодаря хорошо прослеженному пласту-покрову кварцсодержащих порфиров, залегающих в конгломератах у д. Даи и протягивающихся до самой р. Унды.

Ниже усть-даинских конгломератов находится серия песчаников и конгломератов с редкими мелкими углистыми пропластками и остатками флоры. Среди последней по сборам Толстихина и Щукиной определены Принадой следующие формы: *Czekanowskia rigida* Неег., *C. setacea* Неег., *Cladophlebis* sp. типа *haiburnensis*, *Desmophyllum* sp.

Здесь уже эффузивные покровы отсутствуют и проявляются лишь вне разреза в виде клочка с иным простиранием на северной оконечности синклинала у устья р. Даи. Здесь их приходится относить к более низким горизонтам той же свиты.

Над усть-даинскими конгломератами находится толща песчаников, покрывающаяся опять конгломератами. Последние близ долины р. Даи разделены толщей песчаников на две части. В западных участках конгломераты, повидимому, не содержат этой толщи песчаников. Назовем эти вторые конгломераты, обладающие почти той же общей мощностью, кремневыми, так как они подстилают базальты на горе Кремневке. Эти конгло-

мераты переходят на другую (северную) сторону долины р. Даи и покрываются толщей песчаников и затем туфоконгломератов.

Разрез отложений, залегающих стратиграфически выше кремневских конгломератов, находится на левом берегу долины р. Даи, в устье падей Буцелей I. Здесь (по двум промывинам, расположенным на противоположных склонах одной и той же сопки) выходят песчаники и туфогенные породы желтой и бурой окраски, покрывающиеся толщей туфовых пород. Последние в свою очередь покрываются песчаниками. На всем этом несогласно ложится нижний мел.

Для нижних песчаников характерна тонкозернистость, а также присутствие мелких углистых остатков и отпечатков растений. Е. Н. Щукина указывает на находки в этих породах неопределенных брахиопод. Таким образом, режим водоемов, в которых отлагались эти песчаники, сильно отличается от обстановки отложения нижележащих толщ. Образование упомянутых песчаников, повидимому, происходило в относительно глубоководных озерных условиях, позже сменившихся снова вулканическим режимом.

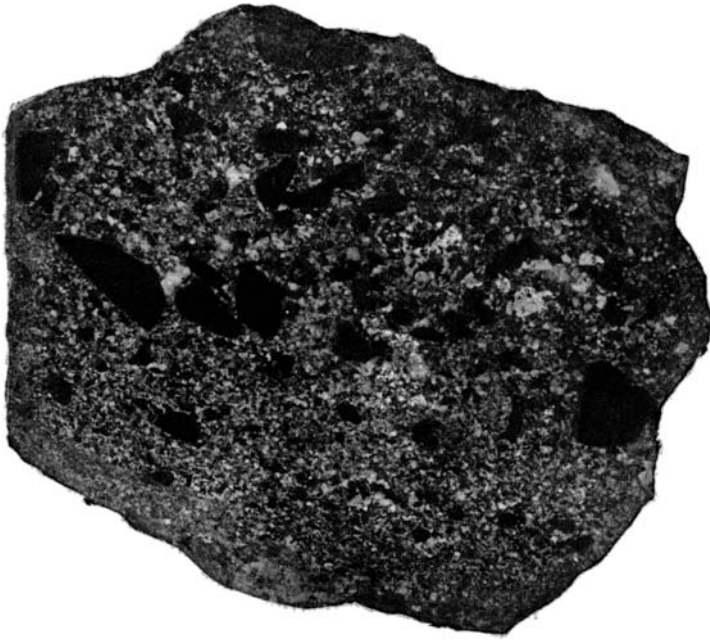
Таким образом, мы сделали обзор всего южного крыла юрского синклинала в средней части нашего района. Северное крыло выходит по краю Борщевского хребта. Но обнажено это крыло значительно хуже — во-первых, потому, что закрыто более молодыми породами, и, во-вторых, потому, что нижние горизонты срезаны разрывом надвигового или сбросового характера. В верховьях пади Буцелей I выходят туфоконгломераты и песчаники, аналогичные тем, которые наблюдались в составе эффузивной серии. У пос. Куникан составлен относительно детальный разрез, который ложится в верхнюю часть верхнеюрского комплекса.

Нижние части этого разреза характеризуются туфоконгломератами, совершенно неотличимыми от туфоконгломератов верхних горизонтов ундинской колонки эффузивной серии.

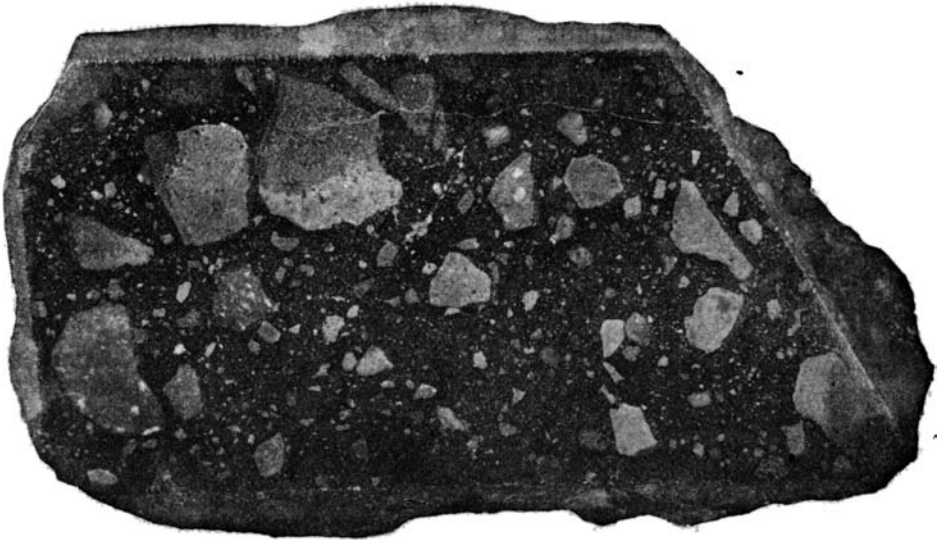
Разрез по р. Жидке ложится стратиграфически выше Куниканского разреза. Конгломераты этого разреза надо параллелизовать с кремневскими конгломератами, которые, как мы видели выше, к северу разделяются песчаниками пластами.

По петрографическому составу верхнеюрские отложения довольно разнообразны. Здесь выделяются порфириты и их туфы, описанные ниже в петрографическом очерке. Чрезвычайно широко распространенные туфогенные песчаники серо-зеленой окраски и туфоконгломераты также являются характерными породами для верхней юры. Более тонкие различия туфогенных пород также играют незначительную роль.

Нормальные песчаники и цемент конгломератов часто сохраняют туфогенный облик и окрашены в свежем виде в зеленовато-серые цвета. Реже песчаники и цемент конгломератов имеют нормальный серый или желтоватый цвет и содержат большое количество полевых шпатов. Последние заметны даже простым глазом. Среди грубозернистых песчаников с туфогенным цементом изредка встречаются слабо известковистые различия. Однако настоящие известковистые песчаники, подобные встреченным в даинской свите (см. ниже), отсутствуют. В стратиграфическом отношении петрографическое изучение не дало сколько-нибудь положительных результатов. Отметим лишь, что верхняя часть отложений верхней юры в разрезе устья пади Буцелей (над кремневскими конгломератами) имеет резко отличные цвета туфогенных пород и песчаников; эти желтые и бурые цвета зависят не только от вторичных процессов, но и от петрографического состава. Толща пород с такой окраской невелика, и покрывающие их туфоконгломераты уже имеют нормальную зеленую окраску, свойственную эффузивному комплексу р. Унды. Таким образом, очень пестрая колонка верхней юры, не выдержанная для различных участков, в северной части имеет песчано-конгломератовую середину, которая подстилается и покрывается различной мощностью эффузивно-туфовыми толщами.



Фиг. 10. Базальный верхнеюрский конгломерат. Гальки темных аргиллитов среди неравномернозернистого песчаника.  $\frac{4}{5}$  натур. величины. Пришлифовка.



Фиг. 11. Туфобрекчия из верхней юры.  $\frac{4}{5}$  натур. величины. Пришлифовка.

На юге же и средняя часть представлена целиком порфиритовым комплексом.

Среди пирокластических осадков, описанных в петрографическом очерке, выделяется порода, названная нами туфоконгломератом. Широкое ее развитие приурочивается к разрезам вдоль берегов р. Унды. Туфоконгломераты чрезвычайно характерны для эффузивного комплекса и обычно сопровождают покровы порфиритов или же переслаиваются с последними.

Гальки туфоконгломератов состоят либо исключительно из порфиритов, либо содержат небольшое количество других пород. Цементом всегда служат литокластические или пепловые порфиритовые туфы, состоящие из слабо окатанных или угловатых обломков порфиритов, сцементированных пепловым материалом. Процент последнего различен. Постепенно обогащаясь песчаным материалом, туфоконгломераты переходят в нормальные конгломераты (табл. II, фиг. 7; табл. III и IV, фиг. 10—13). Последние по величине слагающих галек могут быть разделены на несколько групп. Все они плохо отсортированы. Встречаются, например, все переходы от гравелита или крупнозернистого песчаника до валунного конгломерата с глыбами свыше 1 м диаметром. Переход от первого ко второму происходит путем обогащения все более и более крупными гальками. При этом величина галек обычно стоит в прямой зависимости от мощности пласта или линзы. Таким образом, конгломераты характеризуются наличием галек разного размера: в мелкогалечном конгломерате преобладают гальки от 1 до 3 см в диаметре, в среднегалечном последние достигают 5—8 см, в крупногалечном — до 30 см, в валунном конгломерате встречаются валуны до 1 м, а галька преобладает диаметром в 20 и более сантиметров.

Состав гальки конгломератов неодинаков. В базальных горизонтах верхней юры выделяются мелкогалечные конгломераты с преобладанием галек черных триасовых (?) аргиллитов. Кроме того, в них встречены песчаники, кварциты, биотитовые светлосерые граниты, слюдястые сланцы и т. д. Гальки обычно хорошо окатаны, часто овальной формы, реже они бывают угловатые или слабо окатанные. Распределение галек неодинаково. Встречаются разности от песчаников с изолированными гальками до породы, густо насыщенной последними. Цементом служат или граувакковые или полимиктовые песчаники, состоящие из окатанных, преимущественно продолговатых обломков темных аргиллитов и тонкозернистых песчаников. Среди последних находятся в разных количествах зерна кварца и полевых шпатов.

В конгломератах из средних горизонтов верхней юры состав гальки другой. Иногда в последних преобладают кристаллические породы, чаще же эффузивы. В этих конгломератах встречены: порфириты (пироксен-амфиболово-плаггиоклазовый, амфибол-плаггиоклазовый, кварц-биотит-плаггиоклазовый), туфы порфиритов, туфогенные песчаники, аркозовые песчаники, кварцевые порфиры, мелкозернистые гранодиориты, кварцево-хлоритовые сланцы, роговики, среднезернистый пегматитогранит и аргиллиты. Цементом служат олигомиктовые и полимиктовые песчаники, состав которых может быстро меняться. Обычно между крупными гальками находится более мелкий разнозернистый материал, который сцементирован еще более мелким разнозернистым песчано-галечным материалом разнообразного состава.

В верхних горизонтах верхнеюрской серии, в светлосерых туфоконгломератах, являющихся аналогами усть-даинской конгломератовой толщи, встречены гальки различных порфиритов, кварцевых порфиров фиолетового цвета, порфиритовых туфов, серовато-розовых мелкозернистых аляскитовых гранитов, розовых и светлосерых пегматитовых гранитов, розовых среднезернистых биотитовых гранитов, мелкозернистых эвтектоидных гранитов и бесслюдястых зеленых гранито-гнейсов. В пади Лукова в конгломератах, залегающих значительно ниже усть-даинских, встречена галька порфириовидных адамеллитов, описанных ниже как интрузивные породы



Фиг. 12. Верхнеюрский конгломерат; цемент — песчаник.  $\frac{4}{5}$  натур. величины. Выветрелая поверхность.



Фиг. 13. Верхнеюрский туфоконгломерат; цемент — туф.  $\frac{4}{5}$  натур. величины. Пришлифовка.

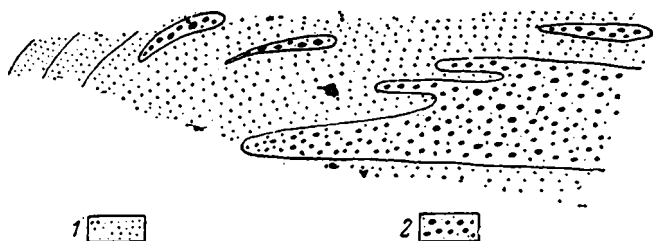


триасового (?) возраста. В усть-даинских конгломератах на р. Куренге встречаются гальки: порфиритов, песчаников, мелкозернистых биотитовых гранитов, мелкозернистых грано-диоритов (эти породы в коренном залегании в нашем районе не были встречены), кварцево-хлоритовых сланцев, роговиков и среднезернистых пегматито-гранитов. В конгломератах по пади Жидна, которые мы параллелизуем с кремневскими конгломератами, в составе гальки находятся порфириты, пегматито-граниты Борщевского хребта, кварц и темные сланцы.

Конгломераты содержат линзы песчаников и переходят в последние (фиг. 14). Переходы бывают постепенные в мощных толщах и резкие, быстрые, при которых конгломерат как бы обрывается, — в небольших пластах.

Песчаники в верхней юре широко развиты. Обычно это граувакки зелено-серого, серого и желтовато-бурого цвета. По количеству содержащихся в них полевых шпатов их можно разделить на: 1) граувакковые песчаники (полимиктовые) и 2) аркозовые песчаники или, вернее, арково-граувакковые. По характеру цемента они делятся на: 1) глинистые, 2) хлорито-глинистые и хлоритовые, 3) известковистые и известково-глинистые.

Граувакковые песчаники бывают светлосерые, серые и серо-зеленые. Зерна, входящие в состав песчаника, чаще окатаны или слабо окатаны, в других местах резко угловаты. Зерна делятся на:



Фиг. 14. Залегание конгломерата в песчаниках верхней юры: 1 — песчаник, 2 — конгломерат.

1) обломки горных пород и 2) обломки отдельных минералов. Среди обломков пород встречаются: порфириты (пироксен-амфиболово - плагиоклазовый, пироксен-плагиоклазовый, амфибол - плагиоклазовый

и плагиоклазовый), темные аргиллиты, кварциты, песчаники, роговики и т. д. Из минералов главную роль играет кварц, меньшую — полевые шпаты и слюда, совсем редко встречаются зерна апатита и циркона.

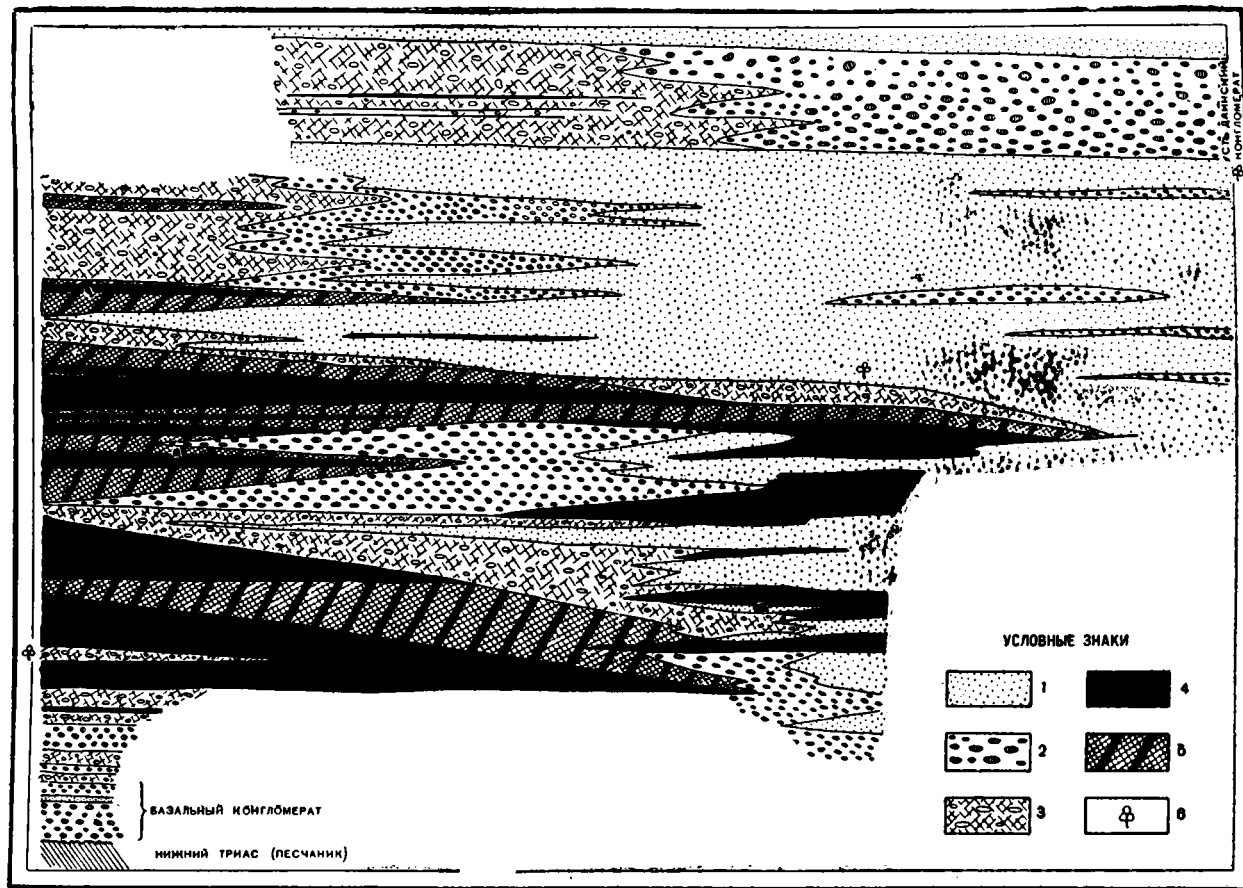
Цемент обычно мало количество. Наиболее распространенным является цемент пор. По механическому составу среди граувакковых песчаников преобладают грубозернистые разности с величиной зерна от 0.5 до 2 мм. Так же часты неравномернозернистые песчаники.

Аркозовые песчаники имеют меньшее распространение по сравнению с граувакковыми. По внешнему виду это большей частью плотные желто-бурые или розоватые породы. Степень окатанности зерен та же, что и в предыдущем типе. По составу зерен в этих песчаниках преобладают обломки кварца и полевых шпатов (плагиоклаз, микроклин и ортоклаз); обломки пород играют подчиненную роль. Кроме того, здесь встречаются зерна пироксена, эпидота, биотита и мусковита, серицита и апатита. Цемент аналогичен предыдущему типу.

Для всех типов песчаников верхней юры характерна некоторая примесь углистого материала. Местами пропластки песчаников содержат значительное количество углистых включений и отпечатков растений.

В участках, тяготеющих к вулканическим очагам, цемент песчаников обогащается туфовым материалом, и породы постепенно переходят в туфы. Для переходных к туфам разновидностей нами употребляется термин: туфогенный песчаник.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Термин «туффит» из-за отсутствия точного генетического толкования и во избежание лишнего обозначения по существу переходных пород мы в данной работе избегаем употреблять.



Фиг. 15. Схематическое изображение фациальных взаимоотношений и переходов в верхнеюрской серии:  
 1 — песчаник, 2 — конгломерат, 3 — туфоконогломерат, 4 — порфирит, 5 — туф. 6 — флора.

Аргиллиты имеют очень небольшое развитие в верхней юре. Они встречаются в виде мелких пропластков среди песчаников и туфокластических пород. Аргиллиты имеют темносерый, почти черный, реже желтоватый цвет. Часто они раскливажированы, плитчаты, содержат отпечатки растений.

Под микроскопом эти породы состоят из аморфного глинистого вещества, в котором рассеяны неориентированные мелкие чешуйки серицита и остроугольные мелкие обломки кварца; встречаются серицитизированные зерна плагиоклаза (до  $0.06 \times 0.1$  мм), иногда замещенные карбонатом.

Несколько детальных и полных разрезов через верхнеюрский комплекс позволили установить фациальные переходы, как мы это уже частично видели выше.

Если составить разрез по простиранию, мы увидим интересную и сложную картину фациальных взаимоотношений. Такой разрез нами составлен в средней части верхней юры от р. Унды до р. Куренги. Нижние базальные горизонты в восточных разрезах отсутствуют, верхние закрыты на юге. Поэтому приходится ограничиваться средней частью, впрочем, самой интересной благодаря присутствию вулканической фации (фиг. 15).

Из рассмотрения схемы, во-первых, вытекает вывод, сделанный еще ранее, о быстром переходе эффузивной фации в песчаную с линзами конгломератов. Во-вторых, порфириды и их туфы, туфоконгломераты и конгломераты с песчаным цементом сочетаются между собой довольно закономерно, что выражается в том, что туфы подстилают и покрывают покровы порфиритов. Туфоконгломераты покрывают продукты извержения и к северо-востоку переходят в конгломераты. Последние также выклиниваются к северо-востоку. Таким образом, на Унде к юго-западу преобладают эффузивные и грубообломочные, а на северо-востоке — песчаные фации. Как исключение, в средней части нашей схемы мы находим отдельные линзовидные покровы — потоки порфиритов прямо среди песчаников. Флора находилась почти по всей толще, как среди эффузивов (стволы и отпечатки главным образом в нижней части разреза), так и в песчаниках — в средней и верхней частях. Эти находки говорят, что во время отложения верхнеюрской серии имел место континентальный режим и что угленакоплению мешали присутствие вулканов и связанная с ними быстрая перемена условий осадкообразования. Вдали же от вулканической деятельности, на р. Куренге, растения достигали такого развития, что здесь налицо признаки угленакопления в виде мелких пропласточков угля. В дальнейшем мы еще раз остановимся на режиме осадкообразования в верхнеюрское время (см. главу VI). Мощность всей серии около 1500 м.

## 5. НИЖНИЙ МЕЛ

Отложения, которые нужно относить к несомненному нижнему мелу, выходят в левом борту пади Дая у устья пади Шивия. Здесь еще Щукиной и Толстихиным найдены флора и фауна. Отложения эти характерны пластами аргиллитов, зелеными и желтыми песчаниками, пластами и линзами мелкогалечных конгломератов, выклинивающихся и переходящих в грубые песчаники. По внешнему облику песчаники имеют ряд переходов от плотных, массивных зеленых до рыхлых желтых разностей.

В устье р. Шивия в темносерых битуминозных аргиллитах Щукиной найдены чешуи рыб и флора, из которой Принада определил следующие формы:

- 1) *Rhizomopteris* sp.
- 2) *Schizolepis dahuricum* Pr in.
- 3) *Pityospermum* sp.
- 4) *Cladophlebis* sp. cf. *Whitbyensis* Bro gn.
- 5) *Pityolepis* sp.
- 6) Cf. *Czekanowskia rigida* Heer.

7) *Pityophyllum* sp.

8) *Equisetites* sp.

9) *Baiera* sp. типа *longifolia* P o m.

Этот комплекс вместе с остатками рыб надо отнести скорее всего к тургинскому горизонту нижнего мела, хотя некоторые виды растений обычны и для верхней юры.

Выше этого горизонта, в левом склоне долины р. Даи (выше устья р. Шивии) Щукиной и Толстихиным найдена фауна, описанная Чернышевым.

Здесь найдены следующие формы ракообразных:

Семейство Triopsidae:

1) *Prolepidurus daja* T s h e r n.

2) *Prolepidurus* sp.

Триба Conchostraca

Семейство Estheriidae.

3) *Estheria daja* T s h e r n.

Семейство Lynceidae.

4) *Lynceus (Limnetis) stschukini* T s h e r n.

Кроме того, остатки насекомых.

Фауна эта хорошей сохранности, и, по мнению Чернышева, ее следует отнести к мелу выше тургинского горизонта. Этот исследователь считает, что вышеуказанные формы высоко организованы и больше похожи на третичные, чем на ракообразных из тургинского горизонта, которые родственны юрским формам.

Таким образом, вышележащие горизонты, может быть, следовало бы отнести к верхнему мелу или к самым верхам нижнего. Мы пока присоединяемся к последнему предположению и относим всю серию пород, связанную с «рыбными сланцами» и с горизонтом раков, к нижнему мелу.

Нижнемеловые отложения широко распространены между верхнеюрскими породами и склонами Борщевского хребта. Здесь мы наблюдаем нижнюю часть их в виде описанных уже песчаников и аргиллитов с фауной и подстилающие их песчаники и конгломераты.

Южнее, на северном склоне долины р. Даи, у устья пади Буцелей, базальные горизонты выражены несколько иначе. Так, самый нижний конгломерат выражается в виде маломощного пласта, а песчаники, залегающие выше, имеют зеленоватый цвет и обогащены туфогенным материалом. В этих песчаниках встречаются характерные алевролиты с «шагреневой» поверхностью наслоения, в виде очень мелкобугристой глинистой пленки на поверхности плиток. Такие алевролиты встречены как по долине Даи, так и по р. Ишикан.

Отложения собственно тургинской свиты выше базальных толщ выходят в хороших обнажениях по пади Буцелей II. Они находятся в центре верхнеюрского синклинала. Но, залегая трансгрессивно с угловым несогласием на верхней юре, они распространяются южнее и ложатся уже на крыло упомянутого синклинала.

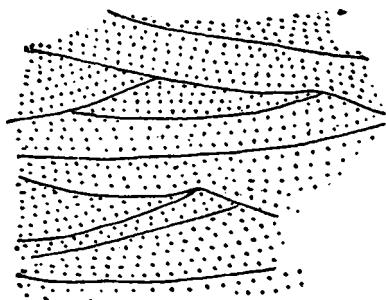
Нижнемеловые отложения перекрывают разные горизонты верхней юры. Так, на р. Дая нижний мел ложится на верхние горизонты верхнеюрского разреза. У с. Ишикан тургинская свита лежит прямо на кристаллических породах. К западу у с. Куникан и в пади Жидка эта свита находится на средних горизонтах верхней юры, а на юге, у р. Унды, она покрывает порфиритовый комплекс. Между сел. Дая и Даякан, повидимому, те же тургинские мелкогалечные конгломераты перекрывают песчаники и усть-даинские конгломераты.

Преобладающими породами нижнего мела являются песчаники и конгломераты. Алевролиты и аргиллиты имеют второстепенное значение. Изредка песчаники обладают косою слоистостью. Характер последней напоминает косою слоистость прибрежную или донную (фиг. 16).

Флора и фауна говорят за то, что отложения нижнего мела образовались в пресноводных озерах. Частые и быстрые фациальные переходы,

в особенности переходы песчаников в конгломераты и наоборот, этому положению не противоречат.

Песчаники нижнего мела довольно разнообразны. По величине зерна они имеют все переходы от мелкогалечных конгломератов к тончайшим алевролитам. Для верхних и нижних горизонтов характерны серые и бурые грубозернистые массивные песчаники с отдельными белыми или черными песчаниками и грубой косой слоистостью. Вверху встречаются светлые кремневые или розовые толстоплитчатые известковистые или оруденелые грубозернистые песчаники с мелкой кварцевой галькой и косой слоистостью. Под микроскопом в них наблюдаются зерна от 0.1 до 2 мм хорошо окатанного кварца, полевых шпатов, туфов, туфогенных песчаников и кремнистых сланцев, сцементированных бурым железистым цементом. Бывают разности, сцементированные мелким обломочным материалом. Как видим, главной составной частью обломочного материала являются верхнеюрские породы. В нижней части нижнего мела встречаются разнородные туфогенные известковистые и неизвестковистые песчаники с малоокатанными зернами полевых шпатов и туфов, вкрапленных в мелкозернистую туфогенную массу.



Фиг. 16. Косая слоистость в песчаниках нижнего мела.

Средне- и мелкозернистые разности песчаников имеют, как правило, неокатанные или слабо окатанные кластические зерна. Цвет их также серый и зеленоватый. Некоторые разности мелкозернистых пегматитов представляют собой сцементированный аггломерат зерен, напоминающих беспорядочно расположенную, в виде острых клиньев, щебенку. Цементом служит мелкообломочный материал. Встречаются также слюдяные разности подобных песчаников.

Алевролиты и алевролитовые песчаники состоят преимущественно из кварцево-слюдистых обломков, сцементированных таким же, но более тонким материалом. Очень характерны для верхних частей разреза уже упоминавшиеся аргиллиты зеленовато-серого цвета с шероховатой (шагреновой) поверхностью наложения. В основной пелитовой массе аргиллиты с преобладанием зерна в 0.001 мм величиной обычно вкраплены в различных количествах более крупные (0.01 мм) зерна кварца, слюды и полевых шпатов.

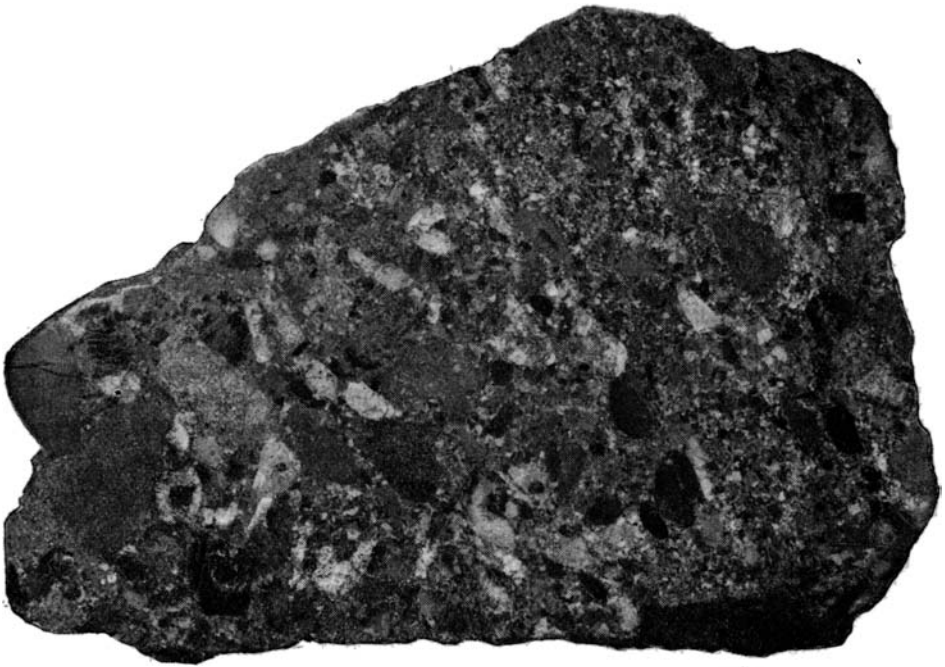
Конгломераты нижнего мела часто отличаются от верхнеюрских своей более светлой окраской, большей пористостью и меньшей прочностью. Состав их также иной, и здесь нет того преобладания эффузивных пород, которое обычно для верхней юры.

В конгломератах у д. Ишикан встречены гальки порфиритов, кварцитов, роговиков, кварцевых диоритов (последюрского возраста), розовых санидиновых кварцпорфиритов, кварцево-серицитовых сланцев и грубозернистых песчаников, состоящих из зерен порфиритов. Неоднократно в конгломератах нижнего мела встречались гальки аляскитовых гранитов и песчаников юрского облика (табл. V, фиг. 17).

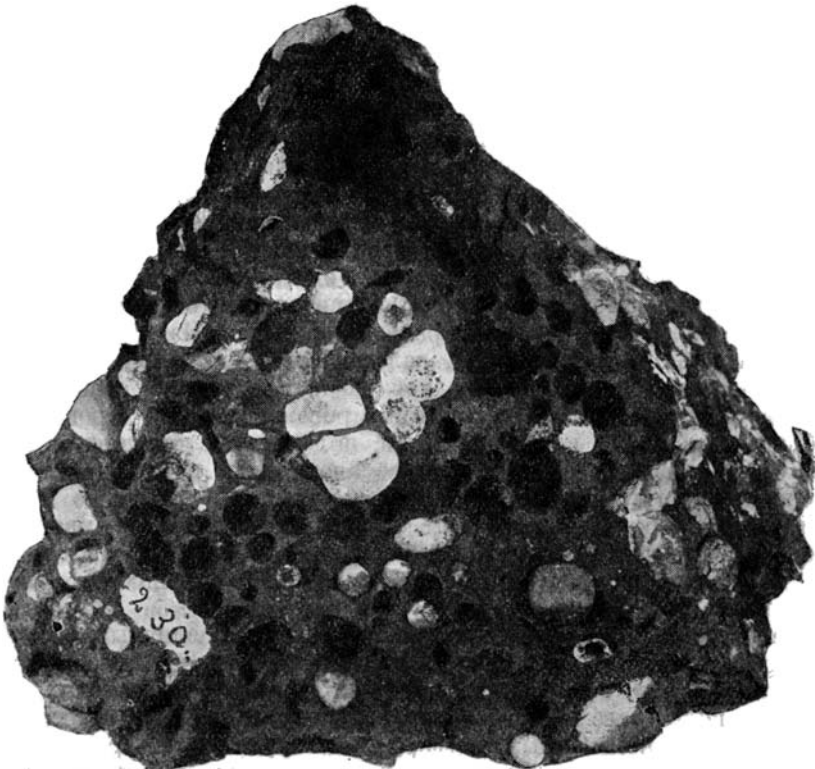
Необходимо отметить, что в конгломератах нижнего мела находятся гальки различных последюрских интрузивных пород и даже в одном случае катаклазитов, произошедших из последюрских гранитов.

Таким образом, угловое несогласие нижнего мела и верхней юры объясняется: 1) складчатостью, 2) последующими за ней интрузиями и 3) последующими дислокациями, перемоловшими граниты и катаклазиты. Поэтому, надо думать, перерыв и несогласие не так малы, как это утверждается другими исследователями. На этом вопросе мы еще раз остановимся в главе о тектонике и в заключении.

Нижняя часть нижнего мела имеет скорее характер озерных отложений.



Фиг. 17. Нижнемеловой конгломерат. Натур. величина. Пришлифовка.



Фиг. 18. Базальтовый мандельштейн. Белые миндалины — халцедон и горный хрусталь. Черные пятна — пустоты. Поверхность излома. Немного уменьшено.

Здесь часты аргиллитовые и алевролитовые пласты. Выше мощных конгломератов этих тонкозернистых пород значительно меньше. На ряду с этим конгломератов становится больше, песчаники приобретают более грубую зернистость. Интересно отметить, что на р. Шилке Соколов и Щукина делят колонку на две части, из которых нижняя также имеет более тонкозернистые осадки, а верхняя, более грубозернистая, включает, кроме песчаников и конгломератов, пласты углей (см. литературный обзор).

## 6. ВЕРХНИЙ МЕЛ (?) — ДАЙНСКАЯ СВИТА

К верхнему мелу мы условно относим отложения, залегающие несогласно на нижнем меле и названные Толстихиным и Щукиной даинской свитой. Эту свиту можно было бы назвать белесой, так как она включает много белесых песчаников и совершенно белые туфы кварцевых порфиров.

Нами составлено два разреза с относительно малой точностью, так как обнажения выражаются иногда в обильных высыпках или отделены перерывами. Разрезы располагаются на двух крыльях (северном и южном) пологого синклинала в районе пади Шивия.

Залегая почти горизонтально, даинская свита широко распространена в степном пространстве между д. Ишикан и д. Куникан. Она занимает водораздельные (пониженные относительно других водоразделов) части и иногда на краях синклинала поднимается на отдельные горки.

Возраст ее определяется как посленижнемеловой. От последнего она отделена перерывом и угловым несогласием. Кроме того, фауна ракообразных, найденная в аргиллитах непосредственно ниже поверхности размыва, определенная Чернышевым, является высокоорганизованной и стоит ближе по родству форм к третичным, чем к юрским. Таким образом, все говорит за то, что даинская свита является более молодой, чем тургинская свита. Ее причисление к верхнему (?) мелу (?) является пока условным, так как подтверждающей фауны или флоры не найдено.

Никаких изверженных пород, прорывающих даинскую свиту, в районе не найдено. Кварцевый порфир, принимающий участие в колонке в качестве покровных линз, мало распространен и дает лишь характерные белые и белесые туфы и песчаники, залегающие также линзовидно. Более выдержанными являются прочный серый известковистый песчаник и верхние белесые аркозовые песчаники, легко выветривающиеся в желтые.

В петрографическом отношении песчаники даинской свиты несколько отличаются от юрских и нижнемеловых. Как указывалось, внешний белесый вид объясняется, повидимому, значительным содержанием полевых шпатов и туфового материала кварцевых порфиров. Известковистые песчаники характерного серого цвета, залегающие у основания свиты, имеют грубое и разнородное зерно. В одной разности величина зерна варьирует от 0.05 до 0.5 мм. Обломки кварцитов и роговиков в нем хорошо окатаны, преобладающий кварц почти не окатан, полевые шпаты и туфы плохо окатаны. Среди зерен встречаются также алевролиты и порфириты. Цемент карбонатный. Другая разность имеет размеры зерен от 0.05 до 2 мм величиной. Все обломки плохо окатаны. Среди них встречаются: кварц, биотитовые граниты, туфы, кремнистые песчаники, кварциты, биотит, порфириты, полевые шпаты и мусковитные сланцы. Все это находится в карбонатном цементе.

Белесые песчаники под микроскопом имеют различный облик. Разности грубозернистые, слегка желтоватые, состоят из слабо окатанных зерен роговиков и очень тонкозернистых глинисто-кремнистых сланцев, в меньшем количестве из зерен кварца и полевых шпатов. Изредка встречаются обломки измененных порфиритов и оруденелых зерен. Весь материал тесно сжат, так что цемента почти нет. Среднезернистая белесая разность состоит из зерен кварца и полевых шпатов в преобладающем глинисто-туфовом цементе.

Породы эти включают также небольшие линзовидные пласты рыхлых мелкогалечных конгломератов. Последние не прослеживаются на значительное расстояние и имеют чисто локальное распространение.

## 7. ГЛЫБОВЫЕ РЫХЛЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ ПРЕДГОРИЙ БОРЩЕВКИ

Эти породы широко развиты в пределах между падами Жидка и Ишикан, занимая холмы перед Борщевским хребтом. Характерна эта толща глыбовым составом конгломератов. Здесь, на ряду с хорошо окатанными валунами и галькой разного размера, сцементированными крупными разнозернистыми светлосерыми рыхлыми песчаниками, встречаются глыбы слабо окатанного материала величиной до 2 м. Углы этих глыб обычно сглажены, иногда они округлы. Гальки представлены различными породами района Борщевки. Здесь встречены: пегматито-граниты Борщевки, турмалиновые граниты, аляскитовые граниты, порфириновые туфы, кварциты, кварцево-серицитовые сланцы, роговики и т. д. Чрезвычайно характерно распространение глыбовых валунов по площади. Их петрографический состав очень локален; так, например, западнее д. Ишикан встречаются глыбы почти исключительно кварцитов, при этом таких, которые встречаются в коренных выходах между пастью Ишикан и Буцелей. Около с. Шивии преобладают глыбы гранитов, так же как и на склоне Борщевки. Таким образом, глыбовый и крупновалунный материал происходит из ближайших выходов на южных склонах Борщевского хребта.

Цементом служит рыхлый песчаник или песок сизого светлого цвета. Благодаря слабой сцементированности этой породы эта толща почти не дает обнажений.

Среди конгломератов встречаются, повидимому, пласты рыхлого песчаника с галькой и мелкие лигнитовые пропластки угля. На последние делалась у с. Шивии разведка, не давшая промышленно ценных месторождений. Здесь же нами были взяты шлихи, показавшие большое содержание графита и немного касситерита.

На западе района (западнее с. Куника), где видимое распространение этого конгломерата обрывается, издавна работаются золотые россыпи Балахня, приуроченные к пескам и галечникам сизого, белесого цвета, по характеру очень похожим на описанные рыхлые конгломераты.

Горизонтальное или почти горизонтальное залегание конгломератов в виде плаща-линзы, прикрывающей не только смятый нижний мел, но и условный верхний мел, а также рыхлость цемента говорят за молодой возраст этих пород. Мы относим эту толщу к нижнему кварталу или верхнетретичному времени. Отсутствие в толще галек базальтов, может быть, говорит за то, что конгломераты эти древнее последних. Толща образует довольно высокие холмы перед Борщевским хребтом. Лишь в одном месте она залегает на уровне дна местных долин (около с. Шивии). В других местах она находится метрах в 30—40 выше дна падей.

Генезис этой толщи напрашивается сам собой из рассмотрения состава валунов. Локальность последних и приуроченность к породам на склонах Борщевки говорят за пролювиальный вынос их мелкими бурными ручьями со склонов крутых гор. Отложение локальных угольных линз и участков, разобщенных между собой (прииск Балахня), говорит за то, что существовали небольшие котловины на краю древних Борщевских гор, где был речной режим, может быть, аналогичный современным падам с заболоченным дном.

Мы не склонны относить данную толщу к так называемым шилкинским конгломератам, как это делает Щукина: одинаковый характер отложений говорит лишь за одинаковый пролювиальный генезис, но возраст шилкинских конгломератов может быть и другим. Даных, свидетельствующих о том, что наши глыбовые конгломераты дислоцированы, нет. В литературе отмечены аналогичные отложения Н. А. Флоренсовым и В. А. Ла-



риной для района Гусиного озера, где также в предгорной зоне распространены глыбовый конгломерат, или «фангломерат», как называют его эти исследователи. Мы не склонны также отождествлять по возрасту нашу толщу с этими четвертичными конгломератами, так как одинаковое происхождение могут иметь толщи разного возраста.

## 8. КВАРТЕР

1. Базальты мы относим условно к древнечетвертичным образованиям. Базальты не встречаются среди галек глыбовых конгломератов предгорий Борщевского хребта. Поэтому можно думать, что они более молоды (?), чем эти конгломераты.

Базальты залегают несогласно и горизонтально на размытой поверхности тургинской свиты и юрских отложений. По внешнему виду это — черные или темносерые плотные породы. В них встречаются пузыристые разности и участки красного цвета. В пустотах пузыристой лавы обычно отлагаются кварц и халцедон. В таком случае порода представляется в виде черной массы, в которую вкраплены белые горошины — жеоиды кварца и халцедона. Величина последних достигает от 1 мм до 10 см, а изредка и больше (таблица V, фиг. 18). Их описание приведено в очерке по петрографии. Базальты залегают в виде покрова в центре нашего района останцами по обоим бортам долины р. Даи. Слагая самую вершину горы Кремневки, базальты дали название этой горе благодаря наличию в них срединных миндалей халцедона и кварца (названных местными жителями кремнями).

2. Аллювиальные террасы отчетливо выражены в рельефе на некоторых участках, в особенности в долинах рр. Даи, Унды, Куренги и Сенкакучи. При шурфовке и в карьерах балластных материалов видны отложения, слагающие эти террасы. Обычно это — галечник, чередующийся с песчаными пропластками грубого и среднезернистого аркозового песка. Мы наблюдали всего 6 террас, не считая пойменной. Все эти террасы выражены на рр. Унде и Сенкакучи. Высоты их следующие:

I.	Надпойменная	снизу	—	2 м	над	поймой
II.	»	»	—	6 м	»	»
III.	»	»	—	12 м	»	»
IV.	»	»	—	20 м	»	»
V.	»	»	—	40 м	»	»
VI.	»	»	—	80 м	»	»

Высокие террасы (20 и 40 м), так же как и низкие, в основании имеют песчано-галечные отложения. 20-метровая терраса в долине р. Куренги эксплуатируется для получения балластного материала для шоссеиной дороги. Карьер слагается среднезернистыми желтыми аркозовыми песками, среди которых в виде линз залегают галечник. Встречаются также линзы песков более глинистых, чем преобладающий аркоз.

В 80-метровой террасе, хорошо выраженной в рельефе, а также в более высоких (150 м) точках, которые с натяжкой можно было бы отнести к террасам, галечного материала не найдено. Может быть, это обстоятельство происходит за счет плохой обнаженности.

3. Делювиальные суглинки, покрывающие склоны падей Ишикан, Шивия и т. д., имеют лессовидный характер. Они листоваты, с призматической грубой отдельностью. В суглинках встречаются галечки из коренных пород. В основании террас под суглинками находятся линзы галечника. В террасе р. Даи 25—27-метровой высоты суглинки имеют желтый цвет и содержат белые журавчики.

4. Делювиаль в и в Борщевском хребте резко отличается от вышеописанных суглинков. По склонам падей в этом хребте, так же как и на его водоразделе, очень распространены россыпи обломков пород. В процессе

выветривания пространство между обломками заполняется дресвой, представляющей собою продукты разрушения тех же кристаллических пород. Источником грубообломочного делювия, который обычно заполняет долины ручьев, являются элювиальные россыпи водоразделов. Эти россыпи, вначале состоящие из очень крупных глыб, затем рассыпающиеся на более мелкие, образуются непосредственно из коренных кристаллических пород (табл. II, фиг. 6). На самом хребте обычно находятся останцы — «столбы» — гранитов, кварцитов, реже других пород. Эти столбы имеют разнообразную форму и характеризуются крутыми, часто вертикальными стенками. Вследствие морозного выветривания и растрескивания столбы в настоящее время продолжают разрушаться и питать россыпи глыб. Последние под влиянием силы тяжести и того же морозного агента (замерзание воды и раздвигание глыб друг от друга) передвигаются ниже по склону. От этого здесь образуются полукруглые ступени сползания, нечто вроде ложных террас с валобразными нагромождениями глыб-обломков по краям такого уступа. Никаких признаков ледникового выветривания в Борщевском хребте нами найдено не было.

### III. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Характеристика осадочных пород кратко приведена в стратиграфическом очерке при анализе разрезов. Ниже приводится описание интрузивных, эффузивных и метаморфических пород нашего района в их возрастном порядке.

#### А. МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (М)

Наиболее древними породами района являются кристаллические сланцы различного состава.

Их можно разделить на две большие группы:

- а) парасланцы и
- б) ортогнейсы.

#### а) Парасланцы

Парасланцы сосредоточены преимущественно в северо-западном углу нашего участка. Наиболее мощная зона их прослеживается в северо-восточном направлении по водоразделу Борщевского хребта от западной границы планшета до его северных пределов и далее за рамки района. В этой области развита чрезвычайно пестрая серия, представленная силлиманит-кордиеритовыми, силлиманит-кордиерит-гранатовыми и силлиманитовыми сланцами, андалузит-графитовыми роговиками, биотитовыми сланцами и гнейсами, биотит-турмалиновыми сланцами и кварцитами.

Вторая зона развития парасланцев находится в окрестностях курорта Шивия. В состав ее входит менее разнообразный и слабее метаморфизованный комплекс, образованный преимущественно кварцитами и слюдяно-кварцитовыми сланцами.

Наконец, по восточному краю планшета, в правом борту пади Малая Копунька, нами частично прослежена полоса развития кордиерит-гранатовых и гранат-дистеновых сланцев, прорванных и интрузивированных аляски-товыми гранитами. На запад по водораздельному хребту, между падами Озерная и Моховка, эта серия постепенно принимает облик типичных мигматитов.

#### 1. Силлиманит-кордиеритовые, силлиманит-кордиерит-гранатовые и силлиманитовые сланцы

Все эти разновидности кристаллических сланцев связаны неуловимыми переходами. Различие между ними выражено вариациями в количественных соотношениях главных минералов. Макроскопически упомянутые

разности неотличимы друг от друга. В связи с этим нами приводится общее минералогическое описание всех типов.

По внешнему виду описываемые сланцы представляют светлые или темносерые блестящие породы с чрезвычайно тонкой перемежаемостью кварц-кордиеритовых и биотитовых прослоев. Нередко они сгофрированы в мелкие складочки, а по сланцеватости содержат линзы или прожилки кварца. В минеральном составе пород — силлиманит, кордиерит, гранат, биотит, мусковит, кварц, турмалин, магнетит, апатит, серицит и хлорит. В силлиманит-кордиеритовых разностях гранат отсутствует, а в силлиманитовых аналогах на ряду с отсутствием граната наблюдается также резкое сокращение количества кордиерита, иногда до его полного исчезновения.

Силлиманит во всех случаях пользуется очень широким распространением. Он образует спутанно-волокнистые агрегаты, игольчатые скопления, беспорядочно рассеянные тонкие иголки, призмочки или волоски (табл. VI, фиг. 19). Минерал совершенно бесцветен, оптически двуосен, отрицателен, характеризуется высоким рельефом, прямым угасанием и положительным удлинением.

Кордиерит присутствует обычно в большом количестве (за исключением силлиманитовых сланцев). Он отличается неправильными очертаниями, низким рельефом, малым углом оптических осей и положительным оптическим характером. Продукты разрушения почти отсутствуют. Очень редко наблюдается спайность; угасание в этом случае параллельно ей. Местами минерал сложен в характерные тройники.

Гранат макроскопически составляет довольно крупные розовые зерна, в шлифе он отличается изометричными или неправильными контурами. Зерна граната разбиты трещинами, содержат вростки кварца и магнетита. Биотит образует многочисленные прослой, состоящие из множества удлиненных листочков. В породах он распределен неравномерно, и количество его варьирует в значительных пределах. В разностях, богатых биотитом, под микроскопом нередко наблюдается микроскладчатость. Биотит плеохроирует от коричневого по Ng до светложелтого по Np, часто содержит мельчайшие радиоактивные включения, окаймленные темными плеохроичными ореолами.

Мусковит обычно находится в меньшем количестве, нежели биотит, и часто совсем отсутствует. Развита он в тех же условиях, что и последний, и вместе с ним участвует в образовании прослоев.

Кварца в кордиеритовых разностях сравнительно мало, в сланцах же, фигурирующих под названием силлиманитовых, содержание его резко увеличивается.

Турмалин наиболее широко представлен в силлиманит-кордиеритовых разностях; в остальных развит слабее. Он составляет довольно крупные призматические выделения, ориентированные по сланцеватости, или мелкие изометричные зерна. Минерал плеохроирует от зеленого по Ng до бесцветного по Np или от желтого по Ng до бесцветного по Np.

Магнетит рассеян в форме мелких неправильных зерен. Местами он почти отсутствует, в других случаях содержится в большом количестве.

Апатит составляет довольно крупные изометричные выделения. В породах он является редким представителем.

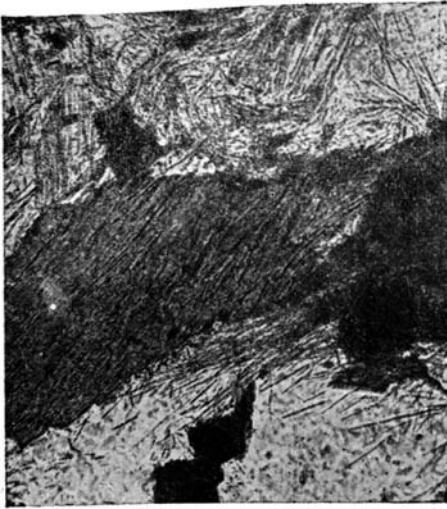
Серицит рассеян в виде мелких высокополяризующих чешуек; приурочен главным образом к кордиериту.

Хлорит развивается по биотиту; распространен он слабо.

Текстура пород полосчатая, обусловленная чередованием кварц-кордиеритовых и слюдяных полос. Структура в разностях, богатых биотитами, лепидобластическая.

## 2. Кордиерит-гранатовые сланцы

Эти породы состоят преимущественно из кордиерита и граната. Кордиерит — с теми же оптическими свойствами, что и ранее описанный, но



Фиг. 19. Силлиманитовый сланец под микроскопом. Темные иголочки — силлиманит.  $\times 90$ . Николи + (шл. № 1857а).



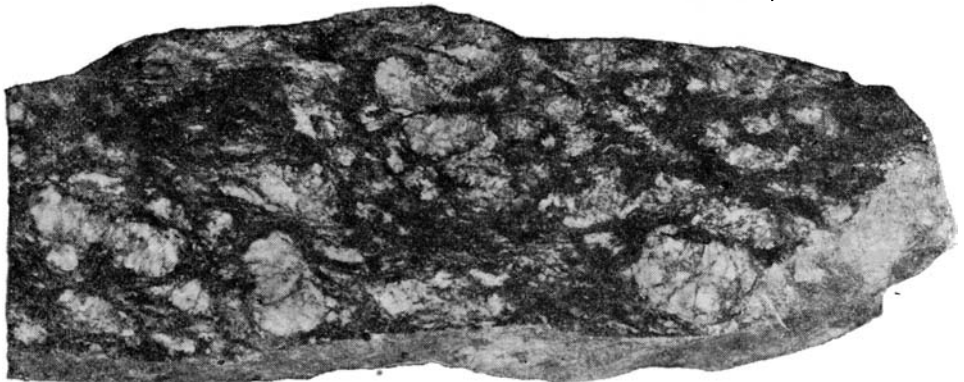
Фиг. 20. Кордиерит-гранатовый сланец. Кордиерит с продуктами разрушения по трещинкам.  $\times 25$ . Николи + (шл. № 243а).



Фиг. 21. Бiotит-турмалиновый сланец.  $\times 16$ . Простой свет (шл. № 2602а).



Фиг. 22. Роговик с порфиробластом роговой обманки.  $\times 16$ . Николи + (шл. № 1830в).



Фиг. 23. Катакластический «очковый» гранито-гнейс. Борщевский хребет. Пришлифовка. Натур. величина.

с большим углом оптических осей, обычно сильно разрушен, нередко нацело замещен тонкочешуйчатым агрегатом пинита. Вторичные продукты в начальных стадиях разрушения приурочены к трещинкам или к периферии зерен (табл. VI, фиг. 20), откуда с развитием процесса распространяются по всему минералу, вплоть до полного его преобразования. В состав пинита входят хлорит, серицит, мусковит, мелкие пластинки биотита. Последний явно вторичного происхождения, так как замещает и кордиерит и гранат. Крупные листочки биотита сравнительно редки и располагаются в промежутках между главными минералами.

Гранат составляет крупные округлые или неправильные, прихотливых очертаний зерна, разбитые многочисленными трещинами. Вдоль последних развиваются биотит и хлорит. Гранат обычно содержит мелкие включения магнетита и вроски кварца. Подчиненную роль в минеральном составе пород играют кварц, силлиманит, турмалин, апатит и магнетит. Среди многочисленных вторичных образований преобладающим является хлорит.

### 3. Кордиерит-гранат-дистеновые сланцы

От предыдущих разновидностей они отличаются наличием дистена, увеличением содержания кварца и чрезвычайно широким развитием вторичных слюд.

Дистен присутствует в большом количестве. О первоначальных контурах минерала судить трудно, так как он в значительной мере съеден биотитом. Дистен двуосен, оптически отрицателен, обладает высоким рельефом, совершенной спайностью по (100) и менее совершенной по (010). Плеохроизм слабый от бледноголубого по Ng до бесцветного по Nr. Вторичные минералы — серицит, хлорит, мусковит и биотит — часто образуют тонкочешуйчатые скопления, повидимому, на месте разрушенного кордиерита. Менее сохранившиеся зерна последнего сложены в тройники и разбиты трещинками, которые заполнены вторичными продуктами. Гранат отличается теми же признаками, что и в предыдущей группе сланцев. Менее распространенные минералы представлены силлиманитом, магнетитом и апатитом.

### 4. Графитовые и андалузит-графитовые роговики

Андалузит-графитовые роговики в составе метаморфического комплекса встречаются редко. Обычно они составляют небольшие прослои среди вышеописанных разновидностей кристаллических сланцев. Названные породы нами встречены на водоразделе Борщевского хребта и в левом борту пади Моховка. По внешнему виду это — плотные тонкочешуйчатые образования однородной черной или темносерой окраски с металлическим отблеском.

Иногда в породах заметна слабо выраженная слоистость и совпадающая с ней сланцеватость. Вдоль этих направлений обычно располагаются тонкие линзочки карбонатов и кварца. Преобладающими являются графитовые роговики, менее распространены андалузитовые аналоги, причем и те и другие связаны послойной перемежаемостью. Андалузит местами содержится в большом количестве. Беспорядочно ориентированные кристаллы его обычно имеют удлиненную форму с квадратным поперечным сечением и достигают 5—6 мм длины. В шлифах андалузит сильно разрушен, превращен в тонкочешуйчатые агрегаты серицита.

Минерал отличается высоким рельефом, двуосностью, отрицательным оптическим характером и отрицательным удлинением. Плеохроизм отсутствует, спайность по (110) выражена отчетливо. В виде включений в андалузите присутствуют чешуйки графита.

Мелкозернистая минеральная масса пород образована преимущественно кварцем, серицитом, хлоритом, графитом; реже встречаются более крупные листочки биотита и мусковита.

Графита довольно много. Он образует неправильные чешуйки, удлиненные пластинки или пылевидные скопления. В отраженном свете минерал черный с сильным металлическим блеском. На контактах с аляскиновыми гранитами в графитовых роговиках появляются довольно многочисленные зерна турмалина. Последние имеют удлиненную форму и отличаются резким плеохроизмом от коричневого по Ng до желтоватого по Np или от зеленого по Ng до бесцветного по Np.

Структура пород в типичных случаях роговиковая. Местами наблюдается гнейсовидность, обусловленная параллельной ориентировкой чешуек серицита.

### 5. Биотитовые сланцы и гнейсы

Биотитовые сланцы встречаются главным образом по водоразделу Борщевского хребта, реже — в контактах интрузий с осадочными образованиями.

Внешне они представляют тонкосланцеватые темносерые или черные породы, часто пропитанные по сланцеватости и трещинкам прожилками пегматита, аплита или кварца.

В минеральном составе сланцев преимущественно биотит и кварц. Биотит в одних случаях группируется в форме прослоев, перемежающихся с полосами кварца, в других — рассеян в виде многочисленных параллельно ориентированных листочков. Последние обладают резким плеохроизмом от коричневого по Ng до желтоватого по Np; часто содержат мельчайшие радиоактивные включения. Местами биотит претерпевает полное обесцвечивание, в связи с чем гнейсы принимают облик двуслюдяных.

Кварц составляет угловатые или округлые волнисто угасающие зерна.

Количественные соотношения обоих минералов варьируют в широких пределах, и можно наблюдать все переходы от типичных биотитовых сланцев к разностям, имеющим характер слюдястых кварцитов.

Кроме биотита и кварца, в составе пород присутствуют единичные зерна апатита, титанита, магнетита и турмалина. К северу от пос. Куникан на плоском водоразделе «гривы Шандова» нами были встречены отдельные обломки своеобразных биотит-турмалиновых сланцев. Последние, судя по минеральным ассоциациям, представляют продукты пневматолитических возгонов, проникавших по зонам разломов в толщу метаморфических образований. В этих разновидностях турмалин (шерл) образует тонкие призматические кристаллы, включенные в мелкочешуйчатой массе биотита и ориентированные согласно общей сланцеватости пород (табл. VI, фиг. 21). Под микроскопом шерл характеризуется оригинальной комбинированной окраской, образованной коричневыми, желтыми и сине-зелеными тонами. Сине-зеленые тона обычно приурочены к периферии кристаллов.

В россыпях биотитовых сланцев нередко можно встретить гнейсофицированные разности, отличающиеся наличием в их составе полевых шпатов. Появление последних в ряде случаев обусловлено пропитыванием сланцев гранитным материалом. Подобные процессы в небольших масштабах наблюдаются довольно часто и обычно связаны с вышеупомянутыми аплитовыми прожилками.

### 6. Слюдяно-кварцитовые сланцы

Серия слюдяно-кварцитовых сланцев образована мусковитовыми, мусковит-биотитовыми и мусковит-хлоритовыми разностями. В подчиненном количестве среди них можно встретить серицитовые и мусковит-хлоритовые типы с гранатом.

Внешне породы обладают светлосерой или зеленовато-серой (в зависимости от наличия хлорита) окраской и чешуйчатым тонкополосчатым сложением. Кварцевые полосы чередуются с прослоями слюд, причем соотношения тех и других в различных типах подвержены значительным

вариациям. В мусковитных разностях преобладает кварц. Зерна последнего обычно имеют вытянутую сплюснутую форму, отличаются сложными зубчатыми границами и резким волнистым угасанием.

Между кварцевыми полосами зажаты отдельные пластинки или тонкие прослои мусковита, состоящие из множества узких удлиненных листочков. Среди последних находятся чешуйки хлорита, серицита и большое количество гидроокислов железа. На плоскостях сланцеватости охристые продукты образуют бурые налеты. В породах присутствуют также отдельные небольшие зерна плагиоклаза, сильно разрушенного, замещенного агрегатом серицита и поизита. Сквозь неполяризующую массу сосюрита иногда слабо заметны тонкие двойники. Кроме названных минералов, встречаются единичные зерна циркона и апатита.

В мусковит-биотитовых сланцах соотношения минералов изменяются в сторону резкого увеличения содержания слюд. В составе последних биотит играет подчиненную роль. Листочки его нередко разорваны и обычно сильно хлоритизированы. Кварц располагается в форме узких линзовидных узлов, изогнутых вместе со слюдяными полосами в мелкие складочки.

Те же количественные соотношения сохраняются и в мусковит-хлоритовых сланцах. Отличием их от предыдущих типов является полная хлоритизация биотита. Хлорит характеризуется прямым угасанием, резким плеохроизмом от интенсивно зеленого по Ng до бледножелтого по Nr и аномальной индиговосиней поляризационной окраской.

В минеральном составе описываемых разновидностей местами появляются довольно многочисленные зерна граната.

Кварц-серицитовые сланцы встречаются редко. В типичных случаях это — светлые, почти белые, интенсивнейшим образом сгнейсированные породы, часто разбитые тонкими трещинками поперек сланцеватости. Минеральная характеристика их представлена преимущественно кварцем, серицитом, очень редко наблюдаются листочки биотита и отдельные зерна циркона.

## 7. Кварциты

Кварциты сосредоточены преимущественно на территории Борщевского хребта и наиболее широко представлены к северу от курорта Шивия, где они тесно связаны с серией слюдяно-кварцитовых сланцев. В составе водораздельной метаморфической зоны кварциты составляют ряд прослоев небольшой мощности, залегающих, повидимому, в синклиналиях.

Внешне эти породы представляют плотные среднезернистые светлосерые образования с неровным изломом и довольно хорошо выраженными плоскостями сланцеватости.

Главную роль в сложении кварцитов играет кварц, образующий неправильные зубевидно сросшиеся зерна. Внутри последних или в промежутках между ними располагаются листочки мусковита, мелкие скопления серицита, иногда единичные плагиоклазы или угловатые зерна циркона. Местами встречаются биотитсодержащие кварциты, в которых присутствуют довольно многочисленные иголки или волокнистые агрегаты силлиманита и зерна турмалина. Слюды в кварцитах представлены двумя генерациями. Первая генерация (мусковит, серицит и коричневый биотит) в смысле распределения не обнаруживает никакой закономерности и генетически, повидимому, связана с моментом перекристаллизации первичных осадочных пород. Вторая генерация, более поздняя, приурочена к направлениям сланцеватости или к тонким трещинкам в кварцитах и всегда ассоциирует с турмалином, цирконом и магнетитом. В составе ее: мусковит зеленый, биотит и мелкочешуйчатая слюдка типа вермикулита.

Пространственная обособленность этой группы слюд, на ряду с отчетливой приуроченностью к совершенно определенным ослабленным направлениям, указывает скорее на ее экзогенное происхождение, связанное, повидимому, с эманациями одной из гранитных интрузий.

В окрестностях пос. Куникаан можно наблюдать непосредственное воздействие магматической фазы аляскитовых гранитов на кварциты, приводящее к образованию инъекционных типов. О явлениях фельдшпатизации уже упомянуто при характеристике биотитовых сланцев. В кварцитах они прослеживаются более отчетливо и во всех случаях связаны с тонкими, местами нитевидными, прожилками аплитов. Последние распространяются по тем же избирательным путям, что и упомянутые выше пневматолитические образования. Вдали от контакта прожилков сравнительно немного. По мере приближения к интрузии количество их увеличивается, границы между кварцитовым и гранитным материалом постепенно исчезают, и в конечном итоге образуются более или менее однородные светлосерые гнейсы.

Под микроскопом подобные гнейсы характеризуются тонкозернистой минеральной массой гранитного состава, которой подчинены обособленные полосы или неправильные участки кварца, сохраняющие все структурные особенности первичных пород.

Более глубокой переработки кварцитов, до степени полной их ассимиляции, мы не наблюдали, хотя в ряде случаев подобные инъекционные образования макроскопически неотличимы от гнейсированных гранитов.

## 8. Роговики немого палеозоя

Роговики в пределах района представлены биотитовыми и биотит-роговообманковыми разновидностями. Главными и наиболее распространенными являются биотитовые типы, развитые преимущественно в окрестностях пос. Купряково (свита Pz?).

Макроскопически биотитовые роговики чрезвычайно однообразны. Обычно это — темносерые, почти черные породы плотного мелкозернистого сложения с характерным раковистым изломом. В отдельных местах роговики принимают облик биотитовых сланцев и в этом случае заметно обогащаются слюдой. Толща описываемых пород прорезана многочисленными дайками габбро, аляскитовых и турмалиновых гранитов, жилами пегматита, аплита и кварца. !

Микроскопически роговики представляют мелкозернистый агрегат волнисто угасающего кварца и коричневого биотита. В составе их присутствует также в небольшом количестве плагиоклаз, иногда единичные зерна апатита и магнетита.

Нередко в промежутках между зернами кварца располагается тонко-чешуйчатая масса серицита и хлорита, образовавшихся на месте глинистого цемента. Тонкие трещинки в породах обычно выполнены зеленым пневматолитическим биотитом, серицитом, мусковитом и магнетитом. Структура типичных разновидностей роговиковая с характерными округлыми очертаниями кварца и петельчатым распределением биотита.

На территории Борщевского хребта встречаются главным образом биотит-роговообманковые и роговообманковые роговики. Последние представляют собой тонкозернистые кварцево-полевошпатовые образования с крупными неправильными или удлиненно-призматическими порфиробластами светлозеленой роговой обманки (табл. VI, фиг. 22).

## 6) Ортогнейсы

### 1. Амфиболиты

Амфиболиты довольно часто встречаются в тесной связи с выходами габбро или диоритов. В Борщевском хребте эти породы образуют ряд небольших самостоятельных полос в пределах метаморфической серии или же находятся в форме включений в теле адамеллитового массива. Это обычно темные сильно сгнейсированные породы мелкозернистого или среднезернистого сложения, с непостоянными количественными соотношениями



темных и светлых компонентов. В составе амфиболитов: актинолит, плагиоклаз, довольно много титанита, титанистого железняка и апатита. Широко развиты вторичные минералы представлены эпидотом, цоизитом, серицитом, хлоритом, кальцитом.

Актинолит бледнозеленый, местами синеватый, часто образует прослой, состоящие из множества длиннопризматических или волокнистых форм. Вдоль трещин спайности в минерале нередко наблюдается обильное выделение бурых железистых продуктов. Иногда в нем сохраняются реликтовые остатки буро-зеленой роговой обманки. Оптические константы актинолита следующие: —  $2V=78^\circ$ ,  $Ng:c=17^\circ$ , сила двупреломления  $Ng-Np=0.027^1$ .

Плагиоклаз обычно преобразован в неполяризующую массу соссюрита. Формы его нередко подчинены очертаниям амфиболов. Изредка среди борщевских и других амфиболитов встречаются участки, в которых распознаваема габбровая структура. В подобных разностях сохраняются буро-зеленая роговая обманка и первичный плагиоклаз состава  $Ab_{47}An_{53}$ .

Довольно многочисленные акцессорные минералы рассеяны в форме изометричных зерен. Наиболее распространены среди них титанит и титанистый железняк, которые иногда образуют прожилки, ориентированные по сланцеватости, или мелкозернистые агрегаты. Оба минерала частично превращены в лейкоксен. Иногда в амфиболитах появляются мелкие листочки биотита и единичные зерна кварца. Вторичные образования развиты в громадном количестве и приурочены либо к главным минералам, за счет которых они образуются, либо к трещинкам в породах и к промежуткам между зернами.

Структура амфиболитов гомеобластическая с переходами в пойкилобластическую и гетеробластическую.

## 2. Амфиболовые породы

Амфиболовые породы развиты в тех же условиях, что и амфиболиты, но встречаются значительно реже. Отличительной особенностью их является почти полное исчезновение плагиоклаза. В тех случаях, когда последний присутствует, он играет роль акцессорного минерала и располагается в интерстициях между амфиболами.

Плагиоклаз обычно разрушен и превращен в агрегат вторичного альбита, цоизита и серицита. Главную роль в сложении пород играют амфиболы, составляющие 90—95% всех минеральных образований. По характеру амфиболов в породах можно выделить разности с преобладающим буро-зеленой роговой обманки, актинолитовые и актинолит-биотитовые разности. Кроме названных минералов, в составе амфиболовых пород присутствуют мелкие зерна апатита, титанита и титанистого железняка. Структура, так же как и в амфиболитах, гомеобластическая с переходами к нематобластической и гетеробластической.

## 3. Среднезернистые диорито-гнейсы

Диорито-гнейсы развиты в окрестностях ст. Копунь и по склонам Борщевского хребта. В пределах последнего они тесно связаны с породами метаморфического комплекса или же залегают в форме крупных включений среди порфиридных адамеллитов.

Внешний облик диорито-гнейсов однообразен. Это — обычно темно-серые среднезернистые породы с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой. Темные биотит-амфиболовые прослой окаймляют линзообразно вытянутые узлы или участки полевошпатового или кварц-полевошпатового состава.

<sup>1</sup> Все определения силы двупреломления производились по методу Берка.

В пределах Борщевского хребта встречаются также пестрые светлосерые разности, отличающиеся преобладанием лейкократовых минералов.

Общий минеральный состав диорито-гнейсов представлен плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, кварцем, титанитом, апатитом, титанистым железняком, цирконом и ортитом. Среди вторичных образований развиты поизит, серицит и хлорит.

Плагиоклаз, обычно зональный, распространен главным образом в формах таблитчатых выделений. Двойниковое строение часто отсутствует или же существует по карлсбадскому закону.

Состав зон меняется следующим образом:

Ядро . . . . .	Ab <sub>64</sub> An <sub>36</sub>	3 зона . . . . .	Ab <sub>80</sub> An <sub>20</sub>
1 зона . . . . .	Ab <sub>71</sub> An <sub>29</sub>	4 зона . . . . .	Ab <sub>84</sub> An <sub>16</sub>
2 зона . . . . .	Ab <sub>76</sub> An <sub>24</sub>	Оболочка . . . . .	Ab <sub>80</sub> An <sub>20</sub>

Минерал в большинстве случаев отличается хорошей сохранностью, изредка слабо сосюртитизирован.

Роговая обманка представлена двумя разновидностями: буро-зеленой и интенсивно окрашенной зеленой.

Оптическая характеристика этих разностей следующая (табл. 1):

Т а б л и ц а 1

	2V	Ng:c	Ng — Np	Плеохроизм
Буро-зеленая роговая обманка . . . . .	—56°	21°	0.020	Ng — буро-зеленый Np — желтый
Зеленая роговая обманка . . . . .	—60°	22°	0.019	Ng — густозеленый Nm — голубовато-зеленый Np — желтый

Буро-зеленая роговая обманка по периферии зерен часто преобразуется в актинолит.

Биотит образует скопления неправильных листочков или же замещает роговую обманку. Минерал плеохроирует в коричневых тонах. В виде включений в нем присутствуют зерна апатита и титанита. Нередко листочки биотита сильно хлоритизированы. Кварца мало. Он развит в форме неправильных раздробленных зерен с резким волнистым угасанием.

Титанит, апатит и титанистый железняк пользуются настолько широким распространением, что в данном типе пород их вернее причислять к главным породообразующим минералам. Упомянутые минералы находятся в теснейшей парагенетической связи с биотитом, образуя включения в его листочках или тесные сростания с ними.

Титанит находится в виде неправильных крупных выделений, в которых нередко включены зерна титанистого железняка; минерал оптически двуосный, положительный, отличается резко выраженной дисперсией оптических осей.

Титанистый железняк нередко окаймлен оторочкой лейкоксена. Форма и очертания минерала те же, что и у титанита.

Апатит составляет довольно крупные изометричные, шестигранные и удлинённые призматические включения в биотите, титаните или титанистом железняке.

Циркон встречается реже. Развит он в тех же условиях, что и предыдущие минералы.

Ортит составляет хорошо ограненные зерна в биотите. Среди аксессуарных минералов ортит является редким представителем.

Структура диорито-гнейсов гипидиоморфнозернистая. Наиболее идиоформные очертания свойственны плагиоклазу. Следы перекристаллизации

фиксируются зубчатым срастанием кварца и обособлением темноцветных полос. В пределах последних биотит и роговая обманка приобретают параллельную ориентировку. В расположении плагиоклазов гнейсовидность наблюдается менее четко.

Механические деформации выражены дроблением отдельных минералов в местах соприкосновения друг с другом или по трещинкам внутри зерен.

#### 4. Мелкозернистые диорито-гнейсы

Среди Борщевского метаморфического комплекса довольно распространены мелкозернистые диорито-гнейсы того же минерального состава, что и предыдущие, но отличающиеся от последних по некоторым структурным признакам. Эти породы обладают тонкосланцеватой текстурой, равномерным мелкозернистым сложением и неоднородной, пестрой окраской. Последнее обстоятельство обусловлено различными количественными соотношениями светлых и темных минералов. В тех разностях, где преобладают первые, темноцветные группируются в виде небольших равномерно рассеянных линзочек, ориентированных в определенном направлении. В других случаях лейкократовые минералы подчинены темноцветным, и породы приобретают общую темную окраску, на фоне которой выделяются тонкие светлые полосы. Гнейсовидность диорито-гнейсов выражена чрезвычайно резко благодаря параллельной ориентировке и темноцветных и полевых шпатов. В большинстве случаев породы сильно разрушены и при ударе легко рассыпаются в мелкую дробь. В минеральном составе их присутствуют плагиоклаз, роговая обманка, представленная двумя вышеописанными разностями, биотит, редкие зерна кварца, очень много титанита, апатита, рутила, циркона и титанистого железа. Главные породообразующие минералы отличаются превосходной сохранностью, и лишь в плагиоклазах иногда наблюдается слабое развитие серицита и цоизита. Структура типичных разностей гранобластическая, реже пойкилобластическая. Процессы дробления приурочены к тонким зонам, ориентированным по сланцеватости пород.

#### 5. Гранито-гнейсы

Гранито-гнейсы широко представлены в пределах Борщевского хребта. Наиболее значительные площади их развития находятся к северу от пос. Куникан, в окрестностях курорта Шивия и непосредственно к западу от пос. Мироново.

В довольно пестром комплексе названных пород можно выделить четыре главных морфологически отличных типа:

- 1) биотитовые мелкозернистые гранито-гнейсы;
- 2) мусковитовые мелкозернистые гранито-гнейсы;
- 3) биотитовые крупнозернистые гранито-гнейсы;
- 4) катакластические «очковые» гранито-гнейсы.

Наиболее распространенными являются первые два типа.

Биотитовые мелкозернистые гранито-гнейсы макроскопически представляют светлосерые или розоватые породы с отчетливой гнейсовидной текстурой, иногда со следами порфиroidного строения. Гнейсовидность обусловлена параллельной ориентировкой листочков биотита и линзовидно вытянутых зерен дымчатого кварца. В сложении гранито-гнейсов принимают участие микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит и аксессуарные — апатит, циркон, магнетит. Вторичные представлены цоизитом, мусковитом, серицитом и хлоритом.

Микроклин находится в форме неправильных лапчатых зерен с отчетливой двойниковой решеткой и многочисленными пертитовыми образованиями. Местами он слабо каолинизирован.

Плагиоклаз, сходный по форме и очертаниям с микроклином, представлен альбитом состава  $Ab_{95}An_5$ . Двойниковое строение минерала — по аль-

битовому закону. В местах соприкосновения с микроклином в альбите появляются червеобразные вроски мирмекита. Механические деформации выражены изгибами двойниковых полосок. Разрушаясь, плагиоклаз преобразуется в агрегат мусковита, серицита и цоизита.

Многочисленные зубьевидно сросшиеся зерна кварца сильно раздроблены и отличаются резким волнистым угасанием. Листочки биотита местами разорваны и обычно в той или иной мере хлоритизированы и обесцвечены. Наиболее сохранившиеся из них плеохроируют от коричневого по Ng до светложелтого по Np.

Акцессорные минералы присутствуют в незначительном количестве; мелкие зерна их группируются вокруг скоплений биотита или образуют включения в его листочках. Структура пород гранобластическая. Главные породообразующие минералы полностью лишены каких-либо признаков идиоморфизма. Выделения микроклина, плагиоклаза, кварца образуют прихотливо изрезанные, зубьевидно срастающиеся формы. Местами обособляются отдельные полосы кварца, состоящие из многочисленных вытянутых по сланцеватости зерен.

Биотит сравнительно редко образует скопления или прослой; обычно он равномерно рассеян в форме удлиненных листочков, ориентированных в параллельных плоскостях. Изредка можно наблюдать отдельные порфиробласты плагиоклаза, располагающиеся под небольшим углом к общей сланцеватости пород.

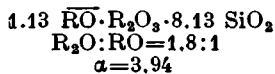
Образец № 1727 мелкозернистых биотитовых гранито-гнейсов был подвергнут химическому анализу в лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР.<sup>1</sup> Ниже приводятся

Таблица 2

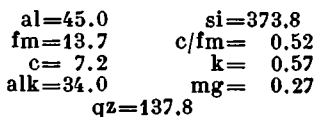
Окислы	Содержание (в %)	Молекулярные количества $\times 1000$
SiO <sub>2</sub> . . . . .	71.26	1188
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.47	6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.60	143
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.59	4
FeO . . . . .	1.66	23
MnO . . . . .	0.04	0.6
MgO . . . . .	0.50	12
CaO . . . . .	1.29	23
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.84	46
K <sub>2</sub> O . . . . .	5.88	62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.21	—
S . . . . .	0.07	—
Cl . . . . .	0.01	—
-H <sub>2</sub> O . . . . .	0.08	—
+H <sub>2</sub> O . . . . .	0.47	—
Летучие вещества	0.20	—
Сумма . . . . .	100.17	—
O=S= . . . . .	0.03	—
	100.14	—

данные этого анализа.

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:



Пересчет по Ниггли:



Среди пород, известных в Восточной Сибири, довольно близки описанному гранито-гнейсу следующие.

1) Биотитовый гнейсовидный гранит восточной окраины Ленского золотоносного района (Жуинский массив, Мейстер, 1914).

<sup>1</sup> Все остальные анализы, приведенные в работе, произведены в той же лаборатории.

Магматическая формула:

$$1.25 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.75 SiO_2 \\ R_2O:RO=1:1.51 \\ \alpha=3.64$$

2) то же:

$$1.12 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.5 SiO_2 \\ R_2O:RO=1.5:1 \\ \alpha=3.63$$

3) то же:

$$1.4 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.93 SiO_2 \\ R_2O:RO=1:1.41 \\ \alpha=3.6$$

Мусковитовые гранито-гнейсы развиты главным образом к западу от пос. Мироново и севернее пос. Шивия, откуда узкой полосой протягиваются к минеральным источникам Шивия. В типичных случаях породы имеют среднезернистое сложение, светлую окраску, содержат узлы или линзы водянопрозрачного кварца, а на плоскостях сланцеватости — многочисленные листочки мусковита.

В минеральном составе описываемых гранито-гнейсов присутствуют: микроклин, представленный решетчатыми и нерешетчатыми разностями, плагиоклаз состава  $Ab_{85}An_{15}$ , часто без двойникового строения, и кварц. Последний обладает волнистым угасанием, содержит многочисленные пузырьки жидкостей и мельчайшие иголки рутила. Мусковита довольно много. Он образует удлиненные пластинки, ориентированные в определенном направлении, или тонкие прослой. Среди аксессуарных минералов, помимо рутила, присутствуют зерна апатита, магнетита, мелкие призмочки турмалина. Вторичные минералы представлены цоизитом, серицитом и хлоритом.

Характер структуры мусковитовых гранито-гнейсов тот же, что и у предыдущих аналогов. Отличием описываемых разновидностей является их среднезернистое сложение и резко выраженная неоднородная зернистость.

Крупнозернистые биотитовые гранито-гнейсы в составе Борщевского метаморфического комплекса играют подчиненную роль. Эти породы мы наблюдали лишь в форме небольших удлиненных включений среди мелкозернистых аналогов. Внешний облик их пестрый и чрезвычайно характерный, вследствие перемежаемости линзовидных скоплений биотита, дымчатого кварца и белых полевых шпатов. В сложении пород принимают участие микроклин, плагиоклаз ( $Ab_{69}An_{31}$ ), кварц, биотит и аксессуарные: апатит, титанит, магнетит, циркон. Количественные соотношения главных минералов варьируют в широких пределах. В одних случаях преобладающими являются микроклин и кварц, в других резко возрастает содержание плагиоклаза, а калиевый полевой шпат отступает на задний план. Та же картина наблюдается и в отношении биотита, который местами составляет прослой или полосы, местами же рассеян в виде отдельных параллельно ориентированных листочков.

В типичных разностях под микроскопом превосходно выражена сланцеватая текстура, обусловленная чередованием линзовидных кварц-полевошпатовых и темноцветных прослоев. Структура пород чаще гранобластическая, иногда роговиковая.

Катакластические «очковые» гранито-гнейсы залегают отдельными небольшой мощности полосами среди вышеописанных гранито-гнейсов или среди кристаллических сланцев Борщевского хребта. Макроскопически они характеризуются тонкозернистой кварцево-биотитовой минеральной массой, в которой погружены отдельные округлой формы включения белых полевых шпатов, придающие породам чрезвычайно своеобразный облик. В местах, где количество включений возрастает, биотит образует тонкие прослой, сложно сфофрированные и как бы опутывающие полевошпатовые узлы (табл. VI, фиг. 23). Последние имеют удлиненную форму и обычно

ориентированы по сланцеватости пород, реже под прямым углом к ней. Под микроскопом они представлены плагиоклазом или решетчатым микроклином, причем первый всегда превращен в неполяризующую массу соскюрита, сквозь которую изредка просвечивают тонкие двойниковые полосы. В состав тонкозернистой минеральной массы входят соскюритизированный плагиоклаз, микроклин, кварц, хлоритизированный биотит и в небольшом количестве апатит, магнетит, титанит. Широко распространенные вторичные образования представлены серицитом, хлоритом, эпидотом и лимонитом. Эти минералы наряду с вторичным кварцем часто выполняют тонкие трещинки или пустоты в породах. Во всех случаях в гранито-гнейсах имеют место процессы интенсивного дробления, протекающие по границам соприкосновения отдельных зерен, по трещинкам внутри последних или вдоль направлений спайности минералов.

## Б. ГАББРО УСЛОВНОПАЛЕОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

Габбро образуют серию даек в породах немного палеозоя или залегают в форме включений среди адамеллитов и аляскитовых гранитов.

Наиболее распространенными являются мелкозернистые (до среднезернистых) в основном роговообманковые разновидности. На одной из сопок к югу от ст. Копунь нами встречены оливиновые аналоги, но об условиях залегания последних ничего определенного сказать нельзя, так как наблюдались они в виде отдельных крупных обломков среди россыпи аляскитовых гранитов.

### 1. Оливиновые габбро

Эти породы представляют крупнозернистые меланократовые образования, в состав которых входят плагиоклаз, оливин, авгит, роговая обманка, биотит и рудный минерал. Вторичные представлены щелочным амфиболом, актинолитом, хлоритом, мусковитом, серпентином и кальцитом.

Плагиоклаз в минералогической характеристике габбро играет подчиненную роль. Выделения его отличаются превосходной сохранностью, неправильными контурами и по составу соответствуют лабрадору № 65. Двойниковое строение по закону *Roc-Tourné*.

Оливин иногда составляет реликтовые участки в авгите, обычно же образует самостоятельные неправильные зерна, разбитые многочисленными трещинками. Последние заполнены железистыми продуктами и чешуйками серпентина. Угол оптических осей оливина  $+2V = 84^\circ$ .

Авгит образует реакционную кайму по оливину или находится в форме мелких реликтов среди роговой обманки. Сравнительно редко он представлен обособленными короткопризматическими выделениями. Сила двулучепреломления авгита  $Ng-Np = 0.024$ ,  $Ng : c = 48^\circ$ ,  $+2V = 60^\circ$ .

Бурая роговая обманка замещает пироксен и в свою очередь замещается биотитом, щелочным амфиболом и актинолитом. Во многих случаях вещество первичного амфибола сохраняется лишь в ядерных частях актинолитизированных зерен.

Роговая обманка отчетливо плеохроирует от бурого по *Ng* до соломенно-желтого по *Np*, угасание  $Ng : c = 21^\circ$ ,  $Ng-Np = 0.021$ ,  $-2V = 76^\circ$ .

Биотит встречается в виде редких неправильных листочков или небольших участков в зернах роговой обманки. Минерал отличается резким плеохроизмом от желтовато-коричневого по *Ng* до бледножелтого по *Np*.

Рудный минерал, повидимому, титано-магнетит, представлен многочисленными мелкими зернами. Он в значительной мере замещен лейкоксомом.

Оптическую характеристику щелочного амфибола определить не удалось вследствие его слабого развития. Этот минерал всегда ассоциирует с актинолитом и вместе с ним образует узкую кайму вокруг выделений первичной роговой обманки. Плеохроизм щелочного амфибола чрезвычайно резкий — от зеленого по *Ng* до синего по *Np*.

Актинолит пользуется широким распространением и, как отмечено выше, генетически связан с преобразованием бурой роговой обманки. Плеохроизм минерала слабый, от бледнозеленого по Ng до бесцветного по Np, угасание Ng : c=16°, 2V=—80°, сила двойного лучепреломления Ng—Np=0.026. В окраске актинолита нередко присутствуют голубоватые тона.

Хлорит составляет единичные интенсивно зеленые чешуйки или участки в актинолите, обладающие двуосностью и аномальной индиговосиней поляризационной окраской.

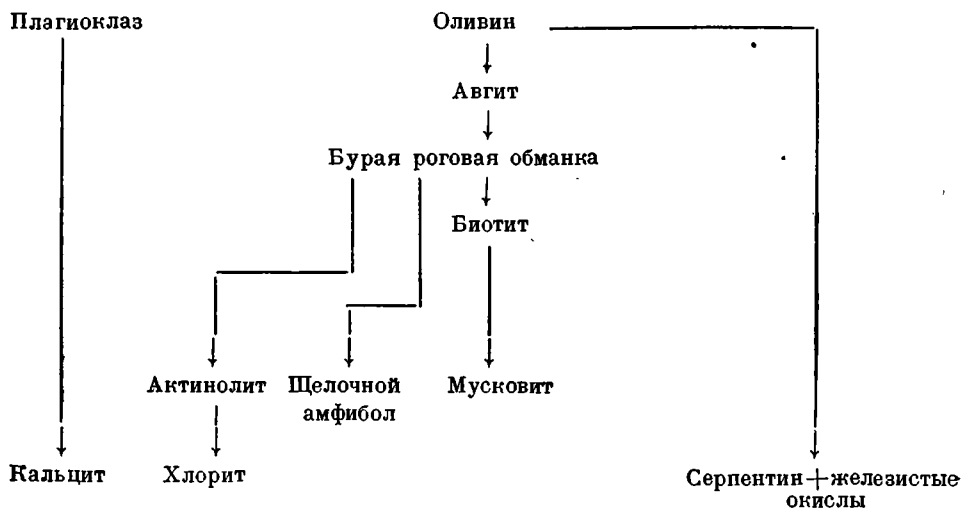
Мусковит столь же редок, как и хлорит. Образуется он вдоль спайности биотита вследствие обесцвечивания последнего. Серпентин имеет форму мельчайших чешуек, приуроченных к трещинкам в оливине. Кальцит составляет мелкие зерна в плагиоклазе, иногда располагается в промежутках между минералами.

Структура описываемых пород габбровая. Преобладающими компонентами являются темноцветные, среди которых наиболее распространены оливин и амфиболы. Значительно реже встречается авгит. Плагиоклаз в составе габбро развит в небольшом количестве и играет вполне подчиненную роль. Характерной особенностью пород является отчетливо проявленный реакционный ряд: оливин, авгит, бурая роговая обманка, биотит.

Вторичные превращения минералов выражены довольно слабо, и в целом габбро отличаются хорошей сохранностью. Наибольшему изменению подверглись выделения роговой обманки, частично или нацело преобразованные в актинолит.

Процессы постмагматических превращений, повидимому, протекали при наличии обменных реакций между точками, в которых происходил вынос молекулы CaO<sup>1</sup> из плагиоклаза (с освобождением альбитовой молекулы), и участками, где шла актинолизация роговой обманки. В результате этих реакций вновь образующийся амфибол присоединял часть освобожденного Na<sub>2</sub>O, обусловившего образование щелочных разностей и появление синеватых тонов в окраске актинолита.

Что касается биотита, то он, вероятно, в той или иной мере генетически связан с более поздней гранитной магмой. Общая схема минеральных превращений приведена ниже.



## 2. Мелкозернистые и среднезернистые меланократовые габбро

Эти разновидности габбро представляют массивные темносерые породы, состоящие преимущественно из амфиболов. Плагиоклазы в минеральном

<sup>1</sup> В виде кальцита.

составе габбро играют подчиненную роль и обычно кристаллизуются в форме цемента между амфиболами, гораздо реже в виде таблитчатых форм. Кроме упомянутых минералов, в породах присутствуют: диопсид, биотит, титанит, титаномагнетит; среди вторичных развиты актинолит, цоизит, хлорит, серицит и мусковит. Выделения плагиоклазов характеризуются неправильными, подчиненными контурам амфиболов границами и по характеру соответствуют лабрадору, состав которого в различных случаях варьирует от  $Ab_{50} An_{50}$  до  $Ab_{40} An_{60}$ . Двойниковое строение плагиоклазов — по карлсбадскому или альбит-эстрельскому законам, иногда комбинированное по обоим законам одновременно.

Редко встречающийся диопсид находится главным образом в виде мелких реликтов среди амфиболов. Зерна его бесцветны и характеризуются следующими оптическими свойствами:  $Ng : c = 39^\circ, +2V = 60.5^\circ, Ng - Nr = 0.025$ .

Амфиболы представлены четырьмя разновидностями роговых обманок: бурой, зеленовато-бурой, сине-зеленой и актинолитовой. Бурая роговая обманка преобразуется в зеленовато-бурую, а обе разности замещаются сине-зеленой или актинолитовой, иногда той и другой одновременно. Оптическая характеристика роговых обманок приведена ниже (табл. 3).

Таблица 3

Минерал	Плеохроизм	2V	Ng : c	Ng — Nr
Бурая роговая обманка	{ Ng Бурый Nr Соломенно-желтый	—78°	23°	0.021
Зеленовато-бурая роговая обманка	{ Ng Зеленовато-бурый Nr Соломенно-желтый	—78°	17°	0.019
Сине-зеленая роговая обманка	{ Ng Густой синева-зеленый Nr Соломенно-желтый	—71°	20°	0.021
Актинолит	{ Ng Светлозеленый Nr Бесцветный	—77.5°	16°	0.027

Довольно часто наблюдается замещение бурых и зеленовато-бурых разностей роговой обманки биотитом. Этот минерал обычно присутствует в незначительном количестве, и только в особых случаях содержание его заметно возрастает.

Таким образом, в мелкозернистых габбро наблюдается та же схема минеральных превращений, что и в предыдущих аналогах, и отличием ее (схемы) является лишь отсутствие оливица.

Характерной особенностью описываемых типов пород является довольно большое содержание аксессуарных минералов, представленных главным образом титанитом и апатитом. Первый развит в форме мелкозернистых агрегатов, второй составляет тонкие длиннопризматические выделения. Менее распространенными являются зерна титаномагнетита. Распределение аксессуарных крайне неравномерное: в одних участках количество их невелико, в других, напротив, резко возрастает, и в этом случае они буквально переполняют породы.

Вторичные образования развиты гораздо шире, нежели в оливиновых аналогах, и нередко полностью замещают первичные минералы. Наиболее распространенными среди них являются серицит и цоизит, образующиеся по плагиоклазу, а также актинолит, возникающий в результате преобразования бурых разностей роговых обманок. Значительно реже встречаются мусковит и хлорит, представляющие продукты видоизменения биотита. В единичных случаях можно наблюдать образование хлорита по актинолиту. Структура пород габбровая, иногда офитовая. Преобладающими мише-



ралами являются амфиболы; плагиоклазы играют второстепенную роль. В нормальных разностях габбро (т. е. в дайках) биотит отсутствует или же развит в ничтожных количествах, составляя единичные мелкие участки в зернах роговой обманки. Отчетливое изменение минерального состава наблюдается в тех случаях, когда габбро находятся в форме включений (ксенолитов) среди адамеллитов или аляскитовых гранитов. Здесь содержание биотита резко возрастает, появляются мелкие зерна кварца, отсутствующего в нормальных габбро; наконец, в этих же точках наблюдаются с максимальной силой проявленные вторичные процессы. Сказанное свидетельствует о том, что гранитная магма не оставалась инертной по отношению к включениям габбро, а воздействовала на них явлениями биотитизации и окварцевания. Повидимому, и общая измененность габбро в значительной мере обусловлена явлениями экзометаморфизма, связанными генетически с гидротермальными растворами гранитных интрузий.

### 3. Крупнозернистые меланократовые габбро

Кроме описанных типов габбро, вблизи пос. Мироново в аляскитовых гранитах встречен небольшой ксенолит крупнозернистых меланократовых габбро с офитовой структурой. В состав последних входят полностью соскюритизированные плагиоклазы, актинолит, многочисленные зерна рудного минерала (титано-магнетит) и апатит. Габбро сильно разрушены и метаморфизованы. Вторичные образования их представлены теми же компонентами, что и в предыдущих аналогах. В контактах с гранитами габбро постепенно принимают облик амфиболитов.

## В. ПОРОДЫ ТРИАСОВЫХ (?) ИНТРУЗИЙ

### 1. Крупнозернистые порфиroidные адамеллиты

Адамеллиты являются наиболее распространенной разновидностью гранитоидов исследуемой площади.

Главной областью их развития является Борщевский хребет. На юго-востоке района (в окрестностях д. Купряково) эти же породы образуют более мелкие интрузивные тела (фиг. 9, 24). Внешне адамеллиты представляют массивные, реже в той или иной степени катаклазированные породы крупнозернистого порфиroidного сложения. Порфиroidные выделения розовых или белых полевых шпатов многочисленны и в отдельных случаях достигают величины  $80 \times 20$  мм. Обычно же они более мелки, порядка  $15 \times 10$  мм (табл. VII, VIII, фиг. 25, 26, 27, 28, 29). Кроме полевых шпатов, в составе адамеллитов присутствуют зерна темноокрашенного (местами черного) кварца и скопления или отдельные листочки биотита. Количество последнего подвержено значительным колебаниям, и можно наблюдать все переходы от разностей, почти лишенных биотита, к разностям, в которых он играет громадную роль.

Адамеллиты, обогащенные биотитом, приурочены преимущественно к юго-восточному склону Борщевского хребта и имеют весьма характерный облик, обусловленный их общей черной окраской, на фоне которой рельефно выделяются индивидуумы полевых шпатов.

Аналоги юго-восточной части планшета несколько отличаются от адамеллитов Борщевки тем, что в их составе чаще присутствует водянопрозрачный (нежели дымчатый) кварц. В общем же и те и другие вполне идентичны как по химическому и минералогическому составу, так и по структурным особенностям.

Под микроскопом в составе пород обнаружены следующие минералы:

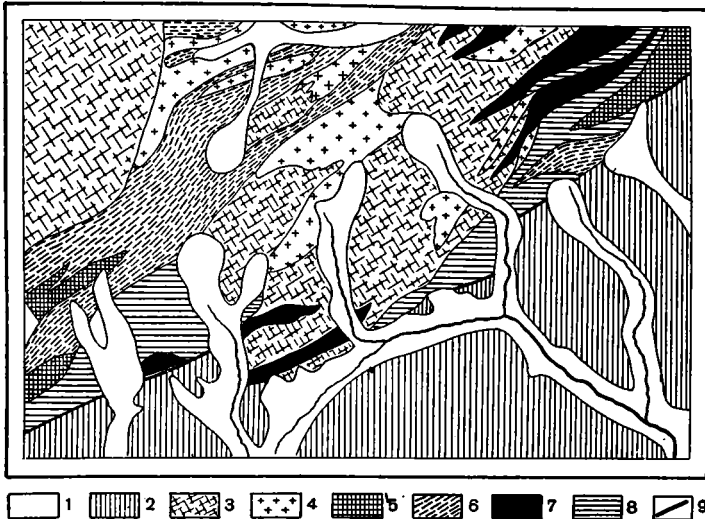
I. Первичные главные: микроклин, кварц, плагиоклаз, биотит.

II. Акцессорные: ортит, титанит, титанистый железняк, апатит, циркон.

III. Вторичные: эпидот, цонзит, клиноцоизит, делессит, сагенит, мусковит, серицит.

Микроклин является наиболее распространенным минералом пород. Обычно он образует удлинённой формы выделения, размер которых изменяется в пределах от  $14.3 \times 11.1$  мм до  $0.7 \times 0.3$  мм. Нередко микроклин составляет также широкие, почти квадратные зерна. Границы минерала местами прямолинейны, в других случаях волнисты, сложно изрезаны. Полисинтетическая двойниковая решетка по альбитовому и периклиновому законам не всегда отчетлива; иногда она сильно размазана или отсутствует вовсе. Угол угасания  $Np' : (010) = 17^\circ$ . Минерал характеризуется частыми пертитовыми и микропегматитовыми прорастаниями.

Кварц обычно развит в меньшем количестве, нежели микроклин, и имеет форму неправильных зерен с неровными, зазубренными краями. Размеры последних изменяются от  $6.2 \times 4.3$  мм до  $0.1 \times 0.1$  мм. Кварц содержит мно-



Фиг. 24. Схема распространения кристаллических сланцев, гнейсов и интрузивных пород в Борщевском хребте: 1 — аллювий, 2 — мезозойские и кайнозойские отложения, 3 — триасовые (?) адамеллиты, 4 — триасовые (?) мелкозернистые граниты, 5 — кварциты, 6 — кристаллические сланцы, 7 — диорито-гнейсы и амфиболиты, 8 — гранито-гнейсы, 9 — тектонические разломы.

гочисленные газовые включения, располагающиеся рядами или в беспорядке; он несет всегда признаки катаклаза, выраженные волнистым угасанием и неправильными трещинами.

Плагиоклаз находится в подчиненном количестве. Таблитчатые или неправильные выделения его величиной от  $3.7 \times 1.2$  мм до  $0.7 \times 0.4$  мм сложены в тонкие полисинтетические двойники по периклиновому закону, в других случаях (довольно часто) вовсе лишены двойникового строения. Плагиоклаз по составу варьирует от олигоклаза № 20 до олигоклаз-андезина № 30.

Местами он обладает зональным строением. В этом случае зоны имеют следующий состав:

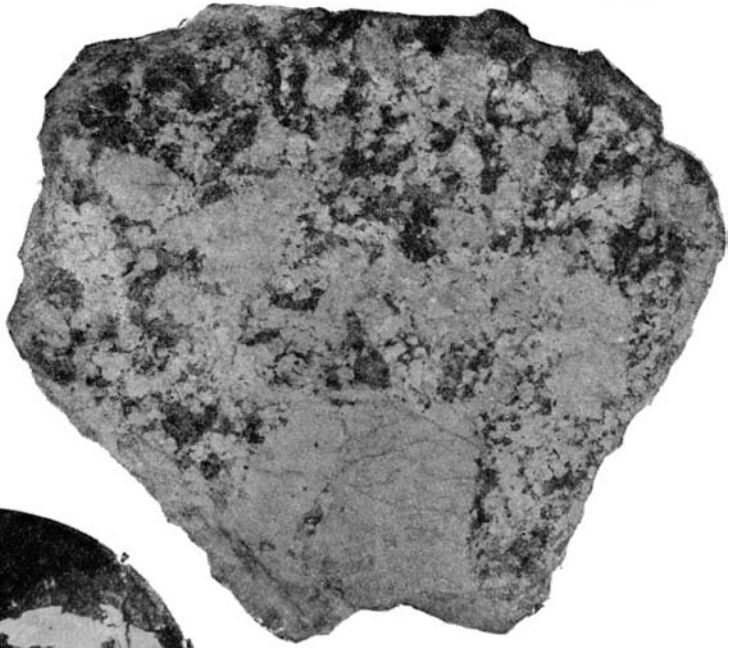
Ядро —  $Ab_{70}An_{30}$

1 зона —  $Ab_{76}An_{24}$

Оболочка —  $Ab_{80}An_{20}$

Минерал обычно характеризуется хорошей сохранностью; содержит мirmekитовые, реже антипертитовые прорастания.

Биотит развит в виде неправильных листочков не больше  $1.8 \times 1.2$  мм величиной или же образует мелкие, более правильные пластинки размером



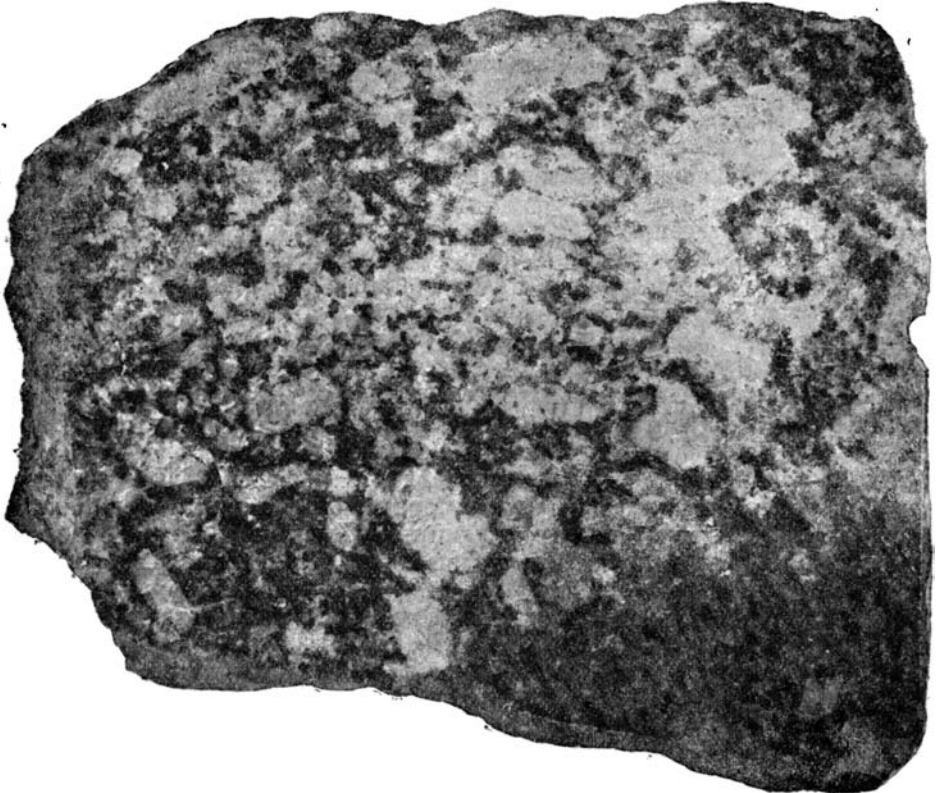
Фиг. 25. Адамеллит. Порфировидная структура. Пришлифовка.  $\frac{4}{5}$  натур. величины (хр. Борщевский).



Фиг. 26. Адамеллит под микроскопом. Между крупными выделениями микроклина располагается мелкозернистая генерация кварца, плагиоклава и микроклина.  $\times 16$ . Николи + (шл. № 1779).



Фиг. 27. Адамеллит с включением роговика.  $\frac{4}{5}$  натур. величины (р. Унда).



Фиг. 28. Адамеллит. Внизу находится более темный участок с ассимилированными роговиками.  $\frac{1}{8}$  натур. величины (р. Унда). Пришлифовка.



Фиг. 29. Адамеллит с жилкой мелкозернистого биотитового гранита. Борщевский хребет. Пришлифовка.  $\frac{1}{8}$  натур. величины.

0.3×0.1 мм. Он характеризуется резким плеохроизмом от бурого (почти черного) по Ng до светложелтого по Np или от коричневого по Ng до светлого коричневатого по Np. Сила двойного лучепреломления Ng—Np = 0.050. Хлоритизированные разности биотита содержат игольчатые вроски сагенита.

Ортит наблюдается в виде хорошо ограненных кристаллов. Плеохроизм у него в желтовато-коричневых тонах, причем в распределении окраски заметна слабо выраженная зональность. Минерал характеризуется двойниковым строением.

Титанит существует в форме неправильных скелетных зерен; изредка составляет мелкие выделения, имеющие ромбические очертания. Минерал двуосен, оптически положительен. Плеохроизм слабый, в коричневых тонах. Титанит обычно ассоциирует с биотитом.

Титанистый железняк в породах распространен неравномерно; иногда он отсутствует, местами же образует заметные скопления вместе с биотитом и аксессуарными. Титанистый железняк встречается в виде мелких неправильных зерен и характеризуется тесной парагенетической связью с титанитом. Иногда он окаймлен оболочками лейкоксена.

Апатит в большинстве случаев представлен мелкими округлыми зернами, реже образует столбчатые формы с характерными поперечными трещинками. Обычно он вместе со всеми аксессуарными приурочен к биотиту.

Циркон составляет мелкие изометричные зерна в биотите, вокруг которых наблюдаются плеохроичные дворники.

Эпидот развивается главным образом по плагиоклазу, отчасти по биотиту.

Цоизит составляет агрегаты мельчайших зерен по плагиоклазу. Угасание минерала прямое.

Клиноцоизит образуется в тех же условиях, что и цоизит. От последнего отличается косым угасанием удлиненных разрезов. Оптический характер минерала положительный.

Делессит замещает биотит, развиваясь вдоль спайности последнего, или же составляет самостоятельные листочки. Последние характеризуются слабым расхождением креста, отрицательным оптическим характером и прямым угасанием. Делессит плеохроизует от зеленого по Ng до светло-зеленоватого по Np. Сила двулучепреломления Ng—Np = 0.004.

Сагенит образует мельчайшие игольчатого габитуса выделения в биотите. Он отличается ясным плеохроизмом в коричневых тонах и прямым угасанием.

Мусковит появляется как результат обесцвечивания биотита по периферии листочков последнего или же вдоль спайности в них. Сила двойного лучепреломления Ng—Np = 0.036.

Серицит развивается по плагиоклазу в форме мелких чешуек и волокон.

Адамеллиты состоят преимущественно из крупных выделений микроклина и кварца, среди которых неравномерно рассеяны скопления темноцветных и более мелкие таблички плагиоклазов.

В большинстве случаев наиболее распространенным минералом является микроклин; однако встречаются участки, в которых преобладает кварц, или такие, где микроклин, плагиоклаз и кварц находятся в равных количественных соотношениях.

Начальные стадии формирования адамеллитов характеризовались возникновением единичных кристаллизационных центров, в которых происходил рост крупных порфировых выделений микроклина. Последние, как видно из предыдущего описания, обладают размерами 14×11 мм.

Макроскопически в адамеллитах северо-западного склона Борщевского хребта присутствуют и более крупные, хорошо ограненные микроклины, достигающие величин 80×20 мм. Размер и форма первых выделений обусловлены тем, что рост их происходил в свободной жидкой среде при наличии ничем не затруденного притока питающих растворов.

Выпадающие из магматического расплава микроклины связывали в форме устойчивых соединений избыточное количество молекул калия, восстанавливая тем самым равновесие в магме. Последующие этапы образования адамеллитов несут признаки перерыва кристаллизации. Это обстоятельство подтверждается отсутствием переходных размеров между порфировыми выделениями и остальной крупнозернистой массой минералов, величина которых не превосходит  $6 \times 6$  мм. В ходе дальнейшего развития магматической фазы кристаллизации количество центров роста увеличивается, и формирующиеся крупные минералы заполняют большую часть пространства. Крупнозернистая генерация представлена микроклином, кварцем и плагиоклазом, причем первому в большинстве случаев принадлежит главенствующая роль.

Структурные взаимоотношения названных минералов указывают на то, что микроклин и плагиоклаз, как правило, выделялись раньше кварца. Доказательством этому служит идиоморфизм граней полевых шпатов, а также их частичная коррозия, обусловленная активным взаимодействием более позднего кварца. Такой порядок кристаллизации местами изменяется, и рост упомянутых минералов происходит одновременно. В этом случае и полевые шпаты и кварц в равной степени аллотриморфны.

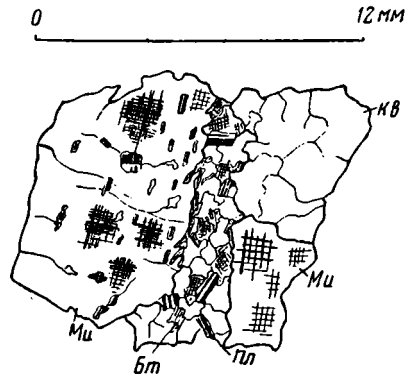
Образование крупнозернистой генерации иногда сопровождалось слабым растворением граней порфировых выделений. Вообще же растворы, из которых выпадали минералы магматической фазы, отличались сравнительно малой подвижностью, о чем свидетельствует слабое развитие активных отношений как в пределах самой крупнозернистой генерации, так и в ее воздействии на описанные ранее выделения начальных стадий кристаллизации.

Вышеописанные образования магматической фазы путем постепенного уменьшения размеров переходят и в следующую магмато-пневматолитическую фазу, в пределах которой резко возрастает содержание плагиоклаза, а также появляется ряд новых компонентов, представленных биотитом и акцессорными минералами.

Рост этих минералов происходил в условиях ограниченного пространства, т. е. в тех участках, которые оставались свободными после выделения крупнозернистой генерации (табл. VII, фиг. 26; фиг. 30).

Этим обстоятельством всецело объясняется приуроченность мелкозернистых ассоциаций к промежуткам между ранними образованиями, к границам крупных зерен, к трещинкам спайности, протокластическим трещинкам, словом ко всем тем направлениям, которые являлись доступными для прониновения остаточных магматических растворов.

В порядке кристаллизации минералов магмато-пневматолитической фазы характерно наиболее раннее образование идиоморфных табличек плагиоклаза II. Позже выделялись микроклин II и кварц II. Рост последних происходил одновременно, чем и обусловлены аллотриморфные очертания и взаимная диффузия обоих минералов. В местах соприкосновения с плагиоклазом II микроклин II и кварц II в одних случаях принимают формы, подчиненные табличатым контурам первого минерала, в других вызывают коррозию или оплавление граней плагиоклаза II. Изредка можно наблюдать обрастание плагиоклаза II узкой оторочкой микроклина.



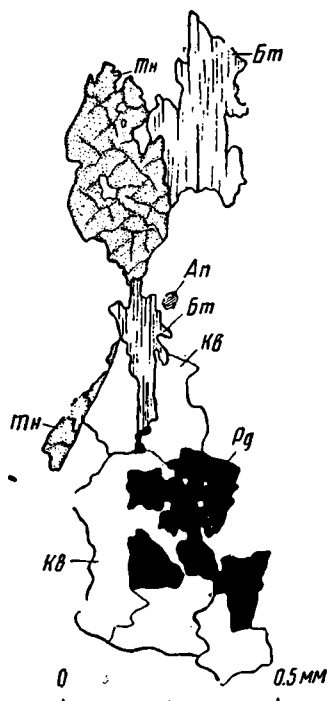
Фиг. 30. Кристаллизация мелкозернистой генерации в промежутках между крупными минералами I поколения: Ми — микроклин, Кв — кварц; Пл — плагиоклаз, Бт — биотит.

Что касается биотита, то он всегда ассоциирует с кварцем II и по времени образования является одним из последних. Как правило, вместе с биотитом выделяются зерна титанита, апатита, циркона, ортита и рудного минерала.

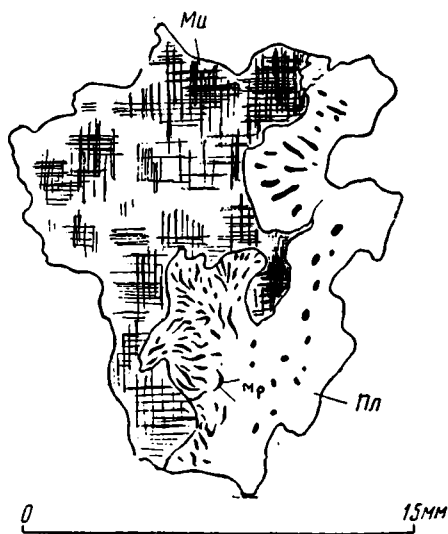
Наиболее распространенными ассоциациями являются: биотит-apatит или биотит-титанит, или же биотит-apatит-титанит-рудный минерал (фиг. 31).

К этим же комбинациям изредка примешиваются циркон или ортит, но оба эти минерала (особенно ортит) развиты слабо и встречаются в виде единичных зерен. Таким образом, структурные взаимоотношения в пределах мелкозернистой генерации позволяют наметить следующую последовательность образования минералов: первым выделялся плагиоклаз, позже происходило формирование микроклина и кварца, вместе с которыми (или несколько позже) кристаллизовались ассоциации биотит-акцессорные. Среди последних бросается в глаза наличие у ортита и титанита правильных кристаллографических форм, что, возможно, является следствием их более раннего происхождения по сравнению с остальными акцессорными.

Остаточные магматические растворы, из



Фиг. 31. Ассоциация биотит-кварц-акцессорные: Бт — биотит, Кв — кварц, Тн — титанит, Ап — апатит, Рд — титанистый железняк.



Фиг. 32. Мирмекитизация плагиоклаза: Ми — микроклин, Пл — плагиоклаз, Мр — мирмекит.

которых кристаллизовались последние минералы, отличались большой подвижностью и обусловили широкое развитие активных воздействий мелкозернистой генерации на ранее выделившиеся индивидуумы.

Это явление выразилось в том, что мелкие минералы, проникая в промежутки и по границам крупных зерен, растворяли последние, усложняя контуры их граней образованием заливов и коррозионных ходов. В порфировых выделениях сплошь и рядом наблюдаются мелкие таблички плагиоклазов, скопления и отдельные листочки биотита, вместе с зернами акцессорных образующие коррозионные потоки. В последнем случае бросается в глаза приуроченность корродирующих минералов либо к тонким трещинам, либо к спайности, вдоль которой они ориентированы. Эти признаки свидетельствуют о том, что к моменту кристаллизации мелкозернистой генерации выделения магматической фазы уже сформировались и в них под

влиянием понижения температуры возникли протокластические трещинки, которые наряду со спайностью служили путями для проникновения подвижных остаточных растворов. Подвижность же последних объясняется локализацией в них газовых соединений магмы.

Заслуживает внимания также тот факт, что в связи с коррозионными потоками наблюдается появление пертитовых прорастаний в микроклине, и эти образования особенно многочисленны там, где микроклин подвергся наибольшему воздействию мелкозернистой генерации. Такая взаимосвязь, повидимому, указывает на то, что пертитизация своим происхождением обязана реакции остаточных растворов с микроклином I, результатом которой и явилось замещение последнего альбитом.

Следствием тех же реакционных процессов является образование мирмекитовых вростков в плагиоклазы (фиг. 32). Мирмекитизация имеет место в тех случаях, когда плагиоклазы корродируют крупные индивидуумы микроклина I или же проникают в них по ослабленным зонам.

Сказанное еще раз подтверждает неоднократно высказывавшуюся в литературе мысль о том, что мирмекиты являются результатом выделения избыточной кремнекислоты из микроклина при замещении последнего плагиоклазом.

Подводя итог всему вышеизложенному, мы видим, что материнские расплавы адалелитовой интрузии представляли такую физико-химическую среду, в которой главными компонентами являлись щелочи и кремнекислота. Сказанное подтверждается тем, что в процессе формирования пород от начальных стадий магматической фазы до конца кристаллизации отчетливо прослеживается главенствующая роль микроклина и кварца. Магматические растворы, повидимому, были неоднородны в отношении кремнекислоты, поэтому кварц местами кристаллизуется несколько позже микроклина I, иногда одновременно с ним, образуя в последнем случае обогащенные участки, местами же приурочен преимущественно к конечным этапам магмато-пневматолитической фазы.

С развитием процесса кристаллизации калий связывался в молекуле микроклина, и остаточные растворы обогащались соединениями магния, железа, а особенно летучих компонентов. Последнее обстоятельство обусловило появление в магмато-пневматолитической фазе гидроксилсодержащих темноцветных и аксессуарных минералов. Минералогическая характеристика последних свидетельствует о том, что в состав эманаций входили молекулы: OH, F, Cl, Ti, Fe, Zr и редких земель.

Обилие летучих соединений в остаточных выжимках магмы наложило резкий отпечаток на общий характер магматических растворов, и, повидимому, именно наличием этих компонентов обусловлена различная степень подвижности, а отсюда и активности реакционных отношений крупнозернистой и мелкозернистой генераций.

Дальнейшие преобразования адалелитов связаны с гидротермальной фазой и обусловлены действием растворов последней на ранее выделившиеся минералы.

В эту фазу происходит вынос и перегруппировка отдельных молекулярных соединений в новые равновесные формы. Так, из плагиоклазов часть кальция мигрирует в молекулы эпидота и цоизита, которые в большей своей части остаются на месте образования.

Процесс эпидотизации не всегда проявлен с одинаковой силой. Некоторые выделения плагиоклазов отличаются высокой степенью гидротермальных преобразований, и в этом случае они переполнены мелкими зернами минералов группы эпидота; большинство же индивидуумов изменено слабо, и упомянутые вторичные продукты находятся в незначительном количестве.

Следы наибольшего воздействия агентов гидротермальной фазы несут листочки биотита, в той или иной степени подверженные хлоритизации и обесцвечиванию.



Хлоритизация часто сопровождается выделением тонких игол сагениита и в начальных стадиях приурочена либо к периферии листочков, либо к трещинам спайности в них, откуда постепенно распространяется к центру, захватывая весь листочек.

Внешнее проявление этого процесса при слабом его развитии выражается появлением в окраске биотита зеленоватых оттенков. В дальнейшем последний переходит в чередование зеленых и коричневых полосок и, наконец, при полной хлоритизации принимает интенсивно-зеленую окраску.

Обесцвечивание биотита наблюдается реже, обычно по краям листочков, и в ряде случаев протекает одновременно с хлоритизацией.

Светлая слюда развивается также и по плагиоклазам в форме отдельных волокон или узких пластинок, зажатых в трещинах спайности. Характерно, что этот минерал всегда приурочен к натровому полевому шпату и совершенно отсутствует в микроклине. Повидимому, это явление обусловлено тем, что светлая слюда представлена существенно натровыми разновидностями.

Резюмируя сказанное, мы видим, что в ходе гидротермальных превращений молекулы  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  перегруппировываются и перемешаются, образуя ряд новых минеральных компонентов. При этом одни из них ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ) в меньшей степени реагируют на изменение физико-химических условий, другие ( $MgO$ ,  $CaO$ ) проявляют большую подвижность, активно мигрируя в более устойчивые минералогические комплексы. Состав наиболее распространенных вторичных образований (эпидот, хлорит) свидетельствует о том, что главным агентом метаморфизма является вода.

Из всей совокупности данных общий ход кристаллизации пород представляется в следующем виде (табл. 4):

Таблица 4

Название минералов	Фазы кристаллизации		
	Магматическая	Магмато-пневматолитическая	Гидротермальная
Микроклин . . . . .	—	—	
Кварц . . . . .	—	—	
Плагиоклаз . . . . .	—	—	
Биотит . . . . .		—	
Ортит . . . . .		—	
Титанит . . . . .		—	
Рудный минерал . . . . .		—	
Апатит . . . . .		—	
Циркон . . . . .		—	
Эпидот . . . . .			—
Цоизит . . . . .			—
Клиноцоизит . . . . .			—
Делессит . . . . .			—
Сагениит . . . . .			—
Мусковит . . . . .			—
Серицит . . . . .			—

Некоторое изменение процесса кристаллизации наблюдается в аналогах юго-восточного склона Борщевского хребта. Здесь, в отличие от типичных разновидностей адамеллитов, магматическая фаза характеризуется преоблада-

нием олигоклаза, причем последний, судя по идиоморфизму граней, представляет наиболее ранние образования. Второй особенностью этих разновидностей является резкое увеличение содержания биотита, листочки которого окаймляют остальные минералы в виде кашалообразной сети. В этих же породах наблюдается некоторое обогащение аксессуарными минералами, в частности ортитом, достигающим размеров  $3.1 \times 1.2$  мм, в то время как обычно зерна его не превосходят  $1 \times 1$  мм.

В связи с этим нелишне отметить радиоактивность минеральных вод курорта Шивия, так как это явление, возможно, находится в значительной зависимости от наличия ортитов в гранитных породах Борщевского хребта.

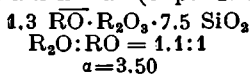
Таким образом, из сказанного видно, что материнские расплавы адалелитовой интрузии на южном склоне Борщевского хребта отличались повышенным содержанием молекул кальция и интенсивнее проявленной газовой фазой.

Для адалелитов в лаборатории Геологического института Академии Наук СССР было анализировано два образца: обр. 1207 из пади Дунаевой в Борщевском хребте и обр. 835в, взятый в правом борту долины р. Унды выше пос. Купряково (табл. 5).

Таблица 5

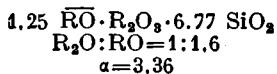
Окислы	I Обр. 1207		Окислы	II Обр. 835в	
	Содержание в %	Молекулярные количества $\times 1000$		Содержание в %	Молекулярные количества
SiO <sub>2</sub> . . . . .	69.41	1157	SiO <sub>2</sub> . . . . .	66.45	1107
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.49	6	TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.78	10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.15	148	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.48	152
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.12	7	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.09	7
FeO . . . . .	2.12	30	FeO . . . . .	3.04	42
MnO . . . . .	0.02	0.3	MnO . . . . .	0.07	1
MgO . . . . .	0.79	20	MgO . . . . .	1.38	34
CaO . . . . .	2.51	45	CaO . . . . .	2.66	42
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4.02	65	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.41	55
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.60	40	K <sub>2</sub> O . . . . .	3.94	42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.22	—	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.31	—
S . . . . .	следы	—	S . . . . .	0.00	—
Cl . . . . .	0.01	—	Cl . . . . .	0.01	—
—H <sub>2</sub> O . . . . .	0.23	—	—H <sub>2</sub> O . . . . .	0.31	—
+H <sub>2</sub> O . . . . .	0.35	—	+H <sub>2</sub> O . . . . .	1.07	—
Летучие вещества .	0.05	—	Летучие вещества	0.31	—
Сумма .	100.09	—	Сумма .	100.31	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу для I анализа (обр. 1207):

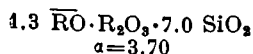


Этим значениям коэффициентов соответствуют породы промежуточного типа между адалеллитами и гранититами.

Средняя формула для адалеллита по классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга:



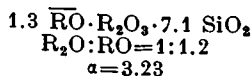
Средняя формула гранитита:



Коэффициенты по Ниггли:

$$\begin{array}{ll} al=40.8 & si=319 \\ fm=17.7 & k=0.38 \\ c=12.4 & mg=0.31 \\ alk=26.2 & c/fm=0.70 \\ & qz=114.2 \end{array}$$

Магматическая формула для II анализа (обр. 835в):



По классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга эти коэффициенты наиболее близки адеманеллиту (средние формы см. предыдущий анализ).

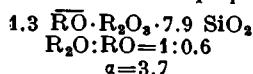
Коэффициенты по Ниггли:

$$\begin{array}{ll} al=39.8 & si=288.6 \\ fm=23.8 & k=0.43 \\ c=11.0 & mg=0.37 \\ alk=25.4 & c/fm=0.46 \\ & qz=86.9 \end{array}$$

Среди пород, известных в Восточном Забайкалье, ближе всего к приведенным адеманеллитам стоят следующие:

1) Гранитит верхней части течения р. Бургали (Хлапонин, Леонтович, Принада, 1932).

Магматическая формула:

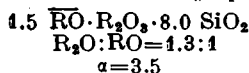


Коэффициенты по Ниггли:

$$\begin{array}{ll} al=39.2 & si=335 \\ fm=14.5 & k=0.38 \\ c=11.9 & mg=0.33 \\ alk=34.4 & c/fm=0.82 \end{array}$$

2) Порфировидный биотитово-роговообманковый гранит р. Нижняя Аума.

Магматическая формула:



Коэффициенты по Ниггли:

$$\begin{array}{ll} al=38.0 & si=318 \\ fm=17.0 & k=0.32 \\ c=11.8 & mg=0.51 \\ alk=33.2 & c/fm=0.70 \end{array}$$

Выше уже отмечено, что адеманеллиты в различной степени подвержены катаклазу. Слабые проявления последнего наблюдаются повсеместно. В этом случае они выражены волнистым угасанием кварца и образованием тонких трещинок, обычно пустых, реже заполненных вторичными продуктами (серцит, эпидот, кварц).

Эти признаки свидетельствуют о том, что дробление адеманеллитов происходило отчасти в момент действия гидротермальной фазы интрузии, главным же образом после ее окончательного завершения, облегчая циркуляцию терм.

Следы наиболее интенсивного катаклаза несут породы юго-восточного склона Борщевского хребта, особенно вдоль линии тектонического разрыва, где адеманеллиты истерты до степени милонитов.

Макроскопически признаки бокового давления фиксируются появлением в породах гнейсовидности, обусловленной параллельной ориентировкой темноцветных минералов и полевых шпатов. На неправильно ориентированных плоскостях обнаруживаются округлые выпуклости и впадины с многочисленными шрамами скольжения.

Под микроскопом наблюдается различное проявление катаклаза в отдельных минералах, обусловленное, повидимому, их внутренней устойчивостью.

Наиболее интенсивному дроблению подвергаются кварц и микроклин, зерна которых обычно бывают окружены каймой тонко размолотых и частично перекристаллизованных продуктов. Дробление чаще наблюдается по периферии зерен вследствие их трения друг о друга, реже — вдоль трещин внутри минералов. В последнем случае дробление обусловлено трением отдельных частей зерна между собой. В результате этих явлений упомянутые минералы приобретают округлые, как бы окатанные контуры. Более устойчивым в условиях катаклаза является плагиоклаз, который реагирует главным образом искривлением или сдвигами двойниковых полосок. Листочки биотита приобретают волнистое угасание и образуют удлиненные волокнистые формы. При этом они искривляются, повторяя контуры тех минералов, которые окаймляют. Характерно, что аксессуарные минералы ведут себя, как наиболее упругие тела, не испытывая никаких деформаций. В тех случаях, когда они включены в полевых шпатах, вокруг них наблюдается тонкая оторочка продуктов дробления вмещающего минерала.

Крайней степенью проявлений катаклаза служит превращение адалеллитов в милониты. Последние представляют тонко истертую, неполяризовую минеральную массу, в которой погружены угловатые или округлые обломки микроклина, плагиоклаза и кварца.

## 2. Пегматито-граниты

В ряде точек нашего района развиты оригинальные образования, представляющие переходную форму между пегматитами и гранитами (что и послужило поводом к их названию). Особенно широко они представлены на водоразделе Борщевского хребта и к югу от ст. Копунь. В большинстве случаев эти породы тесно связаны с адалеллитами и залегают среди последних в виде разнообразной мощности шпиров. Исключение в этом отношении представляют копунские аналоги, составляющие небольшой обособленный массив.

Наиболее резкой чертой пегматито-гранитов, отличающей последние от всех остальных гранитоидов, является их сложение, характеризующееся теснейшим переплетением зернистых и письменногранитных структур.

Не менее своеобразна также минеральная характеристика пегматито-гранитов, придающая породам в совокупности с их структурными особенностями чрезвычайно своеобразный облик.

Пегматито-граниты состоят преимущественно из белых полевых шпатов, на фоне которых рассеяны отдельные зерна, агрегаты или вроски дымчатого (реже черного) кварца, иногда розовые гранаты и единичные листочки биотита. Вообще же последний, как правило, отсутствует.

Местами пегматито-граниты представлены бледнорозовыми или совершенно белыми сахаровидными разновидностями с водянопрозрачным кварцем и тонкими пачечками светлой слюды. Подобные менее типичные аналоги мы наблюдали в виде пологих жил, приуроченных к матрацевидной отдельности адалеллитов.

При микроскопическом исследовании в составе пегматито-гранитов обнаружены микроклин, плагиоклаз, кварц, мелкие единичные пластинки биотита. Среди аксессуарных развиты гранат, апатит, титанит, циркон, ортит и магнетит.

Редко встречающиеся вторичные минералы представлены поизитом, хлоритом, мусковитом и серицитом.

Микроклин в сложении пород играет главную роль. Он образует письменногранитные сростания с кварцем или крупные неправильные выделения с многочисленными лентами пертита. Решетчатая структура не всегда ясно выражена, во многих случаях зерна микроклина отличаются полным отсутствием полисинтетического сложения. Для подобных разностей получены следующие константы:  $\text{Np}':(010)=16^\circ$ ,  $\text{Ng}':(001)=5^\circ$ .

Плагиоклаз, так же как и микроклин, характеризуется отсутствием правильных кристаллографических ограничений, но обычно составляет более мелкие зерна. Последние изобилуют мирмекитовыми вростками и по составу отвечают альбиту (от  $\text{Ab}_{92}\text{An}_8$  до  $\text{Ab}_{100}\text{An}_0$ ).

Изредка плагиоклаз замещается агрегатами цоизита и серицита.

Кварц развит в тех же формах, что и полевые шпаты. Во многих случаях он находится в микропегматитовых сростаниях с микроклином или плагиоклазом и всегда обладает резким волнистым угасанием.

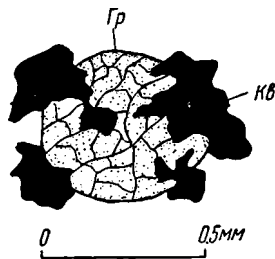
Биотит составляет мелкие неправильные чешуйки и удлиненные пластинки, плеохроирующие от бурого по Ng до желтого по Np или от коричневого по Ng до коричневатого-желтого по Np. Нередко биотит содержит мельчайшие включения радиоактивных минералов, вокруг которых наблюдаются темные плеохроичные ореолы.

Среди аксессуарных минералов наиболее распространенным является гранат, образующий довольно крупные восьмигранные или изометричные зерна.

Титанит, апатит, циркон и ортит встречаются реже. Эти представители аксессуарной группы концентрируются вокруг биотита или же составляют мелкие включения в других минералах.

Вторичные образования пользуются незначительным развитием и характеризуются той же генетической приуроченностью, что и в адамеллитах.

Фиг. 33. Коррозия граната кварцем: Гр — гранат, Кв — кварц.



Структурные особенности пегматито-гранитов свидетельствуют об одновременном образовании главных породообразующих минералов и о подвижном равновесии, существовавшем между центрами роста последних. Подобное развитие процесса кристаллизации привело к тому, что и полевые шпаты и кварц сформировались в виде прихотливо изрезанных, тесно сросшихся друг с другом зерен. В зернистых типах пегматито-гранитов главную роль играет крупнозернистая генерация, представленная микроклином, плагиоклазом и кварцем. Мелкозернистая генерация развита слабо и приурочена к ограниченным промежуткам между минералами первого поколения.

В состав последней, помимо упомянутых компонентов, входят мелкие листочки биотита и ассоциирующие с ним аксессуарные. Нужно, однако, отметить, что большая часть второстепенных минералов располагается независимо от биотита и, возможно, связана с более ранними моментами кристаллизации. Этот вывод совершенно бесспорен в отношении идиоморфных зерен граната, которые корродируются и микроклином и кварцем (фиг. 33).

Подобные отчетливо выраженные соотношения возрастных поколений, вообще говоря, наблюдаются довольно редко, так как они сплошь и рядом завуалированы неуплотненным переплетением структур. Во многих случаях зернистое строение, а следовательно и генерации полностью отсутствуют, и породы представляют письменногранитное сростание микроклина, плагиоклаза и кварца.

Широкое пространственное развитие пегматито-гранитов, наряду с их структурными и минералогическими особенностями, свидетельствует о чрезвычайно своеобразных физико-химических условиях образования пород и не менее своеобразном составе материнских расплавов. Во всяком случае можно с определенностью говорить о том, что в момент кристаллизации магматический бассейн во многих участках характеризовался состоянием полной эвтектики.

### 3. Мелкозернистые биотитовые граниты

Мелкозернистые биотитовые граниты повсеместно сопровождают интрузии порфириовидных адамеллитов. Наиболее широко они представлены в пределах Борщевского интрузивного массива. По условиям залегания это обычно мощные (10, 20, 25 м) жилы, приуроченные к матрацевидной отдельности адамеллитов, или мелкие интрузии жильного характера в контактах адамеллитов с породами кровли. Описываемые граниты образуют также серию крутых ( $45-60^\circ$ ) и в этом случае маломощных (1—3 м) даек.

Макроскопический облик этих пород довольно однообразен и хорошо выдержан на всем пространстве их развития. Биотитовые граниты обычно имеют массивную текстуру, мелкозернистое или среднезернистое сложение (местами со слабо выраженной наклонностью к порфириовидности) и однородную светлосерую окраску. В составе их присутствуют таблички белых полевых шпатов, зерна темного кварца, листочки или мелкие скопления биотита, выделения магнетита и розового граната. Нередко в гранитах присутствуют шпильки или дайки пегматитов.

Под микроскопом в породах, помимо упомянутых минералов, обнаружены апатит, титанит, рутил, циркон. В качестве вторичных образований присутствуют мусковит, серицит и хлорит.

Полевые шпаты представлены микроклином и плагиоклазом. Микроклин образует решетчатые и нерешетчатые разновидности. Выделения его имеют неправильные контуры, содержат многочисленные пертитовые образования и пойкилитовые вроски кварца. Нерешетчатые зерна характеризуются следующими координатами:

$$\text{Np}' : (010) = 16^\circ, \text{Ng}' : (001) = 5^\circ.$$

Плагиоклаз развит в форме неправильных выделений или идиоморфных табличек. Последние сдвойникованы по альбит-эстрельскому закону или вовсе лишены двойникового строения, часто содержат мирмекитовые вроски и по составу соответствуют олигоклазу № 18.

Кварц образует ксеноморфные зерна с неправильными трещинами, волнистым угасанием и, местами, торцовой структурой. Нередко он находится в микропегматитовом сростании с микроклином.

Биотит присутствует в форме неправильных, удлинённых по спайности листочков, плеохроирующих от бурого (почти черного) по Ng до желтого по Np или от коричневого по Ng до коричневатого-желтого по Np; сила двойного лучепреломления биотита  $\text{Ng}-\text{Np}=0.045$ .

В тесной парагенетической связи с биотитом находятся мелкие призмочки апатита, зерна магнетита, титанита, циркона и довольно многочисленные игольчатые вроски рутила. Совершенно обособленно и независимо от упомянутых ассоциаций располагаются крупные неправильные выделения граната. Последние изотропны, имеют высокий рельеф и разбиты неправильно ориентированными трещинами.

Вторичные минералы развиты в породах крайне слабо. Наиболее распространенными среди них являются хлорит и мусковит, замещающие листочки биотита вдоль спайности. Хлорит имеет прямое угасание, плеохроирует в бледнозеленых тонах и нередко сопровождается колечкатыми двойниками сагевита.

Мусковит бесцветен, оптически двуосен; сила двойного лучепреломления  $\text{Ng}-\text{Np}=0.036$ ,  $-2V=39^\circ$ .

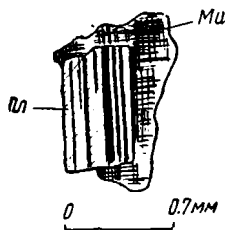
Значительно реже встречаются чешуйки серицита, образующиеся за счет плагиоклаза.

Биотитовые граниты характеризуются зернистой минеральной массой, образованной микроклином, плагиоклазом и кварцем. Последним подчинены равномерно рассеянные листочки или мелкие скопления биотита. В составе главных минералов местами преобладает плагиоклаз, иногда микроклин, обычно же и тот и другой находятся в количествах, близких друг к другу.

Структура пород в большинстве случаев аплитовая, неравномернозернистая, обусловленная наличием двух возрастных генераций, иногда микропегматитовая.

Обе генерации представлены одними и теми же компонентами и развиты в равных количественных соотношениях, реже наблюдается преобладание мелкозернистой генерации.

Типичным способом кристаллизации пород является одновременный рост микроклина, плагиоклаза и кварца. В этом случае все они отличаются полным отсутствием правильной кристаллографической огранки. Местами, однако, картина меняется, и первыми выпадают идиоморфные таблички плагиоклазов, которые корродируются более поздним кварцем или образуют микроклином (фиг. 34).



Фиг. 34. Нарастание микроклина II на плагиоклаз II: Мк — микроклин, Пл — плагиоклаз.

Оба последние, как правило, сопровождают друг друга и нередко находятся во взаимном микропегматитовом срастании. К числу ранних выделений относятся также зерна граната, корродируемые кварцем первой и второй генерации.

Отличительной особенностью мелкозернистой генерации служит появление в ее составе гидроокислосодержащих темноцветных и аксессуарных минералов, а также зерен магнетита, свидетельствующих о том, что газовые соединения, равно как и соединения

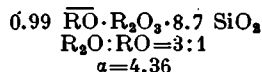
железа, сосредоточивались преимущественно в остаточных выжимках магмы.

Анализ Борщевского мелкозернистого биотитового гранита (обр. 1699) дает следующие результаты (табл. 6):

Таблица 6

Окислы	Содержание в %	Молекулярные количества × 1000
SiO <sub>2</sub> . . . . .	74.62	1244
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.12	1.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.24	140
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.51	3
FeO . . . . .	0.72	10
MnO . . . . .	0.02	0.3
MgO . . . . .	0.12	3
CaO . . . . .	1.22	22
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.52	57
K <sub>2</sub> O . . . . .	4.58	49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.09	—
S . . . . .	0.08	—
Cl . . . . .	0.01	—
+ H <sub>2</sub> O . . . . .	0.10	—
— H <sub>2</sub> O . . . . .	0.31	—
Летучие вещества	0.05	—
Сумма . . . . .	100.31	—
O=S= . . . . .	0.04	—
	100.27	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

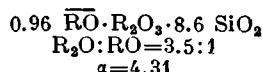


Коэффициенты по Ниггли:

$$al=48.8 \quad si=433.6 \\ fm=7.0 \quad k=0.46 \\ c=7.7 \quad mg=0.16 \\ alk=36.9 \quad c/fm=1.1 \\ qz=185.4$$

Среди забайкальских интрузивных пород наиболее близкими аналогами к описанным гранитам являются шерловгорские граниты (Холмов, 1929).

Магматическая формула последних:

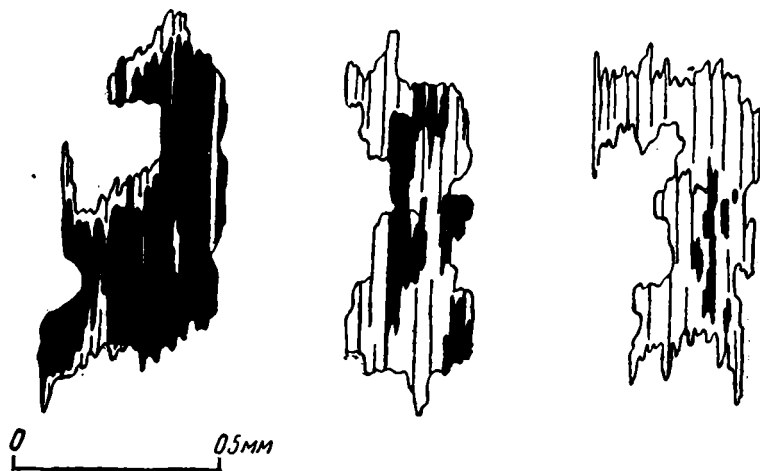


#### 4. Грейзенизированные разности мелкозернистых биотитовых гранитов

Среди даек и мелких жильных интрузий биотитовых гранитов широким распространением пользуются процессы грейзенизации, приводящие к образованию двуслюдяных и чисто мусковитовых разностей.

Последние встречаются на всем пространстве Борщевского интрузивного массива и приурочены либо к зонам контактов биотитовых гранитов с по-

родами кровли, либо к отдельным дайкам в толще параслапцев. С наибольшей силой воздействие пневматолитических возгонов сказывается в процессах обесцвечивания биотита.



Фиг. 35. Последовательные стадии обесцвечивания биотита: черное — биотит, белое — мусковит.

Зачаточные стадии этих явлений наблюдались уже в нормальных разностах биотитовых гранитов, однако в их составе обесцвеченная слюда еще не играла сколько-нибудь заметной роли. В двуслюдяных гранитах грейзенизация идет дальше и сопровождается преобразованием значительной части биотита в мусковит. Наконец, в чисто мусковитовых разностах биотит полностью исчезает или же сохраняется в форме мельчайших реликтов (фиг. 35).

Все упомянутые разновидности гранитов нередко сосредоточены в пределах небольшой дайки, благодаря чему можно проследить все переходы от нормальных биотитовых гранитов к двуслюдяным и далее к мусковитовым. Многие дайки нацело грейзенизированы и в зависимости от силы процесса превращены в тот или иной тип. Вообще же наиболее распространенными являются двуслюдяные граниты, характеризующие среднюю стадию грейзенизации. Мусковитовые граниты — крайний член пневматолитических превращений — встречаются реже.

Иногда в связи с грейзенизацией наблюдается появление зерен турмалина, листочков зеленого биотита и прожилков мусковита по трещинкам. В контактах гранитов с кровлей происходит некоторая концентрация магнетита. В остальном минералогический состав грейзенизованных разноств не претерпевает заметных изменений.

Один из образцов мусковитового гранита (№ 1771а из пади Мед-

Таблица 7

Окислы	Содержание в %	Молекулярные количества × 1000
SiO <sub>2</sub> . . . . .	73.27	1221
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.04	0.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.28	150
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.16	1
FeO . . . . .	1.16	16
MnO . . . . .	0.21	3
MgO . . . . .	следи	—
CaO . . . . .	0.63	11
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.86	62
K <sub>2</sub> O . . . . .	5.19	55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.11	—
S . . . . .	0.00	—
Cl . . . . .	следи	—
—H <sub>2</sub> O . . . . .	0.08	—
+H <sub>2</sub> O . . . . .	0.22	—
Летучие вещества	0.18	—
Сумма . . . . .	100.39	—



веждей в Боршевском хребте) был подвергнут анализу, результаты которого приведены выше (табл. 7).

Коэффициенты по Ниггли:

al=50.2	si=408.6
fm= 7.0	k= 0.47
c= 3.7	mg= 0.00
alk=35.8	c/fm= 0.57
qz = 165.4	

Если этот анализ сравнить с химической характеристикой мелкозернистого биотитового гранита, то в глаза прежде всего бросается полное исчезновение MgO и заметное сокращение CaO в грейзенизированных разностях. Это обстоятельство, несомненно, связано с явлениями пневматолитических преобразований и обусловлено выносом указанных соединений вместе с летучими компонентами.

Присутствие нормального количества железа и несколько повышенное содержание марганца и алюминия объясняется тем, что образец, отданный в анализ, содержал большое количество граната.

### 5. Пегматиты

Интрузии адамеллитов изобилуют разнообразным комплексом пегматитовых образований.

Среди последних развиты представители обеих генераций. Первую генерацию пегматитов образуют различной мощности шпирь, связанные постепенными переходами с материнскими породами; вторая генерация развита в форме прожилков или жил (до 1—2 м мощности), приуроченных преимущественно к матрацевидной отдельности адамеллитов.

Разнообразие пегматитов можно свести к следующим главным типам:

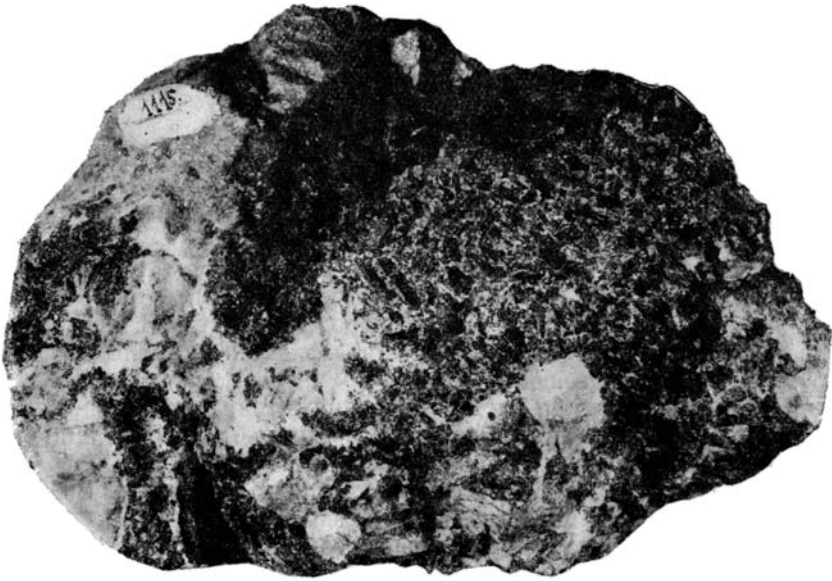
- 1) шерловые пегматиты,
- 2) берилловые пегматиты,
- 3) мусковитовые пегматиты,
- 4) двуслюдяные пегматиты,
- 5) гранатовые пегматиты,
- 6) флюоритовые пегматиты,
- 7) обычные пегматиты.

Наиболее широко распространены шерловые пегматиты (I и II генераций), связанные во всех без исключения случаях только с адамеллитами. В составе этой разновидности, помимо шерла, находятся полевые шпаты, кварц, мусковит и биотит. Шерл распределен неравномерно; местами он развит в значительном количестве, в других случаях (чаще) составляет до 50% всех минеральных компонентов. Шерл обычно образует призматические кристаллы (до 2.5—5 см длиной и 2 см в поперечнике) или неправильной формы выделения. Довольно часто минерал находится в письменногранитном сростании с кварцем (табл. 9, фиг. 36).

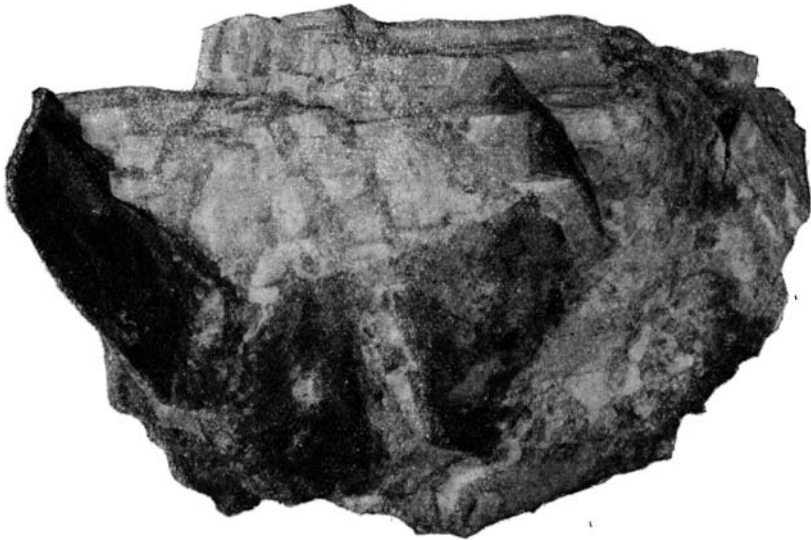
В редких случаях на ряду с шерлом в составе пегматитов имеются гексагональные кристаллы (до 3 см в поперечнике) полихромного турмалина. Последний состоит из двух зон: центральная зона (ядро) ничем не отличается от шерла, периферическая оболочка окрашена в зеленый цвет и резко отграничена от ядра.

Кварц, так же как и турмалин, составляет неправильные выделения или гексагональные кристаллы. Количество его варьирует в широких пределах, иногда он исчезает почти полностью. Кварц представлен водянопрозрачным горным хрусталем, раухтопазом, реже морионом.

Полевые шпаты образуют крупные, хорошо ограниченные выделения. В составе их — преимущественно нерешетчатый калишпат, в небольшом количестве плагиоклаз. Среди слюд преобладает мусковит, рассеянный обычно в виде мелких чешуек, иногда в форме шестигранных кристаллов. В последнем случае толщина напластования листочков достигает 1 см.



Фиг. 36. Турмалиновый пегматит. Эвтектическое срастание турмалина и кварца. Борщевский хребет.  $\frac{3}{4}$  натур. величины.



Фиг. 37. Турмалин-биотитовый пегматит. Белое — полевые шпаты, черное — пачки биотита. Борщевский хребет.  $\frac{3}{5}$  натур. величины.

Биотит встречается реже. В отдельных случаях кристаллы его имеют форму параллелепипеда размером  $8 \times 2 \times 1$  см (табл. IX, фиг. 37). Обычными минеральными ассоциациями шерловых пегматитов являются шерл, калишпат, плагиоклаз, кварц и мусковит, иногда к этим комбинациям присоединяется биотит; в редких случаях слюды полностью отсутствуют или представлены одним биотитом.

Берилловый тип пегматитов редок. Жилы его встречены только в Ланцевой пади к северу от курорта Шивия. В составе этих разновидностей небольшие (до 1 см) светлозеленые кристаллы берилла, водянопрозрачный кварц и полевые шпаты.

Мусковитовые пегматиты в пади Максимовой (Борщевский хребет) образуют метровую жилу и характеризуются довольно большой концентрацией мусковита. Кристаллы последнего обычно имеют 4—5 см толщины, иногда достигают 10 см. В других местах Борщевского хребта мусковит развит значительно слабее, хотя описываемые пегматиты встречаются повсеместно. Помимо мусковита, в составе пород присутствуют полевые шпаты и водянопрозрачный или дымчатый кварц. Единичные жилы образованы только мусковитом и кварцем.

Двуслюдяные пегматиты I и II генераций отличаются от предыдущих наличием мусковита и биотита. Последние обычно образуют мелкие скопления, реже рассеяны в виде отдельных листочков.

Гранатовые пегматиты от всех ранее описанных отличаются избирательной приуроченностью к парасланцам и более мелкозернистой структурой. В составе их — множество мелких зерен розового граната, дымчатый кварц и полевые шпаты. Гранат концентрируется неравномерно, образуя отдельные обогащенные участки. Вокруг зерен его наблюдается интенсивное выделение бурых охристых продуктов.

Флюоритовый тип пегматитов встречен в единственном случае в Ланцевой пади. Минеральный состав этих разновидностей представлен флюоритом, полевыми шпатами, мусковитом и небольшим количеством шерла. Обычные пегматиты (исключительно II генерации) встречаются довольно часто. В составе их — полевые шпаты, дымчатый или водянопрозрачный кварц, иногда отдельные листочки мусковита и биотита.

Некоторые жилы характеризуются типичной пильменногранитной структурой, обусловленной эвтектическим сростанием розового калишпата и кварца (табл. X, фиг. 38).

## Г. ВЕРХНЕЮРСКИЕ ПОРФИРИТЫ

Порфириды, развитые в пределах планшета, можно разбить на две основные группы:

- а) кварцевые порфириды,
- б) бескварцевые (нормальные) порфириды.

Первая группа отличается выдержанностью состава и структуры. Породы ее пространственно обособлены и представлены исключительно кварц-биотит-плагиоклазовым типом.

В состав второй группы входит ряд разновидностей, отличающихся вариациями в составе фенокристаллов. Все эти породы геологически тесно связаны друг с другом, хотя и составляют ряд отдельных покровов или лавовых потоков.

### а) Кварцевые порфириды

Описываемые порфириды сосредоточены преимущественно в восточной части планшета. В ряде случаев их покровы при сравнительно малой мощности имеют значительное горизонтальное протяжение. Эти породы неоднократно встречены в падах Лукова (к югу от пос. Дая), Озерная, Прямой Даякан (в окрестностях пос. Даякан) и ряде других мест.



Фиг. 38. Обычный пегматит. Эвтектическое срастание микроклина и дымчатого кварца. Борщевский хребет, падь Затева.  $\frac{2}{3}$  натур. величины.



Фиг. 39. Кварц-биотит-плагиоклазовый порфирит. Фенокристы плагиоклаза и кварца.  $\times 12$ . Николи + (шл. № 1372).



Фиг. 40. Кварц-биотит-плагиоклазовый порфирит. Резорбированный фенокрист кварца.  $\times 25$ . Николи + (шл. № 592а).



Фиг. 41. Пироксен-роговообманково-плагиоклазовый порфирит. Фенокристы пироксена, роговой обманки и плагиоклава.  $\times 25$ . Простой свет (шл. № 574).

Макроскопически порфириты представляют плотные, чаще зеленого, иногда сургучного цвета образования с идиоморфными фенокристами плагиоклаза (5, реже 10 мм длины), многочисленными блестками слюды и единичными мелкими зернами кварца.

Микроскопически породы состоят из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца (табл. X, фиг. 39). Из аксессуарных минералов присутствует апатит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, кальцитом и рудным минералом.

Плагиоклаз составляет удлиненные идиоморфные таблички, часто оплавленные и корродированные основной массой. Минерал сдвойникован по альбит-эстрельскому или альбитовому закону, иногда имеет зональное строение и отличается различной степенью сохранности. Хорошо сохранившиеся таблички по характеру соответствуют олигоклаз-андезину состава  $Ab_{72}An_{28}$ . Разрушенные плагиоклазы замещены кальцитом, серицитом и вторичным альбитом (состава  $Ab_{95}An_5$ ).

Редко встречающаяся роговая обманка представлена удлиненными призматическими зернами, на поперечных разрезах имеет форму ромба. В подавляющем большинстве случаев она замещена рудным минералом и отчасти хлоритом. Сохранившиеся участки минерала плеохроируют от бурозеленого по Ng до светложелтого по Nr.

Биотит представляет идиоморфные шестигранные листочки или вытянутые пластинки размером от  $0.06 \times 0.02$  мм до  $0.5 \times 0.3$  мм. Минерал почти нацело опациitized и хлоритизирован. Изредка встречаются окруженные опациитовой каймой листочки с ясным плеохроизмом от коричневого по Ng до буровато-желтого по Nr.

Кварц образует неправильные, оплавленные и корродированные основной массой зерна. В результате резорбции он часто приобретает причудливые очертания (табл. X, фиг. 40).

Апатит встречается в форме хорошо ограненных призмочек, достигающих размеров  $0.35 \times 0.08$  мм.

Хлорит развивается по биотиту и роговой обманке.

Серицит распространен в форме мелких низкополярных чешуек в плагиоклазе.

Кальцит вместе с серицитом замещает плагиоклаз или находится среди основной массы.

Рудный минерал замещает роговую обманку и биотит, часто с сохранением кристаллографических форм последних. Он непрозрачен, в отраженном свете бурый.

Основная масса представляет раскристаллизованное стекло с отдельными микролитами плагиоклаза, реже биотита. Структура пород в большинстве случаев фельзитовая, иногда витрофировая. Кварц в составе вкрапленников распределен неравномерно, и количество его варьирует в известных (хотя и небольших) пределах. Вообще же в смысле количественного развития среди фенокристов на первом месте стоит плагиоклаз, на втором — биотит и на последнем — кварц и роговая обманка.

## б) Нормальные порфириты

Нормальные порфириты представлены: пироксен-роговообманково-плагиоклазовыми, пироксен-биотит-плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми, пироксеновыми, биотит-пироксен-роговообманково-плагиоклазовыми, роговообманково-плагиоклазовыми, биотит-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми разновидностями.

Главным и наиболее распространенным типом являются пироксен-роговообманково-плагиоклазовые порфириты. Остальные аналоги встречаются реже.

## 1. Пироксен-роговообманково-плаггиоклазовые порфириды

Эти порфириды представляют плотные серого, буроватосерого, иногда сургучного цвета породы афанитового или порфиридовидного сложения. Среди фенокристов различимы удлиненные призмочки амфиболов, короткостолбчатые пироксены, реже мелкие выделения плаггиоклаза.

Общий минеральный состав пород представлен плаггиоклазом, авгитом, энстатитом, роговой обманкой, титанитом и апатитом и вторичными — эпидотом, хлоритом, рудным минералом, кальцитом и кварцем (табл. X, фиг. 41).

Плаггиоклаз образует идиоморфные таблички длиной от 0.04 мм (в основной массе) и до 0.86 мм (во вкрапленниках). Состав фенокристов варьирует от лабрадора № 64 до андезин-лабрадора № 50<sup>1</sup>. Микролиты плаггиоклаза, судя по углу угасания в 0° на разрезах перпендикулярных (010), по характеру близки к олигоклазу № 20. Разрушаясь, минерал замещается кальцитом и вторичным альбитом ( $Ab_{95}An_5$  до  $Ab_{92}An_8$ ).

Авгит составляет идиоморфные призматические выделения или неправильные зерна размером от  $0.03 \times 0.02$  мм до  $0.05 \times 0.3$  мм.

Угол оптических осей  $+2V=54^\circ$ ;  $Ng : c=45^\circ$ ;  $Ng-Np=0.026$ . Энстатит встречается редко. Удлиненные зерна его сильно корродированы основной массой и достигают в отдельных случаях размера  $1.8 \times 0.9$  мм; обычно более мелки, порядка  $0.1 \times 0.06$  мм. Оптические константы энстатита следующие:  $+2V=75^\circ$ ;  $Ng : c=0$ ;  $Ng-Np=0.009$ .

Роговая обманка распространена главным образом в форме удлиненных неправильных зерен размером до  $1 \times 0.4$  мм. Плеохроизм минерала  $Ng$  — бурозеленый,  $Np$  — соломенно-желтый,  $-2V=74^\circ$ ;  $Ng : c=24^\circ$ ;  $Ng-Np=0.020$ .

Выделения роговой обманки по периферии опацифицированы или актинолитизированы, нередко нацело замещены рудным минералом. В других случаях на месте роговой обманки образуется хлорит, окаймленный тонкой оторочкой опацита; при этом контуры первичного минерала сохраняются полностью.

Титанит образует мелкие неправильные включения в роговой обманке. Минерал слабо плеохроирует в коричневых тонах.

Апатит составляет мельчайшие призматические кристаллы, иногда достигает размеров  $0.18 \times 0.08$  мм.

Хлорит развивается по роговой обманке. Он отличается интенсивно-зеленой окраской и прямым угасанием.

Эпидот присутствует в форме неправильных скоплений среди основной массы. Минерал обладает отчетливым плеохроизмом от лимонно-желтого по  $Ng$  до бесцветного по  $Np$ .

Кальцит замещает плаггиоклаз и роговую обманку. В других случаях скопления его располагаются среди основной массы. Рудный минерал появляется в результате преобразования роговой обманки. Обычно он образует кайму вокруг зерен последней. Основная масса

Таблица 8

Окислы	Содержание в %	Молекулярные количества $\times 1000$
$SiO_2$ . . . . .	56.72	945
$TiO_2$ . . . . .	0.78	10
$Al_2O_3$ . . . . .	13.64	133
$Fe_2O_3$ . . . . .	2.11	14
$FeO$ . . . . .	5.05	70
$MnO$ . . . . .	0.09	1
$MgO$ . . . . .	5.14	128
$CaO$ . . . . .	4.45	79
$Na_2O$ . . . . .	3.76	60
$K_2O$ . . . . .	2.69	28
$P_2O_5$ . . . . .	0.28	2
$S$ . . . . .	0.09	—
$Cl$ . . . . .	0.03	—
$-H_2O$ . . . . .	0.45	—
$+H_2O$ . . . . .	2.66	—
$CO_2$ . . . . .	2.37	—
Сумма . . . . .	100.31	—
$O=S$ . . . . .	0.04	—
$O=Cl$ . . . . .	0.01	—
	100.26	

<sup>1</sup> См. таблицу определения плаггиоклазов зональным методом (в конце работы).

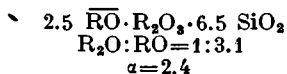
представляет собой перекристаллизованное или слабо раскристаллизованное стекло, в котором рассеяны мельчайшие (0.03 × 0.005 мм) микролиты плагиоклаза.

В преобладающем большинстве случаев структура пород витрофировая. Фенокристы, развитые в количестве 30—35% по отношению к общему объему пород, часто оплавлены и корродированы основной массой. Наибольшей резорбции подверглись выделения авгита и энстатита.

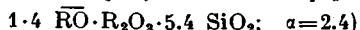
Нередко в порфиритах наблюдаются мелкие пустоты и трещинки, выполненные вторичным кварцем.

Результаты анализа порфирита с р. Унды (обр. № 2122а) приведены выше (табл. 8).

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:



Средняя формула для порфиритов:



Из сравнения средней формулы порфиритов с аналогом р. Унды видно, что последний отличается повышенным значением коэффициентов  $\overline{RO}$  и  $SiO_2$ . Это обстоятельство, несомненно, стоит в тесной связи с отмеченным выше вторичным окварцеванием порфиритов в пустотах и по трещинкам.

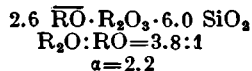
На ряду с окварцеванием, повидимому, имел место также и привнос извести водными растворами, что, естественно, нашло свое отражение в ненормальном значении  $\overline{RO}$ .

Нужно также учесть, что в пересчетах не учитываются S, Cl, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, в сумме составляющие более 5%, что опять-таки влияет на точность получаемых констант.

Коэффициенты по Ниггли:

$$\begin{aligned} al &= 25.2 & si &= 179.0 \\ fm &= 43.1 & k &= 0.32 \\ c &= 15.0 & mg &= 0.56 \\ alk &= 16.7 & c/fm &= 0.35 \\ & & qz &= 12.2 \end{aligned}$$

Среди магматических образований Восточного Забайкалья близкими аналогами описываемых пород являются авгитовые порфириды, развитые в 34 км от ст. Рухлово (Хлапонин, Леонтович, Принада, 1932). Последние характеризуются следующими константами:



$$\begin{aligned} al &= 26.6 & si &= 167.0 \\ fm &= 41.4 & k &= 0.38 \\ c &= 17.7 & mg &= 9.67 \\ alk &= 14.3 & c/fm &= 0.43 \end{aligned}$$

## 2. Пироксен-биотит-плагиоклазовые порфириды

Названные порфириды в составе эффузивной свиты распространены слабо. Отдельные выходы их встречены в окрестностях пос. Дая, в устье р. Дая и на пространстве между верховьями рр. Дая и Унды. Отличием этих разновидностей от предыдущего типа является исчезновение роговой обманки и появление довольно значительного количества биотита.

В минеральном составе пород — плагиоклаз, авгит, энстатит, биотит, титанит. Среди вторичных развиты хлорит, иддингсит, серицит и кальцит.

Плагиоклаз замещен кальцитом, серицитом и вторичным альбитом состава  $Ab_{92}Al_8$ . Сохранившиеся таблички имеют состав лабрадора № 55.

Авгит и энстатит, с теми же свойствами, что и в предыдущих аналогах, нередко замещены иддингситом и кальцитом.

Биотит плеохроирует в коричневых тонах, местами хлоритизирован. Развиг он в форме правильных пластинок.

Основная масса — раскристаллизованное стекло с небольшим количеством микролитов плагноклаза. Последние характеризуются некоторой ориентировкой, благодаря чему в порфиригах заметна слабо выраженная флюидальность. Структура пород фельзитовая.

### 3. Пироксен-плагноклазовые порфиригы

Эти породы встречаются в районе р. Унды. Они имеют массивное сложение и темносерую, иногда зеленоватую окраску. На внешней поверхности порфиригов заметны короткие черные или темнозеленые фенокристы пироксена. Реже встречаются разности с видимыми плагноклазами до 0.5 мм величины.

Плагноклаз обычно сильно разрушен.

Пироксен-авгит — с теми же оптическими свойствами, что и в пироксен-роговообманково-плагноклазовых порфиригах. Местами он сдвойникован и нередко полностью замещен кальцитом.

Основной массой является раскристаллизованное стекло с отдельными микролитами плагноклаза и большим количеством вторичных минералов. Среди последних преобладают кальцит и хлорит. Структура пород фельзитовая.

### 4. Пироксеновые порфиригы

Пироксеновые порфиригы развиты в устье пади Буцелей I и к западу от пос. Коровино, на правом берегу р. Унды. Внешне это — массивные зеленовато-серые породы с отдельными довольно крупными (до 7 мм длины) вкрапленниками авгита. Последний образует то идиоморфные табличчатые или восьмигранные на поперечных разрезах формы, то неправильные оплавленные зерна (табл. XI, фиг. 42). Местами выделения авгита частично замещены кальцитом или хлоритом. По оптическим свойствам минерал ничем не отличается от ранее описанных аналогов.

Плагноклаз распространен в виде мельчайших (не более  $0.2 \times 0.08$  мм) беспорядочно ориентированных лейст. Судя по прямому угасанию на разрезах  $\perp$  (010), он представляет олигоклаз № 20. Некоторые, более крупные таблички достигают основной лабрадора состава  $Ab_{42}An_{58}$ . Двойники — по карлсбадскому закону.

Основная масса — слабо раскристаллизованное стекло с обильным содержанием кальцита, хлорита и бурых гидроокислов железа. Фенокристы пироксена в смысле количественного развития составляют 5—10%. Структура порфиригов витрофировая с переходами к фельзитовой.

### 5. Биотит-пироксен-роговообманково-плагноклазовые порфиригы

Эта разновидность порфиригов развита в устье пади Буцелей I и к югу от пос. Коровино.

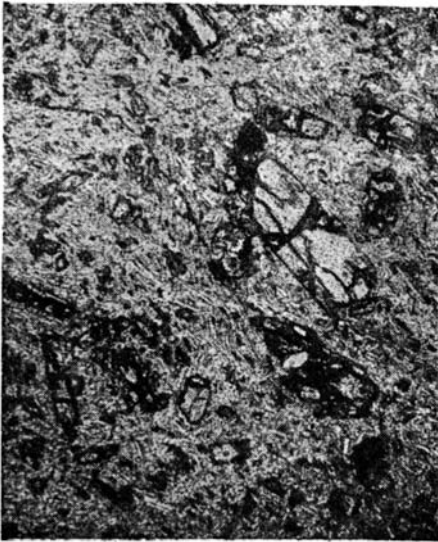
Макроскопически породы представляют плотные серые или зеленовато-серые образования. В составе вкрапленников невооруженным глазом различимы короткостолбчатые зерна пироксена, блекти биотита, удлиненные призмочки амфиболов и мелкие таблички плагноклаза.

Пироксен-авгит нередко корродирован основной массой и частично замещен кальцитом.

Роговая обманка представлена двумя разновидностями: буро-зеленой и грязнозеленой. В большинстве случаев обе разновидности почти полностью опацифицированы.

Биотит также в значительной мере замещен рудным минералом. Обычно он составляет идиоморфные шестигранные формы, реже неправильные листочки.

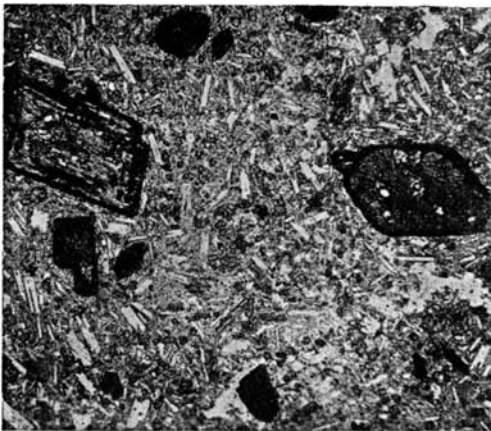




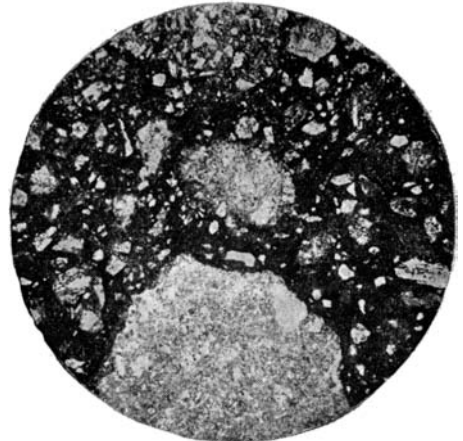
Фиг. 42. Пироксеновый порфирит. Фенокристы пироксена.  $\times 25$ . Простой свет (шл. № 738).



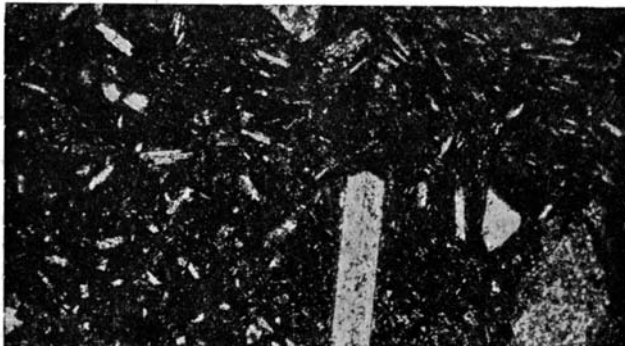
Фиг. 43. Роговообманково-плагиоклазовый порфирит. Фенокристы роговой обманки и плагиоклава  $\times 25$ . Николи + (шл. № 1518а).



Фиг. 44. Роговообманково-плагиоклазовый порфирит. Фенокристы роговой обманки с опацитовой каймой вокруг них.  $\times 25$ . Простой свет (шл. № 461).



Фиг. 45. Порфиритовый туф. В раскристаллизованном стекле погружены обломки порфиритов.  $\times 16$ . Простой свет (шл. № 1568к).



Фиг. 46. Плагиоклазовый порфирит. Фенокристы пироксена.  $\times 25$ . Николи + (шл. № 2041).

Плагноклаз часто характеризуется зональным строением. Во вкрапленниках он имеет состав основного андезина —  $Ab_{52}An_{48}$  (на разрезах  $\perp$  (010) угасание  $+26^\circ$ ).

Акцессорные минералы представлены мелкими зернами апатита.

В составе широко развитых вторичных образований — главным образом кальцит и хлорит.

Основная масса имеет тот же характер, что и в предыдущих типах. Структура пород фельзитовая с некоторой флюидалностью.

#### 6. Роговообманково-плагноклазовые порфириды

Роговообманково-плагноклазовые порфириды образуют ряд маломощных, быстро выклинивающихся покровов у южного края планшета.

Макроскопически названные порфириды очень напоминают пироксен-роговообманково-плагноклазовые аналоги. В большинстве случаев это — порфиридные серые, реже сургучного цвета породы, в составе которых различимы довольно многочисленные зерна амфиболов и мелкие, менее распространенные таблички плагноклаза.

Микроскопически, помимо упомянутых минералов, встречены единичные зерна авгита, апатита и вторичные — хлорит, рудный минерал и кальцит. Роговая обманка присутствует в виде удлиненнопризматических, часто оплавленных выделений; на поперечных разрезах она имеет форму ромба (табл. XI, фиг. 43). Плеохроизм от буро-зеленого по Ng до соломенно-желтого по Np.

В некоторых образцах встречаются редкие зерна базальтической роговой обманки. Последняя отличается прямым угасанием и плеохроирует от темнокоричневого по Ng до зеленого по Np. Оптический характер и удлинение минерала те же, что и у обыкновенной роговой обманки.

Плагноклаз представлен удлиненными табличками, сложенными в двойники по альбит-эстрельскому закону. Во вкрапленниках минерал имеет состав андезина № 37.

Единичные зерна авгита характеризуются неправильными очертаниями и по размерам не превосходят  $0.25 \times 0.15$  мм (чаще их величина — порядка  $0.05 \times 0.03$  мм).  $Ng - Np = 0.022$ ,  $2V = +52^\circ$ .

Апатит присутствует в форме призматических кристалликов размером  $0.06 \times 0.02$  мм.

Хлорит обычно замещает роговую обманку.

Кальцит находится главным образом в основной массе, реже развивается по плагноклазу.

Основная масса представляет слабо раскристаллизованное стекло, в котором рассеяны микролиты плагноклаза (размером  $0.05 \times 0.005$  мм). Последние ориентированы в определенном направлении, нередко обтекают фенокристы, что придает породам довольно отчетливую флюидалность. Структура типичных разностей андезитовая.

Наибольшей резорбции подверглись вкрапленники роговой обманки, имеющие часто округлые очертания. Этот же минерал несет следы максимальных автометаморфических превращений, выразившихся в явлениях хлоритизации и опацизации. Опацизация местами приводит к полному замещению роговой обманки. В других случаях опацизация проявлена образованием узкой каймы вокруг зерен последней (табл. XI, фиг. 44).

#### 7. Биотит-плагноклазовые порфириды

Биотит-плагноклазовые порфириды встречены на водоразделе между верховьями р. Дай и бассейном р. Унды и в левом борту долины р. Даякан. Внешне это — плотные темносерые, почти черные породы с мелкими вкрапленниками биотита и плагноклаза.

Биотит нередко опацизирован, хлоритизирован или частично замещен кальцитом. Сохранившиеся листочки плеохроируют в коричневых тонах,

иногда содержат включения магнетита. Плагноклаз образует таблитчатые формы. Состав его неопределим, так как минерал замещен агрегатом кальцита и серицита.

Среди акцессорных минералов встречаются мелкие зерна титанита и апатита.

Вторичные образования — серицит, хлорит и кальцит — пользуются широким распространением.

Основная масса имеет тот же характер, что и в предыдущих типах. Структура в большинстве случаев фельзитовая со следами флюидалности.

Местами в биотит-плагноклазовых порфиритах присутствуют участки, содержащие редкие зерна буро-зеленой роговой обманки. Последняя обычно в той или иной степени замещена рудным минералом, кальцитом и хлоритом.

## 8. Плагноклазовые порфириды

От всех ранее описанных аналогов эти породы отличаются тем, что фенокристы в них представлены исключительно плагноклазом (табл. XI, фиг. 45). Последний обычно составляет идиоморфные удлинённые таблички. На разрезах  $\perp$  (010) он характеризуется максимальным углом погасания в  $+14^\circ$ , что соответствует кислому андезину состава  $Ab_{67}An_{33}$ . В большинстве случаев плагноклаз замещен кальцитом и серицитом.

Основная масса — раскристаллизованное стекло с микролитами плагноклаза и большим содержанием кальцита. Структура фельзитовая.

Эти разновидности порфиритов встречены в нескольких точках на правом берегу р. Унды.

## 9. Туфы порфиритов

Как уже отмечено, туфы порфиритов переслаиваются с порфиритами, туфоконгломератами и туфогенными песчаниками. Макроскопически они местами неотличимы от порфиритов; в других случаях, благодаря наличию обломков последних, довольно резко выделяются в обнажениях.

Туфы представлены литокластическими и пепловыми разностями. Наиболее распространенными являются первые.

Литокластические туфы состоят из мелких угловатых или округлых обломков почти всех описанных выше порфиритов (за исключением кварцевых). Величина обломков в среднем колеблется от  $0.6 \times 0.8$  мм до  $1.5 \times 1.5$  мм, отдельные включения достигают 10 и более мм в поперечнике (табл. XI, фиг. 46). Цементом является пепловый агрегат с обломочками плагноклаза, кварца, пироксена и роговой обманки. Местами присутствует большое количество вулканического стекла, благодаря чему цемент становится непрозрачным, слабо действующим на поляризационный свет. В количественном отношении обломки, как правило, преобладают над цементом.

Пепловые туфы образованы мелкими обломочками плагноклаза, кварца, пироксена, роговой обманки и листочками биотита. Обломки обычно имеют угловатые очертания, реже в той или иной мере оплавлены и корродированы. Величина зерен колеблется от  $0.04 \times 0.06$  мм до  $0.10 \times 0.16$  мм. Цементом является пепловый материал с большим содержанием вулканического стекла и кальцита.

## Д. ПОСЛЕЮРКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

### 1. Кварцевые диориты

Кварцевые диориты в рамках планшета встречаются довольно часто, но обычно не образуют крупных интрузивных тел. Чаще они находятся в виде мелких даек, прорезающих древние метаморфические породы, или же в виде шпировых образований среди плагногранитового массива. Более крупные интрузии их имеются в двух пунктах: на правом берегу р. Куренги между пос. Усть-даинским и Мироново и к северу от д. Куникан. В последнем

• пункте кварцевые диориты имеют характер интрузивной залежи, вытянутой в широтном направлении. В типичных случаях породы представлены крупнозернистыми меланократовыми разностями. От этих характерных разновидностей наблюдаются все переходы к среднезернистым лейкократовым или мелкозернистым меланократовым типам, а в западной части куниканской интрузии — к нормальным бескварцевым аналогам.

Среди кварцевых диоритов прослеживаются отдельные небольшой мощности зоны, вдоль которых породы превращены в амфиболиты или милониты.

Макроскопически кварцевые диориты образованы крупными выделениями белых полевых шпатов, призматическими амфиболами и редкими, трудно различимыми зернами водянопрозрачного кварца.

При микроскопическом исследовании, помимо упомянутых минералов, в их составе наблюдаются также биотит, титанит, апатит, циркон и магнетит. Чрезвычайно широко развитые вторичные образования представлены актинолитом, эпидотом, цоизитом, хлоритом, мусковитом, серицитом, кальцитом и лимонитом.

Главную роль в сложении кварцевых диоритов играют плагиоклаз и роговая обманка.

Выделения плагиоклаза характеризуются идиоморфными таблитчатыми очертаниями и в типичных случаях имеют размеры  $5 \times 7$  мм, реже достигают величины  $10 \times 5$  мм. Как правило, минерал полностью преобразован в агрегат вторичного альбита, цоизита и серицита, и о характере первичного зерна можно догадаться лишь по редко просвечивающим двойниковым полоскам. Роговая обманка образует крупные неправильные, гораздо реже призматические зерна. Она представлена двумя разновидностями — буро-зеленой и зеленой.

Ниже приведена оптическая характеристика обеих разностей:

	Плеохроизм	2V	Ng:c	Ng—Np
Буро-зеленая роговая обманка	Ng — буро-зеленый . . .	—68°	20°	0.017
	Np — соломенно-желтый			
Зеленая роговая обманка	Ng — густозеленый . . . .	—64°	20°	0.021
	Np — соломенно-желтый			

Буро-зеленая роговая обманка замещается зеленой, а обе они в свою очередь преобразуются, с одной стороны, в актинолит, с другой — в биотит. Последний составляет также мелкие самостоятельные листочки, нередко хлоритизированные и обесцвеченные. Наиболее сохранившиеся разновидности отчетливо плеохроируют от коричневого по Ng до желтого по Np.

Кварц находится в форме неправильных выделений или составляет скопления мелких зерен в промежутках между главными минералами. Местами он образует пойкилитовые вроски в роговой обманке. Как и во всех предыдущих породах, кварц отличается волнистым угасанием.

Среди аксессуарных минералов наиболее распространены апатит и титанит. Первый приурочен к зернам роговой обманки, второй кристаллизуется в стороне от них. Магнетит и циркон развиты в тех же условиях, но встречаются реже. Характерно, что количество второстепенных минералов резко возрастает в тех точках, где роговая обманка подвергается замещению биотитом или же прорастает кварцем.

В составе вторичных образований преобладающим компонентом является актинолит. Последний отличается слабым плеохроизмом от бледнозеленого по Ng до бесцветного по Np. Угол оптических осей актинолита  $-2V = 79^\circ$ ; Ng:c = 16°; Ng—Np = 0.027.

Эпидот развивается по плагиоклазу, роговой обманке и биотиту. Нередко он вместе с вторичным кварцем и цоизитом цементирует тонкие трещинки в породах. Цоизит приурочен главным образом к плагиоклазу, в котором составляет агрегаты мельчайших низкополярных зерен.

Хлорит замещает роговую обманку, биотит и актинолит. Мусковит развивается по биотиту.

Серицит составляет мелкие чешуйки или агрегаты волокон в плагиоклазе.

Кальцит также развивается по плагиоклазу, реже по биотиту.

Лимонит частично или полностью замещает зерна магнетита.

Структурные взаимоотношения минеральных компонентов указывают на то, что наиболее ранними среди них являются идиоморфные таблитчатые плагиоклазы. Зерна роговой обманки не отличаются идиоморфизмом и по времени кристаллизации относятся к моментам более поздним. Таким образом, структура пород типично диоритовая.

Выше уже сказано, что роговая обманка представлена двумя разновидностями: первичной — буро-зеленой и более поздней — зеленой. Обе разновидности замещаются биотитом и прорастают кварцем. Вокруг того и другого концентрируется максимальное количество акцессорных минералов, так что некоторые выделения роговой обманки в участках, замещенных биотитом, бывают буквально переполнены мелкими зернами апатита и магнетита. Такая взаимосвязь акцессорных с биотитом, повидимому, является следствием их одновременного происхождения.

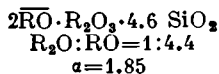
Общий ход кристаллизации кварцевых диоритов характеризуется следующим порядком образования минералов: плагиоклаз, буро-зеленая роговая обманка, зеленая роговая обманка, биотит, акцессорные и кварц.

Под влиянием автометаморфических превращений главные породообразующие минералы в значительной мере изменяют свой первоначальный характер, превращаясь в агрегаты вторичных образований. Так, полевые шпаты преобразуются в сосюрит, роговая обманка замещается актинолитом и хлоритом, биотит подвергается хлоритизации и обесцвечиванию. Что касается лимонитизации магнетита, то она, повидимому, связана с позднейшими процессами поверхностного выветривания. Общая схема минеральных превращений представляется в следующем виде:



Ниже приводятся результаты анализа обр. № 1920а кварцевого диорита из пади Куникан (табл. 10).

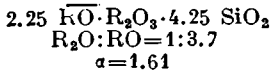
Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:



Коэффициенты по Ниггли:

al = 29.1	k = 0.22
fm = 37.3	mg = 0.49
c = 21.8	c/fm = 0.58
alk = 11.7	ti = 3.2
si = 144	p = 0.7

Среди однотипных образований Забайкалья наиболее близкими к описываемым породам (по химизму) являются роговообманковые диориты Малханского хребта (Обручев, 1914). Магматическая формула последних:



## 2. Диориты

Нормальные диориты в нашем районе развиты незначительно. Они приурочены к краевым зонам интрузивных тел, образованных кварцевыми диоритами, или же развиты в форме небольших даек в толщах немого палеозоя. Диориты отличаются в общем составом, близким к кварцевым аналогам (исключая, конечно, содержание кварца, который или совсем отсутствует или же находится в них в ничтожном количестве).

Макроскопически это — массивные, реже сгнейсированные породы среднезернистого, иногда мелкозернистого сложения, светлосерой, пестрой или темной окраски. Местами они пронизаны прожилками лейкократового гранита, пегматита, аплита и кварца.

В состав диоритов входят: плагиоклаз, зеленая роговая обманка, биотит, титанит, апатит и магнетит. Вторичные минералы представлены актинолитом, эпидотом, цоизитом, хлоритом, серицитом и кальцитом.

Плагиоклаз, так же как и в кварцевых диоритах, нацело соскюритизирован и неопределим по составу.

Зеленая роговая обманка наблюдается очень редко, обычно она замещена актинолитом. Сохранившиеся зерна обладают следующими оптическими свойствами: плеохроизм Ng буровато-зеленый, Np светложелтый; —  $2V = 75.5^\circ$ ; Ng : c =  $17^\circ$ ; Ng—Np = 0.022.

Наиболее распространенный в породе актинолит образует удлиненнопризматические формы с реликтовыми участками зеленой роговой обманки или составляет скопления мелких зерен. Минерал отличается слабым плеохроизмом от бледнозеленого по Ng до бесцветного по Np, угол оптических осей —  $2V = 78^\circ$ , Ng : c =  $17^\circ$ , Ng—Np = 0.027.

Структура пород диоритовая. Реликтовые признаки свидетельствуют о том, что первоначально в породах присутствовал пироксен, замещенный в настоящее время скоплениями мелких зерен актинолита. Последние сохраняют короткопризматические контуры первичного минерала. Биотит, так же как и в кварцевых диоритах, развивается по роговой обманке и сопровождается аксессуарными минералами.

Таким образом, наиболее существенным отличием диоритов от кварцевых аналогов является отсутствие (в типичных случаях) кварца и более мелкозернистая структура.

## 3. Кварцевые и бескварцевые сиениты

Сиениты образует мелкие самостоятельные интрузии, а также находятся в форме шпировых образований среди грано-сиенитов в юго-восточном углу планшета.

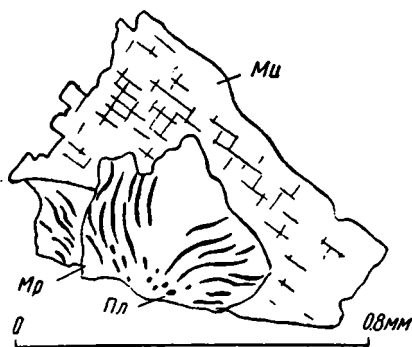
Окислы	Содержание в %	Молекулярные количества × 1000
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52.21	871
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.56	19.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18.00	176
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.64	17
FeO . . . . .	5.73	80
MnO . . . . .	0.14	2
MgO . . . . .	4.41	110
CaO . . . . .	7.39	132
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.40	55
K <sub>2</sub> O . . . . .	1.50	16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.53	4
S . . . . .	0.04	—
Cl . . . . .	0.02	—
—H <sub>2</sub> O . . . . .	0.14	—
+H <sub>2</sub> O . . . . .	2.50	—
Летучие вещества	—	—
Сумма . .	100.21	—
O=S . .	0.02	—
	100.19	—

Названные породы представляют темносерые крупнозернистые, слегка стгнейсированные образования с обильным содержанием темноцветных минералов. В состав их входят белые, розоватые или зеленоватые полевые шпаты, листочки биотита и большое количество призматических амфиболов. Зерна водянопрозрачного кварца встречаются редко и невооруженным глазом различимы с трудом.

Сиеениты — местами разрушенные, превращенные в дресву — секутся дайками аляскитовых гранитов, жилами кварца, тонкими прожилками аплита, пегматита и эпидота.

Под микроскопом в составе главных минеральных компонентов присутствуют микроклин, плагиоклаз, роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы представлены кварцем, ортитом, титанитом, апатитом, цирконом и магнетитом. В состав вторичных образований входят эпидот, цоизит, хлорит, серицит.

Микроклин местами образует крупные (до  $8.7 \times 4.3$  мм) индивидуумы с прямолинейными гранями; в других случаях находится в форме более мелких неправильных образований. Он характеризуется превосходно образованной двойниковой решеткой и узкими лентами пертита, изредка сложен в карлсбадские двойники. Микроклин обычно развит в количестве большем, чем плагиоклаз, реже — в равных пропорциях с последним.



Фиг. 47. Мирмекитовые образования в плагиоклазе: Ми — микроклин, Пл — плагиоклаз, Мр — мирмекит.

Плагиоклаз в большинстве случаев представляет таблитчатые формы, реже — неправильные выделения размером от 6.3 мм до  $0.5 \times 0.5$  мм. Он сильно изменен вторичными процессами, нередко полностью соскритизирован; хорошо сохранившиеся таблички встречаются значительно реже. В последнем случае и мелкие и крупные зерна имеют одинаковый состав, отвечающий альбит-олигоклазу № 10—12. Угол оптических осей  $+2V$ , варьирует от  $80$  до  $84^\circ$ .

Двойникование — по периклиновому или манебахскому законам, иногда по двум законам одновременно. В местах соприкосновения с микроклином плагиоклазы содержат мирмекитовые образования (ф. 47). Роговая обманка гастингситового ряда составляет неправильные мелкие выделения, изредка более крупные призматические формы с сохранившимися конечными гранями. Она обладает отчетливым плеохроизмом от густозеленого по Ng до соломенно-желтого по Np,  $-2V=76.5^\circ$ ; Ng : c =  $17^\circ$ ; Ng—Np = 0.015.

Нередко роговая обманка полностью замещена хлоритом. Биотит, как правило, хлоритизирован и опацитизирован. Хорошо сохранившиеся листочки обладают резким плеохроизмом от бурого по Ng до светложелтого по Np. Биотит образует скопления и развит в равном количестве с роговой обманкой. Кварц имеет незначительное распространение, часто отсутствует. Он образует неправильные мелкие зерна или формы, подчиненные контурам главных минералов, и характеризуется волнистым угасанием.

Ортит встречается в виде единичных, хорошо ограненных зерен. Минерал обладает двойниковым строением и зональным распределением окраски.

Титанит обычно имеет характер цемента, развитого в узких промежутках между главными минералами, реже составляет неправильной формы выделения.

Апатит является наиболее распространенным компонентом акцессорной группы минералов. Он образует мелкие изометричные или призматические зерна.

Циркон находится в виде единичных, хорошо образованных или изометричных выделений.

Неправильные зерна магнетита встречаются редко.

Вторичные образования, представленные эпидотом, цоизитом, хлоритом и серицитом, возникают за счет преобразования главных минералов и в породах широко развиты. Иногда они выполняют тонкие протокластические трещинки.

В минералогическом составе сиенитов главную роль играют крупные выделения микроклина и плагиоклаза. В типичных случаях преобладает микроклин, местами оба минерала находятся в равных количествах. Сиениты чаще представлены кварцевыми разностями, реже бескварцевыми аналогами. Кварц вместе с темноцветными минералами выполняет промежутки между полевыми шпатами и часто цементирует их.

Первые этапы кристаллизации сиенитов характеризовались выпадением таблитчатых зерен микроклина и плагиоклаза. В этом случае и тот и другой отличаются четко выраженным идиоморфизмом. В других случаях (реже) микроклин является более поздним, и с моментом его образования связана коррозия граней плагиоклаза.

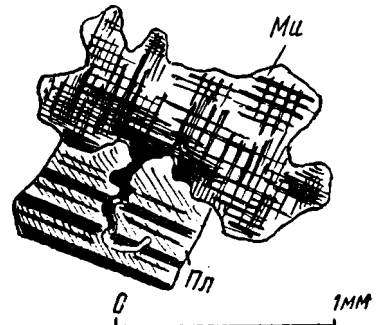
Среди минералов второго поколения первой выделялась роговая обманка, отличающаяся иногда идиоморфизмом конечных граней по отношению к кварцу и микроклину.

Наблюдаются также явления коррозии роговой обманки зернами плагиоклаза II, микроклина II и кварца. Последние два минерала по времени кристаллизации относятся к конечным этапам магмато-пневматолитической фазы и образуют узкие коррозионные ходы в плагиоклазе II (фиг. 48). С остаточными растворами связано также появление биотита и акцессорных минералов.

Таким образом, последовательность образования минералов представляется в следующем виде: микроклин I, плагиоклаз I, роговая обманка, плагиоклаз II, микроклин II, кварц, биотит и акцессорные.

Взаимоотношения между крупнозернистой и мелкозернистой генерациями носят реакционный характер и выражены в тех же формах, что и в адаметлитах. Гидротермальная фаза, как уже отмечено выше, характеризуется широким развитием вторичных образований.

Серицит и эпидот замещают плагиоклазы или выполняют вместе с вторичным кварцем тонкие трещинки в породах, хлорит образуется за счет биотита и роговой обманки.



Фиг. 48. Коррозия плагиоклаза II микроклином II: Пл — плагиоклаз, Ми — микроклин.

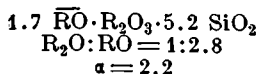
Таблица 11

Окислы	Содержание в %	Молекулярные количества $\times 1000$
SiO <sub>2</sub> . . . . .	58.88	981
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.31	4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18.47	181
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.12	7
FeO . . . . .	4.34	60
MnO . . . . .	0.15	2
MgO . . . . .	3.27	82
CaO . . . . .	5.56	94
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.14	50
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.35	36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.28	—
S . . . . .	0.03	—
Cl . . . . .	следи	—
— H <sub>2</sub> O . . . . .	0.26	—
+ H <sub>2</sub> O . . . . .	0.77	—
Летучие вещества	0.27	—
Сумма . . . . .	100.20	—
O=S . . . . .	0.01	—
	100.19	—

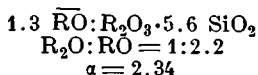


Выше приведена химическая характеристика образца (№ 102а) кварцевых сиенитов из устья пади Буцелей (табл. 11).

Магматическая формула  
по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:



Средняя формула для сиенитов по  
Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:



Коэффициенты по Ниггли:

al	= 34.8	k	= 0.42
fm	= 30.4	mg	= 0.52
c	= 18.1	c/fm	= 0.60
alk	= 16.6	ti	= 0.7
si	= 188.6	qz	= 22.2

#### 4. Грано-сиениты

Грано-сиениты образуют небольшую интрузивную залежь в юго-восточном углу района, где они находятся в тесной связи с кварцевыми сиенитами, кварцевыми диоритами и плагйогранитами.

Грано-сиениты характеризуются крупнозернистой (изредка порфировидной) структурой и светлосерой пестрой окраской. Породы обычно несут различно проявленные признаки катаклаза, реже массивны.

Макроскопически в их составе присутствуют крупные (до  $2.5 \times 15$  мм) выделения белых или зеленоватых полевых шпатов, отдельные зерна дымчатого или водянопрозрачного кварца, многочисленные скопления биотита и довольно редкие призмочки амфиболов. Лейкократовые минералы в большинстве случаев преобладают над темноцветными, гораздо реже находятся в равных пропорциях. При выветривании пород биотит частично обесцвечивается, приобретая желтовато-бурую окраску. Полевые шпаты желтеют, на плоскостях раскола образуются бурые охристые налеты. По тонким трещинкам грано-сиениты секутся кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками.

Эта разновидность глубинных образований характеризуется тем же минералогическим составом, что и ранее описанные кварцевые сиениты, однако отличаются от последних иными количественными соотношениями главных минеральных компонентов. Под микроскопом грано-сиениты состоят из микроклина, плагйоклаза, кварца, роговой обманки и биотита. Акцессорные минералы распределены в породах неравномерно. В одних участках они образуют значительные скопления, местами же встречаются в виде отдельных редких зерен. Вторичные образования развиты довольно широко и представлены цоизитом, делесситом, мусковитом, серицитом.

Характерной особенностью пород является их непостоянство в отношении содержания калиевых полевых шпатов и кварца, количество которых варьирует в широких пределах. В связи с этим можно наблюдать все переходы от грано-сиенитов (являющихся преобладающей разновидностью) к кварцевым и бескварцевым сиенитам, кварцевым диоритам и плагйогранитам.

Типичные разности грано-сиенитов отличаются от кварцевых сиенитов заметным увеличением содержания кварца и частичным уменьшением микроклина. Оба эти минерала находятся в близких пропорциях (кварц обычно преобладает) и в количестве меньшем по сравнению с плагйоклазом, который является наиболее распространенным среди главных минеральных компонентов.

Микроклин составляет неправильные зерна, размеры которых изменяются от  $5 \times 3$  мм до  $1.2 \times 0.9$  мм. Последняя группа зерен преобладает и отличается превосходно выраженной двойниковой решеткой, что не всегда свойственно более крупным выделениям. Местами микроклин подвергается интенсивному замещению альбитом и часто раздроблен неправильными трещинами, в которых развиваются вторичные минералы.

Выделения плагиоклазов характеризуются теми же максимальными размерами, что и калиевые полевые шпаты, но минимальные пределы их достигают  $0.5 \times 0.4$  мм. Плагиоклазы находятся преимущественно в форме таблитчатых образований (грани которых в той или иной мере осложнены коррозионными явлениями) и характеризуются зональным строением.

Состав зон (на разрезе  $\perp Ng$ ) меняется следующим образом:

Ядро . . . .	23%	Ап
1 зона . . . .	20	»
2 » . . . .	19	»
3 » . . . .	15	»
4 » . . . .	12	»

Крупные и мелкие зерна также неоднородны по составу; первые из них содержат 22—25% Ап и имеют отрицательный оптический характер, вторые оптически положительны, а содержание Ап в них падает до 8—10%. Соответственно угол оптических осей  $2V$  изменяется в пределах от  $-86$  до  $+76^\circ$ . Наиболее распространенным законом двойникования является периклиновый. Зерна плагиоклазов в большинстве случаев обладают хорошей сохранностью, но в отдельных участках пород подвергаются интенсивной сосюритизации, превращаясь в мутные, слабо действующие на поляризованный свет. Минералы несут следы катаклаза, выраженные трещинами, а при более интенсивном проявлении последнего — искривлением и сдвигами двойниковых полосок.

Кварц в минералогической характеристике пород играет неодинаковую роль. В грано-сиенитах он присутствует в количестве несколько большем или равном с калиевыми полевыми шпатами, но в отдельных участках резко сокращается, и тогда породы принимают характер кварцевых сиенитов или кварцевых диоритов (в зависимости от наличия микроклина). При полном отсутствии последнего и сильном увеличении содержания кварца грано-сиениты переходят в плагиограниты. Столь же непостоянны и формы нахождения кварца; местами он представлен крупными ( $5.6 \times 2.5$  мм) неправильных очертаний выделениями, в других случаях образует мелкие зерна величиной до  $0.3 \times 0.3$  мм. Как и ранее описанные минералы, кварц разбит трещинами и имеет волнистое угасание.

Среди темноцветных компонентов преобладающим является биотит, развитый в форме неправильных листочков. Биотит резко плеохроит от коричневого по Ng до светложелтого по Np или от бурого (почти полная абсорбция) по Ng до желтого по Np, иногда обладает волнистым угасанием.

Характерной чертой пород является отчетливо проявленная опацификация биотита, сопровождающаяся частичным или полным обесцвечиванием его.

Роговая обманка находится в небольшом количестве и характеризуется неправильными мелкими формами. Выделения ее обладают весьма совершенной спайностью по (110) и (100), а на продольных разрезах несут отдельные трещины по (001). Плеохроизм зеленый по Ng, светложелтый по Nm и светложелтый по Np, так что схема абсорбции  $Ng > Nm > Np$ ,  $Ng: c = 20^\circ$ ,  $-2V = 70^\circ$ ,  $Ng - Np = 0.023$ . Местами роговая обманка разрушается с обильным выделением бурых железистых окислов.

Акцессорные образования представлены ортитом, рудным минералом (титаномагнетитом), титанитом, апатитом и цирконом.

Ортит встречается довольно часто. Этот минерал, как и в адамеллитах, образует хорошо ограненные кристаллы и ассоциирует с биотитом. Ортит

оптически двуосен, положительн, обладает зональным распределением окраски и заметным плеохроизмом: серовато-желтый по Ng, светложелтый по Nm и желтоватый по Np.

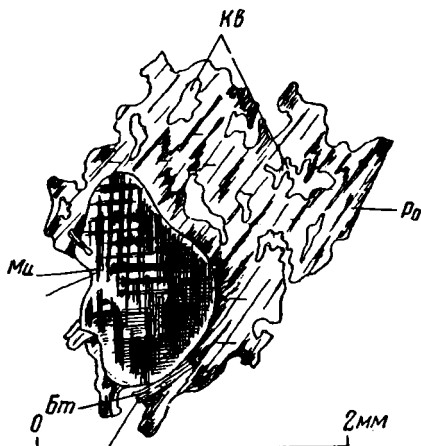
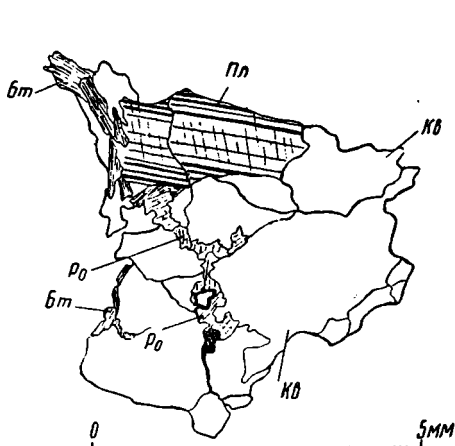
Угасание минерала с: Nm=34°, +2 V=48°, Ng—Np=0.008.

Наиболее распространенными среди аксессуарных минералов являются апатит и титанит. Апатит образует многочисленные округлые зерна в листочках биотита, реже в стороне от них. Титанит развит в тех же условиях в форме неправильных, более крупных выделений.

В ассоциации с этими минералами находятся также довольно редкие зерна циркона и титанистого железняка.

В состав вторичных образований входят цоизит, делессит, мусковит и серицит, приуроченные либо к главным минералам (за счет которых они появляются), либо к тонким трещинкам в породах.

Грано-сиениты (как и кварцевые сиениты) характеризуются общей крупнозернистой минеральной массой, состоящей преимущественно из пла-



Фиг. 49. Кристаллизация роговой обманки по протокластическим трещинкам в кварце. Здесь же видны сдвиги двойников в плагиоклазе, происшедшие под влиянием катаклаза: Пл — плагиоклаз, Кв — кварц.

Ро — роговая обманка, Бт — биотит.

Фиг. 50. Нарастание роговой обманки на микроклин: Ми — микроклин, Ро — роговая обманка, Кв — кварц, Бт — биотит.

гиоклазов и микроклина. Среди последних в подчиненном количестве рассеяны кварц и темноцветные минералы. Как и в ранее описанных группах пород, здесь наблюдается присутствие двух возрастных генераций. Первая, крупнозернистая генерация образована микроклином, плагиоклазом, отчасти кварцем. Преобладающим является плагиоклаз, которому принадлежат наиболее идиоморфные очертания; менее идиоморфен микроклин; редкие зерна кварца I аллотриоморфны и корродируют оба названные минерала.

В состав мелкозернистой генерации входят те же минеральные представители, а также темноцветные и аксессуарные. Содержание микроклина и кварца во второй генерации заметно возрастает.

Роговая обманка и биотит, являясь более поздними, кристаллизуются в промежутках между крупными образованиями первого поколения и по протокластическим трещинкам в них (фиг. 49). В то же время роговая обманка нарастает на зерна микроклина II, оплавления последние и придавая им округлые, сглаженные очертания (фиг. 50). Таким образом, наблюдаемые соотношения указывают на то, что в грано-сиенитах кристаллизация роговой обманки связана с концом магмато-пневматолитической фазы. Еще более поздним является биотит, листочки которого замещают роговую

обманку. Вместе с биотитом кристаллизовались также акцессорные минералы, на что указывает их тесная парагенетическая связь.

Среди акцессорных наиболее ранними являются зерна ортита и титаномагнетита, позже выделился титанит. Последний образует коррозионные заливы в кристаллах ортита (фиг. 51), а титаномагнетит обрастает узкой оторочкой.

Что касается вторичных минералов, то их развитие повторяет в общем ту же картину, которая наблюдалась в адамеллитах. Характерным явлением служит избирательная приуроченность вторичных образований к отдельным участкам пород. Так, например, в небольшом штuffе грано-сиенита (а иногда даже и на пространстве одного шлифа) можно наблюдать и полностью сосюритизированные и превосходно сохранившиеся плагиоклазы. Сказанное свидетельствует о том, что гидротермальные растворы не оказывали равномерного регионального воздействия на породы, а сосредоточивались главным образом в тех участках и точках, которые являлись наиболее доступными для их проникновения и циркуляции.

## 5. Плагнограниты

Эти породы слагают небольшой массив к востоку от дер. Ишикан, на левом берегу р. Куренги, а также встречаются в виде небольших штоков к югу от р. Унды. Плагнограниты нередко разрушены, местами превращены в типичные катаклазиты.

В свежем состоянии породы имеют светлосерую с зеленоватым оттенком окраску и характеризуются преобладанием лейкократовых минералов над темноцветными. В составе пород находятся выделения розовых и зеленых, реже белых полевых шпатов, зерна дымчатого или водянопрозрачного кварца, скопления биотита и амфиболов. Под микроскопом минералогическая характеристика плагногранитов представлена следующими компонентами.

Первичные главные: плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит.

Акцессорные: титанит, апатит, циркон и магнетит.

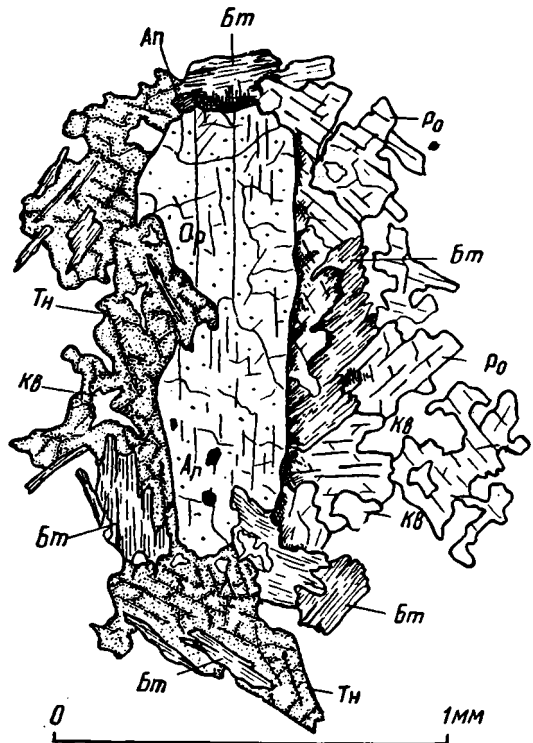
Вторичные: эпидот, цоизит, хлорит, мусковит, серицит.

Главную роль в сложении плагногранитов играют плагиоклаз и кварц.

Плагиоклаз замещен вторичным альбитом, цоизитом и серицитом, в большинстве случаев неопределен.

Выделения плагиоклаза обычно имеют таблитчатые очертания. Наиболее сохранившиеся таблочки по составу соответствуют олигоклаз-андезину № 30. Двойникование — по закону Рос-Тourné.

Плагиоклаз сильно катаклазирован, двойники его часто разорваны и изогнуты. Местами в нем содержатся антипертитовые прорастания. Кварц



Фиг. 51. Ассоциация роговая обманка-биотит-титанит-ортит. На рисунке отчетливо видна коррозия ортита титанитом: Ро — роговая обманка, Бт — биотит, Ор — ортит (в центре), Тн — титанит, Ап — апатит, Кв — кварц.

присутствует в меньшем количестве, нежели плагиоклаз, и образует либо неправильные выделения, либо формы, подчиненные прямолинейным граням первого минерала. Зерна кварца раздроблены и имеют волнистое угасание.

Роговая обманка имеет призматические или неправильные очертания. Оптические свойства ее следующие: плеохроизм густозеленый по Ng и соломменно-желтый по Np,  $Ng : c = 16^\circ$ ,  $-2V = 70^\circ$ ,  $Ng - Np = 0.020$ .

Биотит, как правило, полностью хлоритизирован. Сохранившиеся листочки встречаются редко и плеохроируют от буровато-коричневого по Ng до светложелтого по Np. Иногда наблюдаются явления опадитизации и обесцвечивания биотита.

Титанит наиболее распространен среди аксессуарных минералов. Местами он образует значительные скопления, имеющие характер цемента между минералами.

Апатит составляет изометричные вроски в биотите, встречается сравнительно редко.

Циркон и магнетит находятся в виде единичных мелких зерен. Вторичные образования пользуются чрезвычайно широким развитием и возникают как результат постмагматических преобразований главных минералов.

Характерной чертой плагиогранитов является большое содержание эпидота, который в других глубинных породах района встречается сравнительно редко.

Эпидот составляет скопления или неправильные зерна, приуроченные главным образом к биотиту, отчасти к плагиоклазу. Минерал отличается характерным пятнистым распределением ярких поляризационных окрасок и отчетливым плеохроизмом в зеленоватых тонах.

Цоизит развивается преимущественно по плагиоклазу, образуя в последнем агрегаты мельчайших низкополяризующих зерен.

Хлорит частично или полностью замещает листочки биотита. Минерал имеет прямое угасание.

Мусковит изредка развивается вдоль спайности биотита, еще реже находится в форме самостоятельных листочков.

Серицит присутствует в виде многочисленных мелких чешуек в плагиоклазах.

Наиболее распространенными минеральными компонентами плагиогранитов являются плагиоклазы и кварц. Темноцветные в составе пород играют подчиненную роль и присутствуют либо в виде отдельных листочков и зерен, либо же в форме небольших скоплений.

Кварц распределен неравномерно, и количество его нередко сильно сокращается. В этом случае плагиограниты переходят в кварцевые диориты. С другой стороны, близ контакта массива с меловыми отложениями отдельные участки его характеризуются присутствием микроклина, и породы приобретают облик grano-диоритов.

Главные минеральные образования плагиогранитов принадлежат двум генерациям. Крупнозернистая генерация составлена плагиоклазом, единичными зернами роговой обманки и кварцем. Среди них наибольшим идиоморфизмом отличается плагиоклаз, реже встречаются идиоморфные выделения роговой обманки. Зерна кварца ксеноморфны и образуют коррозионные залывы в прямолинейных гранях первых минералов.

Мелкозернистая генерация в структуре пород играет подчиненную роль. В состав ее входят преимущественно кварц, в меньшем количестве плагиоклаз, биотит и аксессуарные. Последние развиты слабо, и точки, обогащенные ими, встречаются редко.

Кроме упомянутого выше обилия вторичных образований, плагиограниты характеризуются многочисленными следами катаклаза. Наиболее интенсивное проявление последнего наблюдается вдоль границ надвигов. В этих зонах породы развальцованы до степени милонитов и пропитаны многочисленными неправильно ориентированными прожилками кварца

и эпидота. Внутри массива катаклаз выражен обычным дроблением. В этом случае под микроскопом наблюдается не общее размалывание пород, а лишь тонкие трещинки в них, заполненные мелкими обломочками плагиоклаза, кварца и тонко растертой неполяризующей массой. Здесь же в обильном количестве присутствуют листочки хлорита и серицита. В непосредственной близости с катакlastическими трещинками плагиоклазы разорваны, двойниковые полоски их сильно изогнуты, зерна кварца имеют мотовидную структуру, листочки биотита сфофированы в мельчайшие складочки.

Несколько дальше от зон дробления сила катаклаза падает, и следы его сохраняются лишь в зернах кварца. Характерно, что наиболее катаклазированные участки пород в то же время несут признаки максимальных автометаморфических преобразований и вторичные минералы в них достигают широкого развития.

## 6. Жильные сиениты

Жильные сиениты представляют серые мелкозернистые образования с довольно большим содержанием равномерно распределенных чешуек биотита. Последние обладают некоторой параллельной ориентировкой, благодаря чему в сиенитах заметна слабо выраженная гнейсовидность. Местами на фоне равномернозернистой минеральной массы выделяются более крупные таблочки полевых шпатов или небольшие участки, обогащенные темноцветными.

Общий минеральный состав сиенитов представлен ортоклазом, плагиоклазом, биотитом, кварцем, титанитом, апатитом, магнетитом, рутилом, ортитом, цирконом. Из вторичных минералов развиты в небольшом количестве цоизит и серицит.

Ортоклаз присутствует в форме неправильных выделений с извилистыми или сложно изрезанными границами. Оптические константы минерала следующие:  $Np' : (010) = 0^\circ$ ,  $Ng' : (001) = 5^\circ$ .

Плагиоклаз на ряду с неправильными зернами составляет также таблитчатые зональные формы. Последние в ядре имеют состав  $Ab_{72}An_{28}$ , по периферии  $Ab_{85}An_{15}$ . Двойникование — в большинстве случаев по карлсбадскому закону. Нередко мелкие зерна плагиоклаза лишены двойникового строения и в этом случае изобилуют червеобразными вростками мирмекита.

Биотит образует неправильные листочки или удлиненные по спайности пластинки. Плеохроирует он от буровато-зеленого по  $Ng$  до желтоватого по  $Np$ . Листочки биотита обычно ассоциируют с титанитом или ортитом, содержат многочисленные призмочки апатита и игольчатые выделения рутила.

Кварц находится в небольшом количестве. Неправильные зерна его всегда обладают волнистым угасанием. Титанит широко распространен в форме скоплений или отдельных изометричных (иногда ромбических) зерен.

Апатит составляет большое количество мельчайших или более крупных призматических кристаллов.

Магнетит равномерно рассеян в породах в виде изометричных или угловатых выделений.

Ортит образует единичные, хорошо огащенные включения в биотите, вокруг которых наблюдаются темные плеохроичные ореолы. Ортит плеохроирует в коричневых тонах и обнаруживает зональное строение.

Циркон наименее распространен среди аксессуарных. Он составляет мелкие высокополяризующие призмочки.

Рутил приурочен преимущественно к листочкам биотита, реже составляет игольчатые включения в полевых шпатах.

Жильные сиениты образованы преимущественно мелкими выделениями полевых шпатов, среди которых равномерно рассеяны биотит и аксессуарные минералы. В мелкозернистой минеральной массе иногда погружены

присутствует в меньшем количестве, нежели плагиоклаз, и образует либо неправильные выделения, либо формы, подчиненные прямолинейным граням первого минерала. Зерна кварца раздроблены и имеют волнистое угасание.

Роговая обманка имеет призматические или неправильные очертания. Оптические свойства ее следующие: плеохроизм густозеленый по Ng и соломенно-желтый по Np,  $Ng : c = 16^\circ$ ,  $-2V = 70^\circ$ ,  $Ng - Np = 0.020$ .

Биотит, как правило, полностью хлоритизирован. Сохранившиеся листочки встречаются редко и плеохроируют от буровато-коричневого по Ng до светложелтого по Np. Иногда наблюдаются явления опацизации и обесцвечивания биотита.

Титанит наиболее распространен среди акцессорных минералов. Местами он образует значительные скопления, имеющие характер цемента между минералами.

Апатит составляет изометричные вроски в биотите, встречается сравнительно редко.

Циркон и магнетит находятся в виде единичных мелких зерен. Вторичные образования пользуются чрезвычайно широким развитием и возникают как результат постмагматических преобразований главных минералов.

Характерной чертой плагиогранитов является большое содержание эпидота, который в других глубинных породах района встречается сравнительно редко.

Эпидот составляет скопления или неправильные зерна, приуроченные главным образом к биотиту, отчасти к плагиоклазу. Минерал отличается характерным пятнистым распределением ярких поляризационных окрасок и отчетливым плеохроизмом в зеленоватых тонах.

Цоизит развивается преимущественно по плагиоклазу, образуя в последнем агрегаты мельчайших низкополяризующих зерен.

Хлорит частично или полностью замещает листочки биотита. Минерал имеет прямое угасание.

Мусковит изредка развивается вдоль спайности биотита, еще реже находится в форме самостоятельных листочков.

Серицит присутствует в виде многочисленных мелких чешуек в плагиоклазах.

Наиболее распространенными минеральными компонентами плагиогранитов являются плагиоклазы и кварц. Темноцветные в составе пород играют подчиненную роль и присутствуют либо в виде отдельных листочков и зерен, либо же в форме небольших скоплений.

Кварц распределен неравномерно, и количество его нередко сильно сокращается. В этом случае плагиограниты переходят в кварцевые диориты. С другой стороны, близ контакта массива с меловыми отложениями отдельные участки его характеризуются присутствием микроклина, и породы приобретают облик grano-диоритов.

Главные минеральные образования плагиогранитов принадлежат двум генерациям. Крупнозернистая генерация составлена плагиоклазом, единичными зернами роговой обманки и кварцем. Среди них наибольшим идиоморфизмом отличается плагиоклаз, реже встречаются идиоморфные выделения роговой обманки. Зерна кварца ксеноморфны и образуют коррозийные заливы в прямолинейных гранях первых минералов.

Мелкозернистая генерация в структуре пород играет подчиненную роль. В состав ее входят преимущественно кварц, в меньшем количестве плагиоклаз, биотит и акцессорные. Последние развиты слабо, и точки, обогащенные ими, встречаются редко.

Кроме упомянутого выше обилия вторичных образований, плагиограниты характеризуются многочисленными следами катаклаза. Наиболее интенсивное проявление последнего наблюдается вдоль границ надвигов. В этих зонах породы развальцованы до степени милонитов и пропитаны многочисленными неправильно ориентированными прожилками кварца

и эпидота. Внутри массива катаклаз выражен обычным дроблением. В этом случае под микроскопом наблюдается не общее размалывание пород, а лишь тонкие трещинки в них, заполненные мелкими обломочками плагиоклаза, кварца и тонко растертой неполяризующей массой. Здесь же в обильном количестве присутствуют листочки хлорита и серицита. В непосредственной близости с катакlastическими трещинками плагиоклазы разорваны, двойниковые полоски их сильно изогнуты, зерна кварца имеют мостовидную структуру, листочки биотита сгофрированы в мельчайшие складочки.

Несколько дальше от зон дробления сила катаклаза падает, и следы его сохраняются лишь в зернах кварца. Характерно, что наиболее катаклазированные участки пород в то же время несут признаки максимальных автотематоморфических преобразований и вторичные минералы в них достигают широкого развития.

## 6. Жильные сиениты

Жильные сиениты представляют серые мелкозернистые образования с довольно большим содержанием равномерно распределенных чешуек биотита. Последние обладают некоторой параллельной ориентировкой, благодаря чему в сиенитах заметна слабо выраженная гнейсовидность. Местами на фоне равномернозернистой минеральной массы выделяются более крупные таблочки полевых шпатов или небольшие участки, обогащенные темноцветными.

Общий минеральный состав сиенитов представлен ортоклазом, плагиоклазом, биотитом, кварцем, титанитом, апатитом, магнетитом, рутилом, ортитом, цирконом. Из вторичных минералов развиты в небольшом количестве цоизит и серицит.

Ортоклаз присутствует в форме неправильных выделений с извилистыми или сложно изрезанными границами. Оптические константы минерала следующие:  $Np' : (010) = 0^\circ$ ,  $Ng' : (001) = 5^\circ$ .

Плагиоклаз наряду с неправильными зернами составляет также таблеччатые зональные формы. Последние в ядре имеют состав  $Ab_{72}An_{28}$ , по периферии  $Ab_{85}An_{15}$ . Двойникование — в большинстве случаев по карлсбадскому закону. Нередко мелкие зерна плагиоклаза лишены двойникового строения и в этом случае изобилуют червеобразными вростками мирмекита.

Биотит образует неправильные листочки или удлиненные по спайности пластинки. Плеохроирует он от буровато-зеленого по Ng до желтоватого по Np. Листочки биотита обычно ассоциируют с титанитом или ортитом, содержат многочисленные призмочки апатита и игольчатые выделения рутила.

Кварц находится в небольшом количестве. Неправильные зерна его всегда обладают волнистым угасанием. Титанит широко распространен в форме скоплений или отдельных изометричных (иногда ромбических) зерен.

Апатит составляет большое количество мельчайших или более крупных призматических кристаллов.

Магнетит равномерно рассеян в породах в виде изометричных или угловатых выделений.

Ортит образует единичные, хорошо оговоренные включения в биотите, вокруг которых наблюдаются темные плеохроичные ореолы. Ортит плеохроирует в коричневых тонах и обнаруживает зональное строение.

Циркон наименее распространен среди аксессуарных. Он составляет мелкие высокополяризующие призмочки.

Рутил приурочен преимущественно к листочкам биотита, реже составляет игольчатые включения в полевых шпатах.

Жильные сиениты образованы преимущественно мелкими выделениями полевых шпатов, среди которых равномерно рассеяны биотит и аксессуарные минералы. В мелкозернистой минеральной массе иногда погружены



сравнительно крупные таблички плагиоклаза, переполненные многочисленными листочками акцессорных, которые либо ассоциируют с биотитом, либо кристаллизуются в стороне от него. Структура сиенитов аллотриоморфнозернистая. Вторичные процессы проявлены слабой сосюритизацией плагиоклазов.

## 7. Жильные плагиограниты

Жильные плагиограниты, так же как и жильные сиениты, встречаются в виде даек в местах развития сиенитов, диоритов и плагиогранитов. Дайки этих же пород мы неоднократно наблюдали в пределах Борщевского хребта, главным образом на его южном склоне. Макроскопически это — мелкозернистые образования с темным кварцем, белым или розоватым полевым шпатом и многочисленными точками черной слюды.

В составе плагиогранитов доминирующее значение имеют плагиоклаз и кварц. Плагиоклаз табличчатый, различной сохранности, отличается четкими двойниками по альбит-эстрельскому закону и по характеру соответствует альбиту состава  $Ab_{92}An_8$ . Количественно он преобладает над кварцем. Последний обычно раздроблен, отличается волнистым угасанием и неровными, зазубренными краями. В промежутках между этими минералами или по трещинкам в их зернах располагаются скопления мелких листочков биотита, зерна апатита, циркона и магнетита.

Биотит обычно плеохроирует в коричневых или зеленовато-бурых тонах. Иногда листочки его хлоритизированы, обесцвечены и изогнуты.

Вторичные процессы с наибольшей силой проявлены в табличках плагиоклаза, в той или иной мере замещенных неполярризующей массой сосюрита. Развитие цоизита и серицита нередко наблюдается также по тонким трещинкам в минералах.

Структура пород гипидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза и наличием двух возрастных минеральных поколений.

## 8. Жильные роговообманково-биотитовые монцониты

Монцониты встречены нами в виде довольно мощной дайки на участке между пос. Купряково и Коровино (в правом борту долины р. Унды). Эти породы имеют мелкозернистое (до тонкозернистого) сложение, темносерую окраску и отличаются довольно большим содержанием темноцветных, так что по характеру близки к минетте. В состав их входят ортоклаз, плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц, титанит, апатит, магнетит, циркон. Среди вторичных развития цоизит, хлорит и серицит.

Ортоклаз развит в форме цемента между минералами. Константы его следующие:  $Np' : (010) = 0^\circ$ ,  $Ng' : (001) = 5^\circ$ .

Плагиоклаз макроскопически достигает размеров  $4 \times 3$  мм. Под микроскопом он представлен удлинёнными табличками или лейстами, сложенными в двойники по альбит-эстрельскому и карлсбадскому законам. Состав плагиоклаза варьирует от андезина № 40 до андезин-лабрадора № 50. В тех случаях, когда в минерале наблюдается зональность, характер зон меняется следующим образом: ядро  $Ab_{50}An_{50}$ , оболочка  $Ab_{70}An_{30}$ .

Разрушаясь, плагиоклаз переходит в агрегат цоизита и серицита. Последние обычно приурочены к ядерным частям зерен и почти отсутствуют по периферии.

Среди темноцветных преобладает роговая обманка, представленная мелкими неправильными зернами или же длиннопризматическими формами с идиоморфными боковыми (реже конечными) гранями.

Роговая обманка отчетливо плеохроирует от буровато-зеленого по Ng до светложелтого по Np. Сила двойного лучепреломления  $Ng-Np = 0.017$ ;  $-2V = 74^\circ$ ;  $Ng : c = 20^\circ$ .

Нередко (преимущественно по краям зерен) роговая обманка переходит в актинолит или замещается биотитом. Последний характеризуется



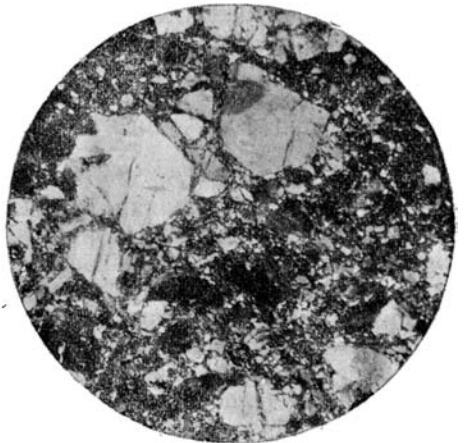
Фиг. 52. Жильный роговообманково-биотитовый монзонит. Общий характер структуры. Плагиоклаз и темноцветные сцементированы ортоклазом.  $\times 16$ . Николи + (шл. № 427).



Фиг. 53. Аляскитовый гранит. Общий характер структуры.  $\times 16$ . Николи + (шл. № 249а).



Фиг. 54. Катаклазированный аляскитовый гранит.  $\times 16$ . Николи + (шл. № 1568в).



Фиг. 55. Катаклазированный аляскитовый гранит.  $\times 16$ . Николи + (шл. № 131в).

неравномерным распределением. В одних местах он присутствует в форме небольших участков среди амфиболов, в других составляет скопления самостоятельных листочков. Биотит плеохроирует в коричневых тонах и в той или иной мере подвержен хлоритизации, протекающей с выделением тонкой решетки сагенита.

Кварц в составе пород не играет существенной роли. Он обычно кристаллизуется между главными минералами и принимает очертания, подчиненные контурам их граней.

Акцессорные минералы необычайно широко развиты. Наиболее распространенными среди них являются крупные прихотливой формы выделения титанита, отличающиеся резко выраженной дисперсией оптических осей. Не менее характерно также обилие тонких длиннопризматических кристаллов апатита, свойственных высокотемпературным разностям. В меньшем количестве встречаются зерна магнетита и призмочки циркона.

В структурном отношении монциты представляют однороднозернистый минеральный агрегат, образованный идиоморфными лейстами плагиоклаза, листочками биотита и призмочками амфиболов (табл. XII, фиг. 52).

Плагиоклазы обычно преобладают над темноцветными. В форме цементующего субстрата между упомянутыми минералами развиты совершенно бесструктурные выделения ортоклаза и кварца. В отличие от ранее описанных пород акцессорные не обнаруживают какой-либо определенной парагенетической приуроченности и кристаллизуются независимо от главных минеральных компонентов.

## 9. Аляскитовые граниты

Аляскитовые граниты составляют ряд мелких интрузий или даек в различных частях района. Макроскопически это — мелкозернистые, иногда среднезернистые породы белой, светлосерой или розовой окраски. Внешний облик аляскитовых гранитов чрезвычайно непостоянен и быстро изменяется на небольших пространствах. Наиболее характерным признаком описываемых пород является почти полное отсутствие темноцветных компонентов.

Микроскопически аляскитовые граниты содержат следующие минералы.

Первичные главные: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит.

Акцессорные: турмалин, титанит, апатит, циркон, иногда гранат.

Вторичные: эпидот, хлорит, мусковит, серицит, кальцит.

Микроклин является наиболее распространенным минералом аляскитовых гранитов. Обычно он характеризуется превосходно образованной полисинтетической двойниковой решеткой. В редких случаях лишен последней. Нерешетчатые разности имеют погасание  $Np' : (010) = 15^\circ$ ,  $Ng' : (001) = 5^\circ$ .

Микроклин составляет относительно крупные выделения с неправильными, прихотливо изрезанными границами. Минерал содержит обильные пертитовые образования, присутствующие в виде узких ленточных полосок или в форме неправильных пятен. Некоторые зерна микроклина слабо каолинизованы.

Плагиоклаз в одних случаях характеризуется теми же очертаниями, что и микроклин, в других образует идиоморфные таблички с отчетливыми двойниками по альбитовому закону. Состав плагиоклаза от  $Ab_{92}An_8$  до  $Ab_{88}An_2$ . В местах соприкосновения с микроклином зерна его содержат многочисленные червеобразные вроски мирмекиста.

Кварц характеризуется сложно зазубренными границами зерен. В зависимости от степени проявления катаклаза он обладает то едва заметным, то резким волнистым угасанием. Минерал обычно содержит многочисленные включения жидкостей.

Биотит в сложении пород играет ничтожную роль, образуя мельчайшие удлиненные или неправильной формы листочки, резко плеохроирующие в бурых или коричневых тонах.

Титанит встречается довольно редко в форме изометричных высокополярных зерен.

Апатит образует мельчайшие включения в главных минералах, иногда составляет призматические кристаллы с поперечными трещинками.

Циркон находится в виде мелких изометричных зерен.

Турмалин характеризуется неправильными прихотливыми очертаниями и своеобразной неравномерно распределенной окраской, переходящей то в зеленую, то в желтовато-бурю. Турмалин ассоциирует с биотитом.

Ортит встречается чрезвычайно редко. По всем признакам он вполне идентичен своему аналогу в грано-сиенитах.

Гранат распространен в виде изометрических зерен.

Условия развития вторичных минералов однотипны с вышеописанными породами. Можно лишь отметить, что эпидот и кальцит иногда выполняют тонкие трещинки.

Характерной особенностью пород является их непостоянство в смысле количественных соотношений минералов, а особенно в смысле невыдержанности структур. В типичных разностях наиболее распространенным минералом является решетчатый микроклин. Однако в ряде мест наблюдается резкое увеличение содержания плагиоклаза или же кварца и почти полное исчезновение калиевого полевого шпата. В последнем случае породы принимают облик плагиогранитов или грано-диоритов. Структура пород дает все переходы от типично аллотриоморфнозернистой с четко выраженным присутствием двух возрастных поколений (табл. XII, фиг. 53) к аплитовой равномернозернистой, или микропегматитовой, или же, наконец, к гипидиоморфной с отчетливым идиоморфизмом табличек плагиоклаза.

Одним из наиболее устойчивых признаков аляскитовых гранитов на всей площади их развития является, как мы уже сказали, отсутствие или ничтожное содержание темноцветных минералов. Эта закономерность нарушается лишь на восточной границе планшета, где появляются разности, заметно обогащенные биотитом. Последние, однако, играют вполне подчиненную роль и несколько не меняют картины в целом.

Вторичные процессы в аляскитовых гранитах развиты слабо, и все минералы отличаются хорошей сохранностью.

Химический анализ образца (№ 273e) аляскитовых гранитов дал следующие результаты (табл. 12).

Таблица 12

Окислы	Содержание в %	Молекулярные количества $\times 1000$
SiO <sub>2</sub> . . . . .	75.59	1261
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.06	8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.56	152
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.25	1
FeO . . . . .	0.71	10
MnO . . . . .	0.02	0.3
MgO . . . . .	0.09	2
CaO . . . . .	0.70	12
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.76	61
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.03	32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.05	—
S . . . . .	следы	—
Cl . . . . .	следы	—
— H <sub>2</sub> O . . . . .	0.11	—
+ H <sub>2</sub> O . . . . .	0.47	—
Летучие вещества	0.02	—
Сумма . . . . .	100.42	—

Пересчет

по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$0.76 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.2 SiO_2$$

$$R_2O:RO = 3.9:1$$

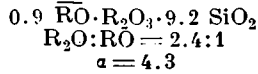
$$\alpha = 4.37$$

Коэффициенты по Ниггли:

al = 56.1	si = 465.4
fm = 5.2	k = 0.34
c = 4.4	mg = 0.14
alk = 34.3	c/fm = 0.84
qz = 228.2	

Среди однотипных интрузивных пород Восточного Забайкалья наиболее близким аналогом аляскитовому граниту является послеюрский аплитовый гранит Цаган-Олуевского массива (Музылев, 1932<sub>2</sub>).

Магматическая формула аплитового гранита:



Коэффициенты по Ниггли:

al = 51.0	si = 430
fm = 6.3	k = 0.69
c = 10.1	mg = 0.59
alk = 32.6	c/fm = 0.16

Из сравнения аплитового и аляскитового гранитов видно, что последний отличается еще более кислым и щелочным характером.

Катаклиз в аляскитовых гранитах обычно фиксируется волнистым угасанием кварца. Дробление наблюдается реже, но в ряде мест проявлено с громадной силой. Эти процессы характеризуются различными масштабами; местами они ограничиваются тонкими трещинами, в других случаях охватывают зоны мощностью в 0.3—0.4 м или довольно крупные дайки (мощность до 1 м). В этом случае аляскитовые граниты превращаются в типичные милониты (табл. XII, фиг. 54, 55). В тонко раздробленной минеральной массе последних различимы более крупные угловатые обломки кварца, микроклина, плагиоклаза, иногда осколочки турмалина. Более мелкие зерна аксессуарных минералов обычно не подвергаются дроблению. Местами среди раздробленных минералов сохраняются небольшие обломки самой материнской породы (фиг. 54). В подобных «включениях» признаки катаклаза наиболее резко выражены в кварце. Остальные минералы не испытывают видимых деформаций и имеют тот же облик, что и в нормальных некатаклизированных породах. Сама тонко раздробленная минеральная масса милонитов имеет гранитный состав. Отдельные участки ее настолько истерты, что почти не действуют на поляризованный свет.

## 10. Турмалиновые граниты

Турмалиновые граниты наблюдаются в контактах аляскитовых гранитов с породами кровли или же образуют мелкие дайки среди кристаллических сланцев, роговиков, известняков и порфиритов.

Вообще какой-либо определенной зависимости от характера вмещающих пород турмалиновые граниты не обнаруживают и в этом смысле развиты в самых разнообразных условиях. Типичные разности пород имеют светлую окраску, на фоне которой рельефно выделяются то мельчайшие равномерно рассеянные призмочки, то неправильные скопления (размером 20×30 мм), прожилки или неравномерная точечная вкрапленность шерла. Изредка к последним присоединяются отдельные листочки биотита, мусковита или зерна граната. Породы массивны, характеризуются мелкозернистым и среднезернистым сложением.

Общий минералогический состав их тот же, что и аляскитовых гранитов; в качестве главных минералов (помимо широко распространенного шерла) присутствуют решетчатый микроклин, плагиоклаз и кварц. Среди



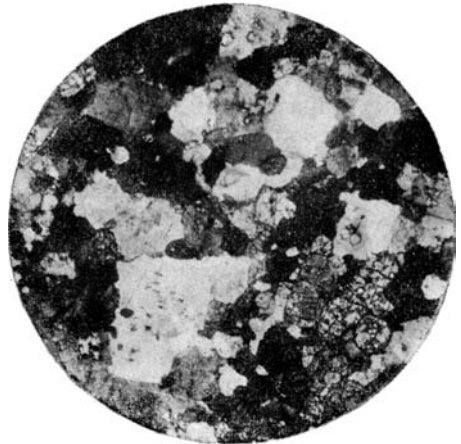
Фиг. 56. Турмалиновый гранит. Зерна турмалина.  $\times 16$ . Простой свет (шл. № 381a).



Фиг. 57. Андезито-базальт. Фенокристы плагиоклаза, оливина и пироксена.  $\times 16$ . Николи + (шл. № 1547).



Фиг. 58. Базальт Лейсты лабрадора.  $\times 16$ . Николи + (шл. № 2644a).



Фиг. 59. Контактная микроклин-диопсидовая порода. Агрегат микроклина и диопсида.  $\times 16$ . Николи + (шл. № 327).

аксессуарных находятся биотит, магнетит, апатит, циркон, гранат. Вторичные минералы редки, в состав их входят мусковит, серицит и цоизит. Так же как и в предыдущей группе пород, преобладающим компонентом является решетчатый микроклин, представленный неправильными, лапчатых очертаний зернами с многочисленными лентами пертита. В меньшем количестве развиты плагиоклаз и кварц. Плагиоклаз часто имеет идиоморфные таблитчатые формы и по составу варьирует от альбита № 2 до альбит-олигоклаза № 12. Двойниковое строение — по карлсбадскому закону.

В типичных случаях темноцветные компоненты представлены исключительно турмалином (табл. XIII, фиг. 56). Последний обычно составляет изометричные или скелетные формы с прихотливыми и сложными границами. Значительно реже встречаются хорошо образованные длиннопризматические или укороченные (толстые) кристаллы турмалина. Окраска минерала разнообразна; местами желтая, иногда зеленая, в некоторых случаях неравномерная, комбинированная из синих и желто-бурых, или синих, бурых и зеленых, или же из бурых и зеленых цветов. Плеохроизм светложелтый по Np, бурый по Ng, или светложелтый по Np и зеленый по Ng, или же Np — светложелтый, Ng — синий,  $Ng - Np = 0.031$ .

В пространственном распределении зерна турмалина обычно подчинены ограниченному участку между минералами первого поколения и ассоциируют с мелкими зернами кварца и магнетита. Структура турмалиновых гранитов чаще аллотриоморфнозернистая, иногда гипидиоморфнозернистая с идиоморфным плагиоклазом или микроклином. В обоих случаях возрастные генерации выражены четко и образованы одними и теми же компонентами. Отличительной особенностью второй генерации служит появление в ее составе (помимо микроклина, плагиоклаза и кварца) многочисленных зерен турмалина, нередко находящихся в тесном срастании с кварцем.

Признаки катаклаза фиксируются волнистым угасанием кварца и изгибами двойников в плагиоклазах.

## 11. Пегматиты

Интрузии аляскитовых гранитов отличаются слабым развитием пегматитовых образований. Последние наблюдаются в виде прожилков или же в форме небольших шпировых выделений. И в том и в другом случае их общий облик и минеральный состав совершенно одинаковы.

Это обычно крупнозернистые розовые породы, состоящие преимущественно из микроклина, кварца и плагиоклаза. Микроклин отличается довольно отчетливой двойниковой решеткой и многочисленными узкими полосами пертитовых образований.

Кварц водянопрозрачный, содержит большое количество включений жидкостей. Часто он образует письменногранитные срастания с плагиоклазом или микроклином. Плагиоклаз представлен мелкими неправильными выделениями с тонкими полисинтетическими двойниками. Состав минерала соответствует альбиту № 2 (угасание в зоне  $\perp(010) - 20^\circ$ ).

Иногда в породах встречаются листочки мусковита, хлоритизированного биотита и редкие зерна магнетита. По классификации А. Е. Ферсмана пегматиты относятся к категории обычных.

## 12. Аплиты

Аплиты довольно широко распространены в виде тонких (до 10 см) прожилков среди кварцевых диоритов, кварцевых сиенитов, а особенно среди мелкозернистых аляскитовых гранитов. Внешне это — светлорозовые породы тонкозернистого, почти афанитового сложения плотной, массивной текстуры. В составе их находятся микроклин, плагиоклаз, кварц, единичные листочки биотита, редкие выделения апатита, титанита, магнетита,

иглочки рутила. В качестве вторичных присутствуют эпидот, мусковит, серицит и хлорит.

Микроклин во всех случаях обладает отчетливой двойниковой решеткой. Зерна его отличаются неправильными извилистыми границами. В минералогической характеристике аплитов микроклин играет главную роль.

Плаггиоклаз представлен альбитом состава  $Ab_{92}An_8$ . Он характеризуется теми же очертаниями, что и микроклин, но в количественном развитии подчинен последнему. Выделения плаггиоклаза сложены в тонкие двойники по аклиновому закону, содержат вростки мирмекиста и мелкие чешуйки серицита. Нередко плаггиоклаз несет следы динамических воздействий, выраженные изгибами двойниковых полосок.

Зерна кварца, по форме и очертаниям сходные с предыдущими минералами, всегда обладают волнистым угасанием.

Более крупные из них раздроблены неправильными трещинками.

Биотит составляет единичные удлиненные по спайности листочки, часто в различной степени хлоритизированные и обесцвеченные. Вокруг них или в них самих обычно группируются мельчайшие призмочки апатита, зерна титанита и магнетита, иглочатые выделения рутила. Нужно, однако, заметить, что вростки аксессуарных наблюдаются не только в биотите, но и в других минералах.

Структура пород типично аплитовая, равномернозернистая. Среди мелкозернистой минеральной массы, представленной микроклином, плаггиоклазом и кварцем, зажаты единичные узкие пластинки биотита. Изредка однородная зернистость нарушается благодаря наличию более крупных выделений микроклина или плаггиоклаза.

### 13. Андезито-базальты

Довольно мощные дайки этих пород встречены на правом берегу р. Унды близ пос. Николаевского и на водоразделе между р. Ундой и верховьями р. Даи.

В свежем изломе андезито-базальты представляют плотные черные породы с большим количеством вкрапленников плаггиоклаза и пироксена.

На внешней поверхности породы имеют бурю окраску и содержат тонкие прожилки кальцита.

Общий минеральный состав андезито-базальтов представлен плаггиоклазом, оливином, диопсидом и апатитом (табл. XIII, фиг. 57). Среди вторичных развиты идингсит, рудный минерал и кальцит.

Плаггиоклаз почти прозрачный, образует удлиненные таблитчатые выделения с оплавленными углами. Величина табличек колеблется от  $0.12 \times 0.08$  мм до  $1.7 \times 1.3$  мм. Состав плаггиоклаза отвечает лабрадору № 55, двойниковое строение по альбит-эстрельскому закону. Иногда в минерале наблюдается зональность. Оливин присутствует в форме небольших реликтов среди мелкочешуйчатых агрегатов идингсита. Диопсид распространен в виде неправильных или идиоморфных шестигранных зерен размером от  $0.13 \times 0.08$  мм до  $1.56 \times 1.20$  мм. Изредка диопсид обладает двойниковым строением. Оптические константы минерала следующие:  $+2 V = 54.5^\circ$ ;  $Ng : c = 36^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.024$ .

Апатит образует удлиненные призматические выделения размером от  $0.06 \times 0.02$  мм до  $0.18 \times 0.10$  мм. На поперечных разрезах он имеет шестигранные очертания.

Идингсит развивается по оливины и диопсиду.

Рудный минерал присутствует в большом количестве среди основной массы. В проходящем свете он черный, непрозрачный, в отраженном — буроватый.

Кальцит замещает диопсид или образует тонкие прожилки.

Основная масса представлена стеклом с микролитами плаггиоклаза и большим содержанием рудного минерала. В некоторых участках ее кон-



центрируются агрегаты кальцита. Фенокристы лабрадора и диопсида нередко оплавлены и имеют овальные или округлые контуры.

Структура пород андезитовая.

#### 14. Санидиновые кварцпорфиры

Ряд мощных (от 7 до 12 м) даек этих пород встречен севернее пос. Мироново в выемках вдоль тракта Газимурский завод — г. Сретенск.

Кварцевые порфиры характеризуются розовой тонкозернистой основной массой, на фоне которой рассеяны крупные, превосходно ограненные вкрапленники санидина, более мелкие таблички плагиоклаза и округлые зерна дымчатого кварца. Породы довольно сильно раскливажированы, выветрелые разности содержат бурые охристые образования.

Выделения санидина достигают размеров  $50 \times 20$  мм. В подобных крупных фенокристах хорошо развиты плоскости P (001), M (010), M (0 $\bar{1}$ 0), l (110), l (1 $\bar{1}$ 0), n (021), y (201), иногда наблюдаются двойники по карлсбадскому закону. Санидин слабо каолинизирован, изобилует вростками плагиоклаза, обесцвеченного биотита и кварца. В шлифах он темный, слабо поляризующий. Оптический характер минерала отрицательный,  $2V=0^\circ$ , угасание на разрезах (001) и (010) прямое.

Плагиоклаз присутствует в форме хорошо ограненных таблитчатых выделений, сдвойникованных по альбитовому закону. Размеры вкрапленников — порядка  $1.2 \times 0.6$  мм, иногда достигают  $4 \times 3$  мм. Минерал отличается плохой сохранностью, обычно замещен кальцитом и серицитом. По составу плагиоклаз соответствует альбиту ( $Ab_{88}An_2$ ).

Вкрапленники кварца имеют округлые, оплавленные контуры. Величина их не превосходит  $4 \times 4$  мм.

В качестве второстепенных примесей присутствуют небольшие зерна пирита, золотисто-желтые в отраженном свете. Реликтовые признаки указывают также, что первоначально в составе фенокристов присутствовали идиоморфные пластинки биотита, которые под влиянием позднейших процессов обесцвечены и превращены в мусковит, нередко замещены кальцитом.

Основная масса представляет тонкозернистый агрегат гранитного состава с большим количеством кальцита, серицита и бурых гидроокислов железа.

#### Е. ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ (?) КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ

Кварцевые порфиры образуют ряд небольших покровов среди отложений даинской свиты.

Западнее пос. Мироново эти же породы прорывают плагиограниты в виде даек. По внешнему виду кварцевые порфиры представляют светлосерые с фиолетовым оттенком или почти белые породы, отличающиеся нередко пористым строением. В составе вкрапленников различимы округлые зерна дымчатого кварца, иногда марiona, и многочисленные выделения полевых шпатов.

Жильные разности кварцевых порфиров имеют желто-бурю окраску и отличаются большим размером вкрапленников. Среди последних полевые шпаты и кварц обычно присутствуют в равных количественных соотношениях.

Полевые шпаты представлены микроклином и плагиоклазом. Микроклин составляет неправильные оплавленные выделения до 1—1.5 мм в поперечнике. Минерал характеризуется отчетливой двойниковой решеткой и многочисленными пятнами пертита.

Плагиоклаз распространен в виде таблитчатых форм (размером от  $0.20 \times 0.16$  до  $2.8 \times 1.8$  мм), корродированных и оплавленных основной массой. По составу он соответствует альбиту № 8 (угол угасания в зоне  $\perp(010)$ — $16^\circ$ ). Нередко плагиоклаз в слабой степени серицитизирован.

Кварц образует округлые зерна величиной от  $0.14 \times 0.18$  мм до  $1.5 \times 1.0$  мм. Довольно часто в результате коррозии он приобретает сложные, прихотливо изрезанные границы. Из аксессуарных присутствуют мелкие зерна апатита и титанита. Основная масса микрогранитная, в некоторых участках с довольно большим содержанием серицита. Местами породы разбиты тонкими трещинками, которые заполнены вторичным кварцем.

### Туфы кварцевых порфиров

Туфы почти всегда сопровождают покровы кварцевых порфиров, но обычно характеризуются более широким площадным распространением и нередко залегают независимо от первых. Описываемые породы связаны постепенными переходами с туфогенными песчаниками. Внешне это — плотные, тонкозернистые белесые или буроватые образования, напоминающие часто каолины.

Под микроскопом они состоят из мельчайших (от  $0.04 \times 0.04$  до  $0.16 \times 0.24$  мм) обломочков кварца, плагиоклаза, микроклина, мелких листочков биотита, редких угловатых зерен апатита и титанита. Наиболее распространенными являются обломки кварца. Цементом служат неполяризующие пепловые частички. Последние, как правило, преобладают над минеральными обломками. В составе пород присутствует также небольшое количество серицита и хлорита.

### Ж. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (?) БАЗАЛТЫ

Базальты образуют горизонтальные покровы на сопках Кремневка и Бурунда. Обе последние расположены рядом и разделены долиной р. Даи.

Макроскопически базальты представляют черные массивные породы, местами содержащие обильную вкрапленность магнетита.

В минеральном составе базальтов присутствуют плагиоклаз, оливин, авгит, магнетит и вторичный — иддингсит.

Плагиоклаз образует многочисленные лейсты размером от  $0.03 \times 0.02$  мм до  $0.2 \times 0.1$  мм (табл. XIII, фиг. 58). Минерал свежий, совершенно не затронутый вторичными процессами. По составу он соответствует лабрадору № 52. Двойникование — по карлсбадскому закону.

Оливин встречается в виде неправильных мелких зерен, обычно окаймленных скоплениями иддингсита.

В тех случаях, когда заметны трещины спайности, угасание параллельно им.

Авгит распространен в тех же формах, что и оливин. Размер зерен колеблется от  $0.10 \times 0.08$  мм до  $0.40 \times 0.20$  мм. Минерал отличается положительным оптическим характером.  $Ng:c=46^\circ$ ,  $Ng-Np=0.022$ .

Магнетит присутствует в виде неправильных или кубических зерен, вполне различимых невооруженным глазом. В отраженном свете он черный с металлическим отблеском.

Иддингсит развивается главным образом по оливину, отчасти по авгиту. Естественная окраска минерала желто-зеленая, цвета интерференции распределены неравномерно.

Основная масса представляет бурое, не действующее на поляризованный свет стекло.

В сложении пород главную роль играют беспорядочно ориентированные лейсты лабрадора. В промежутках между ними располагаются стекловатая масса и ксеноморфные зерна оливина и авгита. В количественном отношении упомянутые минералы преобладают над стеклом. Структура базальтов интерсерральная.

### Базальтовые мандельштейны

Относительно небольшие пласты и линзы этих образований приурочены к основанию и центральной части базальтовых покровов. Они же перекрывают последние, слагая самые вершины сопок Кремневка и Бурунда.

От базальтов упомянутые породы резко отличаются серой или сургучной окраской и пористым строением. Многочисленные пустоты овальной, округлой или неправильной формы содержат миндалины халцедона, опала, агата и зеленых земель (табл. V, фиг. 18).

В других случаях в них кристаллизуются друзы горного хрусталя и аметиста. Величина миндалин — обычно от 1 до 5 см, более крупные образования встречаются реже.

Под микроскопом пористые лавы представляют красное стекло с беспорядочно рассеянными лейстами лабрадора того же состава, что и в базальтах.

### 3. КАТАКЛАЗИТЫ (НЕОПРЕДЕЛЕННОГО ВОЗРАСТА)

Вдоль южного окончания Борщевского кристаллического комплекса в окрестностях пос. Куникан прослеживается мощная зона катаклизитов.

Последние характеризуются в общем гранитным составом, но геологическая обособленность этих образований, наряду с интенсивной проработкой гидротермальными растворами, не дает возможности связывать их происхождение с каким-либо определенным типом интрузивных пород. Это и послужило поводом для выделения краткой характеристики катаклизитов в особую главу.

Все остальные аналоги, генезис которых был вполне ясен, мы считали правильнее не отрывать от описания материнских пород и рассматривали их как одну из форм постмагматического развития соответствующих глубинных образований.

Куниканские катаклизиты представляют плотные серо-зеленые или темносерые породы, пропитанные многочисленными кварцевыми и эпидотовыми прожилками.

В раздробленной минеральной массе рассеяны главным образом кварц, в меньшем количестве зерна плагиоклаза; многочисленные пустоты выщелачивания заполнены бурными охристыми продуктами. Нередко наблюдаются отдельные небольшой мощности (1—1.5 м) зоны, в которых сами катаклизиты превращены в зеленую легко рассыпающуюся массу с большим количеством давленных «галек» молочно-белого кварца. К таким участкам часто приурочены жилы кварца, вскрытые разведочными канавами треста Балейзолото.

Под микроскопом в составе катаклизитов различимы дробленные зерна кварца, плагиоклаза, изредка смятые и разорванные листочки биотита, кристаллики ортита и магнетита.

Так же как и в адамеллитах, акцессорные минералы не испытывают никаких деформаций. При относительно небольшой силе катаклаза дробление приурочено к трещинкам в минералах и к периферии зерен. Вдоль этих направлений, помимо продуктов дробления, располагаются агрегаты эпидота, серицита, кальцита и бурых гидроокислов железа. В таких случаях в сосюритизированных плагиоклазах еще различимы тонкие полисинтетические двойники, а иногда и первичные контуры зерен.

Стадия более интенсивного катаклаза характеризуется возрастанием количества дробленных продуктов и сопровождается полным превращением плагиоклаза в неполярный агрегат сосюрита. На ряду с этим происходит резкое увеличение общего содержания эпидота, серицита и кальцита. Очертания разрозненных частей плагиоклаза распознаваемы с трудом.

Наконец, крайняя степень катаклаза при одновременном возрастании гидротермального метаморфизма приводит к полному перерождению пород в однородную сосюрито-милонитовую массу. На фоне последней

рельефо выделяются сглаженные, округлые обломки кварца и сложнейшая сеть тонких эпидотовых прожилков.

Образование подобных крайних типов произошло, повидимому, благодаря неоднократному динамическому и гидротермальному воздействию, причем эти процессы до неузнаваемости изменили облик не только самих материнских пород, но и образовавшихся за их счет катаклизитов.

Таким образом, увеличение степени гидротермальных преобразований в связи с нарастанием катаклаза в данном случае (как и в других вышеописанных) прослеживается с полной очевидностью.

## И. МИГМАТИТЫ

Мигматиты развиты вдоль восточного края планшета к северу от ст. Копунь и по водоразделу между падами Озерная и Моховка.

Упомянутые образования характеризуются неоднородным составом. Вблизи ст. Копунь это — обычно амфиболиты, амфиболовые породы или биотитовые сланцы, пропитанные по сланцеватости пегматито-гранитами, аляскитовыми гранитами и пегматитами. Вся эта серия сложнейшим образом смята в мелкие складочки. Контакты гранитов и гнейсов в одних местах резкие, в других — неопределенные, с неуловимыми переходами между обеими названными породами.

В пади Моховка мигматиты представлены мусковитовыми и кордиерит-гранатовыми сланцами, биотитовыми роговиками и известняками, инъецированными преимущественно аляскитовыми гранитами.

Происхождение подобных смешанных пород обязательно неоднократному воздействию разновозрастных интрузий. Это отчетливо прослеживается на сопках в окрестностях ст. Копунь. Здесь сланцы и гнейсы инъецированы в верхней части сопок пегматито-гранитами триасового (?) возраста, а у подножия горы — послеюрскими аляскитовыми гранитами.

## К. КОНТАКТЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИЙ С ПОРОДАМИ КРОВЛИ

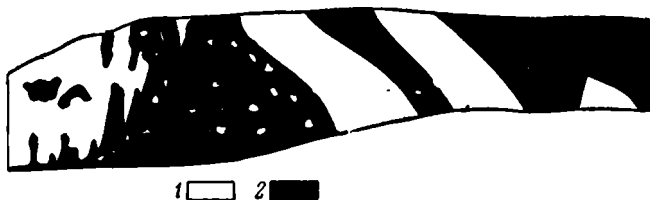
Явления контактового метаморфизма вблизи интрузий в ряде пунктов исследуемой площади выражены с полной силой. Мы не останавливаемся на подробной характеристике контакта адамеллитов и их производных с породами метаморфического комплекса, поскольку возрастные взаимоотношения тех и других с несомненностью устанавливаются наличием ксенолитов, гнейсов и кристаллических сланцев в теле адамеллитового массива.

В этом случае контакты не дают каких-либо резко выраженных преобразований. Можно лишь отметить, что наиболее обогащенные гранатом разности жильных гранитов и пегматитов наблюдаются, как правило, в тех случаях, когда они прорезают парасланцы или же непосредственно контактируют с последними. Характерно, что эти явления имеют место только в свите глубокометаморфизованных пород (кордиерит-силлиманитовых, кордиерит-гранатовых, слюдяно-кварцитовых и других сланцев) и совершенно отсутствуют в контактах интрузий с роговиками условно палеозойского возраста. В последнем случае зона контакта характеризуется чрезвычайным обилием мелких включений кровли в адамеллитах (фиг. 59, 60), причем ксенолиты роговиков в одних местах имеют более или менее отчетливые границы, в других как бы растворяются постепенно, переходя в адамеллиты (табл. VII, фиг. 27; табл. VIII, фиг. 28).

Развитые в этой же части планшета доломиты и известняки также не дают никаких типичных для контактов минералообразований и реагируют на воздействие интрузий лишь окварцеванием и перекристаллизацией, с переходом в мраморы. На территории Борщевского интрузивного массива мелкие включения известняков изменяются в тремолитовые мраморы, а в непосредственном соприкосновении с пегматито-гранитами — в тремолитовые сланцы.

Метаморфизм триасовых (?) песчаников выражается их перерождением в слюдяные кварциты или слюдяные роговики, в зависимости от соотношений кварца и полевых шпатов в первичной породе. Эта зависимость прослеживается довольно отчетливо и проявляется в том, что существенно кварцевые песчаники преобразуются в кварциты с небольшим количеством плагиоклаза, тогда как роговики, стоящие ближе к аркозам, переходят в роговики. Перекристаллизация песчаников направлена преимущественно в сторону структурных изменений, сопровождающихся утерей породами кластического характера и приобретением значительно большей прочности по сравнению с удаленными от интрузий разностями. При микроскопическом сравнении тех и других видно, что в контактовой зоне угловатые обломочки кварца и полевых шпатов принимают сложную изрезанную форму и зубьевидно срастаются, обуславливая появление гранобластической структуры. За счет глинистого вещества цемента развивается большое количество биотита, серицита и хлорита. Местами цемент преобразуется в тонкозернистую, тесно сросшуюся массу кварца. В этих участках, по-видимому, глинистое вещество содержалось в незначительном количестве.

В верховьях пади Моховка триасовые (?) аргиллиты под влиянием интрузии адамеллитов превращены в микроклин-пироксеновые породы. Тонкие пачки последних наблюдаются также в контактах адамеллитов с роговиками немого палеозоя.



Фиг. 60. Проплавление адамеллитами роговиков немого палеозоя в правом склоне долины р. Унды выше устья р. Сенкачуи: 1 — роговики, 2 — адамеллиты.

В типичных случаях это — мелкозернистые полосатые породы с довольно тонкой перемежаемостью розовых и зеленовато-серых слоев. В минеральном составе контактовых образований — преимущественно микроклин и диопсид (фиг. 59). Менее распространенные минералы представлены плагиоклазом, титанитом и апатитом.

Микроклин составляет довольно широкие розовые прослои. Зерна его округлые или угловатые, часто с прямолинейными плоскостями ограничения, образуют характерное торцовое сращивание. Двойниковая решетка, как правило, отсутствует, изредка едва заметна. Оптические константы микроклина следующие:  $-2V=78^\circ$ ,  $Np' : (010)=16^\circ$ ,  $Ng' : (001)=6^\circ$ .

В отличие от микроклина диопсид образует более тонкие слои и небольшие линзообразные участки. В большинстве случаев зерна диопсида имеют неправильные или изометричные очертания, изредка характеризуются укороченной призматической формой. Минерал обладает следующими оптическими свойствами:  $+2V=58^\circ$ ,  $Ng : c=43.5^\circ$ ,  $Ng-Np=0.031$ .

Плагиоклаз присутствует в тех же формах, что и предыдущие минералы, но обычно составляет более мелкие, почти нацело сосюритизированные зерна. Иногда в нем заметны тонкие полисинтетические двойники.

Титанита довольно много. Изометричные зерна его отличаются ясным плеохроизмом в коричневых тонах и чрезвычайно резкой дисперсией оптических осей.

Апатит находится в виде редких мельчайших кристалликов.

Тонкие трещины в породах заполнены кальцитом, серицитом и хлоритом.

Структура микроклип-пироксеновых пород равномернозернистая, торцовая. На фоне тесно сросшихся мелких зерен микроклина рельефно выделяются полосы, неправильные скопления или разрозненные равномерно-рассеянные выделения диопсида. Нередко в этих породах наблюдаются отдельные прослои или вытянутые по слоистости участки обычных триасовых (?) аргиллитов.

Процессы контактового метаморфизма, повидимому, протекали при наличии привноса гранитного материала (именно, молекулы  $K_2O$ ), так как без этого трудно объяснимо обилие микроклина. Что касается молекул  $CaO$  и  $MgO$ , шедших на формирование диопсида и титанита, то их источником могли явиться, с одной стороны, сами песчано-глинистые осадки, с другой — топкие прослои известняков и доломитов, присутствующие в составе триасовых (?) отложений.

Контактовые изменения юрских конгломератов неоднократно описаны рядом забайкальских геологов. В этой части наши наблюдения не дают каких-либо существенных новых данных и вполне согласуются с материалами С. А. Музылева, С. А. Докторович-Гребницкого и других.

Характер подобных превращений наиболее отчетливо прослеживается на левом берегу р. Унды, к западу от пос. Купряково, где юрские отложения прерваны небольшим штоком плагиогранитов.

По мере приближения в контактовой зоне прежде всего бросается в глаза приобретение конгломератом с рыхлым песчаным цементом облика плотной кристаллической породы, хотя общий характер первичной структуры еще различим достаточно ясно. Перерождению подвергается главным образом песчаный цемент, изменяющийся в том же направлении, что и вышеописанные триасовые (?) песчаники.

Так же как и в последних, перекристаллизация сопровождается образованием большого количества биотита, серицита и хлорита. Сами гальки (преимущественно гранитного состава) не претерпевают полного преобразования, но резкие границы между ними и цементом постепенно исчезают и принимают неопределенный, расплывчатый характер.

В плагиогранитах наблюдается большое количество ксенолитов вмещающих пород, причем последние превращены в однородные биотитовые роговики. Зона интенсивного ороговикования наблюдается также вдоль северо-западного контакта грано-сиенитов с юрскими конгломератами и граувакковыми песчаниками, а роговики, в свою очередь, у северного окончания интрузии приобретают гнейсовидную текстуру и переходят в биотитовые гнейсы (сходные с описанными выше).

Здесь же наблюдаются явления контактового метаморфизма рогово-обманково-плагиоклазовых порфиритов. Эти процессы выражаются интенсивнейшей биотитизацией и окварцеванием упомянутых пород с одновременной почти полной раскристаллизацией роговой обманки. На месте последней обычно образуются скопления мелких листочков биотита и хлорита. Иногда биотитизация происходит с сохранением контуров первичного минерала.

Основная масса порфиритов преобразуется в агрегат биотита, хлорита, серицита и кальцита. Подобные явления мы наблюдали также в ряде удаленных от контактов пунктов, где видимых выходов грано-сиенитов не имеется. В этих точках, повидимому, находятся наиболее высокие части интрузии, еще не вскрытые эрозией и не появившиеся на дневной поверхности.

В устье пади Буцелей I, вдоль контакта кварцевых сиенитов с верхнеюрскими песчаниками, последние превращены в гранатовые роговики. От вышеописанных аналогов эти образования отличаются, помимо присутствия граната, еще более широким развитием вторичных слюд, представленных главным образом хлоритом и серицитом. Зерна граната распределены неравномерно и локализуются обычно отдельными обогащенными участками. Зона контактового изменения отличается небольшой мощ-

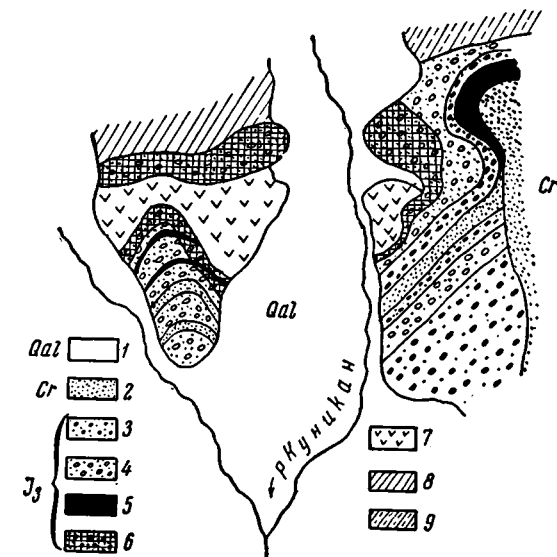
ностью, так что в 3—5 м от интрузии песчаники уже приобретают нормальный облик. Здесь же, в сиенитах, наблюдаются мелкие включения песчаников, измененных в том же направлении, что и боковые породы, но без образования граната.

На правом берегу р. Унды, близ пос. Коровино, эффузивная свита прорвана небольшим штоком тех же кварцевых сиенитов. Последние содержат мелкие ксенолиты порфиритов, но следы контактового метаморфизма полностью уничтожены позднейшими явлениями динамических воздействий, под влиянием которых и боковые породы и сиениты вдоль контакта превращены в катаклазиты и милониты.

У места слияния рр. Даи и Куренги на довольно большой площади превосходно обнажен контакт плагиогранитов с верхнеюрскими песчаниками и граувакками.

Под влиянием интрузии осадочные образования превращены на протяжении 10—15 м в кварц-серицитовые сланцы.

Вновь образованные породы на 80—85% состоят из угловатых или лапчатых, зубьевидно сросшихся зерен кварца. Между последними рассеяны тонкие волокна или агрегаты мелких чешуек серицита, ориентированные в параллельных плоскостях. По тонким трещинкам располагаются серицит, поизит, кальцит и гидроокислы железа. Нередко появляются довольно многочисленные зерна апатита, округлые или с шестигранным поперечным сечением. Местами соотношения кварца и слюд резко изменяются в сторону увеличения содержания последних. В участках, подвергшихся наиболее интенсивному боковому



Фиг. 61. Схема контактов интрузии кварцевого диорита с верхнеюрской серией: 1 — аллювий, 2 — песчаники, 3 — туфоконгломераты, 4 — конгломераты, 5 — порфириты, 6 — метаморфизованные конгломераты, 7 — кварцевые диориты, 8 — гранито-гнейсы, 9 — диорито-гнейсы.

давлению, слюды и кварц дифференцированы с образованием чередующихся прослоев. Подчиненную роль в составе метаморфизованных осадков играют кварцитовые сланцы с биотитом или разности, содержащие плагиоклаз.

Своеобразный характер имеют контакты кварцевых диоритов с осадочными отложениями верхней юры в пади Куникан к северу от поселка того же названия. В этой части планшета развита пестрая серия конгломератов, туфоконгломератов и песчаников, перемежающаяся с тонкими пластами порфиритов. Прорывающие эти образования кварцевые диориты содержат мелкие включения (ксенолиты) порфиритов и в то же время влияют на породы кровли лишь явлениями термального воздействия. Перекристаллизации и новых минералообразований в связи с интрузией не наблюдается. Зона измененных пород отличается непостоянной мощностью и прослеживается без прерывов, оконтуривая границы интрузивного тела (Фиг. 61). В результате термального воздействия нормальные зеленые конгломераты, туфоконгломераты, песчаники и аркозы преобразуются в ржаво-бурую, местами кирпично-красную, желтую или белую каолиноподобную массу.

Наиболее интенсивному изменению подвергаются аркозный цемент, гальки глинистых сланцев, а также валуны и гальки, состоящие преимущественно из полевых шпатов. Кварцевые зерна и гальки порфиритов не претерпевают видимых изменений. И макроскопически и под микроскопом контуры отдельных галек и зерен, равно как и общая структура конгломератов, сохраняются полностью, но в то же время при незначительном ударе породы рассыпаются в мельчайший порошок. Описанные явления местами сопровождаются значительной концентрацией бурых железистых продуктов и вторичных слюд.

У южной границы планшета эффузивную свиту прорывают мелкие дайки аляскитовых гранитов, турмалиновых гранитов и жилы обычных пегматов. В этом случае контактовые явления фиксируются тонкой импрегнацией порфиритов гранитным материалом. Гранитизация обычно приурочена к трещинкам в боковых породах. Нередко в местах развития упомянутых даек наблюдаются процессы повторного дробления, сопровождающиеся превращением гранитов и боковых пород в милониты.

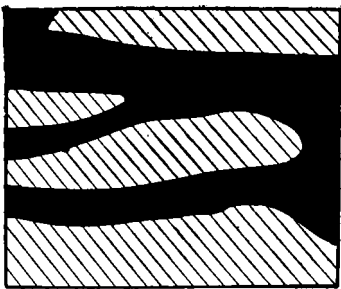
В заключение остается еще сказать несколько слов о скарнах. Отдельные обломки этих образований встречены в верховьях пади Шаронаиха. Геологические условия их развития нам установить не удалось. В минеральном составе скарнов присутствуют пироксен, роговая обманка, везувиан, гранат, цоизит, натечный кварц и кальцит.

#### IV. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ИХ ВОЗРАСТ

В геологическом строении района принимает участие чрезвычайно разнообразный комплекс глубинных и излившихся пород, принадлежащих к различным возрастным циклам.

Наиболее древними магматическими породами района являются амфиболиты, диорито-гнейсы и грапто-гнейсы.

Данных для точного определения возраста этих пород у нас недостаточно, но взаимоотношения их с другими глубинными образованиями района указывают на то, что ортогнейсы, несомненно, древнее триаса. Этот вывод подтвер-



1  2 

Фиг. 62. Жилы мелкозернистого биотитового гранита прорывают мелкозернистые биотитовые гранито-гнейсы: 1 — мелкозернистый биотитовый гранито-гнейс, 2 — мелкозернистый биотитовый гранит.



1  2 

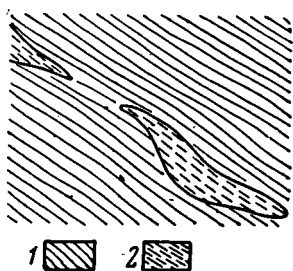
Фиг. 63. Ксенолиты диорито-гнейсов в мелкозернистых биотитовых гранитах: 1 — диорито-гнейс, 2 — мелкозернистый биотитовый гранит.

ждается тем, что упомянутые породы прорываются триасовыми адамеллитами и гранитами (фиг. 62) и образуют в последних многочисленные ксенолиты (фиг. 63).



Наиболее распространенными представителями древних интрузий являются гранито-гнейсы. Последние занимают значительные пространства на юго-западном склоне Борщевского хребта. Выходы их обычно имеют характер плоских камешных россыпей, состоящих из множества более или менее одинаковых плитчатых обломков. Реже гранито-гнейсы образуют отдельные небольшие скалы-останцы или узкие хребтики. В этом случае в стенках обнажений нередко наблюдаются довольно крупные, вытянутые по сланцеватости включения (ксенолиты) диорито-гнейсов и амфиболитов. Последние отграничены резкими контактами от вмещающих гранито-гнейсов.

Сами гранито-гнейсы неоднородны: в составе их присутствуют мелкозернистые биотитовые, мелкозернистые мусковитовые, крупнозернистые биотитовые и катакластические «очковые» разновидности. Одним из наиболее распространенных типов являются мелкозернистые биотитовые гранито-гнейсы, характеризующиеся кислым плагиоклазом состава  $Ab_{95}An_5$ . Породы эти сосредоточены преимущественно к северу от пос. Куникан по водоразделу между падами Жидка и Куникан, откуда протягиваются далее к западу до края планшета. Мусковитовые разновидности также пользуются значительным развитием, но их возрастные взаимоотношения с остальными гранито-гнейсами остались невыясненными. Эти породы слагают обособленную площадь в окрестностях пос. Мироново, находящуюся уже, собственно, за пределами Борщевского хребта. Небольшая полоса их развития прослеживается также вдоль подножья последнего, к северу от пос. Шивия.



Фиг. 64. Ксенолиты крупнозернистых биотитовых гранито-гнейсов в мелкозернистых биотитовых гранито-гнейсах: 1 — мелкозернистый биотитовый гранито-гнейс, 2 — крупнозернистый биотитовый гранито-гнейс.

В этом участке мусковитовые гранито-гнейсы содержат довольно крупные включения амфиболитов и парасланцев. От мелкозернистых биотитовых гранито-гнейсов описываемые породы отличаются более основным плагиоклазом состава  $Ab_{85}An_{15}$ . Крупнозернистые биотитовые гранито-гнейсы не имеют широкого пространственного развития. Эти образования мы наблюдали главным образом в форме включения среди мелкозернистых биотитовых разновидностей (фиг. 64).

Минеральный состав крупнозернистых гранито-гнейсов характеризуется наличием олигоклаз-андезина № 30 и большим содержанием темноцветных минералов. Катакластические «очковые» гранито-гнейсы образуют отдельные линзообразные тела в мелкозернистых аналогах или в парасланцах и, повидимому, представляют остатки какой-то наиболее древней интрузии. Нужно, однако, заметить, что в ряде случаев их невозможно отличить от катаклазированных адамеллитов.

Диорито-гнейсы характеризуются менее широким распространением, чем гранито-гнейсы. Ряд северо-восточных полос этих пород прослежен по водоразделу между падами Жидка и Куникан и севернее минеральных источников Шивия. Они же слагают небольшую площадь к югу от ст. Копунь. В остальных случаях диорито-гнейсы образуют многочисленные включения и тела адамеллитового массива.

Наименее распространенными среди ортогнейсов являются амфиболиты. Более или менее значительные площади развития последних находятся к северу от пос. Куникан и в правом борту пади Ледяной. Крупные ксенолиты их рассеяны также по всему адамеллитовому массиву.

Местами амфиболиты содержат участки с вполне распознаваемой габбровой структурой и сохранившимся лабрадором. Последнее обстоятельство с полной очевидностью свидетельствует о генезисе описываемых пород. С другой стороны, в амфиболитах присутствуют «шлировые» участки, пред-

ставленные амфиболовыми породами, не содержащими плагиоклаза. Образование последних, повидимому, связано с метаморфизмом ультраосновных пород пироксенитового ряда. Возрастные взаимоотношения между диорито-гнейсами и амфиболитами не установлены.

Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении — хотя и недостаточно полный — материал дает возможность наметить следующую грубую схему древних интрузий: 1) пироксениты (?) + габбро + диориты, 2) крупнозернистые биотитовые граниты с олигоклаз-андезином № 30, 3) мелкозернистые биотитовые граниты с альбитом № 5 и мелкозернистые мусковитовые граниты с олигоклазом № 15.

Более молодыми по сравнению с описанными ортогнейсами являются дайки мелкозернистых и среднезернистых роговообманковых габбро, прорезающие как метаморфическую серию «М», так и роговики немого палеозоя. В триасовых (?) адамеллитовых интрузиях габбро образуют многочисленные ксенолиты. Последние под влиянием гранитной магмы обычно претерпевают интенсивное окварцевание и биотитизацию (см. выше описание габбро). Из сказанного видно, что интрузия габбро относится к промежуткам времени между триасом (?) и немим палеозоем. Исходя из этого, мы считаем роговообманковые габбро условно средне- или верхнепалеозойского возраста. Что касается оливиновых габбро, то, как уже отмечено выше, их место среди остальных магматических пород осталось невыясненным.

Наиболее распространенными представителями глубинных образований исследуемого района являются адамеллиты. Одним из характернейших морфологических признаков последних является их превосходно выраженное порфиоровидное строение, свидетельствующее о гипабиссальном происхождении интрузии. Порфиоровые вкрапления нередко сосредоточиваются в громадном количестве и по размерам достигают  $80 \times 20$  мм.

Эти породы слагают обширный интрузивный массив Борщевского хребта и более мелкие массивы в южных частях района.

Выходы адамеллитов имеют разнообразный характер: то они составляют узкие водораздельные хребтики, то возвышаются в виде причудливых столбов-останцов на плоских вершинах Борщевского хребта, иногда образуют беспорядочное нагромождение глыб или значительные россыпи мелкой дресвы.

На юго-западном склоне Борщевского хребта адамеллиты отличаются большим содержанием темноцветных и акцессорных компонентов, разнообразием фаций и непостоянством структур. Этот участок интрузивного массива характеризуется обилием включений парасланцев и ортогнейсов, а также многочисленными шлировыми выделениями пегматито-гранитов и шерловых пегматитов.

В северо-западном углу района адамеллиты приобретают в структурном и минералогическом отношении более однородный характер. На ряду с этим здесь почти полностью исчезают шлировые образования и ксенолиты кровли.

Во всех случаях (а особенно на юго-западном склоне Борщевского хребта) адамеллиты отличаются превосходно выраженной матрацевидной отдельностью (табл. I, фиг. 1, 2). Остальные отдельности развиты слабо, не выдержаны, быстро изменяются по простиранию и падению.

В окрестностях пос. Купряково адамеллиты прорывают и метаморфизуют породы немого палеозоя и нижнего триаса (см. главу о контактовом метаморфизме). В этой части планшета интрузии описываемых пород имеют значительную меньшую мощность и, как правило, изобилуют ксенолитами осадочной кровли.

Жильная серия адамеллитов представлена преимущественно мелкозернистыми биотитовыми гранитами и разнообразным комплексом пегматитов. Среди последних преобладают шерловые и слюдяные разновидности, остальные аналоги встречаются реже. Пегматито-граниты в форме жил встречаются довольно редко, в большинстве случаев они образуют крупные шлировые выделения.

Жильные породы приурочены главным образом к матрацевидной отдельности адамеллитов, реже они составляют мелкие более крутые дайки с углом падения в 40—50°.

Пологие жилы мелкозернистых биотитовых гранитов по условиям залегания нередко совпадают со склонами хребта. В связи с этим часто создается ложное впечатление о крупной интрузии мелкозернистых гранитов, в то время как жилы их имеют всего 3—5 м мощности. Местами, однако, мощность упомянутых жильных гранитов достигает 10, 20 и 25 м.

В составе жильной свиты адамеллитов пегматиты являются наиболее молодыми. Этот вывод подтверждается тем, что последние секут как вмещающие адамеллиты, так и мелкозернистые биотитовые граниты. В минеральном составе жильных пород характерно наличие граната, количество которого особенно велико в дайках, прорезающих парасланцы. В тех же условиях наблюдаются широко развитые процессы грейзенизации гранитов. Подобные явления указывают, во-первых, на то, что источником  $Al_2O_3$  служили песчано-глинистые осадки, позже метаморфизованные и превращенные в кордиерит-гранатовые, силлиманитовые и другие сланцы, во-вторых на то, что последние отличались наиболее благоприятными условиями для проникновения газовых возгонов.

В целом интрузия адамеллитов характеризуется: 1) обилием пегматитовых образований, 2) обилием минерализаторов, 3) отсутствием лампрофиров и 4) крайне слабым развитием гидротермальных (кварцевых) жил. Все упомянутые выше породы, т. е. порфиридные адамеллиты, пегматитограниты и мелкозернистые биотитовые граниты, встречены нами неоднократно в гальках базальных и других конгломератов верхнеюрского возраста.

Отложения нижней (?) юры трансгрессивно перекрывают адамеллиты и также никаких признаков метаморфизма, связанного с последними, не несут. Выше уже отмечено, что нижнетриасовые (?) отложения проплавлены и метаморфизованы адамеллитами.

Таким образом, возраст упомянутых пород на основании имеющегося в нашем распоряжении материала определяется как триасовый.

Более молодыми магматическими образованиями района являются порфириты, широко распространенные в составе верхнеюрских отложений.

Порфириты представлены многочисленными разновидностями, отличающимися различным составом порфирировых вкрапленников (см. петрографический очерк). В обнажениях вдоль р. Унды видно, что вышеописанные типы составляют отдельные покровы или лавовые потоки, перемежающиеся с туфовыми и кластическими образованиями.

Мощность порфиритов возрастает к югу в районе р. Унды и резко уменьшается на севере, где эффузивы фациально переходят в конгломераты и песчаники (см. стратиграфию).

Наибольшим распространением среди порфиритов пользуются пироксен-роговообманково-плагиоклазовые разновидности. Эти породы на ряду с пироксен-плагиоклазовыми, пироксеновыми и роговообманково-плагиоклазовыми аналогами характеризуют нижнюю и среднюю части эффузивной свиты. В верхних частях последней главную роль играют биотитсодержащие разновидности, а в наиболее высоких горизонтах верхней юры эффузивные покровы образованы исключительно кварц-биотитовыми порфиритами. Отличительной особенностью последних является их сравнительно небольшая мощность при значительном горизонтальном распространении. Из всего сказанного видно, что верхнеюрский эффузивный цикл характеризуется отчетливой направленностью процесса в сторону образования более кислых производных к концу вулканического периода.

Верхнеюрские отложения проплавлены кварцевыми диоритами, сиенитами, грано-сиенитами, аляскитовыми гранитами и их жильными производными.

Эти интрузии, несмотря на большое разнообразие петрографических типов, пользуются меньшим пространственным развитием, чем триасовые

адамеллиты, и в большинстве случаев приурочены к зонам тектонических разрывов. Наиболее распространенными представителями послейорских глубинных образований являются грано-сиениты, плагиограниты и аляскитовые граниты. Слабее развиты диориты, кварцевые диориты и сиениты, образующие ряд штоков, даек или мелких пластовых интрузий в различных частях района. Взаимоотношения последних недостаточно ясны, так как выходы их пространственно разобщены между собой.

Плагиогранитный массив (расположенный к югу от пос. Мироново) представляет неоднородную, слабо дифференцированную интрузию. В пределах последней можно наблюдать все переходы от плагиогранитов к кварцевым диоритам, реже — к грано-диоритам.

Грано-сиенитовая интрузия к северу от пос. Купряково дифференцирована глубже и содержит, помимо главного типа пород, многочисленные, беспорядочно распределенные шпировые участки кварцевых диоритов, кварцевых и бескварцевых сиенитов и плагиогранитов. Названные разновидности характеризуются тесной связью и постепенными переходами. Таким образом, приведенные данные говорят больше за то, что диориты, кварцевые диориты, кварцевые и бескварцевые сиениты, грано-сиениты и плагиограниты представляют производные одной интрузии. Последняя, повидимому, отличается значительной мощностью, но в настоящее время вскрыты эрозией только ее наиболее высокие части. О наличии магматического тела под юрскими отложениями свидетельствуют, с одной стороны, дайки и мелкие интрузии описанных пород, рассеянные по всему району, с другой — процессы окварцевания и биотитизации порфиринов, наблюдающиеся как в контактах последних с молодыми интрузиями, так и вдали от них.

Сиениты и плагиограниты сопровождаются тонкими прожилками или мелкими дайками жильных сиенитов и жильных плагиогранитов. Последние наблюдались нами в пределах плагиогранитного массива к югу от пос. Мироново, а также среди кварцевых сиенитов в устье пади Буцелей I и вблизи пос. Коровино. Дайки этих же пород развиты на юго-западном склоне Борщевского хребта, среди триасовых (?) адамеллитов.

С той же сложной послейорской интрузией, повидимому, связано образование роговообманково-биотитовых монцонитов, которые встречены только в пределах грано-сиенитового массива.

В контактах с верхнеюрскими отложениями глубинные образования метаморфизуют породы кровли и содержат ксенолиты последних. Контактный метаморфизм выражен образованием гранатовых роговиков, биотитовых и кварцево-серицитовых сланцев, перекристаллизацией конгломератов и т. п. (подробная характеристика контактов интрузий с верхней юрой приведена в особой главе). В пади Солоуха можно наблюдать, как триасовые пегматито-граниты подстилаются грано-сиенитами и прорываются небольшим апофизом последних.

Отдельные дайки аляскитовых гранитов юго-западнее пос. Коровино прорывают эффузивную свиту, а в ряде других мест — плагиограниты, грано-сиениты и кварцевые сиениты. Таким образом, наиболее молодой возраст аляскитовых гранитов по отношению к остальным послейорским интрузивным породам устанавливается с полной очевидностью. Интрузии аляскитовых гранитов характеризуются своеобразной жильной серией, представленной турмалиновыми гранитами, аплитами, обычными пегматитами и кварцевыми жилами. Как уже отмечено в петрографическом очерке, пегматиты того же состава развиты в пределах Борщевского адамеллитового массива, где они представлены исключительно II генерацией. Это обстоятельство дает основания предполагать генетическую связь борщевских обычных пегматитов не с интрузией триасовых адамеллитов, а с более поздней интрузией аляскитовых гранитов.

Как видно из предыдущего описания, и аляскитовые граниты и сложная интрузия диоритов, сиенитов и плагиогранитов обладают собственными жильными свитами и представляют, повидимому, два вполне законченных

интрузивных цикла, связанных с различными моментами послееюрской складчатости.

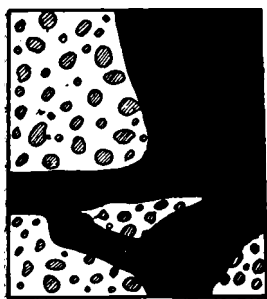
Гальки большинства описанных пород встречены нами в составе базального нижнемелового конгломерата. Таким образом, возраст описанных интрузий определяется как послевеерхнеюрский, но донижнемеловой. К этому же времени мы условно относим мощные дайки санидиновых кварцпорфиров, прорезающих гранито-гнейсы севернее пос. Мироново. Этот вывод основывается на том, что характерные, легко бросающиеся в глаза гальки этих пород встречены только в составе нижнемелового базального конгломерата, но нигде не наблюдались в верхнеюрских конгломератах.

С этим же магматическим циклом, возможно, связаны прорывающие эффузивную свиту дайки андезито-базальтов. В отношении последних, однако, вопрос не решен, так как их гальки не встречены ни в нижнемеловых, ни в условно третично-четвертичных глыбовых конгломератах. Во всяком случае, их возраст определяется как послевеерхнеюрский. О нижнемеловых магматических породах мы знаем очень мало. Лишь в устье пади Буцелей I верхнеюрские и нижнемеловые осадки прорваны дайками и штоками кварцево-роговообманковых порфиров (фиг. 65), возможно относящихся к периоду нижнемеловой складчатости. В теле наиболее крупного штока порфиров содержится небольшие включения (ксенолиты) сиенитов, выходы которых находятся рядом, в долине р. Дай. Верхняя возрастная граница для кварцево-роговообманковых порфиров не установлена.

В состав даинской свиты (верхний мел?) входят небольшой мощности покровы кварцевых порфиров и их туфов. Таких покровов насчитывается несколько. Южнее пос. Шивия они приурочены к нижним горизонтам даинской свиты и с резким угловым несогласием ложатся на конгломераты и песчаники нижнего мела. В более южных частях района (горы Н. и В. Борки) покровы и линзы туфов, кварцевых порфиров и туфогенных песчаников залегают внутри даинской свиты.

Наиболее юными магматическими породами района являются базальты. Последние слагают небольшие горизонтально лежащие покровы на сопках Кремневка и Бурунда и трансгрессивно перекрывают отложения верхней юры, нижнего мела и даинской свиты. В составе глыбовых третично-четвертичных конгломератов гальки базальтов отсутствуют. На основании сказанного возраст базальтов мы условно относим к древнечетвертичному времени.

Подводя общий итог всему вышеизложенному, мы видим, что геологическая история исследуемого района характеризуется чрезвычайной сложностью и многообразием вулканических проявлений. Наиболее полно в рамках планшета представлены мезозойские магматические образования. С этим периодом времени, как мы видели, связаны мощная интрузия триасовых адамеллитов, излияния порфировых лав, послееюрская интрузия неоднородной магмы (дифференцированной на участки среднего и кислого состава), а также интрузия наиболее кислых алякитовых гранитов. В послевеерхнеюрское время вулканическая деятельность резко падает. Проявляется она внедрением даек кварцевых порфиров в отложениях верхней юры и нижнего мела, излиянием кварцевых порфиров и выбросами туфового материала во время отложения даинской свиты и, наконец, излиянием древнечетвертичных (?) базальтов. О магматической деятельности древнее триаса (?) мы знаем мало. Во всяком случае тот материал, который приведен выше, указывает на то, что она охватывает ряд интрузий — от основных до кислых.



1 — туфокогнгломерат, 2 — порфирит.

Фиг. 65. Дайка кварцево-роговообманковых порфиров в верхнеюрских туфокогнгломератах: 1 — туфокогнгломерат, 2 — порфирит.

Общая схема магматических циклов может быть представлена в следующем виде:

- |  |   |
|--|---|
| I. Древние интрузии:                                 | 1) габбро, диориты;   |
| II. Средне- или верхнепалеозойский интрузивный цикл: | 2) крупнозернистые биотитовые граниты;  |
| III. Триасовый интрузивный цикл:                     | 3) мелкозернистые биотитовые граниты и мелкозернистые мусковитовые граниты.   |
| IV. Верхнеюрский эффузивный цикл:                    | габбро.   |
| V. Послеверхнеюрский интрузивный цикл:               | адамеллиты с жильной серией мелкозернистых биотитовых гранитов, пегматитов и небольшим количеством кварцевых жил.   |
| VI. Нижнемеловой эффузивный цикл:                    | порфириды и их туфы.  |
| VII. Верхнемеловой (?) эффузивный цикл:              | 1) сложно дифференцированная магма с участками состава диоритов, сиенитов кварцевых и бескварцевых, граносиенитов, плагиогранитов; жильная серия — жильные сиениты, жильные плагиограниты и роговообманково-биотитовые монцитоны (?); |
| VIII. Древнечетвертичный эффузивный цикл:            | 2) аляскитовые граниты с жильной серией турмалиновых гранитов, аплитов, пегматитов и кварцевых жил;   |
|  | 3) (?) дайки санидиновых кварц-порфиров и андезито-базальтов.   |
|  | (?) дайки и штоки кварцевых порфиритов.   |
|  | кварцевые порфиры и их туфы.  |
|  | базальты.   |

## V. ТЕКТОНИКА

Общая картина тектонических взаимоотношений свит на нашем участке может легко уложиться в следующую схему. На севере резко выделяется Борщевский хребет, сложенный кристаллическими породами. Южнее находится большой синклинал, заполненный юрскими и послеюрскими отложениями, и, наконец, с востока и юго-востока этот синклинал ограничивается сложным комплексом интрузивов, в кровле которых лежат клочки нижнего триаса (?) и немного палеозоя. Эта схема грубо передана в геологической карте СССР, изданной для XVII Международного конгресса. Но необходимо сказать, что контакты между этими тремя сложными геологическими комплексами не так просты. Лишь на юго-востоке юрские отложения залегают базальными пластами на доюрских адамеллитах и прорваны послеверхнеюрскими грано-сиенитами. Эти интрузивные породы входят в состав третьего восточного комплекса. Севернее, а также по границе Борщевского хребта, мы наблюдаем тектонический контакт юры с кристаллическими породами. К характеру этих контактов мы вернемся ниже, сейчас же рассмотрим тектонические взаимоотношения отдельных свит и их внутренние структуры.

Необходимо заметить, что во время наиболее молодой складчатости все породы района были смяты, а структуры переработаны в северо-восточном направлении. Но все же некоторые, может быть, реликтовые признаки указывают на самостоятельные простирания складок отдельных более древних серий.

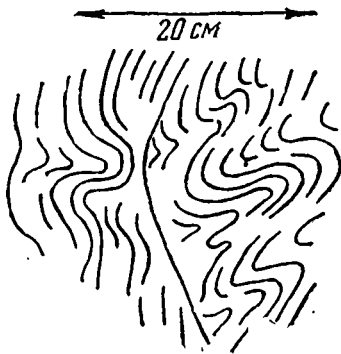
### A. ТЕКТОНИКА ГЛУБОКОЙ ЗОНЫ СКЛАДЧАТОСТИ

Относительно глубокая зона складчатости находится в Борщевском хребте (фиг. 24). Последний, повидимому, весьма древнего происхождения. Первоначально он был выдвинут на значительную высоту, а затем денудирован почти до основания. Поэтому мы не находим в нем нормальных осадочных образований. Те гнейсы и кристаллические сланцы, которые в нем встречены,

не могут быть отнесены к какому-либо точно датированному возрасту, но они, несомненно, древнее триаса.

При самом беглом взгляде на геологическую карту Борщевского хребта бросается в глаза удивительно выдержанная вытянутость в северо-восточном направлении как интрузивных пород, так и кристаллических сланцев.

Если мы учтем, что главная интрузия, развитая на Борщевском хребте (в нашем районе), относится по возрасту к верхнему (?) триасу (до верхней юры), то можно сказать, что уже в это время были заложены основные северо-восточные тектонические элементы. Последние в дальнейшем если и изменялись и перестраивались, то немного. Гнейсы и кристаллические сланцы смяты в складки настолько крутые и разорванные, что восстановить сколько-нибудь точно структуры отдельных полос нам не представлялось возможным. Это можно было бы сделать при наличии большого количества горных выработок, в процессе геологической съемки в масштабе не менее 1 : 25 000. В настоящее время можно лишь сказать, что, повидимому, большинство складок опрокинуто на северо-запад и что падение пород иногда достигает всего лишь 30—40°. Последнее надо понимать не как падение простых складок,



Фиг. 66. Микроскладчатость в гранито-гнейсах Борщевского хребта.

а как усложненные, опрокинутые складки, при этом разорванные на клочки самых разнообразных размеров. В силу этих обстоятельств нельзя пользоваться отдельными замерами. Сколько-нибудь стройную и полную картину тектоники гнейсов и кристаллических сланцев построить невозможно, ибо всякое такое построение явится чистой фантазией.

Отдельные участки гнейсов смяты чрезвычайно интенсивно в микроскладки. Такие зоны сложной гофрировки (фиг. 66) нами констатированы в ксенолитах гранито-гнейсов в адалеллитах северного склона Борщевского хребта.

Гнейсы, развитые восточнее р. Куренги также в виде остатков кровли среди гранитной интрузии, имеют несколько иной облик и собственно являются настоящими мигматитами. Сложные складки в результате пронизывания их послойно прожилками пегматитов аляскитовых гранитов и пегматито-гранитов, приобретают причудливый характер (фиг. 67). Здесь гнейсы, несмотря на сложную гофрировку, слабо катаклазированы или совершенно свежи. Можно предположить, что здесь мы имеем дело с более глубокой зоной складчатости, где породы являлись более пластичными (?).

Эти гнейсы выходят в виде сильно измененной, сложно дислоцированной кровли, внутреннюю структуру которой так же трудно вскрыть, как и в Борщевском хребте. Мигматиты тесно связаны с триасовыми и верхнеюрскими интрузиями.

Переходя теперь к формам интрузивных тел, нужно еще раз подчеркнуть полосчатость в распределении как интрузивных пород, так и кристаллических сланцев. Лишь в северо-западном углу нашего участка находится интрузия порфириовидных адалеллитов (триасового возраста), форма которой нами не установлена, так как съемкой захвачена лишь южная часть этого интрузивного тела. В этом участке, повидимому, вскрыты более глубокие зоны интрузии, чем на южном склоне. На это указывают малое количество ксенолитов, меньшее разнообразие фаций адалеллитов, слабее выраженная, пластовая отдельность и крутые падения даек.

К границе адалеллитов и парасланцев обычно приурочены мелкие жильные интрузии мелкозернистых биотитовых гранитов. На юго-восточном склоне Борщевского хребта адалеллиты характеризуются хорошо развитой матрацевидной отдельностью (табл. I, фиг. 1 и 2), обилием ксенолитов, боль-

шим разнообразием фаций, обилием пегматитов и общей ориентировкой в северо-восточном направлении. Здесь же на больших площадях прослеживаются выходы мелкозернистых биотитовых гранитов. Это обстоятельство отнюдь не говорит за то, что здесь находятся какие-то значительные интрузии этих гранитов. В большинстве случаев мы имеем дело с крупными пологими или горизонтальными жилами гранитов, достигающими, по нашим наблюдениям, 25 м мощности. Но не исключена возможность, что здесь может присутствовать отпрепарированная корка интрузии, образовавшаяся при остывании краевых участков адамеллитов магмы.

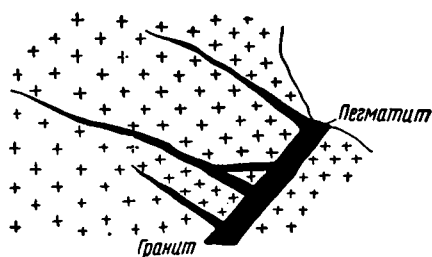
Парасланцы и ортогнейсы, вытягивающиеся в отчетливые полосы на десятки километров, указывают на то, что по водоразделу к южному склону Борщевского хребта кровля далеко еще не денудирована до своего основания. Таким образом, можно думать, что адамеллиты, вытянутые параллельно тем же сланцам, имеют форму мощных интрузивных залежей. Повидимому, на южном склоне Борщевского хребта вскрыты более поверхностные части интрузии.

Как указывалось выше, пологие жилы мелкозернистых гранитов прорывают адамеллиты, парасланцы, кварциты и ортогнейсы.

Нами наблюдались обнажения (столбы между падыми Кобыльей и Медвежьей), где жилы мелкозернистых гранитов как бы стратифицировались с кварцитами. Падение жил измерялось несколькими градусами (3—5°), в то время как кварциты с кливажем, круто падающим на ЮЗ, не давали возможности измерить элементы залегания (фиг. 68).



Фиг. 68. Черное — жилы пегматита в кварците в Борщевском хребте.



Фиг. 69. Жила пегматита в граните в Борщевском хребте.

Механизм образования таких горизонтальных жил удалось наблюдать в обнажении № 1018 (фиг. 69), где пегматитовая жила мощностью более метра дает дочерние отпрыски по полого наклонным трещинам в граните. Эти мелкие (от 20 до 2 см) жилки тянутся по горизонтальным трещинам отдельности на десятки метров, а более мощные, конечно, дальше. Таких полого падающих жил очень много в Борщевском хребте, и подчас они маскируют истинное соотношение пород, давая крупные россыпи.

Судя по небольшому количеству замеров, имеющихся в нашем распоряжении, большинство мелких даек характеризуется простиранием СВ 20° и СВ 40° с падением на ЮВ 20—45°. Меньшее количество даек имеет направление СЗ 308° с падением на СВ и < падения 10—40°.



Фиг. 67. Микроскладчатость и мигматизация в гнейсах р. Куренги: 1 — гнейсы, 2 — пегматит и жилки полевого шпата.



## Б. ТЕКТОНИКА ВЕРХНЕЙ ЗОНЫ СКЛАДЧАТОСТИ

Слабо метаморфизованные серии немого палеозоя и триаса (?) (фиг. 9) нужно отнести к более высокой зоне складчатости, хотя они также образуют кровлю в гранитоидных интрузиях. Свиты роговиков и мраморов немого палеозоя представляют собою удивительно цельный комплекс. Эта серия встречена в двух местах: у с. Даякан и у с. Купряково, вернее против д. Шелалугино (последняя деревня находится южнее границы нашего плана). В обоих случаях роговики тесно соприкасаются с кристаллическими известняками и в контактах имеют переслаивающиеся пласты. На юге рай-

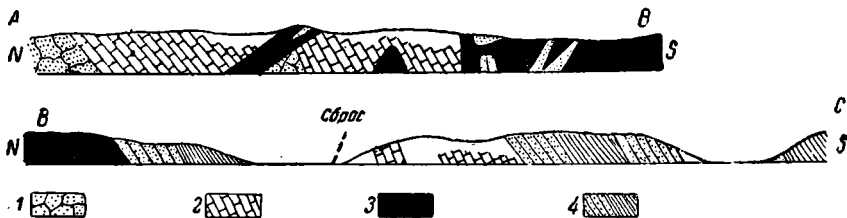
она эта серия, повидимому, смята в крупные широтные складки. Один антиклинал такой складки закартирован нами к востоку от р. Унды. У д. Даякан выходят те же породы, но уже с северо-восточным простиранием. Правда, этот обрывок немого палеозоя слишком мал, и, может быть, здесь находится замыкание какого-то антиклинала; но, если судить по другим районам, такое раз-



Фиг. 70. Проплавление адалеллитом роговиков немого палеозоя: 1 — адалеллит, 2 — роговик.

нообразное простирание складок этой серии надо отнести за счет переработки прежней тектоники более молодыми дислокациями. Можно думать, что верхняя зона складчатости не имеет таких крупных вертикальных нагрузок, как нижняя. Переработка структуры в таком случае выразится в разрывах на отдельные блоки и их передвижении друг относительно друга. В то же время на глубине такая переработка пошла бы по линии перестройки сланцеватости и изгибания складок в ином направлении. Последние соображения являются, конечно, чистыми предположениями и личным мнением авторов.

Не менее интенсивно смята песчано-аргиллитовая свита нижнего триаса (?). Нами делались попытки расчленения последнего и построения внутренней его структуры. Горизонты, выделенные литологически (песчаники и аргиллиты), привели нас к выводу, что триасовая (?) свита смята в крутые складки с простиранием на восток-северо-восток. Но так как в результате



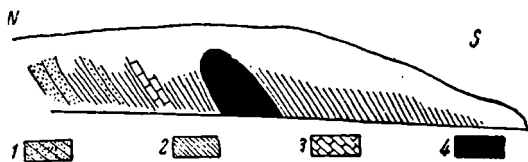
Фиг. 71. Обнажение вдоль правого берега р. Унды выше устья р. Сенкакучи: 1 — роговики, 2 — известняки Pz, 3 — адалеллиты, 4 — песчаники и аргиллиты нижней юры.

интрузии сохранились лишь клочки бывших триасовых (?) структур, то восстановить отдельные складки не представлялось возможным. Почти не метаморфизованные глинистые породы триаса (?) являлись в достаточной мере пластичными, поэтому в обнажениях мы наблюдаем настоящую мешанину из перемятых аргиллитов с зеркалами скольжения, мелкими разрывами и т. д.

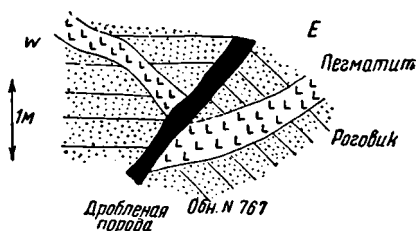
Контактов с немой палеозоем мы не видали, но можно предполагать, что триас (?) лежит на нем трансгрессивно. Нужно заметить, что простирание складок идет в сторону более крутого наклона по отношению к мериди-

ану: от немого палеозоя (с широтным направлением) к триасу (?) с восток-северо-восточным простираем и к верхней юре (с северо-восточным простираем). Отдельные горизонты триаса (?), как то: песчаники и небольшой (1 м мощностью) пласт перекристаллизованных известняков прослеживаются на несколько километров по простираю, несмотря на то, что нижний триас (?) сохранился среди интрузий в виде отдельных клочков. Во время интрузии, надо думать, происходила ассимиляция пород триаса (?) и как бы «съемание» магмой целых участков осадочных образований.

Такое проплавление осадочной кровли отчетливо видно по правому берегу р. Унды против Шелапугино — Купряково. Здесь амаеллиты интродуруют роговики и кристаллические доломиты древнего палеозоя. В контактах, хорошо наблюдаемых в обнажениях, можно видеть, как снизу амаеллиты внедряются в роговики острыми языками. Кровля, представленная роговиками, выгладит, как потолок сталактитовой пещеры. При этом амаеллиты вблизи контакта содержат обломки и целые глыбы оплавленных роговиков. Форма этих обломков иногда совершенно округлая, причем при значительном содержании обломков получается впечатление конгломерата, сцементированного крупнозернистым амаеллитом (фиг. 60).



Фиг. 72. Обнажение по пади Солоуха: 1 — песчаники, 2 — аргиллиты, 3 — известняки (нижний триас) и 4 — грано-сиениты.



Фиг. 73. Жила пегматита в графитистых роговиках немого палеозоя (точки). Выработка в пади Даякан.

В разрезе вдоль реки Унды (фиг. 70, 71) видно, что амаеллиты прорывают известняки и роговики, не считаясь с их внутренней тектоникой. Но все же на карте можно заметить некоторую ориентированность интрузий амаеллитов в зависимости от структуры интродуруемых пород. Так, амаеллитовая интрузия восточнее д. Купряково, прорывая осадки немого палеозоя, вытягивается в широтном направлении.

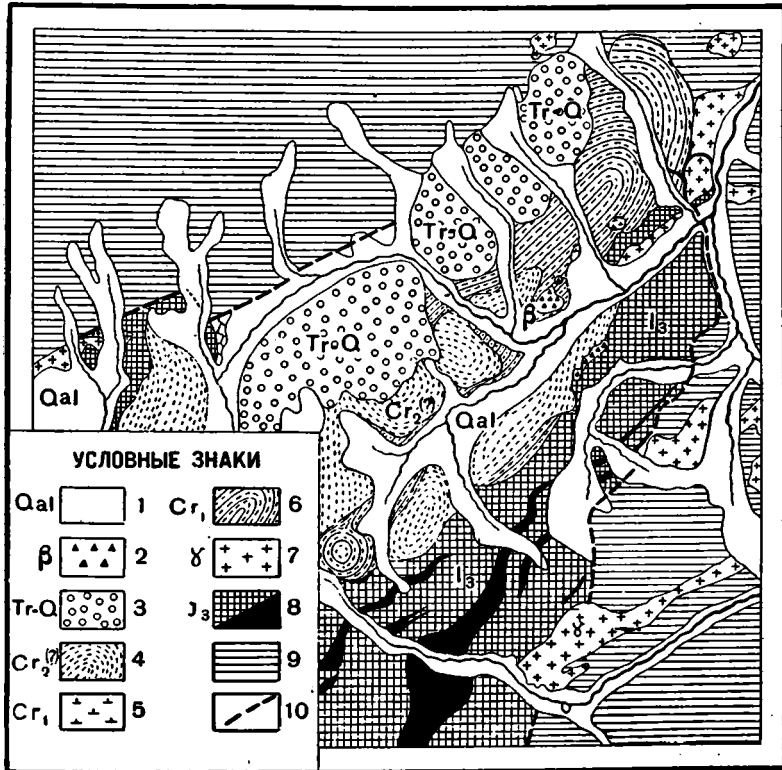
Как указывалось выше, складки немого палеозоя имеют то же направление простираемия. Та же амаеллитовая интрузия и грано-сиениты послеюрского времени в области развития триасовых (?) пород вытягиваются в восток-северо-восточном направлении согласно складчатости триаса (?) и почти по простираю пластов последнего. Более того, в обнажениях вдоль левого берега пади Солоуха видно, как апофиз грано-сиенитов ложится согласно между пластами триаса (?), образуя мощную пластовую жилу, наклоненную к северо-западу (фиг. 72). Эту ориентировку интрузии можно объяснить также сильной раздробленностью триасовых (?) пород и образованием разрывов северо-восточного направления с падением поверхностей на юго-восток.

Несколько иначе себя ведут жильные породы. Так, юго-восточнее д. Даякан жилы пегматитов, прорывая роговики (фиг. 73), секут сланцеватость и слоистость под крутым углом. Разрыв, перемещающий жилу, повидимому, нужно отнести к послеюрскому времени.

В виду плохой обнаженности в местах развития жил мы можем привести небольшое количество примеров их залегания. Но все же необходимо указать на пластовую жилу мелкозернистых гранитов, выходящую у шоссе в борту долины Сенкакучи.

## В. ТЕКТОНИКА ПОВЕРХНОСТНЫХ СЕРИЙ

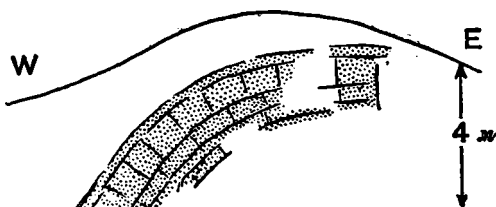
К поверхностным сериям относятся юрские и меловые осадки, а также немые рыхлые отложения неизвестного кайнозойского возраста и базальты (фиг. 74). Серии эти характеризуются своими более пологими структурами и меньшим метаморфизмом. Правда, верхняя юра прорывается целой серией интрузивов, и в контактах наблюдаются иногда сильно измененные породы. В местах разрывов и надвигов такие соотношения становятся сложнее, чем в ненарушенных складках. Но все-таки по внешнему облику породы остаются неметаморфизованными. Интрузии среди них выступают небольшими участками, а складчатые структуры при достаточной обнаженности картируются легче, чем складки более древних серий.



Фиг. 74. Схема распространения верхнемезозойских и кайнозойских пород: 1 — аллювий, 2 — базальты, 3 — третично-четвертичные конгломераты, 4 — породы верхнего мела, 5 — кварцевые порфиры, 6 — породы нижнего мела, 7 — послеверхнеюрские интрузивные породы, 8 — верхнеюрские породы (черное — порфиры), 9 — породы триаса, палеозоя, кристаллические сланцы и гнейсы, 10 — надвиги и сбросы.

Верхняя юра образует в нашем районе большой синклинал северо-восточного простирания с углами наклона крыльев 30—45°. Падение южного крыла синклинала не всегда спокойно. Так, временами наблюдается резкое изменение угла падения у пластов в одном обнажении. В этом случае — например, по пади Прямой Данкан — падение пласта песчаников меняется от горизонтального наверху до 50—65° вниз обнажения (фиг. 75). Такие изменения в углах падения падо отности за счет второстепенных осложнений на крыльях синклинала (микроскладки), которые в некоторых местах сказались в конфигурации геологических контуров на карте. Синклинал верхней юры на юге расширяется и на северо-востоке суживается. Таким образом, его шарнир погружается на юго-запад. Кроме того, на северо-восточном конце он тектонически оборван, к чему мы перейдем ниже.

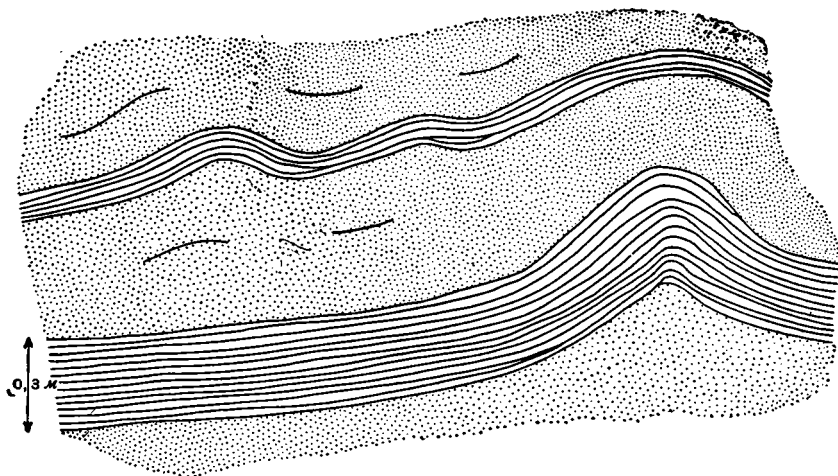
На юге, в левом борту долины р. Унды, пласты эффузивной серии, имеющие падение на северо-запад, внезапно меняют простирание на меридиональное, при этом выполаживаются и у нижней границы планшета становятся почти горизонтальными. Это явление можно объяснить, во-первых, простым антиклинальным перегибом южнее р. Унды, во-вторых (что вернее), следует предположить сброс или надвиг по долине этой речки. Выяснить описанные соотношения представилось возможным лишь после тщательной литологической съемки, когда каждый пласт или линза протягивались на основании 2—3 маршрутов.



Фиг. 75. Изменение падения пласта песчаника в обнажении в пади Прямой Даякан. Точки — песчаники.

Противоположное, северо-западное крыло синклинала наблюдается в виде отрывочных пятен близ контакта с кристаллическими породами у края Борщевского хребта. Горизонты туфоконгломератов, порфиритов и песчаников выходят в пади Буцелей у подножья горы Богдая, в пади Жидка и у пос. Куникан. Падение пластов здесь юго-восточное, что вполне согласуется со структурой описываемого синклинала. Внутри пластов песчаников иногда наблюдается мелкая пологая гофрировка, что видно, если присутствуют пропластки другой породы (фиг. 76).

Как уже указывалось выше, на северном и восточном краях синклинала находится надвиг. Здесь кристаллические породы надвинуты на юго-восточное крыло юрского синклинала. Надвиг с двух концов оборван: на юге — более молодыми послепермскими грано-сиенитами, а на севере — более молодым надвигом и опять-таки послепермскими интрузиями. Надвинутая с во-



Фиг. 76. Микроскладчатость в пластах верхней юры.

стока часть прикрывает нижние горизонты верхней юры. Двигаясь вдоль тектонического контакта, в поле можно проследить, как исчезают сначала базальные конгломераты и песчаники, затем порфириты и их туфы и, наконец, пласты песчаников, подстилающие усть-даинские конгломераты. В некоторых местах можно видеть контакт надвига и картировать его по склону сопки. Такое картирование показало, что тектонический разрыв падает под пологим углом на юго-восток. Амплитуда надвига измеряется тем пространством синклинала, которое прикрито кристаллическими породами.

На юге амплитуда надвига от незначительной величины доходит до 1 км, а на севере — до 2—3 км.

Как указывалось выше, на юге надвиг тонет в послеюрских грано-сиенитах, разрывать которые где бы то ни было нет никаких оснований. Поэтому нужно считать, что послеюрская интрузия грано-сиенитов произошла после складчатости, захватившей верхнеюрскую свиту. Интрузия залечила разрывы, которые получились в результате этой складчатости.

Юрские свиты проплавляются интрузивными породами. Среди них на юге преобладают грано-сиениты, у пос. Куникан — кварцевые диориты и на северном конце синклинала — сиениты, граниты и аляскитовые граниты. Форма этих интрузивных тел различна. Сиениты и кварцевые диориты вытягиваются в северо-восточном направлении в виде мощных пластовых жил, проплавливая юру по простиранию смятых пород. Граниты на севере района имеют несколько иную форму: их округлые контуры говорят скорее за штокообразные тела. Такое тело находится между пос. Мираново и падью Ишикан.

Необходимо отметить, что если восточные и северо-западные послеюрские интрузии находятся на линии многих разрывов или близ них, то на краю синклинала (на северо-востоке) ряд интрузий приурочен к разрыву почти в шарнире складки.

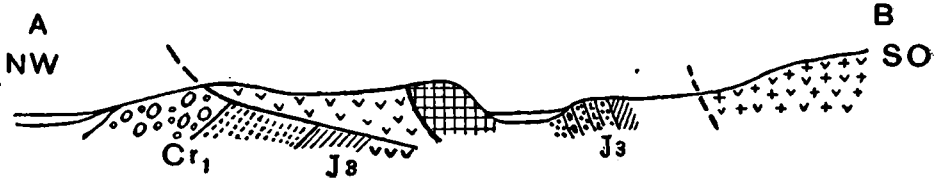
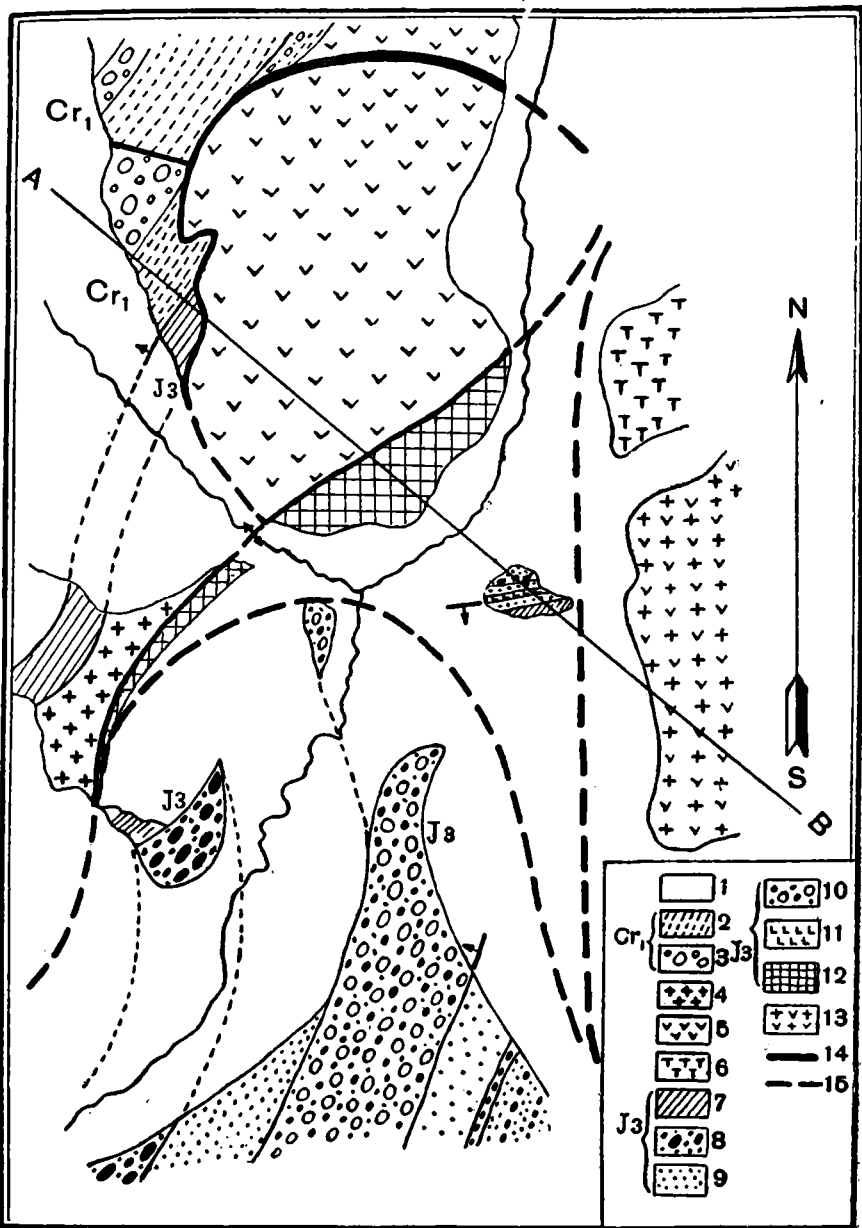
Меловые осадки смяты в складки такого же северо-восточного простирания, может быть, с несколько большим широтным направлением шарниров.

Синклинал, заложенный в юре, продолжается и в нижнем мелу. Лишь углы падения пластов становятся значительно более пологими, чем в юрских породах, и достигают от 0 до 30°. На северо-востоке нашего участка мы находим отчетливый синклинал, погружающийся к юго-западу, с базальными горизонтами мела, выходящими на поверхность. Этот синклинал на юге оборван небольшим сбросом и частично закрыт надвигом с юго-востока.

В районе устья падей Дая и Ишикан находится сложный узел разрывов надвигового порядка, в большей своей части закрытый аллювием. Переплет послеюрских нижнемеловых разрывов заставляет предполагать три надвига, расположенные один над другим чешуевидно. Задний, или второй с лобовой части, надвиг имеет сравнительно крутой угол наклона поверхности скольжения. Передний, или нижний, надвиг имеет линию контакта, картирующуюся хорошо в поле и указывающую на пологое падение поверхности скольжения на юго-восток (фиг. 77). Вдоль всех тектонических контактов прослеживается небольшая (в несколько метров толщины) зона катаклизитов. Катаклизиты первого с юга (верхнего) надвига образованы главным образом за счет эффузивно-туфовых пород и характерны зеленой и темнозеленой окраской. Наоборот, катаклизиты северной чешуи имеют белый, или зеленоватый, или же розоватый цвет и произошли из плагιοгранитов.

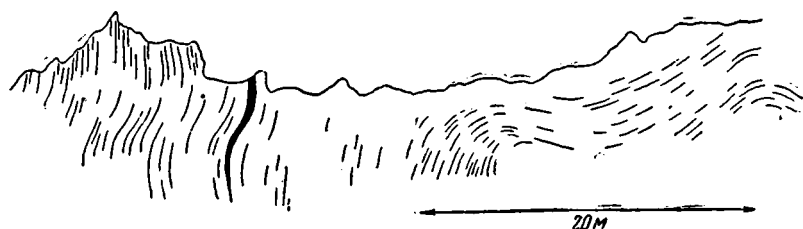
Весь мыс между устьем пади Ишикан и долиной р. Куренги сложен поставленными на голову сильно давленными кварц-серицитовыми сланцами. Среди них найдены известковистые песчаники, неотличимые по петрографическому составу от песчаников, находящихся между туфоконгломератами и порфиритом верхней юры. Клочок такой эффузивно-туфогенной свиты находится здесь же, немного юго-восточнее устья пади Ишикан. Здесь породы имеют крутое падение на юг с почти широтным простиранием. То же простирание сохраняется для всего описываемого мыса с давленными кварц-серицитовыми сланцами и песчаниками (фиг. 78). Местами в них можно наблюдать уплотненные мелкозернистые, почти афанитовые, округлые участки со слюдой. Судя по форме, последние, повидимому, являются остатками гальки конгломератов, измененных благодаря контактовому метаморфизму и расплюснутых давлением.

Все сказанное, а также то обстоятельство, что кругом находятся осадочные породы только верхнеюрского времени, свидетельствует о том, что мысок в устье Ишикан, сложенный кварц-серицитовыми сланцами, является метаморфизованной верхней юрой. После этого метаморфизма, в послениж-



Фиг. 77. Схема мезозойских отложений бассейна р. Дай: 1 — аллювий, 2 — песчаники, 3 — конгломераты, 4 — аляскистые граниты, 5 — плагииграниты, 6 — кварцевые диориты, 7 — туфоконогломераты, 8 — конгломераты I, 9 — песчаники, 10 — конгломераты II, 11 — порфириды, 12 — метаморфизованные юрские породы, 13 — мигматиты, 14 — катаклазиты, 15 — линии надвигов.

немеловое время, сланцы вместе с аляскитовыми гранитами претерпели дальнейшие горизонтальные дислокации, которые привели к образованию надвига и катаклизмов внутри и по краю этого участка (фиг. 79).

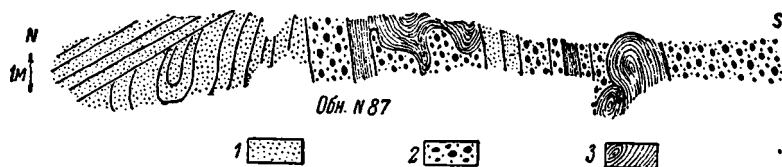


Фиг. 78. Метаморфизованная и сильно смятая верхнеюрская свита (песчаники и кварц-серицитовые сланцы) близ надвига.

Таким образом, нельзя утверждать, что посленижнемеловая тектоника является неинтенсивной. Разрывы и смятия по краям синклинала это опровергают, хотя близ шарнира верхнеюрские отложения и лежат относительно полого ( $20-30^\circ$ ).

Амплитуду надвигов определить точно невозможно, но во всяком случае она невелика, всего порядка 2—3 км.

Послетургинская белесая свита условного верхнего мела дислоцирована весьма слабо. Она образует очень пологий синклинал в центре нашего района. Большой частью верхний мел (?) залегает горизонтально, но близ д. Шивия он наклонен к югу под углом  $10-15^\circ$ . Здесь же и видно его несогласное залегание на тургинской свите. Базальты и глыбовые конгломераты склона Борщевского хребта лежат горизонтально, и никаких нарушений в этих породах увидеть не удалось.



Фиг. 79. Зона смятия верхнеюрских и нижнемеловых пород близ надвига и сброса в пади Ишикан: 1 — песчаники, 2 — конгломераты, 3 — аргиллиты.

#### Г. УГЛОВЫЕ НЕСОГЛАСИЯ

Перейдем теперь к угловым несогласиям. Мы не будем говорить о предположительном, но довольно очевидном угловом несогласии между немой палеозоем и нашим нижним триасом (?). Контактных этих свит мы не видели, и только различный характер смятия этих систем говорит за то, что немой палеозой имеет свою особую форму складчатости, с другим простиранием, чем нижний триас (?).

Несомненные угловые несогласия наблюдаются между триасовым адамеллитом и залегающими на нем песчаниками и аргиллитами условно нижней и средней юры. Это можно наблюдать в приведенном разрезе вдоль правого берега р. Унды, против д. Шелагутино (фиг. 71). Здесь немые грубые аркозовые песчаники составляют базальный горизонт и ложатся на немой палеозой и на прорывающие последний адамеллиты в виде синклинала, разорванного и сброшенного в западной части. В верхних частях этого синклинала у шарнира находится мелкогалечный серый конгломерат с массой темных галек триаса или палеозоя, совершенно идентичный с конгломератами базальной свиты, подстилающей эффузивно-туфовую серию.

Непосредственного контакта с нижним триасом (?) базальных горизонтов эффузивной серии ( $J_3$ ) мы не наблюдаем. Горизонты этой свиты в контакте с аркозами триаса (?) и адамеллитами прослеживались лишь по высышкам. Эти конгломераты и песчаники были нами приняты за базальные горизонты верхней юры. Конгломераты в гальке содержат как темные породы нижнего триаса (?), так и адамеллиты, прорывающие этот триас (?).

Угловое несогласие между тургинской свитой и верхней юрой мы наблюдали лишь в одном обнажении — в левом склоне маленькой пади между долиной Ишикан и долиной Буцелей. Впрочем, на карте это несогласие выявляется при взгляде на северную Ишиканскую синклиналиную структуру. Последняя явно ложится трансгрессивно на более древние породы. Угловое несогласие выражается в обнажении всего в  $20^\circ$  и небольшом изменении простираения пород (фиг. 80).

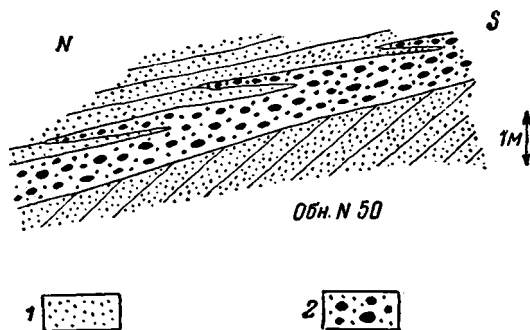
Следующее несогласие наблюдается между тургинской свитой (Cr) и даинской. Наблюдать это можно на горе Н. Борки, на обоих склонах долины р. Шивии, немного ниже села того же названия. В особенности ясно это несогласие видно у с. Шивия (фиг. 81). Здесь на зеленых песчаниках, в мелкогалечных конгломератах тургинской свиты Cr<sub>1</sub>, падающих на СЗ  $300^\circ$ ,  $\angle 30-35^\circ$ , залегают резко несогласно кварцевые порфиры и их туфы и зеленые известковистые песчаники с падением на ЮВ  $\angle 10-15^\circ$ .

Таким образом, здесь угловое несогласие значительное ( $135^\circ$ ). Иными словами, белая даинская свита, относимая нами к верхнему мелу (?), залегают на размытом складчатом нижнем меле, прикрывая его трансгрессивно и несогласно. В данном месте синклинал, заложенный еще в верхней юре, здесь уже не имеет места, ибо пологий синклинал даинской свиты верхнего мела (?) смещен относительно оси тургинского синклинала.

Трансгрессивно и горизонтально на всех этих породах лежат глыбовые конгломераты предгорий Борщевского хребта. Хотя непосредственных контактов с юрскими и меловыми породами мы не видели, все же можно говорить о таком их залегании при чтении карты. Пласт этих рыхлых конгломератов и белесых песков скрывает выходящие в падах юрские и меловые дислоцированные свиты. Так же, почти горизонтально, на юрских породах лежат базальты. Это последнее несогласие нужно отнести условно по возрасту к поздне-третичному или раннечетвертичному времени.

## VI. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ РАЙОНА

Из вышеприведенного материала вытекают некоторые положения. Трудно говорить об условиях осадкообразования метаморфических серий: для этого у нас слишком мало данных; поэтому за недостатком материала мы опускаем геологическую историю древнее нашего немого палеозоя. Во время условного палеозоя отлагались песчаники и затем доломиты и известняки. Отложение происходило в течение большого промежутка времени, в результате чего получились две мощные толщи карбонатных пород и песчаников. Эти две толщи после своего сформирования были смяты в широтные (?) складки. В дальнейшем они подверглись общему метаморфизму. В нашем районе нет данных для описания последующей геологической истории палео-

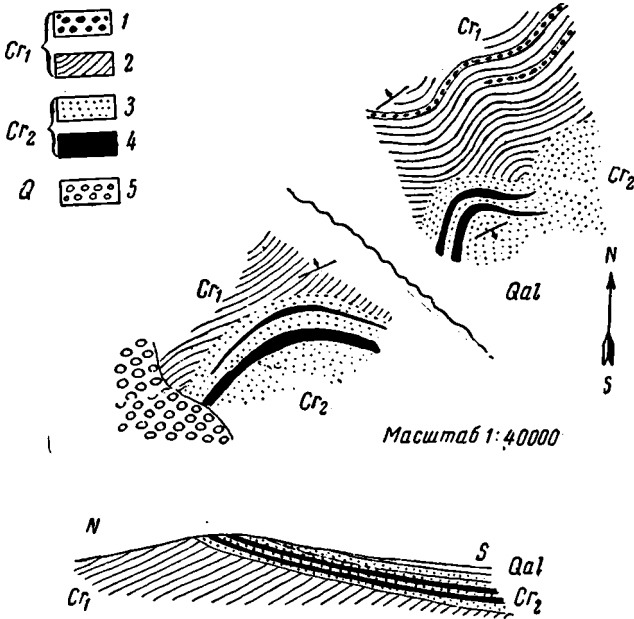


Фиг. 80. Зарисовка обнажения в контакте верхнеюрских и нижнемеловых песчаников. Последние подстилаются базальным конгломератом: 1 — песчаники, 2 — конгломераты.



зоя. Судя по литературным источникам, для Забайкалья последняя весьма сложна и интересна.

Собственно, только начиная с нижнего триаса (?) у нас имеются некоторые факты, по которым с большей уверенностью можно говорить о геологической истории. В нижнем триасе (?) существовал морской режим, что доказывалось фауной на востоке нашего участка. Глинистая муль, отлагавшаяся в это время, осаждалась вместе со значительным количеством углистого материала. Последний придавал породам темный, почти черный цвет. Песчаники, которые переслаиваются с аргиллитами, имеют большую примесь полевых шпатов и слюд и, повидимому, отлагались недалеко от берега, так как иногда переходят в грубые разности, даже в гравийные песчаники. Известковые осадки имели ничтожное распространение по вертикали. Толща этих пород в верхнетриасовое время была смята мощными складчатыми процес-



Фиг. 81. Схематическое изображение контакта нижнего и верхнего (?) мела по р. Шивии. Внизу разрез с севера на юг: 1 — конгломераты, 2 — зеленые песчаники, 3 — белые песчаники, 4 — кварцевые порфиры и их туфы, 5 — глыбовые конгломераты.

раста указывают не только на интенсивность складчатости, но и на значительную денудацию. Последняя произошла за счет поднятия и смыва до корней горных сооружений. В результате нижнетриасовые (?) отложения сохранились лишь в виде остатков от кровли интрузий. Последующие осадки нижней юры чаще всего ложились непосредственно на адамеллиты. Благодаря значительному распространению при дальнейших складчатых процессах адамеллиты выходили в антиклиналах и сейчас занимают большие площади сравнительно с осадочными породами.

В нижнеюрское время триасовые адамеллиты продолжают размываться. В это время в нашем районе, повидимому, находилась прибрежная зона юрского моря. После складчатости, захватившей среднюю и нижнюю юру, о которой по нашему району мы очень мало знаем, наступил континентальный режим, уже более не сменявшийся морским. Период складчатости заменился периодом вертикальных перемещений.

Характер этих подвижек земной коры можно связывать с образованием вертикальных разрывов сбросового типа и трещин, по которым могли быть

сами в складки восток-северо-восточного простирания и прорвана интрузией адамеллитов. Складчатость сопровождалась разрывами, по которым поднялись гидротермальные растворы, сцементировавшие брекчии раздробления в красивые кремнистые породы, которые мы находили в правом борту долины Сенкакучи.

К этому времени надо отнести самые крупные интрузии порфировидных адамеллитов, завершившиеся образованием мелкозернистых фаций и мощных пегматитовых жил в более северных участках на Борщевском хребте. Большие площади адамеллитов этого воз-

выжаты магматические расплавы. В результате в верхнеюрское время почти сразу же началась вулканическая деятельность в виде излияний порфиритовых лав, выброса туфового материала и т. п. Вулканы, действовавшие в это время, находились на южном краю нашего района.

Из геологической карты и из схемы фациальных взаимоотношений верхней юры отчетливо видно, что: 1) вулканические продукты изобилуют на юге района, 2) они фациально замещаются к северу кластическими осадками, 3) они переслаиваются с продуктами размыва тех же эффузивов, 4) грубых кластических осадков в нижней и средней частях верхней юры больше на юге, чем на севере, и 5) как кластические, так и пирокластические породы содержат остатки древесины и углей. Из этого можно заключить, что: 1) вулканы, действовавшие в течение почти всей верхней юры, находились на юге, 2) они имели вид горных сооружений и 3) в результате размыва последних отлагались линзовидные пласты конгломератов и туфоконгломератов с окатанной галькой и валунами разнообразного состава. Конгломераты говорят за то, что наряду с продуктами вулканической деятельности размывались и более древние породы, как то: граниты, гнейсы, триасовые (?) аргиллиты и т. д. Опять-таки из этого следует вывод, что вулканы были приурочены к повышенному, может быть горному, рельефу на юге нашего района. Как указывалось, к северу кластические осадки в верхней юре замещают пирокластические, но в нижней части разреза последние сохраняются. Это указывает, может быть, на более активную и более широкую деятельность вулканов вначале, постепенно локализирующуюся и затухающую к концу верхней юры. Как последние вспышки этой затухающей вулканической деятельности, мы находим в самых верхах верхней юры, среди песчаников, небольшую толщу пирокластических осадков.

Одновременно с вулканической деятельностью существовали на севере нашего района бассейны речного и озерного типа. Как склоны вулканов, так и их подножия были покрыты лесами, о чем свидетельствуют стволы и стпечатки листьев растений, находимые как в эффузивной серии, так и в песчаниках севера района. Остатки углистых обломков в породах и даже прослойки угля в песчаниках и аргиллитах говорят о нормальном произрастании флоры и углефикации ее в мелких водоемах и на берегах последних. Озера, повидному, были невелики, быстро заносились кластическим (иногда грубокластическим) материалом с примесью пепла. Наконец, в верхней части верхней юры два мощных пласта конгломерата говорят о колебаниях суши и размыве новых положительных участков рельефа.

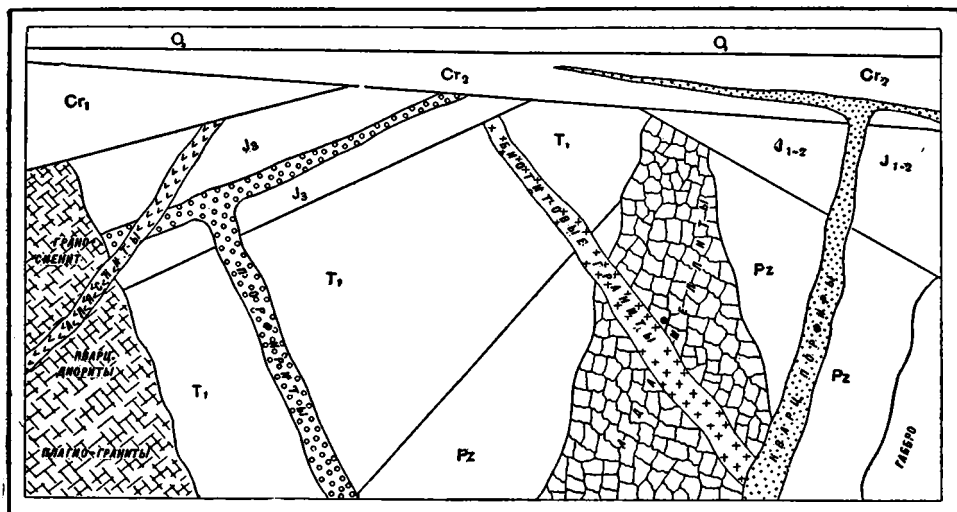
К концу верхней юры произошли значительные складчатые дислокации северо-восточного простирания, с которыми связаны надвиги, позже породы верхней юры были прорваны интрузиями сиенитов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и т. д. Интрузии приурочиваются к зонам разрыва и частично залечивают надвиги, перекрывшие южное крыло верхнеюрского синклинала. Интрузии сосредоточиваются: 1) по краю Борщевского хребта, который отделен от нормально-осадочных пород целой зоной катаклазитов,<sup>1</sup> и, наконец, 2) почти в шарнире на северном конце синклинала, где целый ряд разрывов надвигового типа создал ослабленную зону. В данном пункте интрузии достигают почти самых верхних горизонтов верхней юры.

Верхнеюрские интрузии не имеют широкого распространения в районе, потому что вскрыты лишь их самые верхние (апикальные) части. Но надо сказать, что и там, где эти интрузии могли бы быть вскрыты, например на Борщевском хребте, их чрезвычайно мало. Локализация молодых магматических образований вдоль разрывов, приуроченных к краям синклинала, многообразие пород, интродировавших верхнюю юру, — все это говорит за самые верхние зоны гипабиссальной интрузии. При этом последняя по своей мощности значительно уступает триасовой интрузии.

На верхнюю юру с некоторым угловым несогласием ложится нижний мел. Последний представлен кластическими пресновидными фациями и грубыми

<sup>1</sup> Интрузии рвут эти катаклазиты.

осадками в виде относительно маломощных конгломератов. Характер этих отложений указывает на интенсивный разрыв гор, располагающихся в небольшом отдалении. Временами совершенно неокатанный кластический материал и, наоборот, горизонты тонких осадков с фауной и флорой являлись результатом отложения рек и озер. Последние существовали более продолжительное время, чем в верхней юре, и были более глубоководными. В них жили рыбы и раки, описанные неоднократно палеонтологами. К концу нижнего мела озера заглохли, и создались условия, благоприятные для угленакопления; но в нашем районе последнего не обнаружено: мощные кластические осадки указывают на вероятное существование бурных рек, отлагавших главным образом песчаники и конгломераты. В нашем районе для нижнего мела нужно предполагать горные сооружения к северо-востоку. Однако на р. Шилке, по данным Соколова и Щукиной, в этих же осадках находятся промышленные пласты угля.



Фиг. 82. Схема стратиграфических взаимоотношений геологических систем, эффузий и интрузий бассейна р. Даи, среднего течения р. Унды и южного склона Борщевского хребта. Четвертичные базальты не показаны.

Где-то на границе нижнего и верхнего мела произошли складчатые процессы, также сопровождавшиеся надвигами и разрывами. В районе устья р. Даи повторно надвинулась восточная часть на северную, захватив край крыла нижнемелового синклинала. Вулканических пород нижнего мела мы не знаем, кроме даек кварцевого порфирита, относящихся, может быть, к этому времени. После складчатости, смявшей нижний мел, наступает разрыв и отложение так называемой даинской свиты верхнего мела (?). Осадки этого времени характерны белесой окраской, известковистыми пластами и тонкозернистым сложением. Они, повидимому, имеют озерное происхождение. Наиболее характерными для даинской свиты являются маломощные потоки кварц-порфиров и линзовидные пласты туфов и туфовых песчаников, образовавшиеся как результат извержения тех же вулканов. Малая мощность упомянутых пород говорит за кратковременное существование вулканической деятельности.

Осадки даинской свиты в послемеловое время были смяты в пологие складки. На размытую поверхность складок изливались базальты и легли крупные глыбовые пролювиальные конгломераты предгорий Борщевки. К этому поздне третичному или ранне четвертичному времени Борщевский хребт возвышался на севере крутой стеной и давал массу обломочного материала, сносившегося к его подножию. Глыбы, достигавшие нескольких

метров, ложились близ подножия, не уносились далее и не окатывались, свидетельствуя о чисто местном происхождении крупных обломков. Таким образом накопились большие и мощные линзы конгломератов, занимающих пространство от д. Ишикан до пади Жидка.

На востоке, западе, юге и севере эти линзы окружены коренными мелсыми, юрскими и более древними кристаллическими породами.

В дальнейшем в течение четвертичного периода происходил эрозионный процесс нивелировки поверхности, размыв долин рек, отложения аллювиальных осадков и образование террас. С этим временем, надо думать, связаны террасы у пос. Куникан с золотыми и касситеритовыми россыпями. Террасы выражены наиболее резко, как мы видели выше, в относительно крупных долинах. Их значительное число говорит за неоднократное понижение базиса эрозии.

Промежутки между временем размыва и отложения и возникновением нового сноса, а также и интенсивность эрозии были неодинаковыми. Самая мощная эрозия относится ко времени образования 20-метровых террас накопления, развитых повсеместно.

Реки, сжатые коренными берегами, как, например, р. Унда у с. Коровино, при прорыве эффузивной серии  $J_3$  образуют иногда структурные террасы с аллювиальными осадками небольшой мощности. Но и здесь наиболее резко выражены террасы, отвечающие приблизительно той же высоте. Таким образом, надо думать, что во время образования террас 20-метровой высоты потоки были более мощными (может быть, в связи с таянием ледников), а период размыва и отложения продуктов разрушения был довольно продолжительным. В настоящий момент продолжается тот же эрозионный процесс в более замедленной форме, так как многие речки или высохли или стали очень малы (фиг. 82).

## VII. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Переходя к характеристике полезных ископаемых района, мы должны сказать, что приведенный ниже их обзор является лишь предварительным, так как для своего полного освещения этот вопрос требует специальных поисков, которые нами не производились. Правда, попутно с геологической съемкой отряд собирал шлихи, но сбор их не был связан с глубокой шурфовой. Между тем нам хорошо известно, что и золото и оловянные россыпи приурочиваются к нижним частям террасовых отложений. При взятии пробы шлиха мы, руководствуясь этим положением, стремились задать мелкие выработки так, чтобы взять песок в горизонте, наиболее близком к плотнику. Но нужно признаться, что достаточно удовлетворительных в этом отношении проб у нас мало, за отсутствием специальных людей и времени, нужных для проведения горных работ.

С другой стороны, неметаллические полезные ископаемые и строительные материалы нами освещаются постольку, поскольку они захвачены исследованием при геологической съемке. Специальных заданий у нас не было, так же как нет и спроса (в настоящий момент) в нашем районе на эти материалы.

**Олово.** В районе известны лишь россыпные месторождения касситерита. Во время работ отряда в главных долинах брались шлиховые пробы из русла и террас. Несмотря на то, что шурфы имели незначительную глубину и чаще шлих намывался из русловых наносов речки или из пойменных отложений, все же С. Г. Саркисян определил нахождение касситерита в нескольких пробах. Получены следующие данные:

1) Наиболее богатой россыпью являются эксплуатирующиеся в настоящее время отложения у прииска Балахня в долине р. Куникан. Здесь касситерит добывается в крупных зернах и до сих пор выбрасывался с хвостами при промывке золота.

2) В значительном количестве встречен касситерит в пади Шивия. Здесь найден касситерит в зернах разного облика: а) чистые, прозрачные зерна желтого цвета, б) местами прозрачные, обычно, просвечивающие зерна темнокоричневого цвета, в) единичные тусклые, непрозрачные зерна коричневого цвета с участками светлосерого цвета и жирным блеском, отличающиеся от остальных зерен хорошей окатанностью.

Почти все зерна угловаты, блеск алмазный, излом неглубокий, раковистый; размер  $0.75 \times 0.5 - 0.1$  мм. Всего 33 зерна в шлихе. Вес касситерита 0.002 г, что составляет 0.0139% в шлиху. В этом же шлихе при промывке найдено еще большое количество красного граната в очень свежих кристалликах.

3) В пади Максимиха встречен, кроме золота, касситерит преимущественно темнокоричневого цвета. Зерна просвечивают по краям, реже они прозрачны, темножелтого цвета. Все они угловаты, некоторые проросли кварцем. Форма зерен неправильная, редко имеются слабые очертания бипирамидок. Блеск стеклянный, слегка жирный. Размер  $0.75 - 0.25$  мм; 13 зерен в шлихе. Общий вес касситерита 0.0026 г, или 0.0224% к шлиху.

4) В устье пади Сенной в террасе долины Сенкакучи встречены знаки касситерита желтого цвета. Зерно его прозрачное с участками более темных оттенков. Форма призматическая, контуры угловатые, грани поломаны. Блеск касситерит имеет жирный, излом неровный. Размер  $0.37 \times 0.25$  мм; 1 зерно в шлихе.

5) В долине р. Даи, против устья пади Буцелей I, встречены знаки касситерита и киновари. Касситерит трех видов: а) угловатое неправильное зерно желтого цвета с участками более темных оттенков; блеск жирный, в изломе алмазный; размер достигает  $0.35 \times 0.35$  мм; в) неправильное полуокатанное зерно светлокоричневого цвета с участками темных оттенков, блеск жирный; размер  $0.25 \times 0.25$  мм; с) чистое, прозрачное зерно коричневого цвета, местами просвечивающее красноватым оттенком, форма зерна пирамидальная, поломанная, с угловатыми контурами; блеск жирный, на сохранившейся грани — алмазный; излом полураковистый; размер  $0.5 \times 0.5$  мм.

Для промышленных целей из перечисленных и рекогносцировочно освоенных нами точек заслуживают внимания три: 1) прииск Балахня, 2) падь Шивия и 3) падь Максимиха. Поверхностные промывки, которые практиковались нами, показали, что в этих точках получается значительное количество шлиха, часть которого ложится на долю касситерита. Необходимо заметить, что если в прииске Балахня касситерит может добываться попутно с золотом, то той же картины можно ожидать и от пади Максимиха. В пади же Шивия вместе со шлихом можно получить значительное количество мелких (до 2—3 мм) красных гранатов (чистой воды) в целых кристалликах.

**Золото.** Золотоносные россыпи разрабатываются в нашем районе лишь близ пос. Куникан на прииске Балахня. Артель старателей добывает золотоносный песок с глубины около 20 м примитивной шахтой и промывает его на бутарах. Значительное количество шлиха выбрасывается с хвостами, а вместе с ними выбрасывается и часть золотого песка. Тут же индивидуальные старатели на лотках моют отвалы бутар и добывают до 1 рубля золота в день на человека. Песок, смешанный с галькой, находится в террасовых отложениях, по внешнему облику очень похожих на перемытый глыбовый пролювиальный конгломерат предгорий Борщевского хребта. О коренных месторождениях золота в этом районе нам ничего неизвестно, хотя золотодобывающие организации производили поиски в кварцевых жилах в окрестностях прииска Балахня.

Вторая точка нами установлена в устье пади Максимиха (северный склон Борщевки). Здесь при промывке шлиха в небольшой закопашке найдены знаки золота в виде одного зерна размером  $1.12 \times 1$  мм. Золото причудливо ветвистое, с неровной, бугорчатой поверхностью, с тонкими жилками кварца и сглаженными контурами. По словам проводника П. И. Асанова, здесь

летом брали пробу хищники, нашедшие хорошее золото на небольшой глубине. Но на следующий день шурф доверху залило водой, и за отсутствием откачивающих приспособлений добыча была брошена.

**Киноварь.** Знаки киновари в аллювиальных отложениях встречены в двух местах: 1) в долине р. Даи против устья Буцелей I и 2) в устье пади Копуньки в террасе долины Сенкакучи. В первом случае найдено 9 зерен на шлих (с 2 лотков или с 8 лопат), во втором — несколько зерен на шлих. Количества эти не являются промышленными, но и наши пробы отличаются поверхностным характером, так как в пади Дая шлих намывался из русла, а у Копуньки — из террасы, вскрытой на глубину 1.5 м. Может быть, при более основательных поисках количество этого ископаемого в россыпях будет большим.

Необходимо заметить, что нижний триас (?), развитый у устья Копуньки, сильно нарушен и разорван, причем существуют разрывы, заполненные брекчией, сцементированные гидротермальный кварцем. Долина р. Даи в устье Буцелей, повидимому, также проходит вдоль домелового разрыва. Таким образом, происхождение киновари может быть гипотетически связано с возгоном ртути по тектоническим трещинам.

**Графит.** В нашем районе ранее производились поиски графитовых месторождений. Нами были осмотрены разведочные выработки на графит около с. Даякан в пади Моховка. Роговики и мраморы здесь включают чешуйки графита, но концентрация его невелика и обогащенные зоны маломощны. Таким образом, практического интереса это месторождение не представляет.

**Слюда.** Включения биотита и мусковита иногда достигают в пегматитовых жилах значительного процента. На водоразделе между падами Максимовой и более северной находится метровая пегматитовая жила с мусковитом. Кристаллы и листочки последнего достигают 10 см (чаще 4—5 см). Насыщенность слюдой неровная, гнездовая, на-глаз достигает 10%. Пегматитовая жила падает на СВ  $30^\circ \angle 30^\circ$  и покрывается жилой биотитовых мелкозернистых гранитов. Полевые шпаты в пегматите давлены. Слюда также частично деформирована давлением. В одном обнажении адамеллиты прорываются жилами.

Других мест с породами, обогащенными крупной слюдой, мы не знаем.

**Цветные камни.** Борщевский хребет издавна был известен как источник различных цветных камней. Месторождения последних разрабатывались кустарями, обычно пожогом, в небольших ямах, в индивидуальном порядке. В нашем районе известно несколько таких точек добычи. Почти все они были нами осмотрены.

Одна из них, разработка Ланцова, самая богатая (так называемая «гора Стеглянка»), в верховьях Ланцовой пади, находится километрах в четырех к северу от Шивинского курорта. Ямы Ланцова сделаны в пегматитовых жилах на водораздельной части Борщевского хребта. В жилах нами встречены: шерл и цветной турмалин, берилл, дымчатый кварц и горный хрусталь, слюды, плавиковый шпат, полевые шпаты и т. д. В контактах с известняками находились термолитовые породы. В других точках, более бедных и ранее заброшенных, добывался главным образом дымчатый кварц или раухтопаз. В одной жиле, у так называемой разработки И. К. Попова, также на водоразделе Борщевки, близ Максимовой тропы, повидимому, добывались крупные куски дымчатого кварца и турмалин. В таких кварцевых жилах возможны поиски пьезокварца. Перспектив развития сколько-нибудь значительной добычи цветных камней здесь сейчас нет, ибо насыщенность ими пегматитовых жил слишком слаба. В разработке Ланцова главным источником раухтопаза, горного хрусталя, турмалина и берилла служили мелкие жёоды с кристаллами, главным образом, кварца. Турмалин, изобилующий в пегматите иногда в виде эвтектики с кварцем, сильно разрушен, рассыпается, имеет совершенно черный цвет и добыче не подлежит.

Другое, очень популярное среди местного населения месторождение цветных камней находится на горе Кремневке, на правом берегу долины Даи.

Здесь в пустотах базальта развиты халцедон и жеоды с горным хрусталем и аметистом. Последний иногда окрашен в густофиолетовый цвет. По словам местных жителей, отдельные кристаллы аметиста достигают 1—2 см. Эти-то жеоды агата и халцедона создали среди местного населения славу о Кремневке как о месторождении с большими «богатствами». Такие же жеоды в базальтах развиты на другом склоне долины, на горе Бурунда, где мы также находили агаты. Сбор крупных кусков местными силами и кустарные разработки крупных жеод возможно организовать лишь после пробной выработки и опробования агатов и аметистов соответствующими организациями.

**Карбонатные породы.** Карбонатные породы в нашем районе, нацело перекристаллизованные, можно рассматривать как химическое, огнеупорное и флюальное сырье и как строительный материал. Большинство карбонатных пород условного палеозоя употребляется сейчас близ пос. Купряковского как бут и для обжига извести. Мраморы, развитые на юге планшета, относятся к доломитам с высоким содержанием магнезия. Относительно редкий кливаж позволяет выламывать глыбы до 1 м диаметром. Крупнозернистые и мелкозернистые разности могут удовлетворять требованиям на красивый облицовочный мрамор. Существующие участки плитчатого мрамора говорят о том, что и для поделок ступеней, подоконников и т. д. также можно подыскать соответствующее сырье. Для целей обжига эти разности менее пригодны, чем участок близ пос. Даякан (см. таблицу 13). В этом месте издавна обжигалась известь из белых мраморов известнякового состава. По внешнему виду эти породы ничем не отличаются от купряковских, по химическому же составу они относятся к чистым известнякам. В образце № 745 количество MgO не достигает 0.5% (см. таблицу), что говорит за то, что эта порода может идти как цементное сырье, при наличии глинистой добавки. Приведенные ниже анализы недостаточны для того, чтобы судить, насколько чистые известняки пригодны для того или иного химического производства. Но при возникновении спроса на такое сырье в изученном районе постановка здесь поисковых и разведочных работ вполне рациональна.

При сравнении химического состава карбонатных пород района юга планшета и пос. Даякан нужно, во-первых, установить стратиграфическое положение образцов: № 819 и 745 взяты из низов карбонатной толщи близ контакта с роговиками, остальные же образцы взяты на большом удалении от подстилающих роговиков. Может быть, распределение доломитов является закономерным и относится главным образом к верхней части разреза? Это предположение подлежит проверке рядом других анализов.

Доломитовые разности, кроме перечисленных строительных целей, могут служить как огнеупорный материал при металлургических процессах. Их чистота — в смысле наличия флюсующих материалов — и высокое содержание магнезия обещают хорошее сырье для указанной цели. К сожалению, за отсутствием железной дороги и спроса в нашем районе сейчас нельзя рассчитывать на употребление доломитовых мраморов для целей металлургии.

Таблица 13

№ и место взятия образца	Минер. нераств. остаток (в %)	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	Сумма
№ 830, с. Купряково . . . . .	8.30	0.31	33.97	14.27	60.62	29.84	99.07
№ 831 . . . . .	0.85	0.28	30.39	21.41	54.24	44.77	100.14
№ 855 . . . . .	4.92	0.20	29.54	20.30	52.71	42.45	100.28
№ 819а, р. Сенканучи . . . . .	2.71	0.20	51.86	1.74	92.55	3.65	99.11
№ 745, с. Даякан . . . . .	2.87	0.32	53.39	0.33	95.27	0.70	99.16

**Балластный материал.** Существующее шоссе Сретенск—Газимурский завод эксплуатирует на нашем участке многочисленные карьеры песков и гравия. В большинстве случаев балластный материал состоит из песка и гравия пойменных отложений и террас современного и древнего аллювия. Но в области развития нижнетриасовых пород с успехом употребляются аргиллиты и алевролиты, рассыпающиеся в щебенку. Нужно сказать, что эти породы в дальнейшем при выветривании дают слишком много глинистого материала и, таким образом, по качеству хуже аллювиальных песков и галечников. Песчаный и галечный материал в районе имеется в изобилии по долинам рек и падей, кроме Борщевского хребта. Здесь верховья падей имеют грубообломочный аллювий. В некоторых местах, например на северных склонах пади Ледяной, граниты, выветриваясь, дают дресву и могут употребляться также как рыхлый балластный материал.

В общем надо признать, что в качестве балластного материала район вполне обеспечен песком, гравием и галечником по долинам рек в области развития осадочных пород.

Некоторую характеристику разрезов карьеров балластного материала можно почерпнуть из колонок четвертичных террас, приведенных в обзоре квартера.

**Каолиновые (?) глины.** В устье р. Шивия колхозниками для побелки печей добывалась в небольших количествах белая глина. Яма, сейчас засыпанная, повидимому, находится в породах даинской свиты и, возможно, заложена в каолиновых линзах, получившихся в результате разложения аркозовых песчаников верхнего мела. Как мы указывали выше, вся эта свита имеет белесый, иногда почти белый цвет. Есть указания, что те же глины в былое время добывались у пос. Ишикан.

**Минеральные источники.** В районе известно два минеральных источника. Один расположен в пади Жидка и находится в пойме ручья. Видеть его нам не удалось, так как он был залит пресной водой. Другой источник эксплуатируется курортом Шивия, расположенным в пади Буцелей II. Источник содовый, газированный, радиоактивен (до 40 единиц Махе на 1 л). Рядом расположенный пресный источник также слабо радиоактивен. Последнее обстоятельство надо связывать с радиоактивностью интрузивных пород— в частности ортитовых гранитов Борщевки — и, возможно, с радиоактивностью цирконов.

## VIII. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подытоживая настоящую работу, нам придется все же весьма кратко остановиться на общетеоретических выводах. Что же дает это исследование для понимания геологии Восточного Забайкалья? Прежде всего нужно рассмотреть вкратце существующие взгляды на общую структуру района и затем уже перейти к тому, что дала нового настоящая работа.

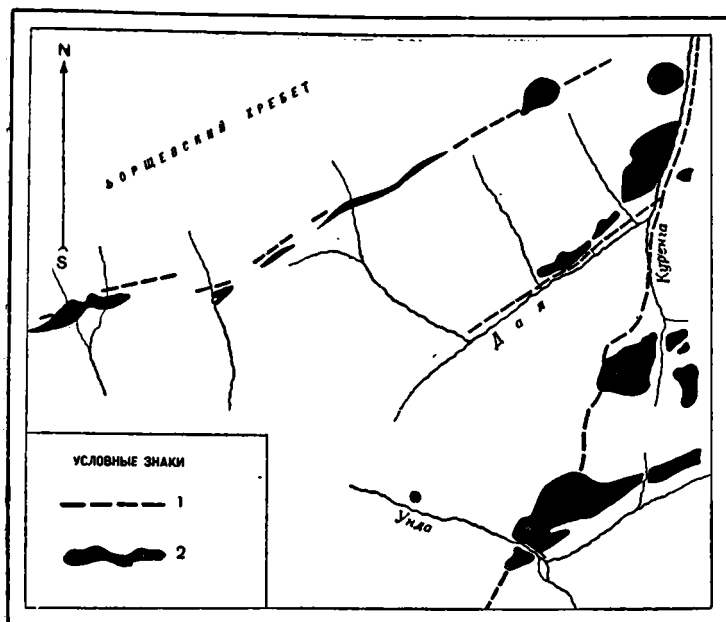
Прежний взгляд на геологию Забайкалья как на «древнее темя Азии», взгляд Зюсса—Обручева, после работ геологов школы М. М. Тетяева должен был быть отвергнут. Многими исследователями было доказано не только присутствие здесь морских осадков, но и сложная геологическая жизнь этого участка земной коры с интенсивными складчатыми процессами. В толкование тектонических структур Забайкалья Тетяевым и его учениками были введены широкие покровные шарьированные системы альпийского возраста.

В дальнейшем покровная структура была взята под сомнение и вызвала бурные споры и возражения со стороны В. А. Обручева и его учеников. Последние стояли на точке зрения сбросов, грабенов и горстов и осадкообразования в юрское время в узких впадинах. Последующими работами москвичей и работников Восточной Сибири были подтверждены сложные структуры и стратиграфия Забайкалья, но покровные перекрытия при наличии надвигов все же ставились под вопрос или опровергались. Большая часть



этих работ осталась в рукописном и часто недоступном виде; некоторые авторы ничего не сумели доказать, другие вообще не признают покровной структуры, заменяя надвиги сбросами и не давая сколько-нибудь стройной схемы тектоники Забайкалья. Наконец, некоторые работники стали на точку зрения или отсутствия или слабого проявления складчатости альпийского возраста.

Взгляды на вулканизм также подвергались изменениям. Прежняя, устаревшая точка зрения на интрузивы, как на домезозойские образования, давно отпала, и школа М. М. Тетяева делила граниты на две группы — древние и молодые. Это деление теперь в значительной степени тоже устарело, так как более углубленными работами может быть точнее установлен возраст интрузивов; но, как первое приближение, оно и по сие время имеет свое место в работах геологов Забайкалья.



Фиг. 83. Распределение послевержнеюрских интрузивов в исследуемом районе и связь их с тектоническими разрывами: 1 — тектонические разрывы, 2 — послееюрские интрузии.

Таким образом, работа, сделанная до сего времени различными геологами, дала очень много для понимания структуры Забайкалья. Авторы настоящей работы вносят лишь некоторые дополнения и изменения в существующие взгляды.

Из тектонического очерка видна сложная история динамических преобразований этого участка земной коры. Из схемы стратиграфических взаимоотношений явствуют неоднократные складчатые процессы, сопутствуемые по крайней мере тремя интрузивными циклами. Каждый из циклов, в свою очередь, охватывал несколько интрузивных фаз. Несомненно, что складчатые дислокации сопровождалась не только образованием складок, но и надвигами, осложнявшими общую картину. Таким образом, можно говорить о разном возрасте надвигов и разрывов, которые часто залечивались интрузиями, следовавшими вслед за складчатостью.

Такая приуроченность последних к разрывам надвигового и сбросового характера на нашем участке сказывается весьма резко в послееюрских интрузиях (фиг. 83). Она не дает возможности установить преобладающую роль и господство какой-либо одной складчатости. Последняя складчатость,

смявшая верхнемеловые (?) отложения даинской свиты, была очень слаба, и никаких данных в нашем районе об интенсивных дислокациях или надвигах в альпийское время у нас нет. Но уже нижний мел смят довольно интенсивно, и борта складок его местами осложнены надвигами. Это говорит, на наш взгляд, о складчатости в посленижнемеловое время, которая могла сопровождаться интрузивными процессами.

Последних нам видеть на нашем участке не удалось, может быть в силу слишком мелкой эрозии, не вскрывшей достаточно глубоких зон. Как на наиболее мощные складчатые процессы мезозойского времени, нужно указать на триасовую (?) складчатость. В это время сильно проявились интрузии адамеллитового типа.

Если говорить о простирании складчатых систем в Восточном Забайкалье, которые имеют преобладающее северо-восточное простирание, то, как мы уже отметили выше в тектоническом очерке, можно найти некоторые намеки на различные углы этого северо-восточного направления. Мы указывали на шарниры складок, которые от широтного простирания в немом палеозое переходят в восток-северо-восточное, в нижнем триасе (?), северо-восточное у нижней и средней юры, север-северо-восточное у верхней юры и нижнего мела и северо-восточное у верхнего (?) мела. Эти намеки пока надо считать рабочей гипотезой, в дальнейшем подлежащей ревизии.

Простирание надвигов и сбросов (?) также различно. Один надвиг послеюрского времени тянется через наш участок почти в меридиональном направлении. На севере нашего участка этот надвиг частично возобновлен в несколько иной конфигурации после нижнего мела. Надвиги вдоль Борщевского хребта, если они существовали, были залечены послеюрскими интрузиями и замаскированы позднейшими сбросами и молодыми осадками. Но все-таки очень возможно, что такие надвиги имели место, о чем свидетельствуют катаклазиты по южному краю этого хребта. Насколько эти катаклазиты являются доказательством больших горизонтальных перемещений, судить нельзя. У нас нет также никаких доказательств о покровном залегании одних комплексов на других, если не считать некоторого перекрывания надвигов с восток-юго-восточного крыла синклинала. Таким образом, признаков шарьированных комплексов и покровных структур на нашем участке не констатировано. Поэтому термины «аллохтон» и «автохтон» за ненадобностью нами не употребляются.

Относительно существующих взглядов на интрузивные породы у нас имеются значительные поправки, к которым мы и перейдем.

Критерием для определения возраста интрузивных пород, который применялся прежними исследователями, во многих случаях являлся разной интенсивности катаклиз. Этот критерий приходится совершенно отбросить, так как факты, наблюдавшиеся на нашем участке, его опровергают. Молодые надвиги превращают самые молодые интрузии в катаклазиты, и, наоборот, более древние, например триасовые адамеллиты и граниты, могут не иметь катаклаза при одновременном изменении отдельных участков в настоящие очковые гнейсы и милониты.

С другой стороны, более точное определение интрузива, как «послеверхнеюрский», «триасовый» и т. д., отбрасывает термин «молодой», как ненужный. Обычно же у многих геологов (Музылев, 1932; Пресняков, 1931; Деньгин, 1931; Белоусов и др., 1930 и т. д.) под молодым гранитом подразумевается послеюрский гранит, причем не устанавливается более точно его возраст.

По нашим данным, как уже сказано выше, в районе можно выделить несколько магматических циклов (см. гл. IV).

Общей для большинства интрузий является отчетливо выраженная направленность процесса в сторону образования наиболее кислых производных к концу магматического периода. Если обратиться к приведенному выше материалу, то мы увидим в древнем интрузивном цикле развитие интрузий от габбро и диоритов до кислых биотитовых гранитов. В триасовом

(?) интрузивном периоде процесс идет от адамеллитов к биотитовым гранитам и пегматитам. В верхнеюрское время излияния порфириров начинаются более основными разностями, а заканчиваются более кислыми кварцевыми аналогами. Послеверхнеюрский интрузивный цикл характеризуется развитием магматического процесса от диоритов, сиенитов и плагиогранитов к аляскитовым гранитам.

В то же самое время конечные производные этих интрузивных циклов становятся все более и более кислыми по мере перехода от древних к молодым. Так, например, из химических анализов, приведенных выше, вытекают следующие результаты: в мелкозернистых биотитовых гранито-гнейсах количество  $\text{SiO}_2$  равняется 71.26%, в триасовых мелкозернистых биотитовых гранитах  $\text{SiO}_2$  достигает 74.62% и, наконец, в послеюрских аляскитовых гранитах  $\text{SiO}_2 = 75.58\%$ . В то же время содержание щелочей дает обратную картину (см. табл. 14).

Т а б л и ц а 14

П о р о д а	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{в } \%}$
Гранито-гнейс . . . . .	8.72
Биотитовый гранит . . . . .	8.10
Аляскитовый гранит . . . . .	6.79

следующие результаты: в мелкозернистых биотитовых гранито-гнейсах количество  $\text{SiO}_2$  равняется 71.26%, в триасовых мелкозернистых биотитовых гранитах  $\text{SiO}_2$  достигает 74.62% и, наконец, в послеюрских аляскитовых гранитах  $\text{SiO}_2 = 75.58\%$ . В то же время содержание щелочей дает обратную картину (см. табл. 14).

Таким образом, из этого вытекает, что интрузивные циклы хотя и дают всегда в конце своего развития кислые граниты, тем не менее последние отличаются иной характеристикой в смысле содержания главных химических компонентов.

В предыдущих работах иногда упоминаются две формации послеюрских гранитов: онойская и аргунская. Музылев (1932<sub>2</sub>) характеризует эти формации следующим образом:

I. Онойская формация включает кислые и ультракислые граниты.

II. Аргунская формация имеет основные разности (адамеллиты и гранодиориты).

Основываясь на данных Е. А. Преснякова, А. Л. Лисовского и др., автор дает два ряда противоположных признаков, свойственных каждой из групп:

I

- 1) Лейкократовая весьма кислая магма ( $\alpha = 4.3$ )
- 2) Богатство магмы минерализаторами
- 3) Обилие пегматитовых образований
- 4) Отсутствие лампрофиров
- 5) Отсутствие полиметаллических месторождений

II

- 1) Большая основность магмы
- 2) Бедность минерализаторами
- 3) Слабое развитие пегматитов
- 4) Обилие лампрофиров
- 5) Отсутствие типичных пневматолитических месторождений

Эта концепция в рамках нашего района не подтверждается. Большая основность магмы (адамеллиты и гранодиориты) на нашем участке относится к триасовому (?) интрузивному циклу, а аляскитовые граниты имеют послеверхнеюрский возраст. Таким образом, надо говорить не о двух разновозрастных формациях, а о двух разновозрастных интрузивных циклах. При этом характеристика последних воспроизводит картину иную, чем та, которую дает Музылев. Так, согласно упомянутому автору, адамеллиты и гранодиориты отличаются слабым развитием пегматитов, бедностью минерализаторами и обилием лампрофиров, в то время как в нашем районе адамеллиты (триасового (?) возраста) характеризуются обилием пегматитов и минерализаторов и отсутствием лампрофиров.

Кислые аляскитовые граниты содержат, наоборот, очень мало пегматитов и меньшее количество минерализаторов.

Не отвергая категорически схемы Музылева для всего Восточного Забайкалья, мы считаем необходимым для нашего участка внести поправки и предлагаем нижеследующую схему характеристики циклов исследуемого района.

Ниже приводится вариационная и сравнительная диаграмма (по Ниггли),

Интрузивы	Минерализаторы	Жильные производные
I. Древние (неизвестного допалеозойского (?) возраста)	1) Габбро (амфиболиты) и диориты (диорито-гнейсы). 2) Граниты (гранито-гнейсы)	Обилие. Главные: $TiO_2$ , $P_2O_5$ , OH, галоиды Мало Пегматиты, лампрофиты и кварцевые жилы отсутствуют
II. Триасовые (?) адамеллиты	Обилие B, $TiO_2$ , $P_2O_5$ , OH, редкоземельные и радиоактивные соединения Be, F, Cl Много OH, $TiO_2$ , $P_2O_5$ , галоиды, редкоземельные и радиоактивные соединения	Обилие пегматитов. Мало кварцевых жил. Отсутствие лампрофитов
III. Послеверхнеюрские	1) Сложная интрузия диоритов, сиенитов, грано-сиенитов 2) Аляскитовые граниты	Пегматитов мало. Лампрофиты присутствуют. Кварцевых жил много

на которую нанесены анализы магматических пород нашего участка (толстые линии si) и других районов Восточного Забайкалья (тонкие линии si). Жирные вариационные кривые отвечают породам триасового (?) цикла, а тонкие — породам послеверхнеюрского возраста (фиг. 84).

Из диаграммы вытекают некоторые характерные положения:

1. Порфирит из долины р. Унды (5) очень близок по химическому составу авгитовому порфириту района ст. Рухлово (4).

Близким аналогом адамеллитов (17 и 20) нашего района являются грано-диориты хамаро-тырынский и Букуки (18 и 19).

2. Адамеллиты по всем коэффициентам занимают промежуточное положение между грано-диоритами (от 10 до 16) и более кислыми гранитами. От первых они отличаются более высокими коэффициентами si, al и alk и меньшим значением с и fm. Из среды гранитов они выделяются более низкими показателями si и alk и более высокими с и fm. Таким образом, здесь вполне отчетливо выступает химическая природа адамеллитов как промежуточного звена между грано-диоритами и гранитами.

3. Близких аналогов мелкозернистых биотитовых гранито-гнейсов среди известных анализов магматических пород Восточного Забайкалья мы не находим.

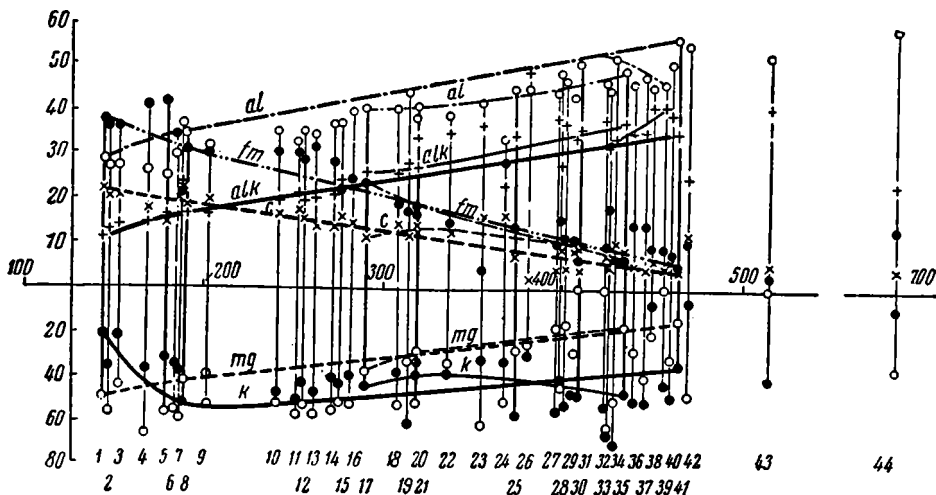
4. Аляскитовые граниты, как видно из диаграммы, являются наиболее кислыми представителями гранитных пород Восточного Забайкалья.

Возраст большинства приведенных гранитов нам неизвестен. Поэтому мы можем сравнивать наш анализ лишь с анализами гранитов Цаган-Олуевского массива (33) и Турги (39). Последний, как видно из диаграммы, в отношении al и alk дает иную ветвь дифференциации. Вообще аляскитовые граниты трудно сравнивать по химическому средству с другими аналогами в виду их резко выраженного минерального непостоянства, о чем указывалось выше в петрографическом очерке.

Триасовый (?) и послеюрский магматический циклы повторяют плавное возрастание si, alk, al и плавное убывание коэффициентов fm и с в ходе дифференциации магматических расплавов.

Диаграмма подчеркивает более полный ряд глубинных образований послеюрского цикла от диоритов нормальных, диоритов кварцевых, сиенитов нормальных, сиенитов кварцевых с промежуточными<sup>1</sup> грано-сиенитами

<sup>1</sup> К сожалению, анализов промежуточных типов у нас не имеется.



Фиг. 84. Вариационная диаграмма (по Ниггли) интрузивных пород изученного участка и сравнение их с породами других районов Восточного Забайкалья.

### НАЗВАНИЯ ПОРОД И ИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ

1. Кварцевый диорит пос. Куниканского (Маслов, Зиновкин, 1939, рукопись).
2. Оливиновый диабаз р. Осежина (Хлапонин, 1932).
3. Базальт верхнего течения р. Уров (И. В. Лучицкий, М. С. Нагибина, 1938).
4. Авгитовый порфирит 34 км от ст. Рухлово (Хлапонин, 1932).
5. Пироксен-роговообманково-плагиоклазовый порфирит р. Унды (Маслов, Зиновкин, 1938).
6. Андезит г. Топока (Хлапонин, 1932).
7. Грано-сиенит Хаверги (В. А. Заварицкий, 1937).
8. Кварцевый сиенит бассейна р. Даи (Маслов, Зиновкин, 1938).
9. Андезит р. Солонечной (Хлапонин, 1932).
10. Грано-диорит Куралги (Заварицкий, 1937).
11. Грано-диорит горы Керах (Хлапонин, 1932).
12. Грано-диорит хамаро-тыринский (Заварицкий, 1937).
13. Грано-диорит Куралги (Заварицкий, 1937).
14. Грано-диорит хамаро-тыринский (Заварицкий, 1937).
15. Грано-диорит Куралги (Заварицкий, 1937).
16. Грано-диорит арациро-тыринский (Заварицкий, 1937).
17. Адамеллит р. Унды выше пос. Купряковского (Маслов, Зиновкин, 1938).
18. Грано-диорит арациро-тыринский (Заварицкий, 1937).
19. Грано-диорит Букуки (Заварицкий, 1937).
20. Адамеллит Борщевского хребта—падь Дунаева (Маслов, Зиновкин, 1938).
21. Порфировидный биотитово-роговообманковый гранит горы Нижняя Аума (Хлапонин, 1932).
22. Гранит верхней части течения р. Бургали (Хлапонин, 1932).
23. Кварцевый порфир р. Керак (Хлапонин, 1932).
24. Роговообманковый гранит бассейна р. Невера в Верхнеамурском крае (Хлапонин, 1932).
25. Мелкозернистый биотитовый гранито-гнейс Борщевского хребта (Маслов, Зиновкин, 1938).
26. Плотный афанитовый фельзит р. Амура (Хлапонин, 1932).
27. Биотитовый гранит Халгаана (Заварицкий, 1937).
28. Порфировидный гранит Хамары (Заварицкий, 1937).
29. Гранит Куккульбея (Заварицкий, 1937).
30. Гранит доюрский Борщевского кряжа (Заварицкий, 1937).
31. Гейзенированный гранит Борщевского кряжа (Маслов, Зиновкин, 1938).
32. Гранит-порфир Шерловой горы (Холмов, 1929).
33. Липарит верхнего течения р. Уров (Лучицкий, Нагибина, 1938).
34. Аплитовый гранит Цаган-Олуй (Музылев, 1932).
35. Мелкозернистый биотитовый гранит Борщевского кряжа (Маслов, Зиновкин, 1938).
36. Гранит Дудьдурги (Холмов, 1931).
37. Гранит-порфир Хапчеранги (Заварицкий, 1937).
38. Биотитовый гранит Шерловой горы (Холмов, 1929).
39. Гранит послеюрский. Турга. (Фрейвальд, 1932).

40. Аплитовидный гранит Халзана (Заварицкий, 1937).  
 41. Аплитовидный гранит бассейна р. Куренги (Маслов, Зиновкин, 1938).  
 42. Аляскитовый гранит Шерловой горы (Холмов, 1929).  
 43. Аплит Шерловой горы (Холмов, 1929).  
 44. Кварцевый порфир (Холмов, 1929).

Коэффициенты анализов по Ниггли

№ анализа в диаграм- ме	al	fm	c	alk	si	k	mg	c/fm	qz
1	29.1	37.3	21.8	11.7	144	0.27	0.49	0.58	—
2	27.8	37.0	21.5	13.7	145	0.36	0.66	0.58	—
3	28.3	36.7	21.0	13.8	153	0.21	0.13	—	—
4	26.6	41.4	17.7	14.2	167	0.38	0.67	0.49	—
5	25.2	43.1	15.0	16.7	179	0.32	0.56	0.35	12.2
6	30.4	34.0	20.0	15.6	186	0.34	0.55	0.59	—
7	37.3	20.5	20.7	21.3	185	0.36	0.58	—	—
8	34.8	30.4	18.1	16.6	188.6	0.42	0.52	0.60	2.2
9	32.1	31.1	19.2	17.6	204	0.40	0.51	0.62	—
10	34.5	30.0	15.6	19.5	242	0.46	0.50	—	—
11	32.6	30.4	16.9	20.7	255	0.48	0.55	0.55	—
12	34.8	28.7	15.7	20.6	254	0.42	0.51	—	—
13	33.9	30.7	12.4	19.5	239	0.46	0.56	—	—
14	36.7	28.0	13.7	21.5	273	0.38	0.55	—	—
15	34.2	21.6	15.6	23.9	276	0.42	0.50	—	—
16	39.2	24.4	14.7	21.7	283	0.37	0.52	—	—
17	39.8	25.8	11.0	25.4	288.5	0.43	0.27	0.46	86.9
18	40.9	18.9	14.2	25.8	308.6	0.57	0.52	—	—
19	43.5	17.0	11.6	27.9	314	0.60	0.31	—	—
20	40.8	17.7	17.4	26.2	319	0.38	0.31	0.70	114.2
21	38.0	17.0	11.8	33.2	318	0.32	0.51	0.70	—
22	39.2	14.5	11.9	34.4	335	0.38	0.33	0.82	—
23	41.7	4.7	15.1	26.5	355	0.31	0.60	2.09	—
24	32.8	28.4	15.6	23.2	367	0.35	0.49	0.55	—
25	45.0	13.7	7.2	34.0	374	0.67	0.27	0.52	137.8
26	44.5	4.7	2.2	48.6	381	0.28	0.25	0.34	—
27	44.0	10.1	4.5	38.0	397	0.54	0.17	—	—
28	47.7	14.7	10.1	27.4	398	0.40	0.42	—	—
29	47.1	10.9	4.6	37.2	401	0.50	0.15	—	—
30	43.1	11.0	6.3	34.3	407.6	0.47	0.25	—	—
31	50.2	7.0	3.7	36.8	408.6	0.47	0.00	0.53	165.4
32	46.5	8.8	6.9	37.9	424	0.53	0.00	—	—
33	45.5	17.6	4.9	31.8	424.5	0.66	0.62	—	—
34	51.0	0.3	10.1	32.6	430	0.69	0.50	0.16	—
35	48.8	7.0	7.7	36.9	430.6	0.46	0.16	0.10	185.4
36	45.1	14.2	5.1	35.4	437	0.50	0.28	—	—
37	47.6	13.3	4.0	35.0	446	0.51	0.40	—	—
38	44.5	5.6	6.8	40.4	450	0.06	0.21	0.75	—
39	45.5	8.6	5.0	40.9	456	0.43	0.00	0.58	—
40	49.0	6.9	5.1	39.0	459.6	0.49	0.31	—	—
41	56.1	5.2	4.4	34.3	464.4	0.34	0.14	0.84	228.2
42	54.0	10.2	1.4	24.4	470	0.06	0.48	1.11	—
43	52.0	2.1	6.0	41.0	513	0.40	0.00	—	—
44	59.6	13.2	4.3	22.9	700	0.10	0.35	0.33	—

и плагитогранитами до аляскитовых гранитов и их еще более кислых жильных производных. В то же время триасовый (?) магматический цикл охватывает значительно меньшее разнообразие пород от адамеллитов до биотитовых гранитов.

Переходя к генезису касситерита, нужно сразу же предположить различные пути происхождения россыпей последнего:

1. Касситерит может скапливаться в современных и древних террасовых россыпях в силу разрушения коренных месторождений.

2. Присутствие касситерита может быть объяснено переотложением древних россыпей.

Месторождения в долине р. Шивни и прииска Балахня связываются с рыхлыми белесоватыми террасовыми отложениями. Последние, повидимому, являются результатом разрушения глыбового конгломерата предгорий Борщевки. В этом случае необходимо искать касситерит не только в террасах, но и в самом глыбовом конгломерате. Глыбовый конгломерат залегает как раз у края Борщевки, местами прикрывая зону тектонических разрывов.

Месторождение касситерита «Прииск Балахня» стоит рядом с целой зоной катаклизмов, интенсивно измененных гидротермами. Появляется мысль о связи коренных месторождений касситерита с тектоническими разрывами. И мы позволяем себе высказать предположение: не образован ли в данном случае касситерит в результате возгона эманаций по нарушенным участкам и трещинам сбросового характера, тем более что его сопровождает в ряде случаев киноварь?

Поэтому, не связывая в настоящий момент генезиса коренного касситерита с какой-нибудь определенной интрузией (повидимому, этот минерал имеется в небольших количествах и в триасовых и в послелюрских интрузиях), мы считаем нужным разрешать вопрос о связи или об отсутствии таковой между распределением касситерита и тектоническими разрывами.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАГИОКЛАЗОВ МЕТОДОМ ФЕДОРОВА—НИКИТИНА

№ шлифа	Название породы	P			D			% An	Закон	2 V	Знак
		Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				
653 <sup>a</sup>	Кварцевые сиениты	76	15	84	—	—	—	12	Манебахский	+84	+
635 <sup>a</sup>		77	18	86	—	—	—	10	Манебахский	+80	+
374	Грано-сиениты	82	64	27	12	78	89	25	Периклиновый	-86	-
751		76	36	58	15	83	76	22	Периклиновый	-86	-
530		75	16	82	38	84	53	10	Периклиновый	+76	+
830		75	16	84	16	76	85	8	Периклиновый	+66 +84	+
751		75	16	87	17	75	83	9	Периклиновый	+84	+
1565 <sup>e</sup>		Роговообманково-плагиоклазовый порфирит	16	74	85	73.5	16	85	37	Альбит-эстрельский	-82
9 <sup>e</sup>	Пироксеновый порфирит	34	61.5	75	61	66.5	38.5	58	Карлсбадский	+80	+
2050	Пироксенбиотит-плагиоклазовый порфирит	21	78.5	74	70.5	39	57	55	Альбит-эстрельский	+80	+
1598 <sup>a</sup>	Порфиридные	86	22	69	10	88	85	20	Периклиновый	-77	-
1941 <sup>a</sup>	Адамеллиты	88	21	69	5	89	86	20	Периклиновый	-85	-

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАГИОКЛАЗОВ ЗОНАЛЬНЫМ МЕТОДОМ

№ шли-фа	Название породы	Зона	Направление	Угасание		Состав	Закон
				E <sub>1</sub>	E <sub>2</sub>		
2221	Амфиболиты	(010)	[100]	+ 28	+ 24	Ab <sub>47</sub> An <sub>53</sub>	—
2165 <sup>a</sup>	Диорито-гнейсы	(010)	[100]	+ 19 + 11 + 5 0 — 6 — 0	— 13 — — — — —	Ab <sub>64</sub> An <sub>36</sub> Ab <sub>71</sub> An <sub>29</sub> Ab <sub>76</sub> An <sub>24</sub> Ab <sub>80</sub> An <sub>20</sub> Ab <sub>84</sub> An <sub>16</sub> Ab <sub>80</sub> An <sub>20</sub>	Карлсбадский
4830 <sup>a</sup>	Крупнозернистые биотитовые гранито-гнейсы	(010)	[100]	+ 14	— 14	Ab <sub>89</sub> An <sub>31</sub>	Альбитовый
4954 <sup>a</sup>	Мелкозернистые биотитовые гранито-гнейсы	(010)	[100]	— 12	+ 12	Ab <sub>95</sub> An <sub>5</sub>	Альбитовый
1630 <sup>a</sup>	Мелкозернистые мусковитовые гранито-гнейсы	(010)	[100]	— 7	+ 7	Ab <sub>85</sub> An <sub>15</sub>	Альбит-эстрельский
630	Оливиновые габбро	(010)	[100]	+ 33	+ 30	Ab <sub>35</sub> An <sub>65</sub>	Roc-Tourné
285 <sup>a</sup>	Мелкозернистые и среднезернистые и меланократовые габбро	(010)	[100]	+ 30	—	Ab <sub>45</sub> An <sub>55</sub>	Альбит-эстрельский
902 <sup>o</sup>		(010)	[100]	+ 27	— 27	Ab <sub>50</sub> An <sub>50</sub>	Карлсбадский
331 <sup>a</sup>		(010)	[100]	+ 29	— 12	Ab <sub>48</sub> An <sub>52</sub>	
324 <sup>o</sup>		(010)	[100]	+ 27	— 11	Ab <sub>50</sub> An <sub>50</sub>	Карлсбадский
564		(010)	[100]	+ 33	— 33	Ab <sub>40</sub> An <sub>60</sub>	Альбит-эстрельский
2168	Среднезернистые адамеллиты	(010)	[100]	Ядро +13	—	Ab <sub>70</sub> An <sub>30</sub>	—
		—	—	I зона +5	—	Ab <sub>76</sub> An <sub>24</sub>	—
		—	—	Обол. 0	—	Ab <sub>80</sub> An <sub>20</sub>	—
769	Пегматито-граниты	(010)	[100]	— 12	— 12	Ab <sub>92</sub> An <sub>8</sub>	Эстрельский
		(100)	[100]	— 2	—	Ab <sub>100</sub> An <sub>0</sub>	
2222	Мелкозернистые биотитовые граниты	(010)	[100]	— 5	+ 5	Ab <sub>82</sub> An <sub>18</sub>	Альбит-эстрельский
2077	Кварц-биотит-плагиоклазовые порфириды	(010)	[100]	+ 11	— 11	Ab <sub>72</sub> An <sub>28</sub>	Альбит-эстрельский
2077		(010)	[100]	— 13	+ 13	Ab <sub>95</sub> An <sub>5</sub>	Альбитовый
2057	Пироксен-роговообманково-плагиоклазовые порфириды	(010)	[100]	+ 32	+ 15	Ab <sub>40</sub> An <sub>60</sub>	Roc-Tourné
486		(010)	[100]	+ 33	+ 20	Ab <sub>36</sub> An <sub>64</sub>	Roc-Tourné
2057		(010)	[100]	+ 27	— 12	Ab <sub>50</sub> An <sub>50</sub>	Карлсбадский
2025		(010)	[100]	+ 29	— 29	Ab <sub>48</sub> An <sub>52</sub>	Альбит-эстрельский
2007		(010)	[100]	+ 12	— 12	Ab <sub>95</sub> An <sub>5</sub>	Альбитовый
6120		(010)	[100]	— 12	+ 12	Ab <sub>92</sub> An <sub>8</sub>	Альбит-эстрельский
981	Андезиты	(010)	[100]	+ 30	— 30	Ab <sub>45</sub> An <sub>55</sub>	Альбит-эстрельский
91 <sup>a</sup>	Плагиограниты	(010)	[100]	+ 13	+ 5	Ab <sub>70</sub> An <sub>30</sub>	Roc-Tourné



№ шли-фа	Название породы	Зона	Направление	Угасание		Состав	Закон
				E <sub>1</sub>	E <sub>2</sub>		
1596	Жильные плагиограниты	(010)	[100]	- 12	+ 12	Ab <sub>92</sub> An <sub>8</sub>	Альбит-эстрельский
1013	Жильные сиениты	(010)	[100]	Ядро + 10 Обол. 6	- 8 + 4	Ab <sub>72</sub> An <sub>28</sub> Ab <sub>85</sub> An <sub>15</sub>	Карлсбадский
427	Жильные роговообманково-биотитовые монцититы	(010)	[100]	+ 22	- 22	Ab <sub>60</sub> An <sub>40</sub>	Альбит-эстрельский
427		(010)	[100]	Ядро + 28 Обол. + 14	- 22 - 12	Ab <sub>50</sub> An <sub>50</sub> Ab <sub>70</sub> An <sub>30</sub>	Карлсбадский
188	Синидиновые кварцевые порфиры	(010)	[100]	- 15	+ 15	Ab <sub>98</sub> An <sub>2</sub>	Альбитовый
125	Аляскитовые граниты	(010)	[100]	- 12	+ 12	Ab <sub>92</sub> An <sub>8</sub>	Альбитовый
134 <sup>a</sup>		(010)	[100]	- 15	+ 15	Ab <sub>93</sub> An <sub>2</sub>	Альбитовый
125		(010)	[100]	- 12	+ 12	Ab <sub>92</sub> An <sub>8</sub>	Альбитовый
835 <sup>a</sup>	Турмалиновые граниты	(010)	[100]	- 10	+ 8	Ab <sub>88</sub> An <sub>12</sub>	Карлсбадский
414		(010)	[100]	- 15	+ 5	Ab <sub>98</sub> An <sub>2</sub>	Карлсбадский
135	Аплиты	(010)	[100]	- 13	+ 10	Ab <sub>92</sub> An <sub>8</sub>	Комбинация карлсбадского и периклинового
133		(010)	[010]	+ 16	- 12	Ab <sub>92</sub> An <sub>8</sub>	Аклиновый
81	Базальты	(010)	[100]	+ 29	- 13	Ab <sub>48</sub> An <sub>52</sub>	Карлсбадский

## ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев Б. Н. 1. Олово. Мин. ресурсы. 1930, 1—112.  
 Артемьев Б. Н. 2. Материалы к познанию оловянных месторождений Восточного Забайкалья. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 7.  
 Ассерский А. Н. Некоторые данные об оловоносности Восточного Забайкалья. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 7.  
 Бедарусов В. В., Наливкин А. А., Максимов Б. А. и Тетяев М. М. Геологическая съемка в Верхнеудинском районе Забайкалья в 1930 г. Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1913, вып. 107.  
 Багадов И. Курорты Забайкалья, пути их развития. Труды физ.-терап. общ. М., 1909—1912, 1914.  
 Войновский-Кригер К. Г. Геологические исследования в бассейне рр. Тальман-Борви и Урумунгул в В. Забайкалье. Труды Гл. геол.-разв. упр., 1931, 37.  
 Гедройц А. Э. Реферат о книге М. Герасимова «Очерки Нерчинского горного округа». Изв. Вост.-сиб. отд. Русск. геогр. общ., 1817, 28, № 2, 179.  
 Гедройц А. Э. Геологические исследования в Нерчинском округе в 1896 г. Геол. исслед. по линии Сиб. ж. д., 1898, вып. 10.  
 Гедройц А. Э. Краткий отчет в геологических исследованиях в Нерчинском округе летом и осенью 1898 г. Геол. исслед. по линии Сиб. ж. д., 1899, вып. 10.  
 Гедройц А. Э. Геологические исследования в В. Забайкалье. Геол. исслед. по линии Сиб. ж. д., 1909, вып. 27.  
 Герасимов А. П. Очерк Нерчинского горного округа, 1896.  
 Герасимов А. П. Геологические исследования в Восточном Забайкалье в 1896 г. Геол. иссл. по линии Сиб. ж. д., 1897.

- Герасимов А. П. Геологические исследования в Центральном Забайкалье. Геол. иссл. по линии Сиб. ж. д., вып. 23.
- Деньгин Ю. П. Геологические исследования в Восточном Забайкалье в 1927 г. Труды Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 37.
- Заварицкий В. А. Материалы по изверженным породам Восточного Забайкалья. Изв. Акад. Наук, 1937, № 2.
- Кипарисова Л. Д. Геологические исследования в районе сел Амагуй и Кутомара. Труды Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 37.
- Кипарисова Л. Д. К стратиграфии морского триаса в Восточном Забайкалье. Труды Гл. геол.-разв. упр., 1932, вып. 3.
- Кичигина О. М. Пермские и меловые отложения Белектуйского района. Труды Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1933, № 337.
- Кичигина О. М. К вопросу о корреляции мезозойных пресноводных отложений Забайкалья с отложениями С. Америки. Проблемы сов. геол., 1936, № 12.
- Кичигина О. М. К стратиграфии морских мезозойских отложений в бассейне р. Борзи. Труды Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1935, вып. 368.
- Клеванский П. М. Геологическая съемка местности между г. Сретенском и Букагачинским угольным месторождением. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1935, вып. 10.
- Криштофович А. Н. Растительные остатки из оверных отложений Забайкалья. Зап. Мин. общ., 1918, 51, вып. 1.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока, 1932.
- Лисовский А. Л. Геологические исследования в районе сел. Акагуй и Кутумира. Труды ГГУ, 1931, вып. 37.
- Лучицкий В. И. и Кузнецов Е. А. Петрографические провинции СССР. 1935.
- Лучицкий И. В. и Нагибина М. С. О молодых эффузивах Восточного Забайкалья. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, 16.
- Максимов Б. А. О залегании нижнего мела в Забайкалье. Пробл. сов. геол., 1937, 7, № 3.
- Максимов Б. А. Геологический очерк района г. Сохондо. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1935, вып. 9.
- Маслов В. П. и Зиновкин А. Д. Стратиграфия и магматические циклы бассейна р. Даи. Советская геология № 1, 1940.
- Мейстер А. Восточная окраина Ленского золотоносного района. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сибири, Ленский район, 1914, вып. 10.
- Музылев С. А. 1. Условия залегания рыбных битуминозных сланцев в В. Забайкалье. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, 51, вып. 47.
- Музылев С. А. 2. Геологические исследования в окрестностях Цаган-Олуевского гранитного массива. Труды Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 136.
- Немова З. Н. Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород. Труды Геол. ком., 1930, вып. 186.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинская Даурия). Геол. иссл. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1914, 22, 1.
- Обручев В. В. Еще о шариаках в Южной Сибири и Центральной Азии. Геол. вестн., 1929, №№ 1—3.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. I, Л., Изд. Акад. Наук, 1935.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. II, Л., Изд. Акад. Наук, 1936.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. М., 1937.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. III, Л., Изд. Акад. Наук, 1938.
- Обручев В. А., Герасимов А. П. и Гедройц А. Э. Геологические исследования и разведки в Забайкальской области в 1798 г. Геол. иссл. по линии Сиб. ж. д., 1899, вып. 19.
- Пресняков Е. А. Геологические исследования в Приаргунье. Материалы по общ. и прикл. геол., 1931, вып. 37.
- Пэк А. В. Геологические исследования в бассейне р. Или. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1921, 50, вып. 69.
- Рейс О. О фауне рыбных сланцев Забайкальской области. Геол. иссл. по линии Сиб. ж. д., 1910, вып. 29.
- Руднев В. Н. Геологические исследования в 1930 г. в Юго-восточном Забайкалье. Труды Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1931, вып. 152.
- Руднев В. Н. и Тетяев М. М. Бассейн рр. Куенги и Олова в Забайкалье. Труды Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1928, вып. 2—4.
- Соколов Д. С. Геологический очерк верхней части бассейна рр. Аги и Туры. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1935, № 9.
- Соколов Д. С. О морских юрских отложениях Восточного Забайкалья. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1936, 14, 2.
- Соколов Д. С. и Шуккина Е. Н. Верхнеюрские, меловые и третичные отложения Восточного Забайкалья. Вост.-Сиб. трест, 1935 (Рукопись.)
- Стуков Г. Шивиновы минеральные воды. Зап. Чит. отд. Приморск. отд. Русск. геогр. общ., 1901, вып. 4.

- Тетяев М. М. 1. Новые данные по геологии Забайкалья. Вестн. Геол. ком., 1927, № 1.
- Тетяев М. М. 2. О геологии и тектонике Забайкалья. Вестн. Геол. ком., 1927, № 8—9.
- Тетяев М. М. О шарьяжах в Восточной Сибири. Геол. Вестн., 1928, 6, № 4—6.
- Тетяев М. М. К строению южной части Восточной Сибири. Геол. Вестн., 1929, 7, № 1—3.
- Тетяев М. М. 1. По поводу геологии окрестностей г. Нерчинска. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1931, вып. 100.
- Тетяев М. М. 2. Новые данные о распространении морского триаса в Забайкалье. Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1931, вып. 20.
- Толстихин Н. И. и Щукина Е. Н. Геологические исследования в Сре-тенск-Козаковском районе, 1931 г. (Рукопись)
- Флоренсов Н. А. К геологии верхней части бассейна р. Аги. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1937, вып. 12.
- Флоренсов Н. А. и Ларина В. А. Гусиноозерское месторождение углей. Труды Всесоюзн. геол.-разв. тр., 1937, вып. 13.
- Хлапонин А. И., Леонтович А. А. и Приада В. Д. Геологические исследования в Верхне-Амурском районе. Труды Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 231.
- Холмов Г. В. Результаты минерально-петрографической съемки Шерлогорского вольфрамового месторождения (Забайкалье) летом 1928 г. Изв. Геол. ком., 1929, 18, вып. 10.
- Эггер. Остракоды рыбных сланцев в Забайкальской обл. Геол. исслед. вдоль ли-нии Сиб. ж. д., 1910, вып. 29.
- Чернышев Б. И. *Estheria* из Сибири и ДВ. Изв. Глав. геол.-разв. управл., 1930, № 2.
- Щукина Е. Н. и Соколов Д. С. О возрасте и генезисе Шилкинского конгломерата. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1932, № 3—4.

V. P. MASLOV AND A. D. ZINOVKIN

#### A. GEOLOGICAL REVIEW OF THE BASIN OF THE DAIA RIVER AND THE SOUTH-EASTERN SLOPE OF THE BORTSCHEVSKY RANGE (EAST SIBERIA)

##### Summary

In 1937 the authors carried out a geological survey (on a scale of 1 : 100 000) of a small region of East Transbaikal near the southern slope of the Bortschevsky Range.

##### 1. Stratigraphy

The most ancient rocks of an unknown age are crystalline schists — sillimanitic, garnet, biotitic, disthenic; hornstones, quartzites, and orthogneisses. All of these rocks are undoubtedly more ancient than the Lower Triassic and probably pertain to the old Paleozoic or Pre-Cambrian.

Unfossiliferous Paleozoic. Conventionally referred to the unfossiliferous Paleozoic are carbonate rocks and hornstones, which are subdivided into two thick series: (1) the lower, hornstone one and (2) the upper, carbonate one (marbles).

Lower Triassic (?) is represented by arenosargillite rocks of dark colours. In these, a poor fauna of the Lower Triassic has been found. Since there are no precise data as to the age, these deposits are considered to be Lower Triassic (?) or (which is less probable) Upper Permian.

Middle and Lower Jurassic (?). Conventionally referred to this are the unfossiliferous rocks lying in the form of a syncline on the eroded surface of adamellites and of the unfossiliferous Paleozoic. These rocks, which in petrographic composition closely approach the Lower Triassic (?), essentially differ from it in colour, density and degree of metamorphism.

In the upper horizons the arkose sandstones of the conventional Middle and Lower Jurassic contain beds of fine-pebbly conglomerates and uneven-grained sandstones, in their outward appearance and petrographical composition analogous to sandstones and conglomerates from the basal beds of the Upper Jurassic.

The Upper Jurassic deposits are characterized by two complexes of rocks — effusive-tuffogene and areno-conglomerate ones. The two complexes are linked by facial transitions, and although the effusive complex in the lower part is preserved and underlies the areno-conglomerate series of rocks, the upper part (half) changes and passes into sandstones and conglomerates. The porphyrites entering into the composition of the Upper Jurassic, have the form of sheets and lava flows.

The basal horizons J<sub>3</sub> unconformably overlie the sandstones of the Lower Triassic(?) and are formed by conglomerates with beds of sandstones between them. Higher up lies an effusive series, represented by porphyrites and tuff-conglomerates with thin intercalations of sandstones. Rarely occur characteristic derivatives of lava flows-breccias of porphyrites, cemented together by the same porphyrites. Porphyritic tuffs and tuff-conglomerates are abundant. On the Unda River this series is very thick. In its upper horizons appear thin sheets of quartz porphyrites and bands of conglomerates with a sandy cement. Among the porphyrites, tuffogene conglomerates and sandstones repeatedly occur remains of burnt stems of coniferous plants and impressions of the latter. In an exposure near the Korovino village flora has been found, within which M. F. Neyburg has determined *Phoenicopsis angustifolia* H r. and *Baiera* sp. When traced to the north-east along the strike, the sheets of porphyrites were found to be not persistent and replaced by tuff-conglomerates with a gradual wedging out of the lava flow. In the upper part of the section there are thick tuff-conglomerates of a green colouring. In the upper horizons of the section in the sandstones over the tuffogene rocks a flora has been found, within which M. F. Neyburg has determined *Czekanowskia* sp. and a fertile ear of *Gingko* sp. (The Upper Jurassic lies with angular unconformity upon the Lower Triassic(?) and adamellites and contains the latter in pebbles.

The Lower Cretaceous is characterized by beds of argillites, green and yellow sandstones, beds and lenses of fine-pebbly conglomerates, wedging out and passing into coarse-grained sandstones. The general appearance of the sandstones (as well as their petrographical composition) is highly variable. Due to this, all the transitions from dense massive green sandstones to friable yellow varieties are encountered.

In the mouth of the Shivia River in the dark-grey bituminous argillites, E. N. Tschukina discovered fish scales and a flora, from which V. D. Prinada determined the following forms: *Rhizomopteris* sp., *Schizolepis dahuricum* Prin., *Pityospermum* sp., *Cladophlebis* sp. cf. *whitbyensis* Brogn., *Pityolepis* sp., cf. *Czekanowskia rigida* Heer, *Pityophyllum* sp., *Equisetites* sp., *Baiera* sp. of the type *longifolia* Pom.

Higher up from this horizon E. N. Tschukina and N. I. Tolstikhin found fauna, described by B. I. Chernyshev. Here were determined the following forms of crustaceans: *Prolepidurus daja* Tschern., *Prolepidurus* sp., *Estheria daja* Tschern., *Lynceus (Lymnetis) tschukini* Tschern.

This fauna is well preserved, and in the opinion of B. I. Chernyshev it should be referred to the Cretaceous above the Turga horizon.

The basal conglomerates of the Lower Cretaceous overlie with an angular unconformity the Upper Jurassic.

It should be noted that in the conglomerates of the Lower Cretaceous there are pebbles of several post-Jurassic intrusive rocks, and in one case, even of cataclasites derived from post-Jurassic granites. Thus, the angular unconformity between the Lower Cretaceous and the Upper Jurassic is accounted for: 1) by folding, 2) by subsequent intrusions, and 3) by post-intrusive dislocations which crushed the granites in cataclasites.

The Upper Cretaceous (?). (Daia series) The Lower Cretaceous sediments are overlain with angular unconformity by sandstones and argillites with lenses of fine conglomerates and small sheets and lenses of quartz porphyries and their tuffs. No fauna has been found in these deposits, but the unconformable bedding of this series suggests a more recent age.

The Tertiary-Quaternary block conglomerates of the foothills of the Bortschevsky Range.

These conglomerates lie horizontally upon the Lower and conventionally Upper (?) Cretaceous. The conglomerates have a friable coarsely sandy cement and, in addition to pebbles and boulders, contain large, almost unrounded blocks of the local rocks of the Bortschevsky Range. The cement of the conglomerates has a whitish colour and contains small non-commercial lignite lenses. These rocks pertain to the Upper Tertiary or Lower Tertiary time.

Quaternary formations, in the form of terraces, alluvium and deluvium are widely developed in the region. To the same age belong the basalts lying in horizontal sheets upon Jurassic and Upper Cretaceous (?) rocks. Within the region, six terraces have been established, of the following heights: I—2 m. II—6 m.; III—12 m.; IV—20 m.; V—40 m.; VI—80 m.; above the flood plain respectively.

## 2. The magmatic cycles of the region

The above-mentioned rocks are intruded by Triassic (?) adamellites and granites, and form in the latter numerous xenoliths. The relations observed between the different members of the orthogneisses enable to outline the following rough scheme of the most ancient intrusions: (1) pyroxenites (?) + gabbros + diorites; (2) coarse-grained biotite granites; (3) fine-grained biotite granites. The gabbro intrusion pertains to the interval of time between the Triassic (?) and the nonfossiliferous Paleozoic.

The most prevalent representatives of deep-seated rocks of the region investigated are porphyry-like adamellites. These rocks compose the large pluton of the Bortschevsky Range and smaller bodies in the southern part of the region.

The adamellites intrude and metamorphose the rocks of the nonfossiliferous Paleozoic and Lower Triassic (?). The contact metamorphism is revealed in the transformation of sandstones and arkoses into quartzites and hornstones, and of argillites, into hybrid microcline-diopside rocks.

The vein series of adamellites is represented chiefly by fine-grained biotite granites (often containing quartz), pegmatite-granites, and a diverse complex of pegmatites. Among the latter, schorl and mica varieties predominate. Less frequently occur beryl, fluorite, garnet and common pegmatites.

The age of the above-mentioned rocks is determined as Triassic.

A more recent magmatic rock of the region are the porphyrites, widely developed within the Upper Jurassic deposits. They are represented by numerous varieties, distinguished by a different composition of the porphyrite phenocrysts.

Among the porphyrites the most widespread are pyroxene-hornblende-plagioclase varieties, as well as pyroxene-plagioclase, pyroxene and hornblende-plagioclase ones, which characterize the lower and middle parts of the volcanogenous series. In the upper parts of the latter, the chief part is played by biotite-bearing varieties, and in the highest horizons of the Upper Jurassic, the effusive sheets are formed exclusively by quartz-biotite porphyrites. The most characteristic feature of the latter is their comparatively small thickness, their horizontal spreading being considerable.

The Upper Jurassic deposits are intruded by quartz diorites, syenites, granosyenites, alaskite granites and their vein derivatives.

These intrusions, in spite of the great variety of petrographical types, have a lesser spatial development, than Triassic (?) adamellites, and in most cases are confined to tectonic ruptures.

All of these rocks (with the exception of alaskite granites), judging by their intimate connection and mutual transitions, are derivatives of the same intrusion. The latter seems to have a considerable thickness, but at present only its apical parts have been uncovered by erosion.

The syenites and plagiogranites are accompanied by vein syenites and vein plagiogranites.

The alaskite granites intrude the effusive series, as well as plagiogranites, granosyenites and quartz syenites. The intrusions of alaskite granites are accompanied by a vein series, represented by tourmaline granites, aplites, common pegmatites and quartz veins.

The pebbles of most of the rocks described have been encountered by us in the composition of basal Lower Cretaceous conglomerates. Thus, the age of the intrusions described is determined as post-Upper Jurassic but pre-Lower Cretaceous.

Within the Daia series (Upper Cretaceous ?) there are sheets of quartz porphyries and their tuffs of small thickness. There are several such sheets.

The most recent magmatic rocks of the region are basalts. The latter compose some small horizontally lying sheets and progressively overlie the deposits of the Upper Jurassic, Lower Cretaceous and of the Daia series. In the composition of the block Tertiary-Quaternary conglomerate, basalt pebbles are absent. From all the aforesaid, we provisionally refer the basalts to the old Quaternary time.

General scheme of magmatic cycles:

1. The most ancient intrusions — 1) gabbros + diorites,  
2) coarse-grained biotite granites,  
3) fine-grained biotite granites.

II. Middle or Upper Paleozoic intrusive cycle — gabbro.

III. Triassic intrusive cycle — adamellite with a vein series of fine-grained biotite granites, pegmatites and a small number of quartz veins.

IV. Upper Jurassic effusive cycle—porphyrites and their tuffs.

V. Post-Upper Jurassic intrusive cycle:

- 1) Very differentiated magma with patches of the composition of diorites, quartz diorites, syenites-quartz syenites and without quartz granosyenites, plagiogranites. Vein series — vein syenites, vein plagiogranites and probably hornblende-biotite monzonites.

- 2) Alaskite granites with a vein series of tourmaline granites, aplites, pegmatites and quartz veins.

- 3) Dykes of sanidine quartz porphyries and andesite-basalts.

VI. Lower Cretaceous effusive cycle.

Dykes and stocks of quartz-hornblende porphyrites.

VII. Upper Cretaceous effusive cycle.

Quartz porphyries and their tuffs.

VIII. Ancient Quaternary effusive cycle.

Basalts.

### 3. Tectonics and general conclusions

In the north of the region, the Bortschevsky Range, composed of crystalline rocks is sharply prominent. Further south is located a large syncline with Jurassic and post-Jurassic deposits. And, finally, from the east and south-east this syncline is bounded by a complicated complex of intrusions, at the top of which lie detected patches of Lower Triassic (?) and of nonfossiliferous Paleozoic. In the south-east the Jurassic deposits lie in basal beds upon pre-Jurassic adamellites and are intruded by post-Upper Jurassic granosyenites. To the north, as well as along the boundary of the Bortschevsky Range, a tec-

tonic contact of the Jurassic with crystalline rocks is observed. A complicated history of dynamic transformations of the area and the repeated occurrence of folding processes is revealed; these were followed by at least three intrusive cycles. Each of these cycles in turn comprised several intrusive phases. There is no doubt that the folded dislocations were followed not only by a formation of folds but also by overthrusts which complicated the general picture. We may speak of the different age of the overthrusts and ruptures which were frequently healed by the intrusions following foldings. The latter being confined to ruptures of an overthrust and fault nature is very distinctly pronounced within our area in the post-Jurassic intrusions. The last folding, which crumpled the Upper Cretaceous (?) deposits of the Daia series, was very feeble. and no evidence of intensive dislocations or overthrusts during the Alpine time is available in the region discussed. But already the Lower Cretaceous is rather extensively distorted and the borders of its folds are in some places complicated by overthrusts. The most powerful folding processes occurred in the Triassic.

To the same time pertains the great intrusion of adamallites.

As to the strike of the folding systems in eastern Transbaikal, which have a predominant north-eastern strike, a certain difference in the angles of this north-eastern direction is observed. Thus, the hinges of the folds, from a latitudinal strike in the nonfossiliferous Paleozoic pass to a east-north-eastern one in the Lower Triassic (?), a north-eastern one in the Lower and Middle Jurassic, in a north-east-northern one in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous, and in a north-eastern one in the Upper Cretaceous. The strike of the overthrusts and faults is also different. One of the overthrusts of post-Jurassic time stretches through the area in a nearly meridional direction. There is no evidence in favour of a sheet-like bedding of some complexes upon others, besides a certain overlapping by an overthrust from the east of the south-eastern limb of the Jurassic syncline.

Common for the majority of intrusions is the distinctly pronounced tendency of the process towards the formation of the most acid derivatives at the end of the magmatic period.

A scheme of the characteristic features of magmatic cycles

Intrusions	Mineralizers	Vein derivatives
I. Ancient (of unknown pre-Paleozoic (?) age) (1) Gabbroes (amphibolites) and diorites (diorite-gneisses) (2) Granites (granite-gneisses)	Abundant. The Chief of them are $TiO_2$ , $P_2O_5$ , OH and halogens	Pegmatites, lamprophyres, and quartz veins absent.
II. Triassic adamallites	Abundant. B, $TiO_2$ , $P_2O_5$ , OH, Zr. Rare-earth and radioactive combinations, Be, F, Cl	Abundance of pegmatites, few quartz veins. Absence of lamprophyres
III. Post-Upper Jurassic (1) Complex intrusion of diorites, syenites, granosyenites and plagiogranites (2) Alaskite granites	A large quantity of OH, $TiO_2$ , $P_2O_5$ , halogens, rare-earth and radioactive combinations. Chiefly B	Pegmatites few, lamprophyres present, many quartz veins

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
I. Литературный обзор . . . . .	6
II. Стратиграфия нормально-осадочных свит . . . . .	15
1) Немой палеозой . . . . .	—
2) Нижний триас (?) . . . . .	16
3) Средняя и нижняя юра (?) . . . . .	19
4) Верхнеюрские отложения . . . . .	—
5) Нижний мел . . . . .	25
6) Верхний мел (?) — даинская свита . . . . .	30
7) Глыбовый конгломерат предгорий Боршевки . . . . .	31
8) Квартер . . . . .	32
III. Петрографическое описание магматических и метаморфических пород . . . . .	33
A. Метаморфическая серия (М) . . . . .	—
а) Парасланцы . . . . .	—
1. Силлиманит-кордиеритовые, силлиманит-кордиерит-гранатовые и силлиманитовые сланцы . . . . .	—
2. Кордиерит-гранатовые сланцы . . . . .	34
3. Кордиерит-гранат-дистеновые сланцы . . . . .	36
4. Графитовые и андалузит-графитовые роговики . . . . .	—
5. Биотитовые сланцы и гнейсы . . . . .	37
6. Слюдяно-кварцитовые сланцы . . . . .	—
7. Кварциты . . . . .	38
8. Роговики немой палеозоя . . . . .	39
б) Ортогнейсы . . . . .	—
1. Амфиболиты . . . . .	—
2. Амфиболовые породы . . . . .	40
3. Среднезернистые диорито-гнейсы . . . . .	42
4. Мелкозернистые диорито-гнейсы . . . . .	42
5. Гранито-гнейсы . . . . .	—
B. Габбро условно палеозойского возраста . . . . .	45
1. Оливиновые габбро . . . . .	—
2. Мелкозернистые и среднезернистые меланократовые габбро . . . . .	46
3. Крупнозернистые меланократовые габбро . . . . .	48
B. Породы триасовых интрузий . . . . .	—
1. Крупнозернистые порфировидные адамеллиты . . . . .	—
2. Пегматито-граниты . . . . .	59
3. Мелкозернистые биотитовые граниты . . . . .	61
4. Грейзенизированные разности мелкозернистых биотитовых гранитов . . . . .	62
5. Пегматиты . . . . .	64
Г. Верхнеюрские порфириты . . . . .	66
а) Кварцевые порфириты . . . . .	—
б) Нормальные порфириты . . . . .	68
1. Пироксен-роговообманково-плагиоклазовые порфириты . . . . .	69
2. Пироксен-биотит-плагиоклазовые порфириты . . . . .	70
3. Пироксен-плагиоклазовые порфиры . . . . .	71
4. Пироксеновые порфириты . . . . .	—
5. Биотит-пироксен-роговообманково-плагиоклазовые порфириты . . . . .	—
6. Роговообманково-плагиоклазовые порфириты . . . . .	73
7. Биотит-плагиоклазовые порфириты . . . . .	—
8. Плагиоклазовые порфириты . . . . .	74
9. Туфы порфиритов . . . . .	—
Д. Послеюрские магматические породы . . . . .	—
1. Кварцевые диориты . . . . .	—
2. Диориты . . . . .	77
3. Кварцевые и бескварцевые сиениты . . . . .	—
4. Грано-сиениты . . . . .	80



5. Плагииграниты . . . . .	83
6. Жильные сиениты . . . . .	85
7. Жильные плагииграниты . . . . .	86
8. Жильные роговообманково-биотитовые монзониты . . . . .	—
9. Аляскитовые граниты . . . . .	88
10. Турмалиновые граниты . . . . .	90
11. Пегматиты . . . . .	92
12. Аплиты . . . . .	—
13. Андезит-базальты . . . . .	93
14. Санидиновые кварц-порфиры . . . . .	94
Е. Верхнемеловые (?) кварцевые порфиры . . . . .	—
Туфы кварцевых порфиров . . . . .	95
Ж. Четвертичные (?) базальты . . . . .	—
Базальтовые мандельштейны . . . . .	96
З. Катаклазиты (неопределенного возраста) . . . . .	—
И. Мигматиты . . . . .	97
К. Контакты мезовойских интрузий с породами кровли . . . . .	—
IV. Магматические породы и их возраст . . . . .	101
V. Тектоника . . . . .	107
А. Тектоника глубокой зоны складчатости . . . . .	—
Б. Тектоника верхней зоны складчатости . . . . .	110
В. Тектоника поверхностных серий . . . . .	112
Г. Угловые несогласия . . . . .	116
VI. Геологическая история района . . . . .	117
VII. Полезные ископаемые . . . . .	121
Олово . . . . .	—
Золото . . . . .	122
Киноварь . . . . .	123
Графит . . . . .	—
Слюда . . . . .	—
Цветные камни . . . . .	—
Карбонатные породы . . . . .	124
Балластный материал . . . . .	125
Каолиновые глины . . . . .	—
Минеральные источники . . . . .	—
VIII. Заключение . . . . .	—
Литература. Таблицы определения плагиигранитов . . . . .	134
V. P. Maslov and A. D. Zinovkin. A geological review of the basin of the Daia river and the south-eastern slope of the Bortschevsky Range (east Sibe- ria). (Summary). . . . .	136