АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ СИБИРИ

Выпуск 10

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ и И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГАЗИМУРОЗАВОДСКОГО РАЙОНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ОЧЕРКИ
ПО
ГЕОЛОГИИ СИБИРИ

Выпуск 10

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ и И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГАЗИМУРОЗАВОДСКОГО РАЙОНА

Редактор акад. *В. А. ОБРУЧЕВ*

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК

МОСКВА 1940 ЛЕНИНГРАД

ВВЕДЕНИЕ

Летом 1937 г. в Восточном Забайкалье работали три геолого-съемочных отряда Забайкальской экспедиции Академии Наук, руководимых геологами Геологического института АН Е. В. Павловским, И. И. Катушенком и В. П. Масловым. Все три отряда имели задание провести детальную геологическую съемку масштаба 1 : 100 000 на отдельных планшетах для выяснения возраста оловянного оруденения, возможно полного изучения геологической обстановки и генетических связей этого оруденения с конкретными моментами геологической истории области.

Объектом работы были выбраны наиболее интересные участки Восточного Забайкалья, специально не изучавшиеся другими организациями. Был намечен к съемке планшет VIII-36 в окрестностях Газимурского завода, исключительно интересный по структурам, разнообразным интрузивным и эффузивным породам, присутствию отложений кембрия, девона карбона, морской юры и нижнего мела. Этот планшет был заснят нашим отрядом. Далее был выбран участок в верхнем течении р. Урюмкан, включающий Зеренское месторождение касситерита (отряд И. И. Катушенка). Третий отряд, руководимый В. П. Масловым, провел съемку на участке юго-восточного склона Борщовочного кряжа в Сретенском районе.

В состав Газимурского отряда входили: геолог Е. В. Павловский, младший геолог И. В. Лучицкий, старший коллектор студент-дипломник ГРИ А. А. Дудаев. Кроме планшета VIII-36, отрядом была произведена геологическая съемка на небольших, но весьма интересных участках соседних планшетов (VIII-35 и VIII-37). Отрядом проводились местами канавы и расчистки для вскрытия наиболее интересных контактов. В пределах планшета отряд передвигался на двух телегах и лишь местами (вершина р. Золы) приходилось прибегать к вьючному передвижению.

Камеральная обработка материала была проведена со следующим разделением труда: Е. В. Павловский — руководство всей работой, микроскопическое изучение осадочных пород ушумунской, ильдиканской свит, нижнего карбона и тургинской свиты, составление геологической карты при участии И. В. Лучицкого, структурных карт и разрезов. И. В. Лучицким проведено петрографическое изучение всех интрузивных и эффузивных пород, метаморфических пород нижнего кембрия. А. А. Дудаевым весьма детально изучалась петрография осадочных пород морской юры.

Предлагаемый отчет — результат коллективного труда, составлен таким образом, что вводные главы (история изучения района, очерк рельефа), тектонический очерк написаны Е. В. Павловским, глава о вулканизме — И. В. Лучицким. Остальные главы написаны совместно, с привлечением к описанию стратиграфии морской юры А. А. Дудаева.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЙОНА

Район работ 1937 г. является одним из интереснейших участков Восточного Забайкалья. Здесь развиты осадочные породы самого разнообразного возраста — «немой палеозой», девон, карбон, нижняя и средняя «морская

юра», эффузивная верхняя юра, отложения тургинской свиты. Кроме того, здесь весьма разнообразны и мощны различные интрузии пород гранитной магмы, обильны эффузивные породы мезозойского и кайнозойского возраста.

Большой интерес представляют полиметаллические, железорудные месторождения, россыпи золота и шеелита, развитые на изученной нами территории. Несмотря, однако, на несомненный крупнейший интерес, который представляет геология планшета, в существующей литературе мы находим только весьма отрывочные и неполные сведения о геологическом строении данного участка Восточного Забайкалья.

Мы не будем здесь останавливаться на отрывочных наблюдениях путешественников и горных инженеров, проезжавших через наш район или производивших там на небольших участках поисковые и разведочные работы. Эти наблюдения дают очень мало для понимания геологического строения района (А. Гедройц, 1909; В. А. Обручев, 1937—1938). Отметим здесь, что акад. Шмидт во время работ Сибирской экспедиции в 1859 г. в пределах нашего района на р. Малой Кулинде нашел фауну, определенную Штукенбергом как девонскую. В 1895—1898 гг. район был пересечен несколькими маршрутами А. Гедройца (1898, 1899, 1909), которым составлена впервые геологическая карта нашего района, входящая в состав общей геологической карты Восточного Забайкалья.

Карта А. Гедройца, основанная на очень беглых наблюдениях, материалы которых, повидимому, обрабатывались далеко не достаточно, почти не имеет ничего общего с действительностью. На западе планшета выделена полоса метаморфических сланцев северо-западного простирания, в центральной, юго-западной и северо-западной частях — палеозойские отложения в виде пятен, удлиненных в северо-восточном направлении. Центральная часть планшета занята крупным гранитным массивом, значительной полосой порфиров с северо-восточным простиранием, диоритов и порфиритов. Отмечено также присутствие диабазов, авгитовых порфиритов. В верховьях р. Уров на обоих берегах показаны довольно крупные поля развития базальтов, на самом деле не существующие. Гедройц нашел фауну там же, где ее находил акад. Шмидт. Чернышев подтвердил, повидимому, верхнедевонский возраст этой фауны (грубоскладчатые продуктиды типа Productus praelongus, ринхонеллиды и строфомениды).

Безусловный интерес представляют, однако, не частные ошибки А. Гедройца, а та общая схема геологического строения Забайкалья, которую выработал В. А. Обручев с сотрудниками на основе работ по всему Забайкалью и которая дана в общем отчете о работах 1895—1898 гг. (1899). Кратко резюмируя их выводы, можно сказать, что все Забайкалье, в том числе и восточная его часть, является частью «древнего темени Азии», сложенного главным образом докембрийскими породами. Эти последние представлены архейскими образованиями и метаморфической, более молодой свитой. В меньшей степени развиты условно-палеозойские отложения, вероятно верхнедевонского возраста. Еще меньше распространены отложения вероятного мезозоя — песчаники, конгломераты, сланцеватые глины с неясными растительными остатками. Более древние из них связаны с диабазовыми туфами и конгломератами. Относительно более молодые породы условного мезозоя ассоциируются с туфами фельзита и конгломератами. Отмечены угленосные третичные отложения, приуроченные исключительно к современным долинам и к окраинам хребтов. Эти отложения перекрыты и прорваны базальтом. Местами с третичными породами связаны риолиты. Значительно распространены разнообразные четвертичные, главным образом аллювиальные, отложения.

История развития структур области представляется в следующем виде: к концу докембрия закончились складчатые дислокации земной коры. После этого страна была расчленена дизъюнктивной дислокацией на ряд полосовидных грабенов и горстов. По сбросовым трещинам, простиравшимся

преимущественно с ЗЮЗ на ВСВ, многократно изливались разнообразные изверженные породы. В некоторых грабенах в течение палеозоя, мезозоя и третичной эпохи сохранились водные бассейны, где происходило осадкообразование, сопровождавшееся извержениями. Пликативные дислокации, отразившиеся на залегании палеозойских и мезозойских и, в меньшей степени, третичных отложений, были значительно слабее, чем в докембрийское время.

В 1913 г. силами Геологического комитета были произведены специальные сборы палеозойской фауны [1] в месте находок фауны Шмидтом и Гедройцем, причем оказалось, что фауна представлена только формами нижнего карбона.

В 1916 г. по поручению той же организации было поставлено изучение серебряно-свинцовых месторождений северо-восточной части Нерчинского горного округа [2]. Результатом этих исследований явилось мнение, что структура всего района обусловлена палеозойской складчатостью и что радиальные дислокации, вопреки мнению А. Гедройца, никакой роли не играют. Далее устанавливается палеозойский возраст порфиров, с которыми до сих пор связывалась рудоносность округа и туфов. Кроме того, подтверждено фактами прежнее предположение о более молодом возрасте гранитов по сравнению с палеозойскими породами. Некоторые из детальных геологических карт, приложенные к рассматриваемой работе и относящиеся к исследованному нами району, дают первое, очень приближенное представление о геологии отдельных участков планшета VIII-36.

В 1924 г. Нехорошев из сборов на р. Б. Кулинде (1913) определил мшанок. Это определение позволило ему сделать вывод, что на Кулинде вместе с нижним карбоном выступает верхний ярус среднего девона. Решение вопроса о возрасте пород р. Кулинды остается не совсем ясно потому, что все сборы фауны производились из осыпей.

В 1925 г. начались длительные работы по изучению геологии Забайкалья группой геологов Геологического комитета под руководством М. М. Тетяева. В пределах интересующей нас площади геологическая съемка производилась К. Г. Кригер-Войновским, которым опубликовано несколько заметок. Им была обнаружена мезозойская (юрская) фауна и флора в черных сланцах и песчаниках в падях Государевой и Б. Кулинде. Кроме того, на р. Ильдикан был встречен горизонт криноидного розового и темнокрасного известняка с фауной, указывающей предположительно на девонский или верхнесилурийский возраст. Отмечено, что юрская фауна находится в породах, интенсивно смятых в складки северо-восточного простирания.

В другой заметке (Войновский-Кригер, 1927) отмечено наличие жилы плавикового шпата в гранитах близ контакта их с толщей немого палеозоя по левобережью пади Солонечной.

В 1927—1929 гг. в районе Газимурского завода производил геологическую съемку В. А. Мелиоранский (Смирнов, 1934). Этот геолог установил несогласие между толщей нижней юры и палеозоя (девон и карбон). Он намечал следующие этапы складчатости: послекарбоновый, но донижнеюрский и предверхнеюрский. Для карбона, по наблюдениям в пади Котиха, типичны структуры типа чешуйчатых надвигов. В послеюрское время «на ряду со складчатостью имели место многочисленные разрывы и смещения типа сбросов, сбросо-сдвигов и надвигов». Интрузивные породы подразделены на древние — доюрские и молодые — доверхнеюрские. Несмотря на ряд ошибок и в стратиграфии и в тектонике, работа Мелиоранского интересна тем, что в ней не подтверждается мнение М. М. Тетяева и его учеников о широком развитии в Забайкалье пологих покровных структур, обусловленных крупными надвигами палеозоя и морской юры на «аллохтонные» мезозойские отложения.

---

[1] Вестник Геол. ком., 1914, 1.
[2] Матер. по общ. и прикл. геол., 1919, вып. 36.

В 1929 г. Худяев дал общую сводку разрезов морской юры Восточного Забайкалья, охарактеризованных фауной и флорой. В его работе (1931) дается полный разрез морской юры по р. Б. Кулинде; разрез этот состоит из ряда горизонтов нижней и средней юры. Ниже в главе, посвященной характеристике юрских отложений, мы приведем полное сопоставление наших данных с разрезом Худяева. Здесь же отметим, что последовательность чередования, данная Худяевым для Кулинды, не совсем верна для самых нижних и самых верхних частей разреза.

В 1931 г. северо-западная часть нашего планшета была заснята М. В. Бесовой [1]. Ею впервые была найдена фауна археоциат в кристаллических известняках так наз. немого палеозоя в пади Шира. Археоциаты, по определению А. Г. Вологдина, оказались представителями наиболее древних родов археоциат, характеризующих нижний отдел кембрия. Немой палеозой М. В. Бесова подразделяет на две свиты: 1) ушумунские сланцы, залегающие с северо-восточным простиранием, и 2) аркиинская свита (известняки, роговики, сланцы и кварциты), собранная в складки северо-западного простирания. Выделено новое пятно карбона в районе пади Мистурной. Мезозойские отложения подразделяются на эффузивный комплекс порфиров (верхняя юра) и песчано-сланцевую свиту. Последняя свита, по ее мнению, делится на два горизонта, из которых нижний относится к нижнему мелу, а верхний, литологически сходный с «алгачинской юрой», относится к верхнему мелу. Аргументация в пользу своеобразного возрастного определения мезозоя не дана. М. В. Бесовой выделены молодые граниты и гибридные породы, представляющие продукт ассимиляции известняков. Граниты эти, по ее мнению, секут верхнеюрские порфириты. Далее выделяются кварцевые порфиры, также секущие верхнеюрские эффузивы.

Палеозойские отложения залегают автохтонно. Крупные расколы имели место в верхнеюрское время — эпоху формирования порфиритового эффузивного комплекса. В послеюрское время произошло внедрение гранитов. В результате позднейших орогенических движений на палеозойские и мезозойские породы, интрудированные гранитами, были надвинуты отложения нижнего и верхнего мела.

В том же 1931 г. Фредерикс переопределил коллекцию Шмидта и показал, что определение девонского возраста этой фауны, данное Штукенбергом, неверно.

В 1935 г. небольшой участок планшета изучался стратиграфической партией И. С. Валицкой. Ее работа известна по краткому реферату (1938).

И. С. Валицкая, [2] работавшая по западной окраине нашего планшета, дала следующий нормальный разрез (снизу): известняки кембрия, девон (с фауной), карбон (с фауной), морская юра (с фауной). Выделены три типа интрузивных пород: порфировидные граниты, гранодиориты, порфириты и основные породы. Все породы — киммерийские. Констатированы тектонические контакты карбона с кембрием, с морской юрой, девона с юрой, юры с кембрием. Тектонический характер большинства контактов, указываемых И. С. Валицкой, не подтвердился нашими наблюдениями.

В том же 1935 г. западная часть планшета была покрыта беглой геологической съемкой И. В. Лучицкого (1938). Геологическая история области, по его мнению, определяется следующими основными этапами: отложение мощной толщи сланцев, кварцитов и известняков кембрия, смятых в каледонскую эпоху складкообразования. Складчатость эта сопровождалась интрузией гнейсо-гранитов. «Наличие варисцийской складчатости подтверждается складчатостью толщ карбона, дислоцированных несогласно с юрскими и кембрийскими отложениями. Интрузии варисцийского цикла не установлены». Далее последовала киммерийская складчатость, смявшая песчано-сланцевую толщу юры в складки северо-восточного простирания.

---

[1] М. В. Бесова. Отчет за 1931 г. Фонды Вост.-Сиб. Геол. Упр.
[2] И. С. Валицкая. Отчет за 1937 год. Фонды Вост.-Сиб. Геол. Упр.

С этой складчатостью связаны интрузия гранитов и излияния порфиритов. Тургинская свита (J_3—Cr_1) налегает на порфириты трансгрессивно. Лярамийский и альпийский орогенез выражены слабо в незначительной дислокации тургинской свиты; в излияниях базальтов, долеритов и липаритов И. В. Лучицкий подчеркивает несоответствие результатов его наблюдений со схемой М. М. Тетяева, утверждающей покровно-складчатую структуру для всего Забайкалья. Представление о покровном строении не согласуется с имеющимися материалами. Эруптивный характер контакта гранитов как с палеозойскими, так и с юрскими песчано-глинистыми породами противоречит представлению М. В. Бесовой о надвигании осадочных пород мезозоя (меловые отложения Бесовой, соответствующие нижней и средней юре) на киммерийские граниты. Мы не будем здесь останавливаться на работах Худякова-Павлова (1936), Лисовского (1931) и Призанта, изучавших соседние или близкие к ним планшеты. Этих работ мы в той или иной степени коснемся при рассмотрении отдельных частных вопросов геологии нашего района.

В заключение можно сказать, что, несмотря на обилие геологов, в разное время посещавших изученный нами участок Восточного Забайкалья, представления о геологии этого участка крайне разнообразны и противоречивы. Значительное расхождение взглядов существует, как мы видели, и в вопросах стратиграфии и в оценке количества и возраста интрузивных циклов. Еще больше противоречий имеется в представлениях о структурах этого района, об их типе и истории развития. Мы не будем входить в анализ причин, породивших такое состояние геологической изученности области. Отметим лишь, что теория покровного типа альпийских структур, распространенная на все Забайкалье, явилась скорее тормозящим, чем прогрессивным фактором в деле объективного понимания геологической истории одного из важнейших и интереснейших участков Восточного Забайкалья.

ОЧЕРК РЕЛЬЕФА И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Участок Восточного Забайкалья, изученный нами в 1937 г., располагается к востоку от пос. Газимурский завод. Район исследований охватывает междуречные пространства между верховьями нескольких крупных притоков р. Аргуни: Газимура, Урова и Урюмкана. Рельеф района представлен довольно сложным сочетанием разнообразных форм. Большинство главных и второстепенных водораздельных возвышенностей сформированы высоким (до 1200 м абс.) плато, интенсивно расчлененным речной сетью. Некоторые участки плато выделялись ранее под именем «хребтов». Таков участок «хребта Эрмана», расположенный в северной половине нашего планшета. Однако вряд ли сохранившиеся участки высокого плато, не имеющие никакой определенной линейной ориентировки в плане, заслуживают быть выделенными в качестве хребтов. Второ- и третьестепенные водоразделы обычно имеют форму более или менее крупных, острых или плоских гребней, быстро снижающихся к главным долинам. На гребнях, состоящих из чередования более или менее глубоких седловин и холмообразных возвышенностей, нередки небольшие утесы — выходы коренных пород. Большая часть поверхности водораздельных гребней густо залесена. Встречаются площади глыбовых россыпей элювиального типа.

Наиболее высокая точка района «Аркиинский голец» также представляет собой залесенную плосковерхую возвышенность с многочисленными глыбовыми россыпями. Наименование «голец» менее всего подходит к этой возвышенности. На северном и западном склонах возвышенности наблюдаются курумы, составленные крупными остроугольными глыбами кварцитов. Курумы спускаются к широким плоским площадкам, несущим на поверхности неподвижные глыбовые россыпи. Наличие этих площадок (числом 2—3), располагающихся на участках территории «Аркиинского гольца», но не опоясывающих его, придает этой возвышенности вид плоско-

верхого останца, обрамленного террасовидными уступами типа нагорных террас Макерова.

Курумы встречаются и в других пунктах района на право- и левобережном гребнях пади Таловка, в вершине р. Золы и на правом берегу пади Б. Кулинда, в ее верхнем течении. В первом случае каменный материал состоит, главным образом, из кварцитов, во втором—из варисцийских (?) гранитов, а в третьем — из песчаников морской юры. Курумы встречаются на склонах долин и возвышенностей с любой ориентировкой их по отношению к странам света. В большинстве случаев склоны, обращенные на юг, почти всегда лишены лесной растительности; часты мелкощебенчатые осыпи, сползающие вниз по склонам. Местами наблюдается образование типичного суглинистого делювиального шлейфа. Нередки мелкие выходы коренных пород. Склоны возвышенностей, обращенные на В, З и особенно на С, густо залесены, скальные коренные выходы на них представляют значительную редкость.

Речные долины, формирующие в нашем районе очень густую сеть, в большинстве случаев очень просты: их склоны не террасированы, дно плоское, поперечный профиль по большей части асимметричный. Последнее явление обусловлено большей крутизной безлесных склонов, ориентированных на юг, и сравнительной пологостью склонов иной ориентировки.

Как в крупных, так и в мелких долинах наблюдаются широкие луговые поймы, по которым блуждает узкое, канавообразное извилистое русло. Русло описывает мелкие крутые меандры, подходя то к одному, то к другому склону долины. По пойме разбросаны многочисленные, серпообразно изогнутые старицы, в большей или меньшей степени заросшие болотной растительностью. Очень редко русло прижимается к коренному берегу долины, образуя параболические подмывы — прекрасные обнажения коренных пород. Быстрый современный водоток течет по песчаному, иногда галечно-песчаному, реже валунно-галечному ложу.

Среди роскошной луговой растительности пойм изредка, как, например, в долине р. Золы, неожиданно обнаруживаются коренные выходы молодых эффузивных пород (андезиты и базальты).

Существуют широкие пади, вовсе лишенные современного водотока (бассейн р. Золы, безымянная падь против пади Муравьиной).

В долине р. Газимур, на левом берегу, близ пос. Корабль, хорошо выражена 25—30-метровая эрозионная терраса, сложенная палеоандезитами и кроющими их базальтами. Терраса эта прослеживается на несколько километров вверх по долине Газимура. На правобережье этой реки близ устья р. Ильдикан, повидимому, также имеется терраса. Ее поверхность очень полого снижается от коренного склона к долине Газимура и Ильдикана. В среднем ее относительная высота не менее 75 м. На поверхности этого террасовидного участка долины Газимура выходят кристаллические известняки нижнего кембрия. В склоне этой террасы, у русла р. Ильдикан, обнажены древнеаллювиальные рыхлые конгломераты и галечники, описанные более подробно ниже — при характеристике нормального разреза.

Морфологически 25-метровая терраса хорошо также выражена в долине р. Золы, в окрестностях пос. Корабзол, близ южной кромки нашего планшета, но уже вне его.

Современные аллювиальные отложения заполняют дно долин довольно мощным покровом. Мощность современного аллювия в низовых частях всех более или менее значительных долин обычно превышает 10 м. В строении современного аллювия принимают участие галечники, разнозернистые пески и глинистые породы.

В верхней части долин заметна постоянная смена широких трапецоидальных плоскодонных форм на узкие, остродонные, V-образные. Однако это явление наблюдается далеко не повсеместно. В ряде долин — падь Котиха, Талокан, Аркия, Солонечная — можно отметить значительное уклонение от того простого, обычного хода изменения облика долин от низовьев

к вершинам, как это было упомянуто выше. Взяв в качестве типичного примера строение долины Котихи, мы увидим следующее: в вершине пади долина очень широка, плоскодонна; невысокие (относительно) коренные склоны очень полого и плавно спускаются к плоскому, заболоченному дну долины. В плане область широкого развития аллювия имеет форму овала, несколько (около 3 км) вытянутого вниз по долине. Многочисленные пологие вершинные лога плавно и очень полого спускаются к главной долине. Заросший водоток описывает крутые меандры по широкой пойме. Ниже облик долины резко меняется. Коренные склоны сближаются, долина приобретает V-образный поперечный профиль. В подмытых склонах появляются обнажения коренных пород. Быстрый водоток течет по валунно-галечному ложу. Ниже долина вновь и очень постепенно расширяется, появляется луговая пойма, коренные склоны становятся более пологими. При устье пади ее луговая пойма сливается с широкой луговой поймой Средней пади. Создается впечатление, что строение пади Котиха, а вместе с ней и ряда других падей, вполне ей аналогичных (Талокан, Аркия, Солонечная), довольно сложное. Эти пади состоят из двух участков: вершинного, озеровидного расширения, выполненного аллювием, и низового, относительно, более молодого. На последнем участке в его вершинной части идет более или менее энергичная донная эрозия. На границе двух участков наблюдается ясный перелом кривой эрозии.

Наблюдения над строением пади Котиха и других позволяет притти к выводу о двухфазном развитии долин этой категории. Первая фаза характеризуется формированием пологих разложистых вершинных долин, впадающих в озеровидное расширение, заполняющихся продуктами сноса из вершинных падей. Для второй фазы типично понижение базиса эрозии и формирование низовых отрезков современных падей. Процесс формирования этих последних не завершен до настоящего времени и будет продолжаться, повидимому, до окончательного выравнивания кривой эрозии всей пади в целом.

Подводя итоги сказанному, мы можем отметить, что общей чертой современного рельефа района является бездеятельное состояние его речной системы, за некоторыми очень редкими исключениями (пади Котиха, Талокан и др.), с широким развитием мощных аллювиальных накоплений в долинах, отсутствием террас (за исключением долины р. Газимур); широкие долины рек и падей врезаны в сильно расчлененное плато, от которого уцелели лишь незначительные участки, сохранившиеся на наивысших точках водораздела («Аркиинский голец»). Черты эрозионного происхождения основных форм рельефа совершенно отчетливы и ясны. Однако было бы неправильно рассматривать под этим углом зрения происхождение решительно всех элементов рельефа нашего района. Дело в том, что, на ряду с описанными выше формами рельефа, существуют и другие, глубоко своеобразные и нарушающие простую картину чисто эрозионного ландшафта. На юге района прослеживается значительная депрессия, вытянутая в северо-восточном направлении. Особенность этой депрессии заключается в том, что она занимает значительный участок водораздела между главнейшими водными артериями района — рр. Уровом и Золой. Поверхность депрессионного участка ровная, плоская, слегка наклоненная в сторону р. Золы. К долине р. Золы поверхность депрессии снижается плавно и постепенно. Более круто она обрывается в сторону долины р. Уров. Поверхность депрессионного участка возвышается над водотоком р. Уров на 120—150 м. Далее к северо-востоку участки депрессии, уцелевшие от размыва, прослеживаются на несколько километров по левобережью р. Уров, вплоть до устья пади Солонечной. Наибольшей ширины депрессия достигает в районе Урово-Золинского водораздела (около 5 км). Совершенно очевидно, что этот депрессионный участок в смысле происхождения находится вне всякой связи с деятельностью современной речной системы. Существенным является тот факт, что в области уровско-золинской депрессии, если отвлечься от совре-

менного аллювия, развиты главным образом спокойно лежащие породы тургинской свиты и отчасти их фундамент, представленный варисцийскими (?) гранитами. Ниже, в очерке структур, мы увидим, что по северо-западному борту депрессии развиты некрупные чешуйчатые надвиги, определяющие в значительной степени конфигурации депрессионного участка. На этом же участке, внутри него (долина р. Золы) и по склону возвышенностей, окаймляющих депрессию с северо-запада, развиты дейки и выходы палеоандезитов и андезитов. И дейки и отдельные выходы этих пород фиксируются на карте в виде линий с ясным северо-восточным простиранием параллельно краю депрессии. В этой депрессии со значительной долей вероятности можно видеть остатки древних тургинских отрицательных форм рельефа, пологих ванн, в которых происходило отложение пород тургинской свиты. Несколько позже, в послетургинское время, вдоль борта депрессии имели место явления чешуйчатого надвига основания [варисцийские (?) граниты] на обломочные и пирокластические породы тургинской свиты. В ясной пространственной связи с чешуйчатыми надвигами стоят дейки палеоандезитов и линейно расположенные выходы андезитов.

У нас имеется, таким образом, известное основание рассматривать депрессионный участок, хорошо выраженный в современном рельефе на водоразделе рр. Золы и Урова и в долине последней, как реликтовую форму древнего тургинского рельефа, осложненную явлениями чешуйчатого надвига по северо-западному борту. Другими словами, в свете имеющегося фактического материала мы должны допустить заметную роль тектонического фактора (чешуйчатые надвиги) в формировании современного рельефа южной части планшета.

То же предположение, вероятно, справедливо и для долины р. Газимур, однако здесь слишком мало еще наблюдений. Указанием на тектонический характер долины р. Газимур в окрестностях Газимурского завода являются: диспропорция между значительной шириной долины и ничтожностью водного потока, наличие минеральных источников (Ямкунь), развитие молодых эффузивных пород (палеоандезиты, базальты) по окраинам долины.

В главе о структурах мы еще вернемся к роли тектонического фактора в формировании современных форм рельефа. Здесь мы стремились лишь показать, что старинная точка зрения В. А. Обручева о значительной роли молодых тектонических движений в формировании рельефа области, несомненно, имеет право на существование, вопреки мнению геологов школы М. М. Тетяева.

ХАРАКТЕРИСТИКА НОРМАЛЬНОГО РАЗРЕЗА

Переходя к описанию нормального разреза, отметим, что тот материал, которым мы располагаем в настоящее время, позволяет внести весьма существенные изменения в существующие стратиграфические схемы. Эти изменения касаются как толщи «немого палеозоя», так и среднего палеозоя и мезозойского комплекса. Значительно изменяются также в свете нового фактического материала прежние представления о возрасте и типах интрузивных и некоторых эффузивных пород. Прежде чем переходить к подробной характеристике отдельных комплексов, расположенных в возрастном порядке, от наиболее древних к более молодым, приводим, для удобства ориентировки в обширном фактическом материале, сводную таблицу, иллюстрирующую нормальный разрез.

I. Нижний кембрий или верхний протерозой (уровская свита) (Cm_1—Pr_2):

а) кристаллические парасланцы,

б) кварциты,

в) мраморы, местами с археоциатами и примитивными водорослями.

II. Древняя интрузия гранодиорита (γ_1) и диорита (δ_1). Крупный перерыв.

III. Ушумунская свита. Нижний силур (S_1?). Свита песчаников, песчанистых сланцев, филлитов, местами контактово-измененных в роговики. Перерыв.

IV. Ильдиканская свита. Верхний силур или нижний девон (S_2—D_1). Базальные горизонты неизвестны:

а) лиловые криноидные известняки с фауной,

б) зеленовато-серые яшмовидные сланцы,

в) чередование песчанистых сланцев с яшмовидными сланцами; редкие прослои известняков,

г) чередование песчанистых сланцев с глинистыми сланцами. Редкие прослои известняка. Перерыв.

V. Эффузии спилитов.

VI. Нижний карбон (C_1).

В основании — мелкие конгломераты. Чередование песчаников, черных кремнисто-глинистых сланцев и серых известняков с фауной. Перерыв.

VII. Интрузии гранитной магмы (γ_2). Характерна сильная дифференциация от нормальных гранитов через диориты до габбро и через грано-сиениты к сиенитам. Крайний продукт отщепления — перидотиты. Перерыв.

VIII. Эффузии спилитов и порфиритов.

IX. Нижняя и средняя юра (J_{1+2}):

а) конгломераты, грубозернистые песчаники,

б) чередование глинистых сланцев (фауна и флора) с песчаниками,

в) песчаники с фауной и редкими прослоями конгломератов и глинистых сланцев. Перерыв.

X. Эффузивная формация порфиритов (J_3). Перерыв.

XI. Верхнеюрские интрузии гранит-порфиров (γ_3). Кварцево-турмалиновые жилы, дейки лампрофиров, кварцевых порфиров. Перерыв.

XII. Тургинская свита (J_3—Cr_1):

а) конгломераты и фангломераты,

б) чередование песчаников, глинистых сланцев и пепловых туфов кварцевых порфиров. Дейки кварц-порфиров. Есть фауна. Перерыв.

XIII. Дейки и покровы палеоандезитов. Грубые конгломераты (Cr_2 — Tr ?).

XIV. Покровы андезитов и базальтов (β).

XV. Рыхлые конгломераты и галечники (Q_1 ?).

I. НИЖНИЙ КЕМБРИЙ ИЛИ ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ Cm_1 — Pr_2

В основании стратиграфической колонны залегает комплекс метаморфических пород, легко расчленяющийся на три свиты. Эти три свиты следующие (снизу): а) различные парагнейсы и парасланцы, б) кварциты с подчиненными пачками роговиковых сланцев, парагнейсов и мраморов, в) мраморы и известняки. Все свиты налегают друг на друга совершенно согласно, как это удалось установить наблюдениями на левобережье р. Уров, близ зимовья Половинка и по левобережью пади Бамбуя.

Метаморфический комплекс в пределах района выходит на поверхность в целом ряде пунктов. Наибольшим распространением пользуются карбонатные породы верхней свиты. Кварциты и особенно парагнейсы выходят значительно реже. Парагнейсы наблюдались лишь в западной части планшета по левобережью р. Уров, на отрезке между падью Березовой и устьем пади М. Бамбуи; затем их выходы тянутся на несколько километров по лево-

бережному гребню пади М. Бамбуи, чередуясь с обнажениями кварцитов. Известны парагнейсы в вершине пади Кривой Гандыбой и на левобережном гребне пади Талокан. Кварциты и подчиненные им породы, слагающие среднюю свиту метаморфического комплекса, развиты на указанном отрезке левобережья р. Уров, по пади Бамбуя. Кроме того, они распространены на значительном участке водораздельного гребня между падями Талокан и Аркия, ими заняты высоты водораздела между падями Лугия, Аркия, Таловка и Солонечная. Этими же породами главным образом сложен водораздел между падями Таловка и Листвянка. В западной половине планшета кварциты встречаются очень редко. Так, известны их выходы на водоразделе между падями Еврейской и Ягодной и по левобережью пади Мулача, в бассейне р. Золы.

Мраморы и известняки верхней свиты распространены почти повсеместно, появляясь в ядрах антиклиналов пород палеозоя и мезозоя в самых различных участках планшета. Наиболее значительные площади распространения карбонатных пород фиксируются в районе право- и левобережья Тайпинской пади, в окрестностях одноименного селения, в низовьях р. Ильдикан и по правобережью долины р. Газимур, в окрестностях Газимурского завода и курорта Ямкунь. Значительные площади заняты карбонатными породами на водоразделе падей Быстрой и Ширы, а также на гребнях водоразделов падей, впадающих справа в р. Золу, в ее верхнем течении.

Переходим к характеристике отдельных свит.

а) Парагнейсы и парасланцы

Парагнейсы характеризуются сланцеватым сложением и серой окраской; по большей части они мелкозернисты.

По минералогическому составу среди парагнейсов можно различать силлиманитовые с кордиеритом, гранат-силлиманитовые и дистеновые.

Силлиманитовые гнейсы с кордиеритом состоят преимущественно из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и более или менее значительного количества иголочек силлиманита. В небольшом количестве в этих породах присутствуют акцессорные минералы — кордиерит, циркон, турмалин, апатит, рудный минерал и вторичные — серицит и хлорит.

Обильный кварц образует зерна неправильной формы с извилистыми или зазубренными контурами, обычно с волнистым погасанием, часто содержит включения иголочек силлиманита. В меньшем количестве в породе содержатся полевые шпаты. Количественные соотношения между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом сильно варьируют. Наблюдаются разности бедные калиевым полевым шпатом и богатые им. Калиевый полевой шпат представлен совершенно прозрачными бесцветными зернами, различной величины и неправильной формы. Зерна плагиоклаза обладают удлиненно-овальной формой. Они образуют полисинтетические двойники, иногда содержат включения иголочек силлиманита.

Биотит является одним из преобладающих компонентов породы и по количественному содержанию обычно не уступает кварцу. Листочки его, плеохроирующие от красновато-коричневого цвета по Ng до светложелтого по Np, группируются в тонкие полоски среди зерен кварца и полевых шпатов, благодаря чему под микроскопом отчетливо видна полосчатая текстура. В листочках биотита часты мелкие включения циркона, окруженные плеохроичными оболочками. Обычны также включения иголочек силлиманита.

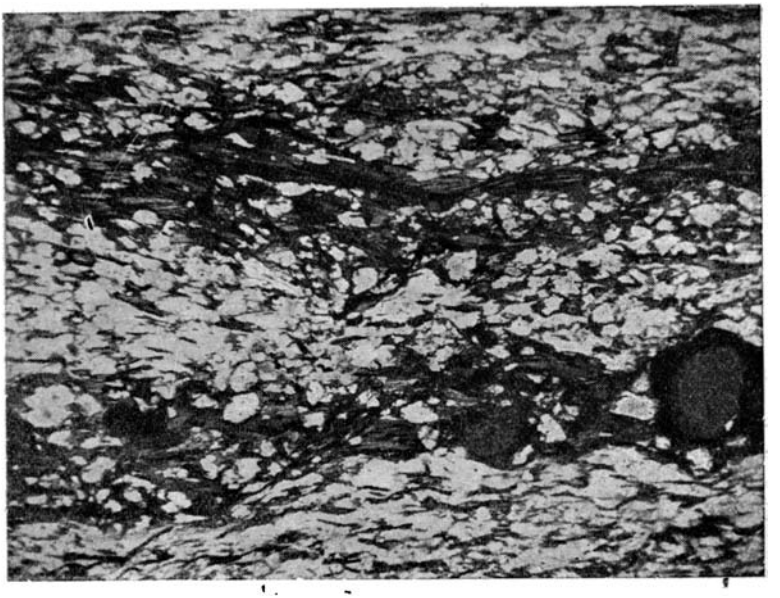
Силлиманит образует многочисленные игольчатые включения в зернах других минералов, но преимущественно встречается в виде спутанно-волокнистых или игольчатых агрегатов, окаймляющих листочки биотита. Силлиманит характеризуется прямым погасанием и положительным удлинением. Довольно крупные кристаллы силлиманита сравнительно редки; они имеют удлиненно-призматический габитус; Ng — Np=0.023.

Кордиерит встречается в виде мелких овальных зернышек, с характерными трещинками, вдоль которых наблюдается превращение кордиерита в аморфную неполяризирующую мутноватую массу.

Апатит присутствует в очень малом количестве в виде мелких бесцветных зернышек, заключенных в листочках биотита. Вместе с апатитом в биотит включены мелкие зерна непрозрачного рудного минерала. Турмалин образует небольшие зернышки, плеохроирующие от коричневато-зеленого цвета по Ng до бесцветного по Np; зерна имеют коротко-столбчатый габитус.

Серицит встречается в небольшом количестве в виде бесцветных тонкочешуйчатых аггрегатов, заключенных среди зерен плагиоклаза. Также незначительно количество хлорита, замещающего биотит и образующего по нему псевдоморфозы.

Структура пород гранобластическая, одновременно гетеробластическая, причем в прослойках, богатых биотитом, переходит в лепидобластическую.



Фиг. 1. Гранатовый гнейс. Николи ||. Увеличение 16.

Гранат-силлиманитовые парагнейсы, сходные по минералогическому составу и структурам с описанными выше гнейсами, отличаются от них постоянным обилием плагиоклаза и малым содержанием калиевого полевого шпата и силлиманита. Характерно присутствие небольших округлых зерен изотропного граната, заключенного среди прослоек, богатых биотитом (фиг. 1).

Дистеновые парагнейсы характеризуются порфиробластической структурой. Порфиробласты представлены довольно крупными кристаллами дистена, имеющими ситовидное строение, благодаря многочисленным мелким включениям зерен кварца и полевых шпатов. Дистен имеет $2V = -86°$ и максимальное погасание в плоскости $(100) \approx 30°$.

Основная масса породы состоит из кварца, плагиоклаза и биотита, с примесью небольшого количества иголочек силлиманита. Структура основной массы гетеробластическая; в прослойках, сложенных преимущественно биотитом, лепидобластическая.

Кристаллические парасланцы, входящие в состав нижней свиты, представлены породами светлосерого, серовато-белого или серого цвета, обладающими резко выраженной сланцеватостью и иногда макроскопически раз-

личимой порфиробластической структурой. Среди них присутствуют разности биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и дистеновые.

Биотитовые сланцы состоят преимущественно из зерен кварца, обычно преобладающих, и многочисленных листочков коричневого биотита. В небольшом количестве в биотитовых сланцах присутствует мусковит, еще в меньшем — гранат и титанит. Сильно варьирует количественное содержание зерен турмалина. Из числа вторичных минералов в довольно значительном количестве присутствуют чешуйки серицита и в очень малом — хлорит.

Кварц в этих породах представлен большей частью мелкими, реже довольно крупными зернами неправильных очертаний. Отдельные зерна зубчато срастаются между собой. Биотит, с обычным для него характером плеохроизма, образует мелкие листочки коричневого цвета, нередко содержащие включения зернышек циркона, окруженных плеохроичны-

Фиг. 2. Дистеновый сланец. Николи ||. Увеличение 10.

ми оболочками. Обычно листочки биотита группируются в прослойки. Турмалин отличается сильным плеохроизмом от зеленовато-желтого цвета по Np до темнозеленого по Ng; встречается то в виде удлиненно-столбчатых кристаллов, то в виде неправильных зерен. В некоторых случаях содержание турмалина особенно велико. Гранат наблюдается в виде более или менее округлых изотропных зерен. Серицит образует мелкочешуйчатые аггрегаты в прослойках породы, богатых биотитом. Структура лепидобластическая; при особенно большом содержании кварца — гранобластическая. В наиболее мелкозернистых породах, в которых присутствуют многочисленные очень мелкие листочки биотита и кварца, отмечены сравнительно крупные угловатые зерна кварца, в связи с чем можно выделить бластопсаммитовый тип структур.

Сходные с биотитовыми сланцами по составу и структуре двуслюдяные и мусковитовые сланцы отличаются более значительным содержанием мусковита, особенно большим в мусковитовых сланцах. Наблюдаются породы, в которых листочки мусковита особенно мелки — типичные кварцево-серицитовые сланцы. Двуслюдяные и, в особенности, мусковитовые и серицитовые сланцы отличаются от биотитовых светлой окраской. Значительно

отличаются от биотитовых сланцев дистеновые сланцы. Они характеризуются порфиробластическим сложением; порфиробласты, достигающие 0.5 см в длину, представлены кристаллами дистена с обильными включениями зернышек кварца и рудного минерала. Благодаря большому количеству включений кристаллы дистена имеют пойкилитическое ситовидное строение. Дистен имеет $2V = -78°$, $Ng - Np = 0.014$.

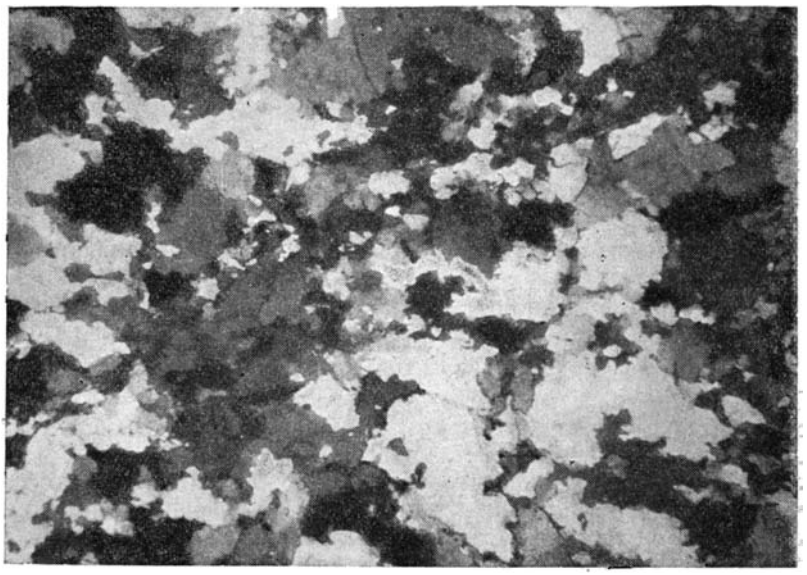
В некоторых случаях наблюдается замещение дистена серицитом, развивающимся по тонким трещинкам спайности, а также превращение дистена в мутноватую, не действующую на поляризованный свет, аморфную массу. Кроме дистена в порфиробластах присутствует также мусковит, представляющий, повидимому, псевдоморфозы по дистену. Так же как и последний, мусковит образует кристаллы ситовидного строения.

Основная масса дистеновых сланцев имеет лепидобластическую структуру и состоит из листочков мусковита и биотита, количественные соотношения между которыми варьируют в значительных пределах, и кварца. В составе основной массы в небольшом количестве содержатся турмалин, гранат и рудный минерал.

Характерная особенность структуры дистеновых сланцев — явления обтекания листочками слюд порфиробластдистена и полосчатое строение основной массы, обусловленное чередованием прослоек, то очень бедных биотитом, то богатых им (фиг. 2).

б) Кварциты

Кварциты, слагающие вторую свиту метаморфического комплекса, в большинстве случаев белые, реже светлосерые, розоватые или желтые. Они большей частью массивны, реже сланцеваты, иногда брекчиевидны.



Фиг. 3. Кварцит. Николи ⊥. Увеличение 10.

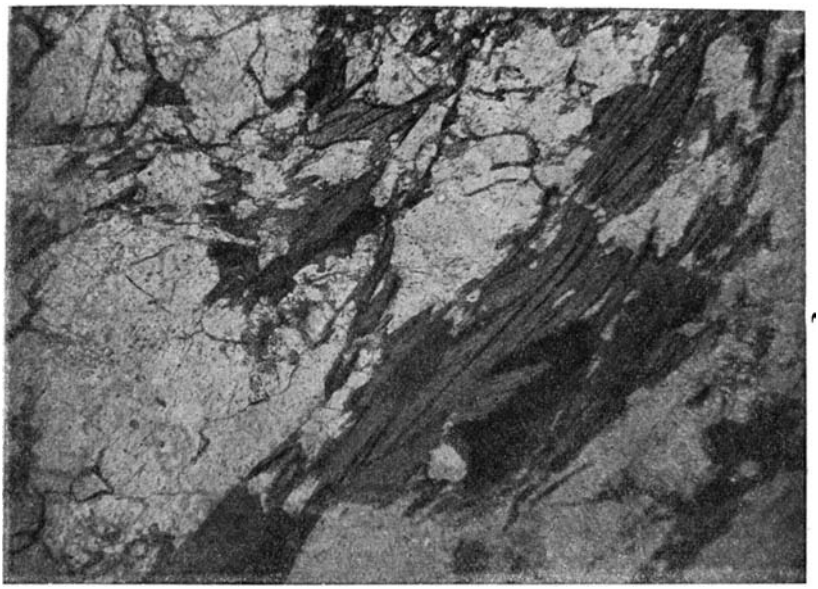
В брекчиевидных разностях нередки прожилки гематита. В некоторых случаях гематит образует в кварцитах неправильные скопления небольшого размера (2—3 см). Наблюдаются также брекчиевидные разности кварцитов, пересеченные мелкими, ветвящимися прожилками кварца.

Кварциты состоят на 80—90% из кварца и лишь в некоторых разновидностях их присутствует довольно большое количество зерен полевых шпатов. Обычны в небольшом количестве серицит, биотит и турмалин (фиг. 3).

Кварц представлен бесцветными зернами с многочисленными мельчайшими газообразными и твердыми включениями, обычно группирующимися в полоски. Погасание чаще всего волнистое. Отдельные зерна кварца зубчато срастаются между собой. В некоторых случаях между более крупными зернами кварца располагаются мелкие зерна.

Калиевый полевой шпат представлен зернами неправильной формы. Часто они мутноваты, серицитизированы; иногда по ним развиваются тонкие чешуйки серицита и листочки мусковита. При сильном изменении калиевого полевого шпата в породе остаются аггрегаты из тончайших чешуек серицита и листочков мусковита.

Биотит и мусковит образуют листочки обычного типа. Биотит окрашен в светлокоричневый цвет. Турмалин образует неправильные зерна и короткостолбчатые кристаллы.



Фиг. 4. Гранито-гнейс-биотит роговообманковый. Николи ||. Увеличение 15.

Окраска его зерен различная:

По Np — светложелтая, по Ng — коричневая,
по Np — светлозеленая, по Ng — темнозеленая,
по Np — бесцветная, по Ng — голубая.

Структура кварцитов чаще всего роговиковая или гранобластическая, реже сланцеватая. Сланцеватость кварцитов обусловлена взаимно-параллельным расположением листочков слюды и удлинением сильно раздробленных зерен кварца и их аггрегатов параллельно одному направлению.

В некоторых случаях наблюдается гетеробластическая структура, при которой наиболее крупные зерна обладают нередко угловатыми очертаниями, указывающими на первично осадочное происхождение кварцитов.

В зависимости от состава и структуры среди кварцитов можно различать, как это отмечено ранее И. В. Лучицким (1938), полевошпатовые кварциты, чистые (или типичные) кварциты, сланцеватые кварциты и кварцитовые брекчии.

Как мы уже указывали выше, кварцитам подчинены прослои роговиковых сланцев, мраморов и кристаллических парасланцев. Мы не будем здесь останавливаться подробно на характеристике всех этих второстепенных пород. Мраморы совершенно подобны тем же породам, слагающим

верхнюю свиту метаморфического комплекса, описываемым нами ниже. Парасланцы, встречающиеся в виде прослоев в кварцитах, аналогичны парасланцам нижней толщи. Заметно преобладают светлые слюдяные, главным образом мусковитовые сланцы.

Роговиковые сланцы, входящие в состав средней кварцитовой свиты, представлены плотными зеленовато-серыми и зелеными породами, обладающими иногда раковистым изломом. Среди них можно выделить разновидности биотитовые, биотит-хлоритовые, хлоритовые и хлорит-серицитовые, теснейшим образом связанные друг с другом. Роговиковые породы состоят из кварца, биотита и более или менее значительной примеси хлорита и серицита. Увеличение количества листочков хлорита связывает постепенными переходами биотитовые роговики с биотит-хлоритовыми и хлоритовыми роговиками. Увеличение примеси чешуек серицита создает переходные разности к хлорито-серицитовым роговикам. В качестве постоянной примеси в роговиках встречаются рудный минерал и турмалин, количество которых варьирует в довольно значительных пределах. Иногда в незначительном количестве присутствуют альбит, иголочки рутила. Исключительно редок гранат, встреченный лишь в одном из шлифов.

Кварц представлен мелкими зернами, то зубчато-срастающимися друг с другом, то разбросанными сравнительно редко среди биотитово-хлоритовых или хлоритово-серицитовых аггрегатов, в виде неправильных, реже угловатых зернышек. Биотит образует мелкие плеохроирующие листочки темнокоричневого цвета, большей частью совершенно свежие. Хлорит представлен такими же мелкими листочками, как и биотит, но окрашенными в светлозеленые тона и лишенными плеохроизма. Серицит встречается обычно в виде мелких чешуек, реже образует небольшие листочки (мусковит). Чешуйки серицита характеризуются отсутствием окраски и высоким двупреломлением. Турмалин, плеохроирующий в зеленоватых и зеленовато-коричневых тонах, присутствует в виде мелких короткостолбчатых, реже удлиненных кристаллов, имеющих в последнем случае игольчатый габитус. Таким же габитусом характеризуется рутил, кристаллики которого обычно окрашены в бурый цвет. Альбит представлен мелкими зернами, лишенными двойникового строения.

Структура роговиков и роговиковых сланцев бластопсаммитовая (наличие многочисленных неправильных, реже угловатых зернышек кварца, рассеянных среди чешуйчатых аггрегатов из слюд и хлорита). При преобладании зубчато-сросшихся зерен кварца структура приближается к типичной роговиковой. Наблюдаются во многих случаях петлеобразные структуры, обусловленные присутствием аггрегатов из листочков биотита, разделенных аггрегатами хлорита. Ориентированные в одном направлении листочки слюды, хлорита и чешуйки серицита создают структуры, близкие к лепидобластическим.

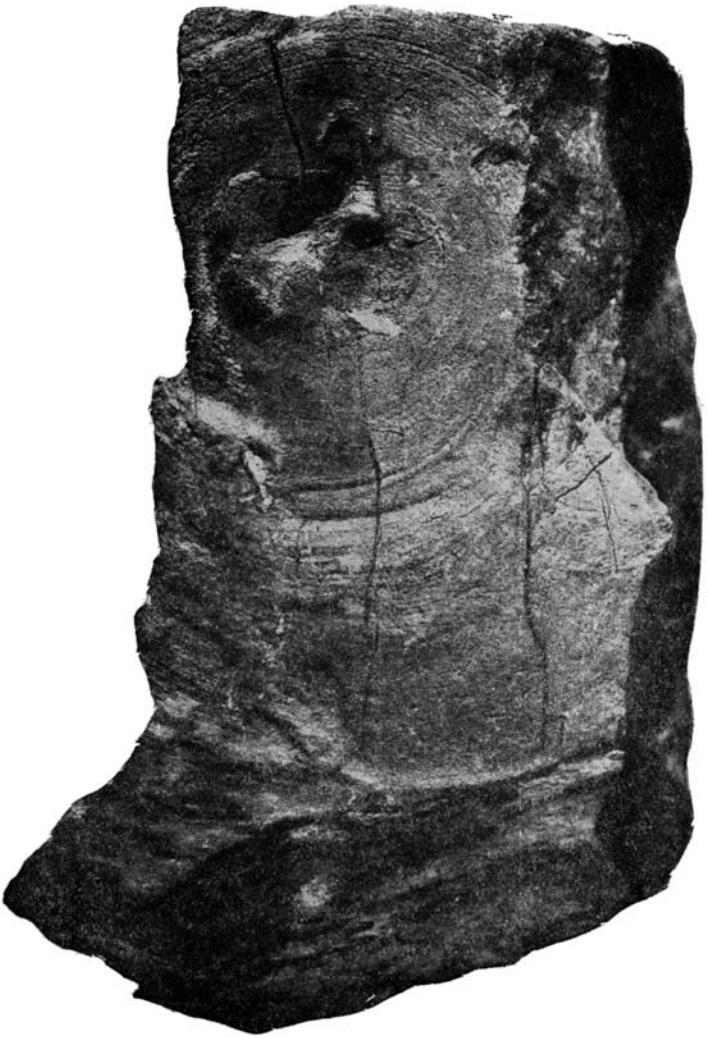
В целом роговики и роговиковые сланцы представляют собой типичные породы эпизоны, с варьирующим содержанием характерных для эпизоны серицита, хлорита и альбита. Эти породы возникли в результате термального и динамического метаморфизма тонкозернистых песчаников и песчаных сланцев.

в) Известняки и мраморы

Карбонатные породы верхней свиты чрезвычайно разнообразны по окраске. Большинство из них имеют серую или белую окраску, но нередки темносерые, серовато-желтые, желтые и розовые породы. Нередко они имеют неравномерную окраску, связанную с брекчиевидным характером текстуры.

Преобладающей текстурой этих пород является брекчиевидная, особенно отчетливо выступающая на выветрелых поверхностях. Брекчиевидная текстура обусловлена присутствием то резко угловатых, то неправильных по форме участков, образованных из карбонатной массы несколько более темноокрашенной, чем карбонатный цемент породы; помимо окраски,

угловатые обломки иногда отличаются от цемента величиной зерна или более или менее значительным содержанием глинистых и железистых примесей. В ряде случаев можно думать, что эти текстуры возникли в результате подводного оползания, хотя чаще всего они, повидимому, связаны с последующей механической деформацией пород. В последнем случае в породах нередко наблюдаются многочисленные жилки кварца и карбоната, пересекающие их по различным направлениям. Изредка отдельные угловатые обломки цементируются кварцем.



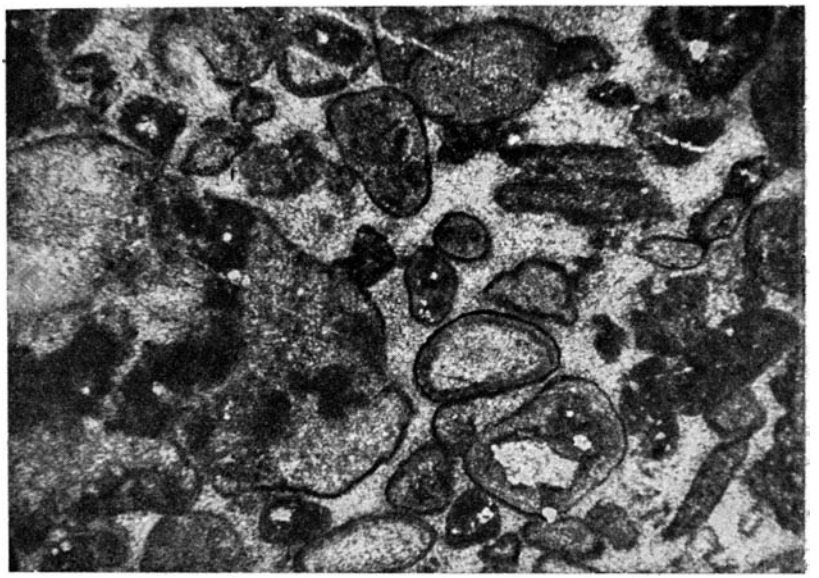
Фиг. 5. «Ооолитовая» текстура известняков $Cm_1 - Pr_2(?)$. Натуральная величина.

На ряду с брекчиевидными текстурами встречаются своеобразные крупноолитовые текстуры. Породы с такой текстурой чрезвычайно сходны с «гороховыми камнями», описанными И. Д. Черским в работе о геологическом строении берегов оз. Байкал и впоследствии Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936). Они состоят из серых или темносерых стяжений и белого или светлосерого цемента. Форма стяжений то правильно сферическая, то эллиптическая или яйцевидная. Строение обычно концентрически-скорлуповатое. В отличие от «гороховых камней» Прибайкалья стяжения в известняках Газимурского района характеризуются более крупной величиной (от 0.5 до 5 см и более) и составом из микрозернистого карбоната (фиг.5).

В одном из образцов такого рода известняков констатированы многочисленные, также состоящие из карбоната, остатки водорослей, определенных В. П. Масловым при рассмотрении их под микроскопом, как водоросли Osagia (фиг. 6). Это обстоятельство весьма интересно. Можно думать, что многие из пород с «оолитовой» текстурой обязаны своим происхождением водорослям. Такого рода водорослевые известняки с «крупноолитовой» текстурой пользуются значительным распространением по правому берегу р. Газимур, выше устья р. Ильдикан, и по р. Ильдикан, близ пади Курочкиной (гора Известка).

Наименее измененные разности известняков состоят из микрозернистого кальцита, очень редких зернышек кварца и более или менее значительной примеси зерен доломита.

В различных участках района наблюдаются известняки в различной стадии перекристаллизации и перехода в мраморы. В средней и осо-



Фиг. 6. Известняк водорослевый Cm_1 — Pr_2(?). Николи ||. Увеличение 10.

бенно восточной части района те же известняки в большей или меньшей степени перекристаллизованы; местами (бассейн р. Золы, левобережье р. Уров, близ зимовья Половинка, водораздел между падями Аркия и Солонечная и в др. местах) перекристаллизация доходит до стадии образования чистых средне- и крупнозернистых мраморов. Мраморы, так же как и известняки, характеризуются разнообразной окраской и состоят из многочисленных, довольно крупных зерен кальцита, тесно сросшихся между собой, немногочисленных зерен доломита и кварца. Кальцитовые зерна часто обладают полисинтетическим двойниковым сложением. Текстура мраморов главным образом массивная, реже полосчатая.

Нередко наблюдаются явления окремнения, характерные как для известняков, так и для мраморов. При этом в известняках в первых стадиях изменения появляются небольшие неправильные участки, образованные аггрегатами мелких зерен кварца и халцедона, зубчато срастающихся между собой. В дальнейшем происходит замещение карбоната кварцем и халцедоном вдоль небольших трещинок в породе и, наконец, образование в них густой переплетающейся сети прожилков из упомянутых выше минералов. При выветривании карбонат обычно подвергается выщелачиванию; полу-

чаются кремнистые ноздреватые породы, целиком состоящие из кварца и халцедона, по которым распознать первичную породу нередко бывает затруднительно.

* * *

Как мы уже говорили выше, для комплекса метаморфических пород характерно совершенно согласное залегание отдельных свит. Нижняя свита кристаллических парасланцев имеет мощность не менее 200—250 м. Ее разрез заведомо не полон, так как нижние части обычно контактируют с древней гранитной интрузией, уничтожившей при внедрении основание всего разреза. Мощность средней сланцево-кварцитовой свиты может быть оценена в 500—600 м. Цифра эта несколько условна, так как обычно в областях развития кварцитов коренные выходы очень редки, преобладают каменные россыпи и курумы. Еще более значительны цифры, характеризующие мощность верхней карбонатной свиты (около 1000 м).

Рассматривая комплекс гнейсов и кристаллических сланцев с точки зрения их происхождения, следует прежде всего отметить, что состав большинства этих пород характеризуется обильным содержанием минералов, богатых глиноземом, — силлиманита, дистена и присутствием кордиерита и граната. Уже одно это обстоятельство дает определенные указания на осадочное происхождение пород за счет изменения песчано-глинистых отложений. Присутствие пород с бластопсаммитовым сложением также дает ясные указания на первоначальное осадочное их происхождение.

Что касается условий, в которых происходило изменение состава песчано-глинистых отложений, приведшее в конечном итоге к образованию из них кристаллических сланцев, то петрографические особенности пород позволяют говорить о формировании метаморфического комплекса в условиях катазоны Грубенманна.

Характерными минералами, указывающими на формирование парагнейсов и кристаллических парасланцев именно в указанных условиях, являются силлиманит, кордиерит и полевые шпаты. Появление дистена в этой ассоциации — минерала, относимого Грубенманном к числу типичных минералов мезозоны, а также граната, не противоречит сказанному нами о глубинных (катазона) условиях формирования кристаллических парасланцев. Еще Харкер (1938) отмечал возможность появления минералов, типичных для определенной зоны метаморфизма в более высоких зонах. Минералогический состав парасланцев позволяет, следуя Харкеру, рассматривать эти породы как продукт регионального метаморфизма (силлиманитовая зона).

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в составе парагнейсов и парасланцев постоянно присутствует турмалин, во многих случаях в значительном количестве. Местами можно наблюдать, как турмалин переполняет отдельные прослойки породы. Все данные указывают на то, что турмалин в этих породах образовался не в результате перекристаллизации первично-осадочных пород, а вследствие сильного пневматолитического воздействия инъицирующей их мощной интрузии гранито-гнейсов. Образование отдельных прослоек калиевого полевого шпата в силлиманитовых и других гнейсах показывает, что явления инъекции носили достаточно сложный характер. Во многих случаях можно довольно определенно говорить о том, что некоторые из гнейсов являются типичными смешанными породами, т. е. мигматитами.

Еще одно обстоятельство обращает на себя внимание при петрографическом изучении метаморфических пород. Среди них встречаются породы сравнительно мало метаморфизованные — биотитовые сланцы с бластопсаммитовой структурой и кварцево-серицитовые сланцы. Присутствие пород последнего типа указывает прежде всего на то, что процессы метаморфизации комплекса песчано-глинистых пород распределялись неравномерно по всей их толще, благодаря чему в этом комплексе могли сохраниться по-

роды с бластопсаммитовой структурой. Другой причиной появления разновидностей, свойственных более высокой зоне, в частности эпизоне (кварцево-серицитовые сланцы), являются, повидимому, процессы ретроградного, в данном случае, вероятно, динамического (стрессового) метаморфизма.

Нет никаких сомнений в осадочном происхождении средней сланцево-кварцитовой свиты. Об этом ясно говорит присутствие реликтовых кластических структур в кварцитах. Первичное осадочное происхождение средней свиты, кроме структурных особенностей пород, подчеркивается еще тем, что в кварцитах имеются прослои мраморов, роговиковых сланцев и кристаллических парасланцев.

Карбонатные породы, увенчивающие разрез метаморфического комплекса, в полном соответствии со всем сказанным выше, заключают органические остатки в виде водорослей рода Osagia и археоциат, найденных М. В. Бесовой в 1931 г.

Древний метаморфизованный комплекс осадочных пород мы имеем основание рассматривать как отложения крупного морского бассейна. В основании известной части разреза располагаются тонкие песчано-глинистые отложения (парасланцы), сменяющиеся по стратиграфической вертикали вверх более грубыми кластическими отложениями (кварциты). Вся верхняя часть разреза сформирована очень однообразными карбонатными породами, указывающими на длительную стабилизацию режима древнего бассейна. К верхней части разреза карбонатных пород приурочены находки тех органических остатков, о которых мы только что упоминали.

Переходя к вопросу о возрасте метаморфического осадочного комплекса— древнейшего комплекса, лежащего в основании разреза, мы должны отметить значительные разногласия, существующие в литературе по данному вопросу. После работ В. А. Обручева, А. П. Герасимова и А. Г. Гедройца (1898, 1899, 1909) этот комплекс целиком относился к метаморфическим свитам докембрия. Более поздние работы в Забайкалье, проводившиеся под руководством М. М. Тетяева, привели к мысли о несколько более молодом возрасте интересующего нас комплекса, ставшего именоваться «немым палеозоем», правда без особых оснований. Сравнительно недавно было предложено начинать разрез кембрия с известняков, а нижележащие кварциты и кристаллические сланцы рассматривать как докембрийские образования. Эта точка зрения базировалась на утверждении якобы существующего несогласия между известняками и подстилающими их кварцитами. Нами этот вопрос был специально изучен на левобережье р. Уров. Здесь довольно хорошо обнажены как породы нижних свит, так и известняки верхней свиты. Контакт между известняками и кварцитами был вскрыт расчистками. Известняки и кварциты залегают с совершенным согласием. Следовательно, у нас нет никаких оснований отрывать известняки от подстилающих более древних пород. Это, повидимому, единая толща отложений одного бассейна. Археоциаты, найденные М. В. Бесовой в районе пади Шира, по нашим данным, приурочены к верхним частям разреза известняков. Интересно замечание А. В. Вологдина, определявшего эти археоциаты как наиболее древние роды археоциат, характеризующие нижний отдел кембрия. Это обстоятельство весьма интересно и невольно возбуждает вопрос: если самые верхи карбонатовой свиты относятся к нижнему отделу кембрия, то можно ли безоговорочно относить все нижележащие породы, вплоть до кристаллических сланцев, к тому же нижнему кембрию? Стратиграфически ниже известняков и, как мы видели, согласно с ними, залегает серия осадочных пород, мощность которой можно оценить цифрой около 1500 м. Кроме того, нужно иметь в виду, что нижние части разреза уничтожены гранитной интрузией и что, конечно, первоначальная мощность серии должна превышать названную выше цифру. Таким образом, мощность одного нижнего отдела кембрия превышает 1500 м. Повидимому, наиболее целесообразно остановиться пока на альтернативном решении вопроса о возрасте древнейших осадочных пород района. Или весь этот комплекс целиком от-

носится к нижнему кембрию, или мы здесь имеем тот случай, когда между кембрием и более древними докембрийскими отложениями нет никакого перерыва. Вопрос этот может быть решен только дальнейшими исследованиями. В настоящей работе возраст метаморфического комплекса оценивается нами условно как нижний кембрий — верхний протерозой.

II. ДРЕВНЕЙШИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (γ_1)

Древние глубинные магматические породы развиты преимущественно в южной части района, где они образуют обширный массив на правом берегу р. Уров. Эти породы прослеживаются также на левом берегу р. Уров к З от пади Бамбуя и вблизи последней, около заимки Половинка, где ими сложена система инъекционных жил мощностью до 2 м в толще кристаллических сланцев. Меньшим распространением они пользуются в северо-восточной части района, ассоциируясь теснейшим образом с парагнейсами нижней части разреза метаморфического комплекса.

Древнейшие интрузивные породы имеют, повидимому, значительное распространение и за пределами изученной нами площади. Особенно это относится к массиву, расположенному на правом берегу р. Уров, и тянущемуся, по данным А. Л. Лисовского (1931), далеко на юг.

Среди древнейших интрузивных пород изученного нами района можно отчетливо установить наличие двух главнейших комплексов: а) разнообразных гранито-гнейсов и б) гнейсифицированных диоритов и кварцевых диоритов.

а) Гранито-гнейсы

Эти породы преобладают во всех отмеченных выше участках, в то время как диориты и кварцевые диориты локализованы в виде сравнительно небольшого массива, заключенного среди гранито-гнейсов в районе г. Кодай, на правом берегу р. Уров.

Окраска гранито-гнейсов разнообразна — от серовато-желтой до розовато-желтой или светлосерой. Также разнообразны гранито-гнейсы и по крупности зерна, причем преобладают среднезернистые разности. Значительно реже наблюдаются мелкозернистые и крупнозернистые породы. В отдельных местах гранито-гнейсы напоминают своим обликом порфировидные граниты, благодаря присутствию довольно крупных кристаллов (до 1 см в длину) полевых шпатов среди среднезернистой основной массы породы.

Полосчатая текстура, типичная для гранито-гнейсов, обусловлена чередованием полос, более или менее обогащенных темноцветными компонентами. Полосчатые текстуры развиты чрезвычайно широко; массивные текстуры наблюдаются в редких случаях.

По количественно-минералогическому составу гранито-гнейсы очень однообразны; это однообразие является характерной и отличительной чертой древнего интрузивного комплекса в сравнении с более молодыми. Постоянно в составе гранито-гнейсов принимают участие кварц, полевые шпаты, среди которых, как правило, преобладают плагиоклаз и темноцветные минералы (чаще всего биотит и роговая обманка, значительно реже — один биотит).

Вариации наблюдаются преимущественно в составе и количественном содержании темноцветных минералов и в меньшей мере в составе лейкократовых компонентов. В силу этого внутри группы гранито-гнейсов можно выделить непрерывный ряд пород от гранодиоритов, наиболее распространенных, до нормальных гранитов.

В качественном отношении минералогический состав гранито-гнейсов (фиг. 4.) характеризуется следующими минералами: преобладают кварц, полевые шпаты (калиевые и известково-натровые), биотит, роговая обманка. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом и рудным ми-

нералом. Циркон и ортит редки. Вторичные минералы — хлорит, серицит, реже эпидот, цоизит, кальцит.

В зависимости от состава темноцветных минералов можно различать биотито-роговообманковые и биотитовые гранито-гнейсы. Первые пользуются преимущественным распространением на юге района, вторые — на севере.

В тех и других состав прочих минералов остается постоянным. Наблюдаются вариации лишь в соотношении между калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазом в сторону обеднения последним в биотитовых разностях.

Кварц образует многочисленные зерна различной величины и неправильной формы, частью округлые. Он встречается либо в виде мелких включений в зернах роговой обманки и листочках биотита, либо в виде более крупных зерен, срастающихся с полевыми шпатами. Зерна кварца бесцветны, прозрачны; местами содержат включения темных листочков биотита, зернышек роговой обманки, апатита и циркона.

Калиевый полевой шпат — ортоклаз, представлен зернами различной величины с тонкими трещинами спайности по (010) и (001), по большей части неправильной формы; изредка встречаются крупные зерна, идиоморфные в отношении кварца. В отдельных участках породы зерна калиевого полевого шпата, наподобие мезостазиса, заполняют промежутки между зернами кварца и других минералов.

Таблица 1

Константы ортоклаза

№ обр.	(010) Ng	(001)			2V
		Np	Nm	Ng	
1324	0°	84°	6°	90°	—78°
1326	—	90°	0°	90°	—80°

Плагиоклаз, образующий тонкие полисинтетические двойники (главным образом по альбитовому закону), встречается в форме довольно крупных зерен, то более или менее округлых, то извилистых очертаний, вытянутых обычно параллельно сланцеватости породы. Изредка в нем наблюдаются мелкие включения роговой обманки, биотита, многочисленные чешуйки серицита.

Таблица 2

Константы плагиоклаза

№ обр.	Проекция двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержания анортита
	Np	Nm	Ng			
776	90	90	0	—90°	альбит-эстерельский	18
1371	84	12	80	—84°	периклиновый	28

Биотит образует довольно крупные листочки темнокоричневого цвета с обычной схемой абсорбции: Ng>Np. Листочки резко ограничены по базису, часто содержат включения апатита, реже магнетита и титанита. Иногда в них присутствуют также включения кристалликов циркона, окруженные плеохроичными оболочками. Нередки округлые включения кварца. Листочки биотита совершенно свежи, в измененных разностях — хлоритизированы.

Темнозеленая роговая обманка образует зерна неправильной формы, часто переполненные включениями более или менее округлых зерен кварца и листочков биотита, благодаря чему имеет ситовидный, скелетный характер. Очень редко можно наблюдать грани (110) и (100). Отчетливая спайность по призме с углом 124°.

Схема абсорбции: окраска по Np — светложелтая, по Nm — зеленовато-желтая, по Ng — густо-зеленая с едва заметным голубоватым оттенком. $C:Ng = 19°$; $Ng - Np = 0.016$; $2V = -62°$.

По оптическим свойствам роговая обманка близка к эдениту, описанному Е. Ларсеном. Роговая обманка совершенно свежая и лишь изредка, в разновидностях, претерпевших сильный катаклаз, хлоритизирована.

Среди акцессорных минералов преобладает титанит, образующий то крупные удлиненные зерна с извилистыми контурами, то мелкие, яйцевидные; изредка идиоморфен. Часто в зернах титанита наблюдаются включения рудного минерала. Последний встречается также самостоятельно в виде непрозрачных зерен неправильной формы.

Апатит и циркон представлены мелкими бесцветными кристаллами, причем последний встречается в малом количестве, преимущественно в виде точечных включений в листочках биотита. Повидимому, ортиту принадлежат редкие темнокоричневые слабоплеохроирующие зерна, лишенные спайности.

В структурном отношении гранито-гнейсы характеризуются резким преобладанием гетеробластических структур, обусловленных крайней неоднородностью в размерах зерна различных минералов, входящих в состав породы. Вместе с тем структура их большей частью гранобластическая, а в участках и прослойках наиболее богатых слюдой — лепидобластическая.

Сравнительно редко наблюдаются порфиробластические структуры, при которых в гетеробластической основной массе породы видны порфиробласты полевых шпатов, преимущественно калиевых, до 1 см в длину. Эти выделения имеют удлиненно-овальные или линзовидные очертания и извилистые контуры. Внутри крупных кристаллов и по их периферии наблюдаются пойкилитовые вростки кварца, придающие кристаллам ситовидное строение. Такая структура, повидимому, является реликтовой структурой перекристаллизованного порфировидного гранита. В тех случаях, когда в гранито-гнейсах видна массивная текстура, соответствующий идиоморфизм отдельных минералов вызывает появление структур, чрезвычайно близких к гипидиоморфнозернистым.

Механические деформации гранито-гнейсов приводят к образованию протокластических структур, при которых наблюдается сильное раздробление отдельных зерен и появление обильного количества вторичных минералов. Обычно при этом кварц на первых стадиях протокластеза приобретает волнистое погасание; при дальнейшем изменении отдельные крупные зерна кварца распадаются в аггрегат мозаично погасающих, зубчато-сцепленных зерен. Затем эти мозаично погасающие зерна кварца удлиняются параллельно одному направлению, и аггрегаты их приобретают линзовидную форму.

Одновременно с кварцем аналогичные изменения испытывают полевые шпаты, причем в плагиоклазах деформация на первых порах обнаруживается в смещении двойниковых полосок, а при дальнейшем изменении — в раздроблении зерен и сильной их серицитизации. Листочки биотита изгибаются и одновременно подвергаются интенсивной хлоритизации. Хлоритизируется также и роговая обманка.

В результате всех этих изменений местами можно наблюдать превращение гранито-гнейсов в тонкомилонитовые сланцы. Последние состоят из линзовидных аггрегатов мелкораздробленных зерен полевых шпатов, кварца и роговой обманки, облеченных листочками сильно хлоритизированного биотита, и большого количества вторичных минералов — хлорита, серицита, иногда кальцита, эпидота и цоизита. Последние два минерала, как это

можно наблюдать в ряде шлифов, образуются большей частью при разрушении плагиоклаза, реже за счет биотита.

Химический состав гранито-гнейсов (обр. 776 взят на правом берегу р. Уров, в районе пади Березовки; обр. 1234 — на левом берегу р. Уров из инъекционной жилы, залегающей в кристаллических парасланцах около пади Бамбуя), по данным анализов, произведенных в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР, характеризуется следующими особенностями (см. табл. 3): наиболее распространенные биотито-роговообманковые гранито-гнейсы имеют химический состав, соответствующий составу представителей гранодиоритовой магмы. Это можно видеть, сопоставляя результаты пересчета по методу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга с магматическими формулами соответствующих пород.

Так, для гранодиоритов Левинсон-Лессинг приводит следующую формулу:

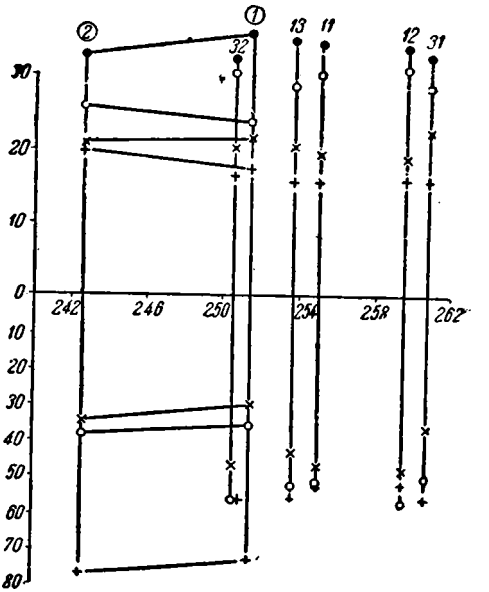
$$1.5\ \overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 6.4\ SiO_2;\quad a=2.8;\quad R_2O:RO=1:2.4.$$

Гранито-гнейсы нашего района, как видно из сопоставления, отличаются несколько бо́льшим относительным содержанием щелочей, соответственно с чем в них наблюдается иное, чем в гранодиоритах, отношение $R_2O : RO$, промежуточное между отношением $R_2O : RO$ в этих породах (1 : 2.4) и в адамелитах (1 : 1.6) или близкое к последним.

Сопоставляя далее результаты пересчета химических анализов методом Ниггли с магматическими формулами, характеризующими различные магмы в классификации указанного автора (Грубенманн и Ниггли, 1934), мы получаем данные, сходные с теми, которые отмечены выше при пересчетах методом Левинсон-Лессинга.

Эти результаты вполне совпадают с результатами изучения количественно-минералогического состава гранито-гнейсов, в составе которых среди полевых шпатов преобладает в большинстве случаев плагиоклаз.

Переходя к сравнению химического состава гранито-гнейсов с породами других районов, мы вынуждены прежде всего констатировать полное отсутствие химической характеристики соответствующих пород Восточного Забайкалья.



Фиг. 7. Диаграмма (по Ниггли) химического состава гранито-гнейсов Газимурского района и близких к ним по кислотности гранодиоритов и гранитов Восточного Забайкалья и Верхне-Амурского края.

● — al; ○ — fm (вверху), m (внизу); + — c (вверху); c/fm (внизу); x — alk (вверху), k (внизу)

Среди разнообразных пород этого района, анализы которых приведены в сводной таблице, ближе всего к гранито-гнейсам Газимурского района стоят по своему химическому составу гранодиориты Куралги (анализы № 11, 12)[1] и гранодиориты Хамаро-Тыринского района (анализ № 13). Однако все они, как это видно на фиг. 7, отличаются от гранито-гнейсов более высоким содержанием кремнезема, окиси железа и магния. Соответственно с этим они обладают большим значением коэффициентов Si и fm в магматической

[1] Здесь и дальше № анализов в тексте и на диаграммах соответствуют № сводной таблицы. Кружками на диаграммах обведены наши анализы.

формуле Ниггли и малым значением отношения c/fm. Вместе с тем они отличаются большим содержанием окиси калия, что видно при сопоставлении коэффициентов k, а также большим содержанием окиси магния в составе фемических компонентов. Последнее можно видеть при сравнении коэффициента m гранито-гнейсов Газимурского района.

Таблица 3

	1		2	
	Левый берег р. Уров гранито-гнейс, обр. 776		Правый берег р. Уров гранито-гнейс, обр. 1234	
	вес. %	мол. ч.	вес. %	мол. ч.
SiO_2	63.61	1060	64.90	1081
TiO_2	0.70	9	0.78	10
Al_2O_3	16.06	158	15.95	156
Fe_2O_3	1.26	8	2.18	14
FeO	3.91	54	2.97	41
MgO	1.69	42	1.46	36
MnO	0.14	2	0.08	1
CaO	4.86	87	4.20	75
Na_2O	3.84	61	4.07	66
K_2O	2.87	31	2.63	28
P_2O_5	0.37	3	0.16	—
H_2O^-	0.25	—	0.08	—
H_2O^+	0.56	—	0.36	—
Летуч. вещ.	0.00	—	0.19	—
Σ	100.12	—	100.01	—

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

1) $1.6\ \overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 6.4\ SiO_2$; $\alpha = 2.8$; $R_2O : RO = 1 : 2.0$.

2) $1.5\ \overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 6.45\ SiO_2$; $\alpha = 2.9$; $R_2O : RO = 1 : 1.6$.

Магматическая формула по Ниггли:

1) $Si_{242.5}al_{32.9}fm_{28.1}c_{19.9}alk_{21.1}$; $k = 0.33$, $m = 0.37$, $c/fm = 0.76$.

2) $Si_{251.4}al_{36.3}fm_{24.4}c_{17.5}alk_{21.8}$ $k = 0.29$, $m = 0.34$, $c/fm = 0.72$.

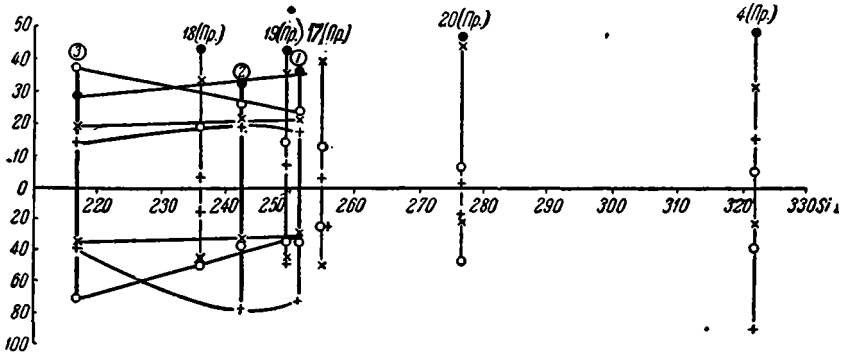
Близки к изученным нами гранито-гнейсам по содержанию кремнезема гранодиориты из верховий Амура (анализ № 31, 32), но для них характерны те же отличия, что и для гранодиоритов куралгинских и хамаротыринских.

На фиг. 8 приведено сопоставление гранито-гнейсов Газимурского района с породами Прибайкалья, представляющее интерес, поскольку для последних Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936) установлен протерозойский возраст.

При таком сопоставлении резко выступает отличие химического состава гранито-гнейсов от протерозойских магматических пород Прибайкалья. Протерозойские граниты (анализ № 4 Пр, характеризующийся среди гранитов Прибайкалья наименьшим содержанием кремнезема, приведен в диаграмме — фиг. 8) резко отличаются значительно бо́льшим содержанием кремнезема, что следует из сравнения коэффициентов Si в магматических формулах Ниггли. От близких по коэффициенту Si нордмаркитов При-

байкалья (анализы 17, 18, 19, 20 Пр.) гранито-гнейсы Газимурского района отличаются малым содержанием щелочей и, естественно, низким коэффициентом alk.

Резюмируя изложенное выше, мы можем констатировать, что гранито-гнейсы Газимурского района не находят для себя аналогов не только среди пород Восточного Забайкалья, но и среди пород более обширного района, охватывающего Прибайкалье и верховья Амура. Более того, мы можем отметить, что и в сводных работах, посвященных, в частности, Восточной Сибири, как, например, в работе В. И. Лучицкого и Е. А. Кузнецова (1934),



Фиг. 8. Диаграмма (по Ниггли) химического состава гранито-гнейсов и гнейсифицированных кварцевых диоритов Газимурского района и гранитов и близких к гранито-гнейсам по кислотности других пород Прибайкалья. ● — al; ○ — fm (вверху), m (внизу); + — c (вверху), c/fm (внизу); x — alk (вверху), k (внизу)

среди приведенных немногочисленых анализов гранито-гнейсов отсутствуют такие, которые были бы аналогичны гранито-гнейсам Газимурского района.

Все данные, таким образом, указывают на значительное своеобразие изученных нами пород.

б) Гнейсированные диориты и кварцевые диориты

Как было упомянуто выше, диориты образуют массив среди гранито-гнейсов в районе г. Кодай, в южной части района, по правому берегу р. Уров. Их выходы констатированы также на левом берегу р. Уров, близ устья пади Проходной.

По внешнему виду они однообразны и представляют собой порфировидные породы с темнозеленой основной массой, состоящей преимущественно из роговой обманки, плагиоклаза с многочисленными фенокристами белого плагиоклаза, размер которых варьирует от 1.0 до 2.00 см в длину. Весьма характерной чертой их текстуры является своеобразное линейное, как бы флюидальное, расположение фенокрист (см. фиг. 9). Часто эти породы обнаруживают следы огнейсования, проявляющегося в появлении взаимнопараллельного расположения отдельных зерен и их аггрегатов.

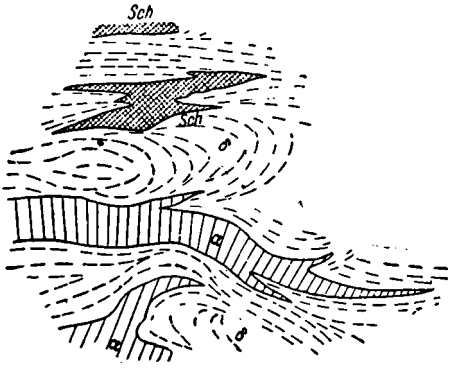
Параллельно плоскостям наиболее резко выраженной сланцеватости, совпадающей с линейным расположением фенокрист, располагаются меланократовые шлиры того же состава, что и основная масса породы, но мелкозернистого строения (за редкими исключениями) и более резко выраженного сланцеватого сложения. Некоторые из таких шлиров содержат значительную примесь кварца и калиевого полевого шпата и, возможно, представляют ксенолиты гранито-гнейсов в диоритах. Размер шлир обычно колеблется в пределах от 0.1×0.05 м до 0.5×0.1 м; форма шлир разнообразна: линзовидная, реже овальная или, еще реже, угловатая.

Многочисленные жилы аплитов и пегматитов пересекают массив диоритов, так же как и гранито-гнейсов. В большинстве случаев жилы не несут

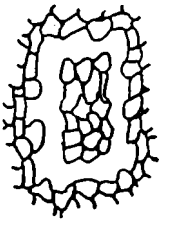
следов сланцеватости; они чрезвычайно сложно разветвлены. Мощность жил варьирует от нескольких миллиметров до 2—3 и более метров. Реже встречаются жилы, располагающиеся параллельно сланцеватости вмещающих пород, причем в этом случае аплитовая или пегматитовая жила в той или иной степени рассланцована. Некоторые жилы имеют весьма своеобразный вид. Наблюдается полное совпадение между линейным расположением фенокрист в диоритах и очертаниями жил в их концевых частях (фиг. 9).

Структура основной массы диоритов кристаллобластическая (гранобластическая), иногда гипидиоморфнозернистая. Основная масса состоит из неправильных, нередко пойкилитически срастающихся зерен роговой обманки и плагиоклаза, иногда с небольшой примесью полевого шпата и титанита, магнетита и циркона.

Кристаллобластические перегруппировки в породе отражаются и на строении фенокрист, сохраняющих лишь общие контуры идиоморфного кристалла, а по существу представляющих обычно, по периферии или целиком, аггрегат из неправильной формы зерен плагиоклаза, примерно того



Фиг. 9. Правый берег р. Уров выше горы Кодай. Жилы аплита (α) и шлиры (Sch) в гнейсифицированных диоритах (δ). Пунктиром показано расположение порфировидных выделений полевых шпатов.



Фиг. 10. Распад порфировидных выделений плагиоклаза в гнейсифицированных диоритах горы Кодай.

же размера, что и зерна основной массы. В некоторых случаях распадение фенокрист на аггрегаты зерен обнаруживаются только в центральной части фенокрист, в то время как по периферии сохраняется каемка из уцелевшего от перекристаллизации вкрапленника (фиг. 10). Иногда параллельно с распадением фенокрист на аггрегат из зерен плагиоклаза внутри них развиваются мелкие зерна роговой обманки, пойкилитически срастающиеся с плагиоклазом.

Все эти изменения приводят к тому, что фенокристы чаще всего не имеют, при ближайшем рассмотрении, резко идиоморфных очертаний и края их оказываются очень неясными и неровными.

Минералогический состав диоритов не остается на всем протяжении массива однообразным; наблюдаются переходы от пород, отвечающих по составу типичным диоритам без кварца и калиевого полевого шпата, к кварцевым диоритам и гранодиоритам, в составе которых эти минералы, в особенности кварц, играют существенную роль. Фенокристы этих пород представлены плагиоклазом или же аггрегатами зерен плагиоклаза, обычно совершенно свежего, реже мутноватого или серицитизированного. Иногда зерна несколько разделены, со смещенными двойниковыми полосками. Двойники образованы по альбитовому и, реже, по периклиновому закону.

Состав плагиоклаза определяется данными, приведенными в табл. 4.

Основная масса пород состоит из неправильных зерен плагиоклаза того же характера, что и в фенокристах (состав приведен в табл. 4), и многочис-

Таблица 4

Константы плагиоклаза

№ обр.	Проекция двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержания анортита
	Np	Nm	Ng			
543′	65	30	74	—70°	карлсбадский	32
543′	63	34	73	—	»	34
544′	90	65	95	—70°	альбитовый	38

ленных зерен роговой обманки, обычно в равных количественных отношениях.

Роговая обманка характеризуется зеленой окраской и плеохроизмом: окраска по Ng — зеленая, по Nm — зеленовато-желтая, по Np — светло-желтая. 2V = —78°.; Ng—Np = 0.018; C:Ng = 18°.

Из акцессорных минералов присутствуют в довольно большом количестве титанит и рудный минерал, в меньшем — апатит и в очень малом — циркон.

Кварц (обычно в небольшом количестве), так же как и калиевый полевой шпат, представлен неправильными зернами небольшого размера.

Приведенный в табл. 5 химический анализ породы, образец которой взят на правом берегу р. Уров, к Ю от горы Кодай, указывает на значительную основность породы. Сопоставление магматической формулы этой породы с соответствующими формулами пород в классификационных схемах Левинсон-Лессинга и Ниггли позволяют отнести ее к кварцевым диоритам. Для этих пород Левинсон-Лессинг дает следующую формулу, близкую к той, которая получена для нашего образца: $1.5\,RO \cdot R_2O_3 \cdot 6.4\,SiO_2$; $a = 2.8$; $R_2O : RO = 1 : 2.4$. Кварцевый диорит горы Кодай отличается от среднего типа пониженным содержанием полуторных окисей.

Ниггли для представителей кварц-диоритовой магмы указывает формулу $Si_{220}\,al_{31}\,fm_{31}\,c_{19}\,alk_{19}$; $k = 0.25$; $m = 0.48$; $c/fm = 0.61$.

Таблица 5

3

	Правый берег р. Уров, кварцевый диорит, обр. 554			Правый берег р. Уров, кварцевый диорит, обр. 554	
	вес %	мол. ч.		вес %	мол. ч.
SiO_2	63.88	1064	Na_2O	3.78	61
TiO_2	0.49	6	K_2O	2.97	32
Al_2O_3	14.48	142	P_2O_5	0.16	—
Fe_2O_3	1.06	7	H_2O^-	0.17	—
FeO	2.92	40	H_2O^+	0.95	—
MgO	5.17	129	Летуч. вещ.	0.25	—
MnO	0.06	1			
CaO	3.95	70	Σ	100.31	

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$2.2\,\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.2\,SiO_2 \qquad R_2O:RO = 1:2.6$$

$$a = 2.7$$

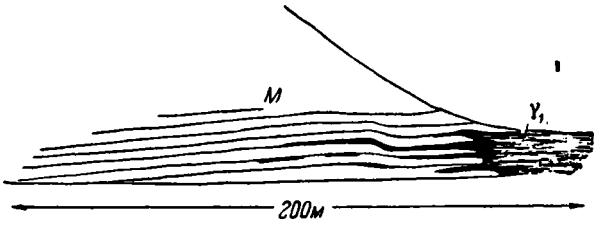
Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{217.1}al_{29.0}fm_{37.7}c_{14.3}alk_{19.0};$$

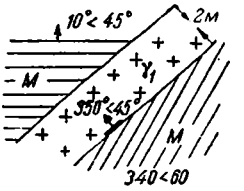
$$k = 0.34; \quad m = 0.70; \quad c/fm = 0.37$$

Как видно на диаграмме 2, кварцевые диориты близки по химическим свойствам к гранито-гнейсам, естественно отличаясь от них меньшим содержанием кремнезема и повышенным содержанием железо-магнезиальных компонентов.

Контакт гранито-гнейсов с вмещающими породами метаморфического комплекса наблюдался в одном пункте на левобережье р. Уров, близ зимовья Половинка. Здесь видно (фиг. 11 и 12), как тонкие согласные или почти согласные жилы гранито-гнейсов проникают в глубь толщи парасланцев. Характер контакта глубинный, инъекционный. Парасланцы у контакта мигматизированы. Это последнее явление вообще распространено довольно широко и в северо-восточной части района; известняки верхней свиты близ контакта сильно перекристаллизованы. Местами в них наблюдаются серпентинизированные псевдоморфозы по оливину (?).



Фиг. 11. Левый берег р. Уров около пади Б. Бамбуя. Контакт парагнейсов и парасланцев (*M*) с гранито-гнейсами (γ_1).



Фиг. 12. Деталь к обнажениям левого берега р. Уров около пади Б. Бамбуя. *M* — парагнейсы и парасланцы; γ_1— гранито-гнейсы.

Взаимоотношения гранито-гнейсов и гнейсированных диоритов непосредственно не наблюдались. Можно лишь предполагать, что диоритовые породы относительно более молоды, чем гранито-гнейсы. Это предположение базируется на факте меньшей разгнейсованности диоритовых пород по сравнению с гранито-гнейсами. О том же, может быть, свидетельствуют своеобразные шлиры, как это было отмечено выше. Некоторые из этих шлиров можно рассматривать как ксенолиты гранито-гнейсов в диоритах.

* *
*

При подведении итогов всем данным, имеющимся по породам древнейшего интрузивного комплекса, можно сказать, что в данном случае мы имеем дело с обширной кислой интрузией абиссального типа, характеризующейся сравнительным однообразием минералогического состава и химизма на значительной территории. Породы этой интрузии разгнейсованы; они активно контактируют и при этом в условиях глубинного контакта с древнейшими отложениями района. Вместе с тем нет никаких оснований, как мы увидим ниже, предполагать активный характер контакта древних магматических пород с отложениями более молодого возраста, метаморфизованными значительно слабее, чем породы метаморфического комплекса. Ниже мы увидим, что в этом районе развиты гипабиссальные гранитные интрузии, внедрение которых происходило в конце палеозоя (?) и в середине мезозоя. С этими интрузиями гранито-гнейсы явно не имеют ничего общего—ни по минералогическому составу, ни по химизму, ни по условиям образования вообще. Весь имеющийся материал позволяет связывать древнюю интрузию гранито-гнейсов (и вместе с ними гнейсированных диоритов) со складчатостью метаморфического комплекса, отнесенного нами к нижнему кембрию или к переходным по возрасту отложениям верхнего протерозоя и нижнего кембрия. В пользу высказанного предположения говорит также факт находки на правобережье пади Талокан в палеозойских порфировидных гранитах ксенолитов древних гранито-гнейсов. Другими словами, впредь до окончательного уточнения верхней возрастной границы древней кислой

интрузии мы связываем момент ее внедрения с одной из ранних фаз каледонской складчатости.

Отметим в заключение, что косвенное подтверждение данной возрастной оценки интрузии гранито-гнейсов мы находим в том обстоятельстве, что по химизму эти гранито-гнейсы не имеют аналогов ни среди известных теперь протерозойских и архейских пород Прибайкалья, ни среди забайкальских кислых изверженных пород, внедрявшихся во второй половине палеозоя и в мезозое.

III. УШУМУНСКАЯ СВИТА, НИЖНИЙ СИЛУР (S_1?)

Отложения, предположительно относимые нами к нижнему силуру, представлены свитой «ушумунских» сланцев разнообразного состава. Сланцеватые породы этой свиты развиты исключительно в северо-западной части планшета, где они слагают все правобережье пади Урюмканской и левобережье долины р. Урюмкан в ее верховьях. Аналогичные породы встречены также на гребне водоразделов падей Талокан — Аркия, Таловка — Аркия и Таловка — Солонечная. «Ушумунские» сланцы повсеместно окрашены в темносерый цвет. Лишь в нижних частях разреза отмечены шоколадно-коричневые и иссиня-черные кремнистые сланцеватые породы.

В подавляющем большинстве случаев сланцы мелкозернисты; среднезернистые породы встречаются редко. Характерны мелкие ветвящиеся прожилки белого кварца, пронизывающие породы иногда густой сетью. Текстуры исключительно сланцеватые. Структуры главным образом кластические, иногда бластопсаммитовые.

Породы ушумунской свиты на всей территории их развития обнажены чрезвычайно плохо. Это обстоятельство, равно как и отсутствие опорных горизонтов внутри свиты не дают возможности построить сколько-нибудь удовлетворительный разрез ее. Можно лишь сказать, что к нижним частям свиты относятся среднезернистые песчанистые сланцы, кремнистые сланцы и прослои серых известняков. Вся остальная и большая часть разреза составлена чередованием песчанистых сланцев различной крупности зерен (средне- и мелкозернистые) с филлитовидными сланцами. Мощность свиты может быть оценена совершенно условно во многие сотни метров. Свита метаморфизована регионально. Кроме того, отдельные участки области ее развития несут ясные черты довольно интенсивного контактного метаморфизма, превратившего песчано-сланцевые породы в более или менее сланцеватые роговики. Особенно отчетливо контактные изменения пород наблюдаются близ верхнепалеозойских гранитных массивов (Аркия, Талокан, Таловка).

В результате микроскопического изучения ушумунских сланцев выделяются следующие группы пород: наиболее распространены песчаники и песчанистые сланцы, далее сланцеватые аркозы, филлитовидные сланцы, серицитовые сланцы, известняки.

Для группы песчаников и песчанистых сланцев характерен мелкий угловатый псаммит, состоящий главным образом из кварца. В небольших количествах присутствует кислый олигоклаз, иногда щелочный нерешетчатый полевой шпат, также в форме мелких угловатых зерен. При увеличении содержания полевошпатового компонента можно выделять из группы песчаников аркозы, встречающиеся, однако, не так часто. Иногда в качестве псаммита присутствует также зеленоватый турмалин, циркон.

Цемент в ряде случаев играет крупную роль в составе породы. Зерна псаммита или рассеяны в нем очень неравномерно, или группируются в тонкие прослои. Иногда псаммит сосредоточен в мелких линзочках, выклинивающихся в пределах шлира. С другой стороны, имеется целый ряд пород, в составе которых цемент играет подчиненную роль. Повсеместно цемент перерожден в той или иной степени. В большинстве случаев он представлен аггрегатом вторичного кварца, чешуек хлорита, серицита. Часто также

присутствуют биотит и мусковит (вместе и порознь) в качестве новообразований. Обильны гидроокиси железа в виде мелких псевдоморфоз по рудным минералам, а также в аггрегативной форме (выполнение трещинок, бесформенные пятна и т. д.). В очень редких случаях наблюдаются индивидуумы зеленоватого турмалина, входящего в состав цемента породы и представляющего несомненные новообразования. Довольно часты иголочки рутила, ассоциирующиеся иногда в пучки. Местами цемент породы превращен в однообразную роговиковую массу, состоящую из кварца, мусковита и иногда биотита. В некоторых ороговикованных породах еще видны псаммитовые зерна и сохранилась хорошо кластическая структура. В наиболее измененных породах псаммитовые зерна исчезают, как бы растворяясь в однообразной роговиковой массе.

Сравнительно редко встречаются тонкосланцеватые филлитовидные породы. Они состоят из мелкого кварцево-полевошпатового угловатого псаммита, локализованного в тонких прослойках или линзочках, укладывающихся в пределах шлифа. Цемент, играющий главенствующую роль в составе породы, сформирован аггрегатами вторичного кварца (выделения неправильной формы), чешуйками и листочками хлорита и мусковита. Чешуйки этих последних минералов располагаются параллельно одному определенному направлению. Интересно, что в одном случае (обр. 2071) наблюдается несовпадение между плоскостями напластования породы (фиксированными тонкими прослоечками и линзами, богатыми мелким псаммитом) и плоскостями сланцеватости, подчеркнутыми линейным расположением чешуй и листочков мусковита и хлорита. Плоскости напластования и плоскости сланцеватости пересекаются под острым углом. По плоскостям сланцеватости порода густо пропитана гидроокисями железа.

Нередко по цементу породы, помимо хлорита и мусковита, развиваются еще биотит и мусковит. Листочки этих минералов также обычно вытянуты согласно общему направлению плоскостей сланцеватости породы.

Изредка встречаются серицитовые сланцы. В них присутствуют редкие мелкие угловатые зерна кварца, распределенные редко и неравномерно в цементе, превращенном в тонкочешуйчатую серицитовую массу. Помимо серицита, есть еще хлорит (листочки и чешуйки), мелкие зерна кальцита, бесформенные участки, составленные гидроокисями железа.

В нижней части сланцевой свиты, как мы отмечали выше, имеются шоколадно-коричневые и синевато-черные кремнистые сланцы. Под микроскопом они представляют собой тонкозернистую кремнистую массу с чешуйками хлорита и серицита и редкими мелкими угловатыми зернами кварца.

Известняки, также встречающиеся редко, представлены мелкозернистыми, тонкосланцеватыми породами. Известняки равномернозернисты. В них содержится значительное количество пелита, распределенного по тонким слоям, чередующимся со слоями чистого карбоната.

Обычно породы пересечены тонкими трещинками неправильной формы, выполненными кальцитом более крупнозернистым, чем кальцит, слагающий рассматриваемую породу.

Подводя итоги краткой характеристике пород ушумунской свиты, мы можем сказать, что эта свита представлена очень однообразными, главным образом терригенными, отложениями, формировавшимися за счет размыва кислых магматических пород, богатых турмалином, т. е. пород близких по типу к гранито-гнейсам, описанным выше.

Свита подверглась более или менее значительному метаморфизму, на что указывает перерождение цемента у абсолютного большинства пород. Местами, близ контактов с верхнепалеозойскими гранитами, а иногда вне видимого контакта с каким бы то ни было интрузивным телом, в породах свиты отчетливы следы контактного метаморфизма, проявляющиеся в новообразовании биотита, мусковита, турмалина и, наконец, в ороговиковании пород. Отметим здесь, что ороговикованные породы главным образом встречаются вне главного поля развития ушумунских пород в виде сравнительно

некрупных пятен в вершинах пади Таловки, на ее левобережном гребне, и между падями Талокан и Аркия. Мы относим эти роговики к ушумунской свите потому, что они неотличимы от роговиковых пород, встречающихся в составе несомненных ушумунских сланцев.

Переходя к оценке возраста ушумунской свиты, отметим, что по этому вопросу существует крайнее разнообразие мнений. М. В. Бесова включает ее в состав «немого палеозоя» вместе с кварцитами, известняками и другими породами, отнесенными нами к нижнему кембрию. Н. А. Худяков-Павлов (1936) предполагает верхнетриасовый возраст этой свиты. Другие относят отдельные части этой свиты то к карбону, то к подизвестняковым (нижнекембрийским) «алтачинским сланцам».

У нас нет прямых данных, по которым возможно было бы решить вопрос о возрасте ушумунской свиты с полной ясностью. Однако можно привести некоторые соображения, позволяющие склониться в пользу предположения о силурийском, вероятно нижнесилурийском, возрасте интересующей нас толщи. Выше было отмечено, что ушумунская свита обнажена очень плохо. Добавим здесь, что нигде не удалось наблюдать ее непосредственного контакта как с более древними, так и с более молодыми образованиями. Единственно известно точно, что эта свита сечется дейками верхнеюрских порфиритов. Далее, можно утверждать, что ее породы заметно отличаются от характерных пород морской юры, карбона и силуро-девона. В этом легко убедиться, познакомившись с характеристикой последних, приведенной ниже. Более того, по интенсивности метаморфизма и по характеру его (региональность) ушумунская свита также значительно отличается не только от морской юры, но и карбона и силуро-девона. Ушумунская свита в общем метаморфизована сильнее, чем отложения перечисленных геологических периодов.

В характеристике пород ушумунской свиты было отмечено, что они в большом числе случаев подвергались значительным динамическим воздействиям, проявившимся в рассланцевании пород. Этот процесс шел часто таким образом, что плоскости напластования и плоскости сланцеватости не совпадали друг с другом. Многочисленны трещины разрывов и скольжения, выполненные гидроокисями железа.

Интенсивное проявление динамических воздействий чрезвычайно характерно и специфично как региональное явление почти для всего поля развития ушумунских пород. Суммируя, мы можем сказать, что есть известные основания для предположения, что ушумунская свита древнее отложений силуро-девона в нашем районе. В целом ряде пунктов, обозначенных на карте, из-под сланцев ушумунской свиты выходят то известняки нижнего кембрия, то кварциты того же возраста. Это обстоятельство говорит в пользу предположения о трансгрессивном налегании ушумунской свиты на свиты нижнего кембрия. Состав кластического материала ушумунских песчаных сланцев дает указание на более молодой возраст ушумунской свиты, чем интрузии гранито-гнейсов, внедрившихся в мощную толщу отложений нижнего кембрия.

Учитывая все сказанное выше, мы предположительно относим ушумунскую свиту к нижнему силуру и предполагаем, далее, перерыв между этой свитой и нижнекембрийским складчатым комплексом, прорванным древними гнейсированными гранитами.

IV. ИЛЬДИКАНСКАЯ СВИТА. СИЛУРО-ДЕВОН (S_2—D_1)

Отложения этого возраста впервые были обнаружены в 1926 г. (Войновский-Кригер, 1927_1) на р. Ильдикан, впадающей в р. Газимур близ Газимурского завода. Здесь был встречен горизонт криноидного известняка, розового и темнокрасного цвета. Фауна, найденная (Войновский-Кригер, 1927_1) в известняке, следующая: кость рыбы (*Arthrodira*), брахиоподы (*Spirifer*, *Rhynchonella*, *Orthis*, *Leptaena* и др.), многочисленные *Favo-*

sites, мшанки, кораллы — *Rugosa*, крупные колониальные *Cyathophyllum* и трилобиты, среди которых В. Н. Вебер определил *Proetus* sp. aff. *bohemicus* Corda и *Calymmene* sp. Весь этот комплекс предположительно указывает на нижнедевонский и верхнесилурийский возраст. К этому мнению присоединяется и Л. Б. Рухин (1936), изучавший фавозитид, собранный И. С. Валицкой.

По нашим наблюдениям, на Ильдикане, в пункте находки фауны, отложения верхнего силура — нижнего девона представлены с большой полнотой. Нами, при помощи ряда расчисток и канав, выяснен достаточно полный разрез этих отложений. Основание разреза уничтожено интрузией габброидных пород (фация верхнепалеозойской интрузии гранитов). Отложения силуро-девона залегают здесь моноклинально с падением от интрузивного тела на СВ 60—65° под углом 30—35° в среднем. Последовательность чередования (снизу вверх) следующая:

1. Известняк светлолиловый, крупнозернистый, местами переполненный члениками криноидей. Близ контакта с габброидными породами известняки обесцвечены и мраморизованы. Внутри светлолиловых известняков располагаются тонкие (от долей см до 10 см) прослои плотного лилового известняка и серой кремнистой породы. Мощность слоя 1-го — 12—13 м.

2. Выше и согласно залегают более темные известняки, местами переполненные члениками криноидей. В известняках — тонкие прослои серых кремнистых пород. В средней части 2-го слоя располагается горизонт (мощностью 5—6 м) желтого известняка. Мощность 2-го слоя — около 20 м.

3. Выше и согласно с известняками пластуются голубовато-зеленые яшмовидные сланцы с прослоями (мощностью в 2 м и менее) плотного лилового известняка. В основании 3-го слоя залегает прослой (0.5—0.7 м) зеленого мелкозернистого известняка. В верхней части разреза появляются тонкие слои серых и лилово-серых кремнистых пород. Общая мощность сланцев около 250 м.

4. Выше и согласно располагаются зеленые и зеленовато-серые глинистые кремнистые породы и филлитовидные сланцы. В верхней части — прослои зелено-серого мелкозернистого песчанистого сланца. Мощность 4-го слоя — около 60 м.

5. Выше и согласно залегают серовато-зеленые тонкозернистые ороговикованные песчанистые сланцы. В нижней части — прослои кремнистых сланцев с хлоритом и серицитом. Мощность 5-го слоя — около 50—60 м.

6. Выше и согласно располагаются серые кремнисто-глинистые сланцы. Мощность — около 50 м.

7. Над сланцами также согласно залегают сланцеватые аркозы зеленовато-серые с тонким (0.3 м) прослоем кремнистого серого сланца. Мощность около 10—12 м.

8. Выше и согласно лежат глинистые сланцы с хлоритом и серицитом, зеленовато-серые, очень однообразные. В нижней части — прослой (до 1 м) плотного лилового известняка. Мощность глинистых сланцев — около 100 м.

9. Выше и согласно залегают серые песчанистые сланцы, мелкозернистые. Мощность (видимая) — около 20 м.

Из описания разреза следует, что отложения верхнего силура — нижнего девона представлены толщей около 600 м видимой мощности. Эта толща в основании сложена лиловыми криноидными известняками, содержащими фауну верхнего силура — нижнего девона (S_2—D_1). Известняки перекрыты кремнистыми и яшмовидными зеленоватыми и серыми сланцами, чередующимися с песчанистыми сланцами и, изредка, лиловыми известняками. Породы верхнего силура — нижнего девона представлены отложениями крупного бассейна, формировавшимися в значительном удалении от береговой линии.

Отметим здесь, что лиловые криноидные известняки, яшмовидные и кремнистые сланцы с песчанистыми сланцами прослеживаются от нашего опорного

разреза на левом берегу р. Ильдикан довольно далеко на С и СВ по правобережью Курочкиной пади и по левобережью пади Котиха в виде неширокой полосы. Здесь встречены также белые и розоватые кремнистые сланцы. Далее те же породы, за исключением лиловых известняков, занимают обширную площадь по левобережью р. Ильдикан в ее верхнем течении на водоразделе между падями Мистурной и Черемховой. Породы верхнего силура — нижнего девона столь характерны, что, несмотря на отсутствие фауны в двух последних пунктах, мы не сомневаемся, что имеем дело с той же толщей пород, что и в опорном разрезе по Ильдикану.

Некоторые (см. сводку С. С. Смирнова, 1934, стр. 56—59) геологи относили к карбону кремнистые сланцы, перекрывающие лиловые криноидные известняки. Эта возрастная оценка ошибочна. Она базируется на недостаточном знании стратиграфии палеозоя. Дело в том, что у нас есть серьезные основания для констатации перерыва между отложениями нижнего карбона, охарактеризованного фаунистически, и толщей верхний силур — нижний девон. Этот вопрос рассматривается ниже в разделе характеристики нижнекаменноугольных отложений.

Факты, которыми мы располагаем в настоящее время, позволяют выделять ильдиканскую свиту в совершенно самостоятельный комплекс, наиболее полно представленный разрезом на р. Ильдикан.

Выше мы говорили, что нижние горизонты силуро-девона на Ильдикане уничтожены интрузией. Основание разреза интересующей нас толщи нигде нами не наблюдалось. Тем не менее с достаточной вероятностью можно предполагать, что породы ильдиканской свиты залегают трансгрессивно и несогласно на размытом складчатом фундаменте нижнего кембрия. В пользу этого предположения говорит соседство выходов (падь Мистурная) нижнекембрийских известняков и характерных сланцеватых пород (надизвестняковых) верхнего силура — нижнего девона, причем нет никаких оснований для предположения о тектоническом контакте этих двух толщ.

Совершенно неизвестно взаимоотношение силуро-девонских отложений с ушумунской сланцевой свитой. Можно лишь предполагать, в порядке рабочей гипотезы, что между этими свитами имеется перерыв, поскольку нами допущено непосредственное налегание силуро-девона прямо на нижнекембрийские известняки.

Толща отложений ильдиканской свиты метаморфизована сравнительно слабо. В ее составе участвуют, как мы видели, даже глинистые, слабо измененные сланцы. Отчетливые явления метаморфизма наблюдаются в породах этой толщи в контактах ее как с верхнепалеозойскими, так и с мезозойскими интрузиями. Описание этих контактов дано нами ниже.

V. СПИЛИТЫ ($D—C_1$)

В составе обломочного материала пород нижнекаменноугольного возраста нередко встречаются угловатые и окатанные обломки спилитов. Под микроскопом спилиты имеют следующий облик: трахитоидный аггрегат из сильно удлиненных игольчатых лейст мутноватого, иногда серицитизированного плагиоклаза и мелких листочков и чешуек хлорита. Хлорит выполняет промежутки между плагиоклазовыми лейстами. Кроме хлорита в выполнении интерстиций принимают участие также зернышки рудного минерала и бесформенные скопления гидроокиси железа. Структура спилитов интерсертального типа. Характерно флюидальное расположение игольчатых кристаллов плагиоклаза.

Эффузии спилитов могли иметь место и до трансгрессии нижнекаменноугольного бассейна и во время формирования толщи нижнекаменноугольных отложений.

VI. НИЖНИЙ КАРБОН (C_1)

Во введении, в очерке истории геологической изученности района, мы указываем, что на р. Кулинде еще акад. Шмидтом была найдена фауна,

вначале определенная как девонская, но впоследствии оказавшаяся принадлежащей нижнему карбону. Каменноугольные отложения изучались рядом лиц после находок Шмидта. Были обнаружены новые выходы нижнекаменноугольных пород на правом берегу пади Котиха. Оба района развития карбона вошли в сферу наших наблюдений. Нужно сказать, что каменноугольные породы обнажены очень плохо. Преобладают осыпи; коренные выходы встречаются лишь как исключение. В силу этого обстоятельства мы не можем дать сколько-нибудь исчерпывающее представление о полном разрезе карбона этой местности. Можно сказать, что в основании разреза карбона залегают грубозернистые полимиктовые песчаники и мелкие конгломераты. Базальные горизонты нижнего карбона были найдены нами на правобережном гребне пади М. Кулинды. С севера к ним примыкает область широкого развития нижнекембрийских известняков. Непосредственный контакт песчаников и конгломератов карбона с древними известняками не виден. Песчаники и конгломераты простираются в ВСВ направлении и падают на юг, т. е. от поля развития известняков нижнего кембрия. В составе грубого обломочного материала базальных слоев карбона обнаружены светлые кристаллические известняки, тождественные нижнекембрийским. Далее здесь же констатировано присутствие бластокварцитов, типа кварцитов средней свиты нижнего кембрия. Кроме того, весьма многочисленны обломки кремнистых сланцев с хлоритом и серицитом, чрезвычайно близко напоминающих аналогичные, очень характерные породы ильдиканской свиты. Выше залегает толща пород, состоящая главным образом из сланцеватых аркозовых и полимиктовых песчаников с подчиненными им прослоями темносерых глинистых сланцев и серых известняков. Отдельные прослои песчаников и известняков переполнены органическими остатками. Повидимому, верхняя часть разреза представлена мощными темными, почти черными кремнисто-глинистыми сланцами, большинством исследователей относимых к морской юре.

В низовом течении р. Кулинды по правому склону долины рядом обнажений наиболее хорошо вскрыты эти предположительно верхние части разреза карбона. Последовательность чередования слоев здесь следующая (снизу вверх).

1. Кремнистые сланцы, чередующиеся с прослоями алевролита и мелкозернистого песчаника. Кремнистые сланцы темносерого цвета со слабым зеленоватым оттенком. Для них характерна небольшая примесь мелкого песчаного материала. Часты линзочки и тонкие прослойки серых мелкозернистых песчаников, подчеркивающие грубую слоистость породы. Сланцы состоят из серой пелитовой массы с многочисленными выделениями кварца (аггрегаты тонко-и мелкозернистого кварца), переполненного чешуйками и листочками хлорита, серицита, иногда биотита. Наблюдается целый ряд переходных разностей от сланцев, более или менее богатых мелкими угловатыми зернами кварца, к глинисто-кремнистым песчаникам. Мощность (видимая) — 25—30 м.

2. Выше и согласно залегают известковистые песчаники, мелкозернистые, серого цвета. Эти породы состоят, главным образом, из угловатых зерен кварца, кальцита и более или менее пелитизированных зерен полевых шпатов. Отмечены также очень мелкие зерна циркона и апатита. Кроме того, довольно обильны более или менее окатанные обломки (катуны) глинисто-кремнистых пород. Цемент базального типа заключает мелкие чешуйки серицита. Характерны равномерное распределение обломочных зерен среди цемента и однородность кластического материала по величине зерна. Мощность — около 20 м.

3. Выше и также согласно ложатся темные, почти черные, глинисто-кремнистые сланцы, аналогичные сланцам 1-го слоя, обогащенные по отдельным слоям мелкими зернами кварцевого псаммита. Мощность— около 30 м.

4. Выше с резким угловым несогласием залегают базальные конгломераты морской юры.

Общая мощность нижнекаменноугольных отложений весьма значительна и выражается, вероятно, многими сотнями метров. Нами найдена обильная фауна, взятая почти исключительно из коренных выходов. Фауна найдена на правобережных гребнях падей Средней Кулинды и Котихи.

Органические остатки в верхней части разреза, представленной кремнисто-глинистыми сланцами, нами не найдены. Фауна была определена Т. Г. Сарычевой, за исключением мшанок, которые изучались М. И. Шульга-Нестеренко. Результаты определения следующие:

Местонахождение	Наименование форм	Заключение
Падь Ср. Кулинда	*Leptaena* cf. *analoga* Phill.	Форма обычная в C_1
»	*Fenestella* aff. *binodata* condra	До сих пор известна только из С Небраски *(Coal Measures)*. Нигде в другом месте встречена не была
»	*Fenestella* sp.	
»	*Streptorhynchus* sp.	Повидимому, C_1
»	*Spirifer* sp.	
»	*Cyrtina* sp.	
»	*Spirifer* cf. *tornacensis* Kon. Ядро спинной створки.	Форма типичная и распространенная во всем мире в турнейском ярусе C_1
»	*Rhynchonella (Camarothoechia)* cf. *pleurodon* Kon.	Форма, встречающаяся во всем C_1.
»	*Athyris*	карбон?
	Productus sp.	
	Криноидеи	
»	*Chonetes* sp.	карбон
Падь Котиха	*Productus* sp.	
	Криноидеи	
	Productus (Dictyoelostus) cf. *sciticus* Sow:	Форма, распространенная преимущественно в визейском ярусе C_1 Евразии
»	Криноидеи	
	Productus (Gigantella) cf. *latissima* Sow.	Типичная форма для визейского яруса C_1 во всей Евразии
»	*Rhynchonella (Camarothoechia)* cf. *mutata* Hall.	Форма, распространенная в C_1 США
»	*Fenestella* sp. n.	Исключительно оригинальная форма

Палеонтологические определения позволяют говорить, что на Средней Кулинде развит турне, а по Котихе — визе. Вместе с характерными космополитическими формами в обоих ярусах в изобилии присутствуют формы, типичные для нижнего карбона Северной Америки. Есть новые виды мшанок. Имеющийся в нашем распоряжении материал не подтверждает предположения В. А. Обручева (1937—1938, 438) о присутствии на р. Кулинде вместе с нижним карбоном еще и верхнего яруса среднего девона. Предположение В. А. Обручева базируется, как известно, на определении мшанок, изучавшихся В. П. Нехорошевым и собранных другим геологом в осыпях на р. Кулинде.

Остановимся несколько на петрографической характеристике карбоновых пород. Нижняя часть разреза, как мы уже говорили, составлена главным образом псаммитами. Среди них преобладают аркозы. Аркозы обычно мелкозернисты, с хорошо выраженной кластической структурой, местами со сланцеватой текстурой. Среднезернистый обломочный материал представлен волнисто-угасающим кварцем, олигоклазом, иногда альбитом, бластокварцитом. Зерна обычно более или менее угловатые; хорошо окатанный псаммит встречается редко. Цемент играет значительную роль в составе породы. Он представлен бурым глинистым веществом, иногда с мелкими бесформенными выделениями вторичного аггрегатного кварца. В некоторых случаях цемент изменен; глинистое вещество нацело замещено вторичным

кварцем с чешуйками и листочками хлорита и серицита. В редких случаях появляются в качестве новообразования биотит и мусковит. В обр. 660 наблюдались каймы вторичного альбита вокруг зерен псаммитового компонента породы.

Аркозы рядом постепенных переходов связаны с полимиктовыми песчаниками. В составе этих последних, кроме кварца, плагиоклазов и бластокварцитов, еще заметную роль играют обломки кремнистых пород с хлоритом и серицитом, типичные для ильдиканской свиты, и обломки спилитов, описанные выше. Характер цемента полимиктовых песчаников тот же, что и для аркозов. В некоторых разностях аркозов и полимиктовых песчаников наблюдается мелкозернистый кальцит, входящий в состав цемента породы. Иногда количество кальцита столь значительно, что эти породы должны именоваться известковистыми аркозами и песчаниками. Последние породы рядом постепенных переходов связаны с песчанистыми известняками. В известняках обломочные зерна кварца и полевых шпатов рассеяны то более или менее равномерно, то эти зерна концентрированы в отдельных участках шлифа. Карбонат в известняках представлен главным образом мелкозернистым кальцитом. В некоторых разностях большую роль в составе породы играют обломки раковин, мшанок и криноидей. Встречаются и чистые разности известняков. Обычно это — органогенные ракушечные известняки, переполненные более или менее цельными карбонатными раковинами брахиопод, мшанками и криноидеями, сцементированными мелкозернистым кальцитом. Значительно меньшую роль играют глинистые сланцы, содержащие мелкие рассеянные зерна кварца и состоящие главным образом из бурого глинистого вещества с чешуйками хлорита, серицита, иногда биотита и мелких бесформенных выделений вторичного кварца.

Кремнисто-глинистые сланцы, предположительно помещаемые нами в верхнюю часть разреза нижнего карбона, под микроскопом очень однообразны. Порода почти не действует на поляризованный свет. Она состоит из кремнезема, тонко и равномерно пропитывающего бурое глинистое вещество. Присутствуют рассеянные мелкие чешуйки хлорита и серицита. Изредка встречаются мелкие зеленоватые зерна кварца.

В заключение отметим, что относительно стратиграфии нижнекаменноугольных отложений района существуют самые разнообразные мнения. Некоторые (см. сводку С. С. Смирнова, 1934, стр. 56) расчленяют карбон на три свиты: нижняя свита (C_a) — кремнистые сланцы, отнесенные нами с полным основанием к ильдиканской свите, средняя свита ($C_в$) — песчано-сланцево-известковистые с фауной и верхняя (C_c) — конгломераты, отличающиеся от мезозойских конгломератов особой плотностью цемента и изобилием гранит-порфировых жил. Эта схема совершенно неверна, ибо кремнистые сланцы ильдиканской свиты залегают согласно на лиловых известняках с фауной верхнего силура — нижнего девона и входят в состав ильдиканской свиты. Кроме того, кремнистые сланцы входят в состав обломочного материала базальных горизонтов нижнего карбона. Конгломераты свиты C_c являются бесспорными базальными конгломератами морской юры, как мы увидим ниже, и содержат гальку нижнекаменноугольных пород.

Черные кремнисто-глинистые сланцы всеми геологами (И. С. Валицкая, 1938; И. Е. Худяев, 1931, и др.) относились к низам разреза морской юры, что также неверно, так как базальные конгломераты морской юры в превосходном обнажении у устья р. Б. Кулинды (почему-то пропущенные нашими предшественниками) залегают резко несогласно и трансгрессивно на темных кремнисто-глинистых сланцах, несомненно доюрских и относимых нами к нижнему карбону.

VII. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ВАРИСЦИЙСКОГО (?) ЦИКЛА (γ_2)

Интрузивы этого цикла представлены сложным комплексом пород, крайними членами которого являются, с одной стороны, нормальные граниты, с другой — перидотиты. Комплекс охватывает почти все промежу-

точные типы между этими крайними членами, именно — биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты или кварцевые диориты, диориты, кварцевые и бескварцевые, роговообманковые и пироксеновые габбро. Несколько особняком стоят разнообразные роговообманковые и пироксеновые сиениты.

Преобладающее распространение среди массивов интрузивных пород имеют граниты; преимущественно в периферических частях этих массивов и в отдельных участках их, нередко на значительном протяжении, развиты габбро, теснейшим образом, через гранодиориты и диориты, связанные с гранитами.

Внутри тех участков, которые сложены разнообразными габбровыми породами, в тесной ассоциации с ними, выступают сиениты, пересекающие габбровые породы жилами различного размера, от нескольких десятков см до 20—30 и более метров мощности.

В тех же участках массивов, которые сложены преимущественно габбровыми породами, встречаются довольно многочисленные дейки (от 5—10 до 25—30 м мощности), вытянутые главным образом в северо-восточном направлении и представленные сильно серпентинизированными перидотитами и серпентинитами.

а) Представители гранитной магмы

Породы гранитной магмы слагают ряд крупных массивов в пределах изученного района. Наиболее значительный массив их расположен в северо-западной части района. Он тянется от водоразделов падей Талокан—Гандыбой, Гандыбой — Аркия и Аркия — Елизаветовка на севере, до р. Уров на юге. На этом протяжении внутри массива можно отметить закономерные изменения в составе пород в направлении с севера на юг. На севере массива развиты преимущественно нормальные биотитовые граниты. К югу они сменяются биотито-роговообманковыми гранитами. Еще далее к югу, в южных периферических частях массива, а также на западной окраине его местами наблюдаются переходы биотит-роговообманковых гранитов в гранодиориты.

В других массивах, в которых резко преобладают биотит-роговообманковые граниты и биотитовые граниты играют подчиненную роль, вместе с гранитами присутствуют также гранодиориты.

Во многих массивах можно отметить переходы от гранитов и гранодиоритов к диоритам и габбро, играющим существенную роль в строении некоторых из этих массивов. Особенно значительную роль габбровые породы играют в строении массива Ильдикано-Урюмканского, тянущегося от Государевой пади через пади Курочкину и Среднюю к Урюмкану и Верхне-Тайнинской пади, в окрестностях одноименного поселка.

Прочие массивы сложены почти исключительно биотит-роговообманковыми гранитами.

На схематической карте, показывающей вероятное строение доюрского складчатого фундамента, видно, что кислые разности интрузивных пород варисцийского (?) цикла слагают широкую полосу северо-восточного простирания. На северо-востоке и юго-востоке эта полоса контактирует с древними гранито-гнейсами. Северо-западная граница полосы интрузивных варисцийских (?) пород идет вдоль контакта с широкой полосовидной областью развития карбонатных пород нижнего кембрия. У контакта в двух пунктах оконтуриваются поля развития габброидных фаций варисцийской интрузии. Те же основные породы слагают удлиненный в северо-восточном направлении массив внутри полосы известняков и мраморов нижнего кембрия.

Гранитные породы представлены в основном двумя типами:

1) граниты биотитовые, 2) граниты и гранодиориты биотит-роговообманковые.

а) Граниты биотитовые

Эти породы развиты в северной части обширного восточного гранитного массива. Биотитовые граниты связаны постепенными переходами с биотит-роговообманковыми гранитами, преобладающими, как отмечено выше, в этом массиве, в особенности в его южной части. Окраска биотитовых гранитов серовато-желтая или оранжево-желтая, в общем однообразная. Однообразны они и по крупности зерна, причем резко преобладают крупнозернистые разности, и значительную редкость представляют среднезернистые и мелкозернистые.

Текстура этих пород массивная; характерной чертой является порфировидное строение. Местами, в частности в отдельных участках по восточной окраине гранитного массива, можно видеть переходы к сланцеватым текстурам, возникшим в результате раздробления пород.

По количественно-минералогическому составу биотитовые граниты характеризуются преобладанием кварца и калиевого полевого шпата, при малом содержании плагиоклаза и относительно небольшом содержании биотита. Вариации наблюдаются незначительные: с одной стороны, в направлении к обогащению плагиоклазом и биотитом (в некоторых случаях в последних разновидностях попадаются единичные зерна роговой обманки), с другой стороны, в направлении обеднения плагиоклазом и биотитом и, соответственно, переходом пород в аляскитовые разности.

В качественном отношении минералогический состав биотитовых гранитов характеризуется присутствием кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и акцессорных минералов — роговой обманки, апатита, циркона, титанита и рудного минерала.

В небольшом количестве встречаются серицит и хлорит. Крупные, достигающие 2 см в длину, порфировидные выделения в гранитах представлены нерешетчатым калиевым полевым шпатом с многочисленными пертитовыми вростками альбита, то располагающимися взаимно параллельно, то анастомозирующими. Внутри кристаллов калишпата встречаются включения циркона, апатита и плагиоклаза. Для калиевого полевого шпата определен угол угасания $\perp$ (001): $Nm=15°$ и $2V=-78°$, что соответствует микроклину.

Крупнозернистая основная масса биотитовых гранитов состоит из кварца, полевых шпатов, биотита и упомянутых выше акцессорных и вторичных минералов.

Кварц образует многочисленные ксеноморфные зерна с неровными извилистыми очертаниями. Иногда обнаруживает волнистое погасание. Калиевый полевой шпат, количественно не уступающий кварцу и преобладающий над плагиоклазом, также образует неправильные ксеноморфные зерна, с тонкими трещинками спайности по P и M, иногда с довольно многочисленными пертитовыми вростками. Плагиоклаз образует тонкие полисинтетические двойники, преимущественно по альбитовому закону, реже по карлсбадскому и периклиновому; присутствует в большинстве случаев в виде мелких идиоморфных зерен. Чаще прозрачен, иногда мутноват, вследствие развития, преимущественно в центре зерна, чешуек серицита.

Таблица 6

Константы плагиоклаза

№ обр.	Проекция двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержания анортита
	Np	Nm	Ng			
1391′	18.5	71,5	90	—	Rock Tourné	19
1396′	18	75	80	—76°	»	10
1396′	82	9	90	—	Периклиновый	16

В породе присутствуют также мелкие зерна альбита, переходящие в мирмекиты по границе с ортоклазом.

Биотит образует довольно многочисленные удлиненные листочки, плеохроирующие от светложелтого до коричневатого цвета. Иногда листочки замещены по краям светлозеленым хлоритом.

Акцессорные минералы, среди которых преобладают апатит и рудный минерал, образуют большей частью мелкие включения преимущественно в листочках биотита и реже в зернах других минералов. Титанит представлен крупными зернами. Исключительно редко встречается роговая обманка, по оптическим свойствам не отличающаяся от роговой обманки биотит-роговообманковых гранитов.

Биотитовые граниты характеризуются преобладанием структур гипидиоморфнозернистого типа. Только по правому берегу р. Талокан удается в отдельных пунктах наблюдать появление плоскопараллельных структур. Эти последние обусловлены развитием протокластеза, приведшего к раздроблению зерен кварца и полевых шпатов и изгибу листочков слюды. При дальнейшем изменении породы наблюдается вытягивание раздробленных зерен и их аггрегатов параллельно одному направлению. Таким путем возникают сланцеватые породы, которые во время полевых исследований могут быть легко приняты за гранито-гнейсы, хотя при внимательном изучении их под микроскопом в большинстве случаев отличие от типичных гранито-гнейсов наблюдается отчетливо.

Химический анализ биотитовых гранитов приведен в таблице (см. табл. 7), составленной по данным химико-аналитической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР.

Как следует из пересчета методом Левинсон-Лессинга, биотитовый гранит с р. Талокан может быть отнесен к типичным представителям семейства гранитов, для которых Ф. Ю. Левинсон-Лессинг дает следующую магматическую формулу:

$$\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 7.7SiO_2;\ \alpha=3.91;\ R_2O : RO=1.7 : 1.$$

Пересчет методом Ниггли указывает на принадлежность породы к представителям эземитово-гранитной магмы.

Среди аналогичных пород Восточного Забайкалья, как видно из приложенной диаграммы (фиг. 13), наибольшее сходство с биотитовыми гранитами по химическому составу обнаруживают порфировидные граниты Хамары (анализ № 15). Однако, последние характеризуются в сравнении с биотитовыми гранитами малым содержанием щелочей и несколько бо́льшим содержанием кремнезема. Близки к биотитовым гранитам также доюрские граниты Борщевочного кряжа (анализ № 19), отличающиеся главным образом более высоким содержанием кремнезема и несколько бо́льшим содержанием окиси кальция в сравнении с фемическими компонентами породы, что видно из сравнения коэффициентов Si и c/fm на диаграмме.

Другие разновидности гранитов Восточного Забайкалья уже значительно отличаются от изученных нами биотитовых гранитов либо очень высоким, либо очень низким коэффициентом Si в магматической формуле Ниггли.

В сравнении с гранитами Прибайкалья изученная разновидность гранитов Газимурского района характеризуется малым коэффициентом Si, что связано с меньшим содержанием в магме кремнезема. Среди прибайкальских гранитов имеется, по данным Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1936), только одна разновидность, с малым содержанием кремнезема (анализ № 4 сводной таблицы, в конце книги). Но эта последняя разновидность отличается очень малым содержанием фемических компонентов, что видно при сравнении магматической формулы этой породы с биотитовым гранитом нашего района.

Таблица 7

4

	Левый берег р. Талокан, биотитовый гранит, обр. 1264			Левый берег р. Талокан, биотитовый гранит, обр. 1264	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
SiO_2	72.09	1201	Na_2O	3.28	53
TiO_2	0.60	8	K_2O	4.73	50
Al_2O_3	14.05	138	H_2O^-	0.17	—
Fe_2O_3	1.36	9	H_2O^+	0.45	—
FeO	1.28	18	P_2O_5	0.22	—
MgO	0.45	12	Летуч. вещ.	—	—
MnO	0.07	1			
CaO	1.36	24	Σ	100.11	

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$1.1\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 8.2SiO_2$$

$$\alpha = 4.0$$

$$R_2O : RO = 1.9 : 1$$

Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{382.5}al_{43.9}fm_{15.6}c_{7.7}alk_{32.8}$$

$$k = 0.48;\ m = 0.25;\ c/fm = 0.49$$

$$Si_{321.9}al_{47.9}fm_{6.1}c_{15.2}alk_{30.8}$$

$$k = 0.21;\ m = 0.36;\ c/fm = 2.50.$$

б) Биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты

Биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты настолько тесно ассоциируются друг с другом, что разграничение их затруднительно. Они являются наиболее распространенными породами варисцийской (?) интрузивной формации.

По внешнему виду интрузивные породы, входящие в состав этой группы, характеризуются крайне разнообразной окраской. В основном по окраске выделяются две разновидности — серые граниты («сретенские») и пестроокрашенные («уровские») розовые с зелеными и серыми пятнами. Те и другие имеют массивную текстуру, очень редко сланцеватую.

Серые граниты встречаются преимущественно в восточной части района, где ими почти целиком сложен восточный обширный массив гранитов. В остальных пунктах района, во всех изученных нами массивах преобладают граниты пестроокрашенные, а серые играют совершенно подчиненную роль. Те и другие связаны взаимными переходами, причем и в тех и в других можно наблюдать всю совокупность разновидностей — от гранитов до гранодиоритов.

По количественно-минералогическому составу описываемая группа пород также довольно разнообразна. Породообразующие минералы: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит и роговая обманка; количественные соотношения между этими минералами варьируют в значительных пределах. Различия обнаруживаются прежде всего в содержании кварца; одновременно наблюдаются вариации в количественном соотношении калиевых полевых шпатов и плагиоклаза, причем в разновидностях, более богатых кварцем, калиевых полевых шпатов больше, чем плагиоклаза. Обратные соотношения фиксируются в породах, сравнительно бедных кварцем.

Значительно реже можно отметить заметные, даже без точных количественных подсчетов, вариации в содержании темноцветных минералов; при

этом в более меланократовых гранитах и граподиоритах среди темноцветных компонентов обычно преобладает роговая обманка.

Колебания в содержании главнейших минералов обусловливают появление разновидностей, с одной стороны, близких к нормальным биотит-роговообманковым гранитам, а с другой — пород типа биотит-роговообманковых гранодиоритов; это справедливо как для розовых гранитов, так и для серых. В наиболее основных разностях наблюдается возрастание роли акцессорных минералов, особенно титанита, апатита и магнетита. Биотит-роговообманковые граниты пользуются преимущественным распространением в восточной части района. По мере передвижения с востока на запад заметно возрастает относительная роль гранодиоритов, образующих, повидимому, неправильные шлировые обособления среди гранитов и местами слагающих периферические части гранитных массивов. При этом, в западной части района гранодиориты теснейшим образом ассоциируются с габбровыми породами.

Кроме перечисленных выше породообразующих минералов, в состав гранитов и гранодиоритов входит ряд акцессорных — титанит, магнетит, ильменит, серицит, эпидот, цоизит, кальцит, кварц, рутил.

По крупности зерна биотит-роговообманковые граниты и граподиориты разнообразны, хотя и среди них, как среди биотитовых гранитов, преобладают крупнозернистые разности,большей частью с порфировидным строением; мелкозернистые и среднезернистые разновидности играют подчиненную роль.

Порфировидные выделения (3—4 см в длину, обычно более мелкие) представлены удлиненно-призматическими зернами нерешетчатого калиевого шпата, иногда с многочисленными пертитовыми вростками. По составу и особенностям строения фенокристы идентичны порфировидным выделениям биотитовых гранитов. Внутри фенокрист часты включения идиоморфных зерен плагиоклазов, реже акцессорных минералов.

Основная масса пород состоит преимущественно из кварца, полевых шпатов, биотита и роговой обманки. Кварц образует ксеноморфные прозрачные зерна, местами как бы заполняющие интерстиции между зернами плагиоклаза. Зерна кварца, то довольно крупные, то мелкие, нередко содержат многочисленные включения пузырьков воздуха, газов и жидкостей, реже иголочки рутила и зернышки циркона. Иногда кварц образует пойкилитические вростки в зернах роговой обманки и биотита.

Калиевый полевой шпат присутствует в виде прозрачных ксеноморфных зерен с пертитовыми вростками альбита, располагающимися преимущественно параллельно плоскостям P или M, иногда анастомозирующими. В некоторых случаях обнаруживается двойниковое строение по карлсбадскому закону. В немногих образцах видна решетчатая структура, характерная для микроклина.

Для нерешетчатых калиевых полевых шпатов удается установить, как видно из табл. 8, принадлежность их к микроклину; только в двух случаях удалось убедиться в том, что нерешетчатый калиевый полевой шпат относится к ортоклазу.

Таблица 8

Константы калиевого полевого шпата

№ обр.	2V	⊥ (001):Nm	⊥ (010): Ng	Координаты (001)			Название
				Np	Nm	Ng	
1244′	—	12°	—	78°	14°	84°	микроклин
1357	—	14°	—	—	—	—	»
1354	—78°	5°	0°	—	—	—	ортоклаз
1255	—	12°	—	—	—	—	микроклин
1392	—	6°	0°	—	—	—	ортоклаз

Плагиоклаз представлен идиоморфными кристаллами, то прозрачными, то мутными, вследствие развития процессов пелитизации, серицитизации и соссюритизации. Постоянно он обнаруживает полисинтетическое двойникование по альбитовому и карлсбадскому, реже по периклиновому законам.

Состав плагиоклаза можно иллюстрировать табл. 9.

Нередко (особенно отчетливо это можно наблюдать в измененных гранитах и гранодиоритах) идиоморфные кристаллы плагиоклаза окаймлены оторочкой альбита и обладают извилистыми внешними контурами. В серицитизированных и соссюритизированных плагиоклазах альбитовая оторочка остается часто совершенно свежей.

На ряду с описанным выше плагиоклазом ряда олигоклаз — андезина и альбитом, образующим каемки вокруг него, присутствует в более или менее значительном количестве альбит, образующий в породе мелкие зернышки и аггрегаты их.

Вторичные изменения плагиоклаза сводятся, главным образом, к процессам серицитизации, отчасти каолинизации и соссюритизации. На вопросе о вторичных изменениях пород подробнее мы остановимся ниже.

Таблица 9

Константы плагиоклаза

№ обр.	Проекция двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержания анортита	Примечание
	Np	Nm	Ng				
1345	70	20	90	—80°	карлсбадский	21	
1241а	70	20	90	—86°	»	21	
1241а	67	23	87	—81°	»	22	
1257	76	15	90	—80°	»	18	Зонарный. Угол угасания ⊥ Ng: центр. +2°, № 28; 1 зона +6°, № 20; 2 зона +10°, № 16; периферическая оторочка: +15°, № 10.
1354	80	10	90	—84°	альбит-эстерельский	20	
1355	72	18	89	—89°	карлсбадский	20	
1359	63	27	87	—84°	»	23	
1400	68	26	83	—72°	»	28	
1255′	90	88	2	—80°	альбитовый	20	
1343	65	26	86	—78°	карлсбадский	25	
1180	69	20	84	—80°	»	24	

Биотит присутствует в виде многочисленных листочков, разнообразных по величине и форме. Преобладают крупные или среднего размера листочки темнокоричневого или светлокоричневого цвета с плеохроизмом до светло-желтого. Биотит частью хлоритизирован; в хлоритизированных листочках биотита можно наблюдать большое количество иголочек рутила, образующих сагенитовую решетку. Повидимому, появление решетки сагенита связано с выпадением избыточной двуокиси титана, которая удерживается первоначально в биотите в виде твердого раствора, а при последующем замещении биотита хлоритом выпадает в виде иголочек рутила.

Листочки биотита иногда замещены тонковолокнистыми аггрегатами кварца и эпидота. В биотите особенно часто наблюдаются многочисленные включения акцессорных минералов, главным образом призматических кристаллов апатита, октаэдрических, чаще неправильных, зерен магнетита. Реже в виде включений в биотите встречается циркон, окруженный тонкими плеохроичными оболочками, и изолированные зерна титанита.

Сравнительно редки мелкие листочки биотита, встречающиеся в некоторых образцах пестроокрашенных гранитов. Эти мелкие листочки обычно образуют аггрегаты внутри кристаллов роговой обманки; местами они встречаются в виде самостоятельных аггрегатов, развивающихся в тонких трещинках породы. Эти мелкие листочки, несомненно, относятся к более поздней генерации биотита.

Роговая обманка представлена частью идиоморфными, реже неправильными зернами, окрашенными в светлозеленый цвет, с характером плеохроизма и оптическими константами обыкновенной роговой обманки. В некоторых случаях в кристаллах роговой обманки наблюдаются пойкилитические вростки кварца, полевых шпатов и биотита, реже апатита и магнетита (см. табл. 10).

Таблица 10

Константы роговой обманки

№ обр.	Ng—Np	C : Ng	2V	Окраска по:		Ng
				Np	Nm	
1252′	0.017	17°	—87°	светложелтая	зеленовато-желтая	светлозеленая
483а	0.026	22°	—81°	бесцветная	»	»

Нередко роговая обманка образует простые двойники. Вторичные изменения роговой обманки выражаются в ее хлоритизации; одновременно с образованием хлорита по роговой обманке в некоторых случаях наблюдается выделение эпидота и кварца.

Кроме описанной выше обыкновенной роговой обманки, в наиболее основных разновидностях присутствует и волокнистая уралитовая роговая обманка, образующаяся, повидимому, при замещении пироксена. Это предположение подтверждается тем, что среди некоторых зерен волокнистой роговой обманки встречаются очень мелкие зернышки пироксена, с трудом поддающиеся точным измерениям.

Среди акцессорных минералов в гранитах и гранодиоритах преобладают: апатит, титанит, магнетит и ильменит. Циркон присутствует в незначительном количестве. Остальные акцессорные минералы в очень большом количестве встречаются в виде включений в листочках биотита, реже в кристаллах роговой обманки и иногда в зернах других минералов. Многочисленные выделения титанита, часто в тесной ассоциации с апатитом и рудными минералами, можно наблюдать также в интерстициях между кристаллами полевых шпатов и кварца.

В отношении структур граниты и гранодиориты характеризуются большим разнообразием. Преобладает гипидиоморфнозернистый тип, но при изменении количественного содержания тех или иных минералов наблюдаются разнообразные структурные вариации. Так, при увеличении роли плагиоклаза и соответственном переходе гранитов в гранодиориты, благодаря отчетливо выраженному идиоморфизму плагиоклазов намечается переход к монцонитовым структурам. При уменьшении роли плагиоклаза и при увеличении количественного содержания калиевого полевого шпата наблюдаются типичные гипидиоморфнозернистые структуры с переходами, в наиболее кислых разновидностях, к микропегматитовым структурам.

В последовательности образования минералов гранитов и гранодиоритов заслуживает быть отмеченным некоторое своеобразие, не соответствующее последовательности кристаллизации минералов в этих породах, намеченной Розенбушем и Боуэном. Нередко происходит заполнение интерстиций

между зернами полевых шпатов и кварца кристаллами роговой обманки и биотита, указывающее на более позднюю кристаллизацию этих минералов, чем полевых шпатов и кварца. Обилие включений акцессорных минералов в листочках биотита дает основание полагать, что и они кристаллизовались уже после того, как выделилась главная масса полевых шпатов и кварца. Присутствие летучих компонентов в остаточном расплаве служило вероятной причиной более поздней кристаллизации роговой обманки и биотита. Содержание летучих в остаточном расплаве, нужно думать, было значительным, если судить не только по химическому составу самих минералов (биотит, роговая обманка), но и по обильным включениям кристаллов апатита в листочках биотита.

Вторичные изменения гранитов и гранодиоритов весьма разнообразны. Обычные изменения гранитов связываются с замещением зерен полевых шпатов, главным образом плагиоклаза, аггрегатом чешуек серицита; замещение начинается чаще всего с периферии кристалла, реже из центральной части.

В плагиоклазах более основного состава одновременно с серицитом развиваются аггрегаты эпидота, цоизита, иногда кальцита. Значительно реже наблюдается пелитизация полевых шпатов. При разрушении калиевых полевых шпатов образуется, повидимому, гидроокись железа, придающая им розоватую окраску. Одновременно с процессами серитицизации полевых шпатов, наблюдается изменение роговой обманки и биотита. Чаще всего они подвергаются хлоритизации, причем при хлоритизации биотита, как отмечено выше, выпадают иголочки рутила в виде сагенита. Значительно реже при разрушении биотита образуются аггрегаты эпидота и цоизита одновременно с гидроокисью железа. Вторичные изменения этого типа характеризуют пестроокрашенные «уровские» граниты и гранодиориты. Именно эти изменения и приводят к тому, что плагиоклазы в породе приобретают зеленоватую окраску, калиевые полевые шпаты — розоватую; в комбинации с серой окраской кварца получается пестрый цвет породы. В серых «сретенских» гранитах эти изменения незначительны.

Наблюдается территориальное разграничение между породами, измененными в различной степени, что обусловливает непрерывные и постепенные переходы между гранитами серой и пестрой окраски.

Кроме описанных изменений, связанных, повидимому, с гидротермальной постмагматической деятельностью гранитной интрузии и отчасти, быть может, с процессами выветривания, наблюдается каолинизация гранитов, обусловленная, вероятно, главным образом процессами последнего типа.

Каолинизация гранитов наблюдалась на горе Орлиной, вблизи контакта гранитов с базальными горизонтами тургинской свиты. Для гранита горы Орлиной характерен процесс замещения тончайшим аггрегатом низкополяризирующих чешуек каолинита всех полевых шпатов как известково-натровых, так и калиевых. Одновременно в этих гранитах каолинизированы и листочки биотита, причем при замещении их каолином образовались в большом количестве стяжения гидроокиси железа. Наличие совершенно неизмененных зерен кварца и псевдоморфоз каолина по различным минералам позволяет восстановить в этих породах первичную картину гипидиоморфнозернистой структуры, местами переходящей в микропегматитовую.

Равномерное замещение тончайшими аггрегатам каолинита всех (кроме кварца) минералов гранита, отсутствие каких-либо признаков избирательного метасоматоза, характерного, по указаниям В. Н. Лодочникова, для постмагматических процессов, позволяет предполагать, что в данном случае мы вероятнее всего имеем дело с каолинизированными гранитами, образовавшимися при процессах выветривания их в дотургинское время.

Кроме описанных уже вторичных изменений, граниты и гранодиориты претерпели в различных участках района более или менее значительные механические деформации. Почти повсеместно в них наблюдается отчетливое волнистое погасание кварца. Значительно реже можно видеть деформации

зерен полевых шпатов, выражающиеся не только в волнистом погасании, но в смещении двойниковых швов и полосок. Более интенсивные деформации наблюдаются еще реже. В частности, они хорошо заметны вблизи жилы плавикового шпата месторождения Солонечного, а также и по южной окраине восточного гранитного массива; их можно наблюдать также на гребнях правого склона падей Листвянки и Солонечной и в некоторых других пунктах района.

Деформации этого рода на первых порах сказываются в том, что в породе появляются многочисленные трещинки, пересекающие ее в различных направлениях. Вдоль этих трещинок зерна отдельных минералов разорваны и обладают мозаично-облачным погасанием; листочки биотита изгибаются вдоль трещин и, в некоторых случаях, намечается тенденция к ориентировке листочков биотита параллельно трещинкам. Иногда такие трещинки бывают целиком заполнены фисташково-зеленым эпидотом. В участках между трещинами, имеющих самые неправильные очертания, минералы также деформированы, но менее значительно. При более сильном изменении получается типичная брекчия гранита, в которой все входящие в состав ее минералы разорваны, обладают резко выраженным облачным погасанием и лишь в отдельных участках сохраняются два-три тесно сросшиеся зерна или аггрегаты зерен с сохранившейся типичной гранитной структурой.

Другого рода деформации, связанные с развальцеванием породы в условиях сильного стресса, приводят к образованию милонитов. При этих деформациях все раздробленные минералы с резко выраженным волнистым погасанием, аггрегаты этих минералов, так же как и листочки биотита, удлиняются параллельно одному направлению, благодаря чему порода приобретает сланцеватую текстуру. Такого рода изменения гранитов наблюдались, например, по левому берегу пади Солонечной, ниже устья пади Березовой, а также по южной окраине восточного гранитного массива, где отделить их от гранито-гнейсов не всегда удается.

В химическом отношении интрузивные породы гранитной магмы, как видно из приведенных в табл. 11 анализов, произведенных в химико-аналитической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР, разнообразны .

Данные пересчета анализов методами Левинсон-Лессинга и Ниггли показывают, что среди описываемой группы пород имеются как представители дацитовой магмы, близкие по составу к адамеллитам (анализы № 5,7), так и представители гранитной магмы (анализ № 6). Вместе с тем, среди этой группы есть и представители более основной магмы, представляющей переходные типы от адамеллитов к гранодиоритам (анализ № 8).

По Ниггли, часть из этих пород (анализ № 5) может быть отнесена к эземитово-гранитной магме, другая часть (анализы № 6,7) — к нормально гранитной магме. Породу под анализом № 8 следует рассматривать как гранодиорит. Указанные вариации в химическом составе гранитов вполне соответствуют тем вариациям в количественно-минералогическом составе описываемой группы пород, которые мы отметили выше.

Химический состав гранодиорита, судя по анализу № 8, значительно отличается от состава пород, известных в настоящее время в Восточном Забайкалье. При малом содержании кремнезема, он характеризуется повышенным содержанием щелочей и, вместе с тем, пониженным содержанием железо-магнезиальных компонентов.

Это прекрасно может быть иллюстрировано вариационной диаграммой (фиг. 13), где видны соотношения гранодиоритов Газимурского района с гранодиоритами Куралгинского (анализы № 11, 12), Хамаро-Тыринского (анализ № 13) районов и с роговообманковыми гранитами из района р. Невер (анализ № 31). При внимательном рассмотрении этой диаграммы, можно заключить, что изученный нами гранодиорит отличается от гранодиоритов указанных районов большой щелочностью.

Таблица 11

	5		6		7		8		
	Левый берег р. Уров, выше устья р. Солонечной. Обр. 1200, розовый гранит		Левый берег р. Солонечной, вблизи месторождения плавикового шпата. Обр. 1244, серый гранит		Левый берег р. Солонечной, вблизи месторождения плавикового шпата. Обр. 1244, серый гранит		Правый берег р. Солонечной, вблизи месторождения плавикового шпата. Обр. 4 (лаб. ВИМС), серый гранит		Правый берег р. Листвянки, к северу от тракта. Обр. (лаб. ВИМС) обр. 1, розовый гранит	
	Вес. %	Мол. ч.	Вес. %	Вес. %	Сред. 2 анал. Вес. %	Мол. ч.	Вес. %	Мол. ч.	Вес. %	Мол. ч.
SiO_2	69.65	1160	68.86	69.03	68.95	1149	68.36	1139	65.04	1084
TiO_2	0.54	7	0.47	0.47	0.47	6	0.36	4	0.51	6
Al_2O_3	14.85	145	14.72	14.70	14.71	144	13.56	133	15.38	151
Fe_2O_3	1.53	9	0.77	0.82	0.79	5	1.48	9	1.86	12
FeO	1.23	16	1.53	1.52	1.52	21	1.63	22	2.04	28
MgO	1.00	25	1.97	2.05	2.01	50	2.40	60	1.61	40
MnO	0.02	0	0.04	0.04	0.04	0	—	—	—	—
CaO	0.98	18	2.79	2.76	2.77	49	2.81	50	3.73	66
Na_2O	3.40	55	4.03	4.01	4.02	65	3.84	61	3.99	65
K_2O	4.80	51	3.84	3.85	3.85	40	3.90	41	3.55	37
P_2O_5	0.13	—	0.18	0.14	0.14	—	—	—	—	—
H_2O-	0.08	—	0.12	0.10	0.11	—	0.76	—	0.31	—
H_2O+	1.27	—	0.37	0.39	0.38	—	0.24	—	0.96	—
Летуч. вещ.	0.35	—	0.19	0.14	0.17	—	0.40	—	0.53	—
~~Не опр.~~ $\mathcal{J}$	—	—	не опр.	не опр.	не опр.	—	нет	—	нет	—
Σ	99.83	—	99.88		99.93		99.68		99.51	

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

5) $1.1\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.65\,SiO_2$; 6) $1.5\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.7\,SiO_2$;

$a = 3.7$ $a = 3.4$

$R_2O : RO = 1.8 : 1$; $R_2O : RO = 1 : 1.1$

7) $1.6\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.1\,SiO_2$; 8) $1.4\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.7\,SiO_2$

$a = 3.4$ $a = 3.0$

$R_2O : RO = 1 : 1.3$ $R_2O : RO = 1 : 1.3$.

Магматическая формула по Ниггли:

5) $Si_{353.6}\ al_{44.2}\ fm_{18.0}\ c_{5.5}alk_{32.3}$ 6) $Si_{303.2}\ al_{38.0}\ fm_{21.4}\ c_{12.9}alk_{27.7}$
$k = 0.48$; $m = 0.42$; $c/fm = 0.31$ $k = 0.40$; $m = 0.61$; $c/fm = 0.60$
7) $Si_{295.8}\ al_{34.4}\ fm_{25.8}\ c_{12.8}\ alk_{26.0}$ $k = 0.40$; $m = 0.60$; $c/fm = 0.50$
8) $Si_{263.7}\ al_{36.7}\ fm_{22.3}\ c_{16.1}\ alk_{24.9}$
$k = 0.36$; $m = 0.43$; $c/fm = 0.72$

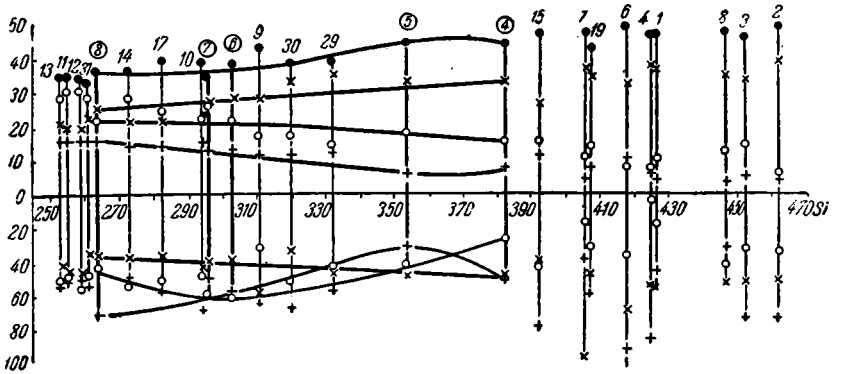
Химические составы гранита обр. 4 (анализ № 7) и гранита обр. 1244 (анализ № 6) в общем сходны между собой. Они различаются по содержанию фемических компонентов и полуторной окиси алюминия.

Среди других пород Восточного Забайкалья, как видно из вариационной диаграммы, к ним ближе всего стоят гранодиориты Куралги (Заварицкий, 1937) (анализ № 10), гранодиориты Букуки (там же, анализ № 9), гранодио-

риты арациро-тыринские (там же, анализ № 18). Наконец, наш гранит (анализ № 5) значительно отклоняется по химическому составу от других гранитов Восточного Забайкалья, занимая промежуточное положение между кислыми гранитами типа гранитов Кукульбея, доюрских гранитов Борщевочного кряжа (анализ № 15) и основными, типа гранодиоритов Букуки, Куралги и других районов (анализы № 10, 11, 12, 13, 14).

Наибольшее сходство он обнаруживает с гранитами Верхне-Амурского края (анализы № 29 и 30), отличаясь и от них повышенной кислотностью.

На диаграмме (фиг. 13), в которую включены имеющиеся в настоящее время анализы гранитов Восточного Забайкалья, отмеченные соотношения наших гранитов с другими гранитами Восточного Забайкалья и Верхне-Амурского края прекрасно видны.



Фиг. 13. Диаграмма (по Ниггли) химического состава гранитов Газимурского и других районов Восточного Забайкалья.

● — al; ○ — fm (вверху), *m* (внизу); + — c (вверху), *c/fm* (внизу); x — alk (вверху), *k* (внизу)

Представляет интерес сопоставление гранитов с описанными выше древними гранито-гнейсами, анализы которых (№ 1 и 2) приведены на фиг. 8. Как видно из сравнения диаграмм (фиг. 8 и 13), гранито-гнейсы резко выделяются пониженной кислотностью.

б) Породы щелочной сиенитовой магмы

Породы группы сиенита развиты почти исключительно в районах распространения габбро и диоритов, где частью, быть может, они образуют шлировые обособления среди габбро-диоритового комплекса, но в большинстве случаев (например, на гребне, расположенном к В от поселка Яковлевского и по правому берегу пади Средней, близ устья р. Урюмканской) образуют жилы различной мощности (от нескольких сантиметров до десятка метров), секущие габбро и диориты.

По окраске сиениты довольно однообразны; большей частью они розового, реже розовато-серого или серовато-зеленого цвета. По крупности зерна они представлены преимущественно среднезернистыми и мелкозернистыми разностями. Крупнозернистые породы являются редкостью. В состав сиенитов входят преимущественно калиевый полевой шпат, плагиоклаз, пироксен, роговая обманка и в меньшем количестве биотит. В немногих разновидностях можно видеть кварц. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, магнетит, титанит; вторичные минералы — эпидот, хлорит и серицит. Количественные соотношения между этими компонентами породы варьируют в значительных пределах.

Среди темноцветных минералов во многих случаях преобладает пироксен (пироксеновые сиениты). Не меньшим распространением пользуются и роговообманковые сиениты, в составе которых среди темноцветных мине-

ралов преобладает роговая обманка. Биотит в этих породах обычно присутствует в качестве незначительной примеси.

Между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом также наблюдаются различные количественные соотношения. Имеются разности сиенитов, в которых плагиоклаз совершенно отсутствует. От таких разностей наблюдаются все переходы к сиенитам, богатым плагиоклазом.

Калиевый полевой шпат во всех случаях образует ксеноморфные зерна. В тех случаях, когда плагиоклаз в породе отсутствует, калиевый полевой шпат образует крупные зерна. В других случаях он пойкилистически срастается с плагиоклазом и мелкие зерна его заполняют промежутки между более крупными зернами плагиоклаза. Наконец, изредка он заполняет интерстиции между кристаллами плагиоклаза, образуя микропегматитовые сростки с кварцем. Почти всегда зерна его мутны, вследствие развития пелитовой мути и окрашены в шлифе в красновато-бурый цвет.

Плагиоклаз образует довольно крупные, обычно идиоморфные, зерна; как отмечено, нередко он пойкилитически срастается с калиевым полевым шпатом. В плагиоклазе наблюдаются двойники по альбитовому закону, иногда в сочетании с периклиновым. Обычно плагиоклаз сильно серицитизирован, нередко альбитизирован.

Таблица 12

Константы плагиоклаза

№ обр.	Координаты двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержания анортита	Примечание
	Np	Nm	Ng				
158	15	85	90	—70°		8	
160	70	20	90	—80°	карлсбадский	21	$\perp$ Np = — 8°
1430а	—	—	—	—	—	5	Зона (010), на-
160	—	—	—	—	карлсбадский	25	направление [100]; $E_1 = +1$ $E_2 = +2$

Роговая обманка представлена светлозелеными зернами с отчетливым плеохроизмом, частью идиоморфным. Нередко встречается волокнистая роговая обманка, развивающаяся за счет пироксена. Оптические свойства роговой обманки характеризуются следующими данными:

$$Ng—Np = 0.027;\ C:Ng = 22°;\ 2V = —89°.$$

Окраска по Np — бесцветная, по Nm — желтовато-зеленая, по Ng — светлозеленая.

Пироксен представлен бесцветными или зеленоватыми идиоморфными коротко-призматическими или неправильными зернами. Оптические свойства его соответствуют диопсиду: Ng—Np = 0.025; 2V = +61.5°; C:Ng = —42°. Даже в наиболее свежих породах он замещен светлозеленой роговой обманкой и биотитом, развивающимся в виде мелких листочков по трещинкам внутри зерен пироксена. Биотит встречается также в виде мелких коричневых (плеохроирующих до светложелтого) листочков, заключенных среди зерен полевых шпатов. Среди акцессорных минералов преобладает титанит, образующий большей частью мелкие идиоморфные зерна, то заключенные внутри зерен других минералов, то в промежутках между последними. Реже встречаются магнетит, представленный довольно крупными неправильными зернами, и кристаллики апатита.

Вторичные изменения в этих породах значительны. Особенно сильным изменениям подвергаются полевые шпаты. Калиевый полевой шпат вследствие образования пелитовой мути и выделения гидроокиси железа стано-

вится полупрозрачным и приобретает красновато-бурую окраску. Плагиоклаз в большинстве случаев серицитизирован, нередко также превращен в пелит.

Что касается темноцветных минералов, то при разрушении их образуются многочисленные аггрегаты листочков хлорита, зерен эпидота и доизита.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, при увеличении содержания плагиоклаза приближается к монцонитовой. В последнем случае состав породы указывает на то, что они являются типичными монцонитами.

Химический анализ сиенита обр. 538′, взятого на правом берегу р. Золы, произведенный в лаборатории Геологического института Академии Наук СССР, дал следующие результаты.

Таблица 13

9

	Правый берег р. Золы, сиенит роговообманковый. Обр. 538′			Правый берег р. Золы, сиенит роговообманковый. Обр. 538′	
	Вес. %	Мол. ч.		Вес. %	Мол. ч.
SiO_2	60.25	1004	Na_2O	2.95	47
TiO_2	1.31	16	K_2O	5.97	64
Al_2O_3	16.62	163	H_2O-	0.28	—
Fe_2O_3	0.71	4	H_2O+	0.64	—
FeO	2.40	47	P_2O_5	0.28	—
MgO	3.23	80	Летуч. вещ.	0.12	—
MnO	0.08	1			
CaO	5.43	97			
			Σ	100.27	—

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$2.0\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 6.1SiO_2$$

$$\alpha = 2.4;\quad R_2O : RO = 1 : 2.0$$

Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{198.0}\ al_{32.3}\ fm_{26.8}\ c_{19.1}\ alk_{21.9}$$

$$k = 0.57;\quad m = 0.59;\quad c/fm = 0.71.$$

Сопоставляя данные пересчета химического анализа с магматической формулой для сиенитов, которую дает Левинсон-Лессинг, можно видеть, что состав роговообманкового сиенита из нашего района почти точно совпадает с этой формулой. Состав сиенитов по Левинсон-Лессингу отвечает формуле: $1.8\,\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 5.6\,SiO$; $\alpha = 2.34$; $R_2O : RO = 1 : 2.2$.

По классификации Ниггли порода должна быть отнесена к представителям монцонито-сиенитовой магмы.

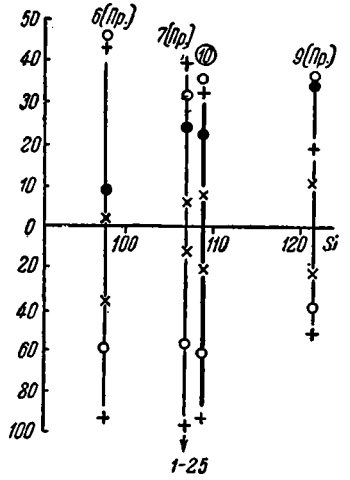
Сопоставление этой породы с изверженными породами Восточного Забайкалья показывает, как это следует из диаграммы (фиг. 15), что ближе всего по химическому составу к ним стоят породы Хаверги, химический анализ которых приведен в работе Заварицкого (1937, анализ № 16).

Среди сиенитов других районов Восточной Сибири наибольшее сходство по содержанию кремнезема обнаруживают сиениты Алдана (анализ № 4), Селенгинской Даурии (анализ № 6) и Витимского плато, химическая характеристика которых приведена в работе В. И. Лучицкого и Е. А. Кузнецова (1934). Однако, другие коэффициенты формулы Ниггли (кроме Si) настолько

резко отличаются у сиенитов других районов Восточной Сибири в сравнении с газимурскими, что можно говорить лишь о весьма относительном характере химического сходства всех этих пород.

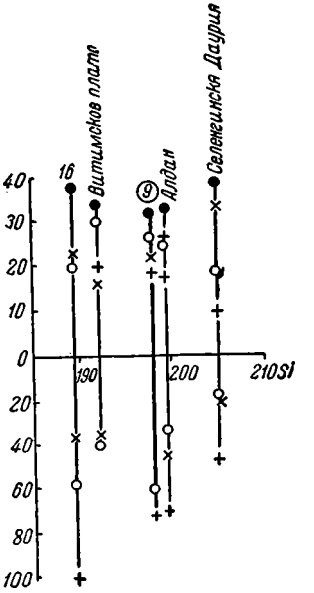
в) Породы основной магмы

Представители основной магмы изученного нами района не менее разнообразны, чем представители гранитной магмы. Среди них имеются разнообразные по составу диориты и габбро. Габбро и диориты слагают ряд небольших массивов, о которых мы уже говорили выше. Из них наиболее крупным является массив, протягивающийся от пади Государевой к р. Урюм-



Фиг. 14. Диаграмма (по Ниггли) химического состава габбро Газимурского района и Прибайкалья.

● — al; ○ — fm (вверху), m (внизу); + — c (вверху), c/fm (внизу); x — alk (вверху), k (внизу)



Фиг. 15. Диаграмма (по Ниггли) химического состава сиенитов Газимурского района и других районов Восточной Сибири.

● — al; ○ — fm (вверху), m (внизу); + — c (вверху); c/fm (внизу); x — alk (вверху), k (внизу)

кан. Среди этого массива располагается главная масса даек серпентинизированных перидотитов и серпентинитов, образующих также небольшие штоки, мощностью свыше 20 м. Эти породы описаны нами ниже. Кроме того, габбро и диориты в ряде пунктов, как, например, в окрестностях Верхне-Тайнинского поселка, в верховьях пади Мистурной, слагают периферические части массивов гранитов и гранодиоритов, преимущественно в контакте с мраморами.

а) Диориты

Присутствие роговообманковых диоритов, представленных бескварцевыми и кварцевыми разностями, констатировано в районе пади Средней и Верхней Тайны. Относительно редко встречаются также пироксеновые диориты, обнаруженные в тех же районах.

а) Роговообманковые диориты характеризуются крупнозернистым или среднезернистым сложением, серовато-зеленым или темнозеленым цветом.

Они состоят главным образом из плагиоклаза и темноцветных минералов; последние представлены преимущественно роговой обманкой, реже биотитом. В некоторых образцах наблюдалось также присутствие пироксена, в других — кварца. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, титаномагне-

тит, титанит; вторичные — эпидот, цоизит, хлорит, кварц, серицит, рутил, кальцит.

Количественно-минералогические вариации обусловливают появление меланократовых и лейкократовых разностей, а также кварцевых диоритов.

Плагиоклаз обычно в большей или меньшей степени разрушен, с образованием аггрегатов серицита, иногда соссюрита; в некоторых образцах плагиоклаз совершенно свежий. В его идиоморфных, реже неправильных, зернах достаточно отчетливо различимы тонкие полисинтетические двойники по альбитовому закону. В отдельных образцах видно зонарное строение зерен.

Таблица 14

№ обр.	Проекция двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержания анортита	Примечание
	Np	Nm	Ng				
533'	34	58	79	—	альбитовый	42	Методом Фукэ определен состав: в центре зерна 52%An 1 зона — 37% An 2 зона — 33% An
1230	88	73	17	—82°	альбит-эстерельский	30	
1230	84	22	70	—88°		37	

Роговая обманка образует частью идиоморфные, но главным образом ксеноморфные зерна. Окраска ее большей частью зеленая, но отдельные зерна или отдельные участки зеленых зерен окрашены в бурый цвет. Характерен резкий плеохроизм. По оптическим свойствам роговая обманка сходна с роговой обманкой описываемых ниже габбро. Обычно она хлоритизирована, причем при изменении ее образуется светлозеленого цвета низкополяризующий хлорит, а в некоторых случаях также эпидот, кварц и кальцит. Иногда наблюдается распад зерна зеленой роговой обманки с образованием из него спутанно-волокнистого аггрегата игольчатых кристаллов голубовато-зеленой или бесцветной роговой обманки.

Биотит встречается в этих породах в виде листочков коричневого цвета, плеохроирующих до светложелтого. Как и для роговой обманки, характерно замещение его хлоритом, эпидотом и кварцем. При хлоритизации листочков биотита наблюдается выделение двуокиси титана в виде решетки сагенита.

Кварц редок: встречается в немногих образцах в виде зерен, заполняющих интерстиции между кристаллами плагиоклаза.

Еще более редок пироксен, присутствующий в центральной части некоторых кристаллов роговой обманки в виде мелких зернышек, с трудом поддающихся определению. Из акцессорных минералов интересен титаномагнетит, образующий в некоторых образцах крупные неправильные зерна с тонкими полосками лейкоксена, пересекающимися под углом 110° внутри непрозрачного зерна.

Структура роговообманковых диоритов различна. На ряду с породами гипидиоморфнозернистой структуры (идиоморфизм кристаллов роговой обманки) встречается разность с габбровой структурой и, наконец, с офитовой. Разности последних двух типов от описываемых ниже габбро отличаются только составом плагиоклаза.

Вторичные изменения диоритов значительны и связаны с преобразованием темноцветных минералов в хлорит, эпидот, цоизит и кальцит. Плагиоклазы замещаются аггрегатами эпидота, цоизита, кальцита и серицита.

в) Пироксеновые диориты состоят преимущественно из зерен плагиоклаза, биотита, роговой обманки и пироксена. Акцессорные минералы — апатит и рудный минерал (магнетит и ильменит); вторичные — серицит, хлорит.

Плагиоклаз представлен довольно крупными и многочисленными, большей частью неправильными, зернами, иногда несколько мутноватыми, вследствие развития тонких чешуек серицита. Плагиоклаз образует тонкие полисинтетические двойники по альбитовому закону.

Зонарным методом определены следующие номера плагиоклазов:

Таблица 15

№ обр.	Зона	Направление и угол погасания		Закон	№ плагиоклаза
207	(010)	[100]	$E_1 = -E_2 = 20°$	альбитовый	38
449	(010)	[100]	$E_1 = -E_2 = 18°$	»	36
448	(010)	[100]	$E_1 = -E_2 = 23°$	»	44

Биотит присутствует в небольшом количестве в виде мелких листочков, плеохроирующих от светложелтого до красновато-коричневого цвета. По трещинам спайности наблюдается замещение биотита светлозеленым хлоритом, сопровождаемое выделением тонких вростков ильменита. Обычно биотит образует каемки вокруг зерен пироксена или пойкилитические вростки в нем.

Роговая обманка обладает зеленовато-коричневой окраской и плеохроизмом со схемой абсорбции: $Ng > Nm > Np$; $Ng - Np = 0.023$; $2V = -71.5°$; $C : Ng = 18°$. Количественное содержание ее различно. Иногда она отсутствует почти совершенно; чаще представлена обильными крупными зернами с включениями апатита и рудного минерала.

Пироксен присутствует постоянно и в значительном количестве. Он образует различного размера зерна, с извилистыми очертаниями. Идиоморфные кристаллы редки.

Константы пироксена: $2V = 78°$; $C : Ng = 44°$ и $Ng - Np = 0.029$, отвечают составу диопсида.

Структура пироксеновых диоритов гипидиоморфнозернистая, но благодаря идиоморфизму плагиоклаза приближается к офитовой.

б) Габбро

Среди тех областей развития габбро и диоритов, которые были нами отмечены выше, габбро являются преобладающим типом пород. Минералогический состав их весьма пестрый, при чем среди них представляется возможным выделить две главнейшие разновидности: а) пироксеновое габбро и б) роговообманковое габбро.

По внешним признакам обе разновидности мало отличаются одна от другой. Это — средне- и крупнозернистые породы темносерого, зеленоватосерого или темнозеленого цвета, с вариирующим содержанием темноцветных минералов.

а) Пироксеновое габбро

В состав пироксенового габбро входят пироксен и плагиоклаз; в большем или меньшем количестве присутствует роговая обманка. При особенно большом содержании роговой обманки породы переходят в разности, сходные с описываемыми ниже роговообманковыми габбро, отличаясь от последних присутствием пироксена. Одновременно с роговой обманкой присутствует в значительном количестве биотит. Иногда последний появляется и в тех случаях, когда содержание роговой обманки в пироксеновом габбро невелико. Из акцессорных минералов в пироксеновом габбро в довольно значительном количестве встречаются апатит и магнетит среди вторичных мине-

ралов, вариирующих по количественному содержанию, были отмечены хлорит, серицит, эпидот, цоизит и кальцит.

В большинстве случаев количество темноцветных компонентов и плагиоклаза в породе одинаково. Однако на ряду с этим встречаются и вариации в количественном отношении основных компонентов, что выражается в появлении меланократовых и лейкократовых разновидностей.

Более значительны вариации в количественных соотношениях внутри глубины темноцветных минералов (между пироксеном, роговой обманкой и биотитом), вследствие чего, на ряду с разностями типично пироксеновыми, присутствуют пироксен-роговообманковые и реже пироксен-биотитовые.

Пироксен представлен членом моноклинного ряда. Он образует слегка буроватые, неплеохроирующие зерна неправильной формы, обычно с извилистыми неровными очертаниями. Иногда он заполняет интерстиции между более или менее идиоморфными кристаллами плагиоклаза, реже образует с ним пойкилитовые сростки. В некоторых образцах можно видеть, как в зернах пироксена, а иногда вне его кристаллов, располагаются аггрегаты коричневато-зеленого мелкочешуйчатого и яркополяризующего минерала, сходного с иддингситом. Вероятно, эти аггрегаты представляют псевдоморфозы по оливину, поскольку форма аггрегатов в некоторых случаях напоминает зерна оливина. В отдельных участках породы эти довольно крупные аггрегаты окружены узкой каймой рудного минерала. Оптические свойства пироксена характеризуются заметной дисперсией оптических биссектрис, углом погасания $C:Ng = 44°$ и углом оптических осей $2V = +56°$; двупреломление $Ng - Np = 0.028$. По этим свойствам можно определить его как диопсид.

По периферии зерна пироксена часто окаймлены роговой обманкой, местами развивающейся неправильными участками вдоль трещин спайности пироксена, по большей частью образующей в породе крупные зерна. Эта роговая обманка встречается также в виде бурых и зеленых каемок, окружающих зерна рудного минерала. Иногда бурая и зеленая окраска роговой обманки наблюдается в различных участках одного и того же зерна. В некоторых случаях центральная часть зерна окрашена в бурые тона, а периферическая — в зеленые; переход между различно окрашенными участками совершенно постепенный.

Для роговой обманки бурого и зеленого цвета определены следующие константы (табл. 16).

На ряду с описанной выше бурой роговой обманкой, переходящей в зеленую, в габбро присутствует также волокнистая разность (уралит), образующая псевдоморфозы по пироксену. Цвет волокнистой роговой обманки — светлозеленый. Вместе с уралитом в псевдоморфозах по пироксену встречаются также тремолит, актинолит и голубовато-зеленая, новидимому, щелочная роговая обманка. Последние три разновидности роговой обманки образуют спутанно-волокнистые аггрегаты и радиально-лучистые пучки иголочек в участках породы, сложенных пироксеном. Местами в виде узких каемок они окружают зерна последнего.

Таблица 16

	№ обр.	Окраска	2V	Ng—Np	c : Ng
Бурая роговая обманка	206	Np — светложелтая Nm — коричневая Ng — темнокоричневая	—70°	0.028	19°
Зеленая роговая обманка	206	Np — желтовато-зеленая Nm — зеленая Ng — темнозеленая	—74°	0.026	20°

Биотит присутствует в габбро в виде темнокоричневых плеохроирующих листочков неправильной формы; более или менее интенсивно замещен темно- и светлозеленым хлоритом с индигово-синей и светлосерой окраской и с весьма совершенной спайностью. Биотит частично замещает бурую роговую обманку, выполняет промежутки между зернами других минералов и иногда образует каемки вокруг кристаллов роговой обманки и пироксена. Нередко внутри листочков биотита встречаются беспорядочно располагающиеся пучки иголочек актинолита и тремолита.

Плагиоклаз, полисинтетически сдвойникованный по альбитовому, реже по периклиновому и карлсбадскому законам, образует более или менее прозрачные и свежие удлиненно-призматические кристаллы или зерна с неправильными очертаниями.

Состав его можно иллюстрировать табл. 17.

Таблица 17

Константы плагиоклаза

№ обр.	Координаты двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержания анортита
	Np	Nm	Ng			
1508	43	56	62	—	карлсбадский	50

№ обр.	Зона	Направление	Угол погасания	Закон двойникования	% содержания анортита
212	(010)	[100]	$E_1 = -E_2 = 27°$	альбитовый	53
212	(010)	[100]	$E_1 = -E_2 = 32°—19°$	карлсбадский	60
214	(010)	[100]	$E_1 = -E_2 = 30°$	альбитовый	57

Магнетит присутствует в виде зерен неправильной формы, иногда скелетных, обычно ассоциирующихся вместе с идиоморфными кристаллами бесцветного апатита. Некоторые зерна магнетита окружены тонкой каемкой бурой роговой обманки. Апатит образует то включения идиоморфных зерен внутри темноцветных минералов, то небольшие скопления в породах.

Вторичные изменения в породах весьма значительны. Свежие разности редки. Вторичные изменения приводят к тому, что плагиоклаз в породах частично или нацело бывает замещен аггрегатами эпидота, цоизита, кальцита, реже серицита. Таким образом, в большинстве случаев плагиоклаз соссюритизирован.

Пироксен чаще всего замещается волокнистой роговой обманкой, аггрегатами тремолита и актинолита, частично хлоритом. Хлоритизации подвергаются также зерна роговой обманки и листочки биотита. При процессах замещения хлоритом роговой обманки и биотита обычно наблюдается выделение аггрегатов эпидота, цоизита и кальцита, а в некоторых участках также кварца. Все эти изменения приводят к тому, что в большинстве случаев габбро представлены соссюритизированными разностями.

Структуры габбро разнообразны. На ряду с разновидностями с типичной габбровой структурой встречаются породы офитовой структуры. В некоторых образцах, вследствие идиоморфизма части кристаллов плагиоклаза (все остальные кристаллы его ксеноморфны), возникают структуры промежуточного характера между габбровой и диабазовой.

Химический состав пироксенового габбро виден из табл. 18, составленной по данным химико-аналитической лаборатории Геологического института

Академии Наук СССР. При сопоставлении анализов (после соответствующего пересчета) с формулой Левинсон-Лессинга для пород типа габбро видно, что габбро нашего района отличаются от среднего типа сравнительно бо́льшим содержанием щелочей, что отражается на соотношении $R_2O : RO = 1 : 7.6$ (вместо 1 : 15). По всем остальным данным породы чрезвычайно близки к среднему типу габбро, для которого Левинсон-Лессинг дает следующую магматическую формулу: $3.0\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.2\ SiO_2$; $a = 1.49$; $R_2O : RO = 1 : 15$.

Формула Ниггли показывает, что наши пироксеновые габбро относятся к представителям оссипитово-габброидной магмы. Для последних Ниггли дает следующую формулу:

$$Si_{110}\ al_{28\cdot5}\ fm_{34\cdot5}\ c_{13\cdot5}\ alk_{8\cdot5};\ k = 0.12;\ m = 0.60;\ c/fm = 0.83.$$

Сопоставляя химизм габбро изученного нами района с аналогичными породами других районов, отметим прежде всего, что для габбровых пород Восточного Забайкалья химические анализы отсутствуют. Что касается других районов Восточной Сибири, то здесь интерес представляет сопоставление с Западным Прибайкальем, где Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938) установлено наличие габбровых пород протерозойского возраста. Соответствующие данные помещены в табл. 18. Из этих данных следует, что изученные нами габбро значительно отличаются от протерозойских габбро Прибайкалья. От обр. 60 из района р. Бугульдейки они резко отличаются бо́льшим содержанием глинозема, что видно как из формулы Левинсон-Лессинга при сравнении отношения $RO : R_2O_3$ в одном и другом анализах, так и из формулы Ниггли по коэффициенту при al. Кроме того, они отличаются также различным содержанием окислов кальция, железа и магния, которых особенно много в прибайкальском габбро (обр.60). Есть и другие особенности, в частности, то, что в прибайкальском габбро содержится меньше щелочей.

От обр. 45 Газимурское габбро отличается особенно отчетливо (при сопоставлении формул Левинсон-Лессинга) бо́льшим содержанием щелочей, что видно из сравнения отношения $R_2O : RO$ (обр. 170—7.6; обр. 45—13.5). Таким образом, габбро изученного нами района отличаются от представителей габбро Прибайкалья существенно теми же особенностями, которые их отличают и от среднего типа габбро по Левинсон-Лессингу, именно относительно бо́льшим содержанием щелочей.

Следует еще отметить, что при сравнении переходных разностей между габбро и диоритами (обр. 47), изученными Е. В. Павловским и А. И. Цветковым в Прибайкалье, с габбро нашего района намечается сходство их по содержанию щелочей, но есть и резкое отличие, выражающееся в бо́льшем содержании окиси кальция и меньшем — кремния в габбро Газимурского района. Вместе с тем Газимурское габбро отличается от прибайкальских пород также бо́льшим содержанием щелочей, что видно при сравнении отношения $R_2O : RO$ (Прибайкалье, обр. 45 — $R_2O : RO = 4$; Забайкалье, обр. 170 — $R_2O : RO = 7.6$).

Отмеченные выше особенности габбро Газимурского района можно видеть на фиг. 14, где под № 6 (Пр) приведен анализ обр. 60 из Прибайкалья, под № 7 (Пр) анализ обр. 45, оттуда же № 9 (Пр) соответствует состав пород, переходных от габбро к диоритам (обр. 47 из коллекции Е. В. Павловского и А. И. Цветкова). Под № 10 значится образец габбро из окрестностей Газимурского завода.

б) Габбро роговообманковые

Роговообманковые габбро, связанные постепенными переходами с пироксеновыми габбро, развиты в тех же участках района, что и эти последние. По внешнему виду они не отличаются друг от друга. В роговообманковых габбро, на ряду с массивной текстурой, наблюдалась также полосчатая текстура, обусловленная линейным расположением аггрегатов из преобладающей роговой обманки с аггрегатами, сложенными преимущественно полевыми шпа-

Таблица 18

10

	Левый берег пади Курочкиной, габбро пироксеновое, обр. 170		Р-н р. Бугульдейки, габбро, обр. 60		Р-н р. Бугульдейки, габбро, обр. 45	
	вес. %	мол. ч.	вес. %	мол. ч.	вес. %	мол. ч.
SiO_2	47.71	795	47.91	798	47.35	789
TiO_2	1.65	20	1.21	15	2.00	13
Al_2O_3	16.70	164	7.51	74	17.88	175
Fe_2O_3	3.35	21	3.53	22	0.84	5
FeO	4.38	61	8.08	113	6.62	92
MgO	6.35	158	8.79	220	5.22	130
MnO	0.12	1	0.12	1	0.06	1
CaO	13.61	243	19.84	354	16.28	291
Na_2O	3.01	48	0.67	11	2.06	34
K_2O	1.19	13	0.40	4	0.40	4
P_2O_5	0.22	—	—	—	—	—
H_2O	0.12	—	0.20	—	0.09	—
H_2O+	1.41	—	2.01	—	—	—
Летуч. вещ.	0.19	—	—	—	1.30	—
Cr_2O_3	не обнар.	—	—	—	—	—
$\sum$	100.01		100.27	—	100.10	—

Магматические формулы по Левинсон-Лессингу:

обр. 170 $2.8\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.4\ SiO_2$; $\alpha = 1.5$; $R_2O:RO = 1:7,6$

обр. 60 $7.8\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 8.4\ SiO_2$; $\alpha = 1.63$; $R_2O:RO = 1:46$

обр. 45 $3.06\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.45\ SiO_2$; $\alpha = 1.47$; $R_2O:RO = 1:13.5$

Магматические формулы по Ниггли:

обр. 170 $Si_{108.8}\ al_{22.4}\ fm_{35.9}\ c_{33.3}\ alk_{8.4}$;

$k = 0.21$; $m = 0.60$; $cf/m = 0.96$

обр. 60 $Si_{97.3}\ al_{9.0}\ fm_{48.0}\ c_{43.1}\ alk_{1.9}$;

$k = 0.36$; $m = 0.59$; $c/fm = 0.94$

обр. 45 $Si_{107.0}\ al_{23.8}\ fm_{31.6}\ c_{39.4}\ alk_{5.2}$;

$k = 0.12$; $m = 0.56$; $c/fm = 1.25$

тами. В большинстве случаев роговообманковые габбро сильно изменены. Для них характерны более или менее серицитизированные и соссюритизированные плагиоклазы, хлоритизированные роговые обманки и биотит.

В качестве акцессорных минералов в породах присутствуют преимущественно апатит, магнетит, отчасти также титанит: вторичные минералы — хлорит, серицит, эпидот, цоизит, кальцит, рутил.

Роговая обманка светлозеленая, со схемой абсорбции: по Np окраска светложелтая, по Nm окраска зеленовато-желтая, по Ng окраска зеленая. $2V = -70°$; $Ng - Np = 0.022$; $C : Ng = 17°$.

Роговая обманка образует ксеноморфные зерна, иногда обладает волокнистым строением; часто сильно разрушена, при чем продуктами разрушения ее являются светлозеленый хлорит, кальцит и, реже, эпидот.

Биотит встречается в виде довольно крупных листочков коричневого цвета. Он превращен обычно в аггрегат зерен эпидота и кварца, группирующихся узкими полосками вдоль трещин спайности биотита.

Остальная часть эпидотизированного биотита представляет собой очень слабо поляризующую массу, состоящую из хлорита и полосок непрозрачного каолинового (белого в отраженном свете) вещества, располагающихся параллельно спайности. При хлоритизации биотита наблюдается также образование войлока из мелких игольчатых кристаллов рутила, переплетающихся в виде сагенитовой сеточки.

Плагиоклаз присутствует в виде мутных зерен, переполненных мелкозернистыми аггрегатами эпидота, цоизита, серицита и реже кальцита. Форма зерен по большей части удлиненно-призматическая, табличатая, иногда неправильная. В большинстве случаев плагиоклаз обнаруживает отчетливый идиоморфизм в отношении биотита и роговой обманки. Благодаря обилию продуктов разрушения полисинтетические двойники часто плохо различимы.

Таблица 19

Константы плагиоклаза

№ обр.	Координаты двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержания анортита	Примечание
	Np	Nm	Ng				
1212	43	56	62	—	карлсбадский	50	
1412	—	—	—	—	»	52	зона (010) направление [100]: $E_1 = +28^\circ$ $E_2 = -20^\circ$

В интерстициях между кристаллами плагиоклаза, имеющего указанный выше состав, располагаются зерна другого плагиоклаза с значительно меньшим показателем преломления. В некоторых случаях более кислый плагиоклаз образует тонкие каемки вокруг крупных кристаллов основного плагиоклаза.

Апатит представлен довольно крупными зернами, большей частью располагающимися в виде идиоморфных включений в кристаллах биотита и, реже, роговой обманки; в некоторых случаях встречается в интерстициях между зернами плагиоклаза. Магнетит присутствует в виде включений в зернах роговой обманки, листочках биотита, иногда в интерстициях между кристаллами плагиоклаза.

Структура пород большей частью офитовая; в ряде случаев — габбровая.

г) Представители ультраосновной магмы

Ультраосновные породы Газимурского района представлены серпентинизированными перидотитами и серпентинитами. Они образуют многочисленные дейки северо-восточного простирания, мощностью от 1—2 и более метров, и небольшие штоки свыше 20 м в поперечнике, заключенные среди массива роговообманковых, пироксеновых габбро, габбро-диоритов, отчасти также сиенитов. Массив вытянут в северо-восточном направлении от р. Ильдикан до р. Урюмканская Тайна и достигает ширины около 2 км.

а) Перидотит

В наиболее свежем виде перидотит наблюдался в дейке серпентинита на правом берегу р. Средняя, близ устья р. Урюмканская Тайна. Он представляет собою породу зеленовато-серого, почти черного цвета, состоящую (как это видно под микроскопом) преимущественно из оливина и роговой обманки. В небольшом количестве присутствует также шпинель (плеонаст).

Количественные соотношения между оливином и роговой обманкой таковы: 70—75% оливина и 25—30% роговой обманки (фиг. 16 и 17).

Структура породы характеризуется резко выраженным идиоморфизмом кристаллов оливина, достигающих в длину 2—2.5 мм при ксеноморфных очертаниях зерен роговой обманки, заполняющих интерстиции между кристаллами оливина. В отдельных участках присутствуют довольно крупные зерна роговой обманки с пойкилитически вросшими в них идиоморфными кристаллами оливина. Оливин бесцветен, прозрачен. Константы его: $2V = +87°$ и $Ng - Np = 0.039$, соответствуют константам форстерита. Наблюдается сильная дисперсия оптических биссектрис.

Роговая обманка обладает совершенной спайностью по (110) с углом 124° и неравномерной окраской. Она образует зеленоватые зерна с едва заметным плеохроизмом, но в отдельных участках одного и того же зерна или в отдельных зернах, окрашена в светлокоричневый цвет. В последнем случае наблю-

Фиг. 16. Перидотит (шрисгеймит) серпентинизированный. Николи ⊥. Увеличение 10.

дается отчетливый плеохроизм: по Ng — окраска розовато-коричневая, по Nm — светлозеленая, почти бесцветная, по Np — бесцветная. $Ng - Np = 0.021$; $2V = -86°$; $C : Ng = 23°$.

По оптическим свойствам роговая обманка близка к обыкновенным роговым обманкам.

Шпинель (плеонаст) встречается в виде мелких зеленоватых зерен и кристаллов кубической сингонии, включенных в зерна оливина и роговой обманки.

Кроме этих минералов, в породе присутствует в большом количестве серпентин (главным образом хризотил) и магнетит, образующиеся по оливину. Процесс серпентинизации начинается с периферии зерен оливина, распространяется далее по трещинкам спайности и, наконец, нацело замещает все зерно, причем образуется типичная Maschenstructur. При серпентинизации оливина одновременно выделяются тонкие дендриты магнетита, располагающиеся чаще всего в середине лент серпентина. В небольшом количестве в породе присутствуют хлорит и аггрегаты карбоната, образующиеся при разрушении роговой обманки.

Химический анализ перидотита по данным химико-аналитической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР (аналитик А. А. Казаков) следующий:

Таблица 20

11

	Вес %	Мол. кол.		Вес %	Мол. кол.
SiO_2	35.48	591	K_2O	не обн.	—
TiO_2	0.17	3	P_2O_5	0.17	—
Al_2O_3	3.92	39	Cr_2O_3	0.13	—
Fe_2O_3	7.90	49	H_2O^-	0.74	—
FeO	3.17	44	CO_2	0.60	—
MgO	36.00	900	Потери при прокалив.	11.63	—
MnO	0.21	—			
CaO	0.30	—			
Na_2O	не обн.	—	Σ	100.34	—

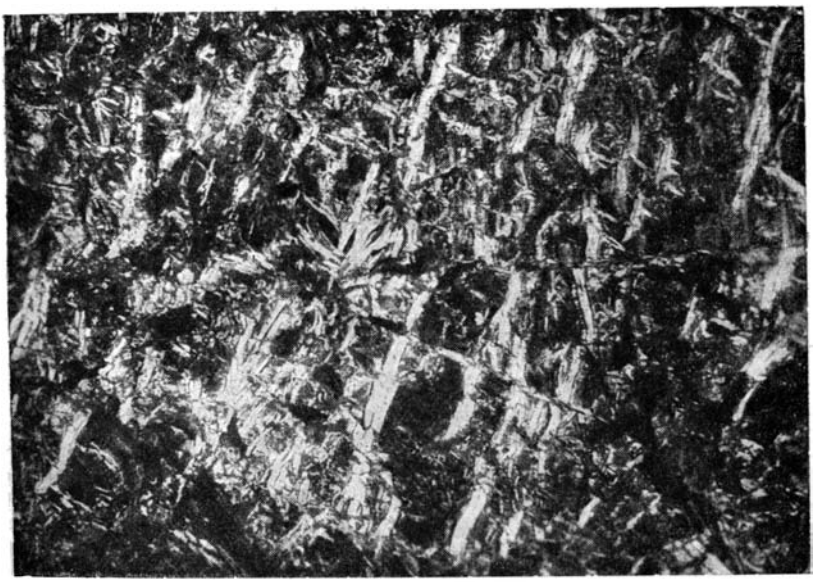
Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$10.7RO \cdot R_2O_3 \cdot 6.9\ SiO_2;\ \alpha = 0.9.$$

Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{54.2}\ al_{3.5}\ al_{3.5}\ fm_{96.0}\ c_{0.5}\ alk_{0.0}$$

$$k - ?;\ m = 0.86;\ c/fm - 0.004$$



Фиг. 17. Серпентинит. Николи ⊥. Увеличение 25.

Химический состав перидотита, по классификации Левинсон-Лессинга, отвечает семейству перидотитов; по Ниггли — представителям перидотитовой магмы. Среди ультраосновных пород Союза ССР можно указать близкие к газимурским перидотитам следующие породы (Лучицкий и Кузнецов, 1934):

1. Саксонит с южного склона Рай-Из, имеющий формулу:

$$Si_{58.1}\ al_{0.8}\ fm_{99.08}\ c_{0.00}\ alk_{00.5};\ k=0.00;\ m=0.91;\ c/fm=0.00.$$

2. Дунит Сольвенско-Супрейского водораздела (Денежкин камень) с формулой:

$$Si_{57.5}\ al_{2.2}\ fm_{96.9}\ c_{0.0}\ alk_{0.9}:\ k=0.0;\ m=0.90;\ c/fm=0.0.$$

Как следует из приведенной выше химико-минералогической характеристики, перидотит из окрестностей Газимурского завода является своеобразным представителем перидотитов группы шрисгеймита- кортландита, известной по описаниям Розенбуша из долины р. Шрисгейм и Оденвальде, Вильямса из района р. Гудзон и в некоторых других местах.

Своеобразие газимурского перидотита заключается в большом содержании в породе оливина (75—80%) и в отсутствии пироксена. Эти особенности минералогического состава газимурского перидотита ставят вопрос о рациональности выделения его, как своеобразного представителя роговообманковых перидотитов под названием газимурит.

б) Серпентиниты

В том же дейке перидотита, в различных участках его, виден переход перидотита в серпентинит. В других дейках и штоках можно наблюдать чистые серпентиниты. Эти чистые серпентиниты, развивающиеся в конечном итоге из перидотитов, окрашены обычно в темнозеленый, серовато-зеленый или зеленовато-желтый цвет, то более или менее равномерно, то пестро.

Обычно они обладают массивной, реже сланцеватой текстурой. В них часто можно различать структуру материнской породы, благодаря тому, что в псевдоморфозах по оливину образуется серпентин с типичной Maschenstructur, при чем сами псевдоморфозы сохраняют очертания кристалла оливина еще и вследствие соответствующего расположения дендритов магнетита. В то же время участки породы, представленные разложившейся роговой обманкой, состоят из листочков и волоконец хлорита и карбоната. Серпентин представлен тонковолокнистым хризотилом с двупреломлением 0.010 и с отрицательным удлинением. В виде примеси, как и в перидотитах, присутствуют зеленая шпинель и карбонат. В наиболее измененных разновидностях наблюдалась также бесцветная слюда.

Изложенные данные, позволяющие констатировать в Восточном Забайкалье присутствие ультраосновных пород, заставляют с особой осторожностью подходить к разрешению вопроса о происхождении тех серпентинитов Восточного Забайкалья, которые некоторыми исследователями описываются как серпентиниты контактово-метасоматического происхождения. Именно к последнему типу были отнесены М. В. Бесовой, как можно судить по ее отчету, изученные нами серпентиниты правобережья р. Газимур.

Разнообразие химического состава описанных выше изверженных пород варисцийского (?) интрузивного цикла можно иллюстрировать вариационной (фиг. 18). Для всего комплекса характерно постепенное уменьшение содержания глинозема и щелочей при переходе от кислых пород к основным, связывающее в единую генетическую группу как граниты, так габбро и перидотиты.

Тесная связь различных представителей варисцийского (?) интрузивного цикла иллюстрируется также плавным изменением в том же направлении содержания в породах и железомагнезиальных компонентов и окиси кальция, играющих наибольшую роль в составе габбро Газимурского района. Резкие изгибы кривых, показывающих содержание окиси кальция, магния и железа, наблюдаются только при переходе от габбро к перидотитам. Для окиси калия характерно постепенное уменьшение содержания при переходе от кислых пород к породам большей основности.

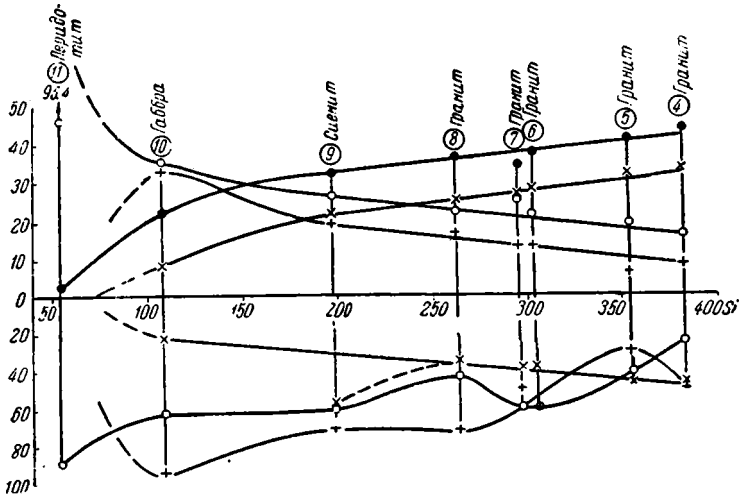
Относительно высокое содержание окиси калия можно видеть в сиенитах. Окись магния и количественные соотношения между окисью кальция и фемическими компонентами в общем увеличивают свое значение в основных породах. Одновременно наблюдаются некоторые колебания в относительном содержании этих компонентов. Резкое снижение значения коэффициента c/fm характерно для перидотитов.

Рассмотрение диаграммы, изображенной на фиг. 18 и приведенной выше фиг. 13, в связи со всем предшествующим изложением, позволяет сделать вы-

вод, что в пределах одного и того же интрузивного цикла, в одном и том же районе мы встречаем сложно дифференцированный комплекс пород, охватывающий, с одной стороны, кислые типы гранитов, с другой — основные их типы и, наконец, представителей щелочной. основной и ультраосновной магмы.

В связи с этим выводом естественно возникают следующие вопросы: 1) в каком отношении находится наш вывод с выводами С. А. Музылева (1932) о возможности расчленения гранитов Восточного Забайкалья на две группы — ононскую кислую и аргунскую основную, 2) в каком отношении находится этот вывод с тем, который дает В. А. Заварицкий (1937) о возможности выделения типа оловоносных гранитов в пределах Восточного Забайкалья?

Установление пестрого состава интрузий варисцийского возраста (?) в пределах Газимурского района позволяет говорить о том, что кислые типы



Фиг. 18. Вариационная диаграмма (по Ниггли) изверженных горных пород варисцийского (?) интрузивного цикла Газимурского района.

● — al; ○ — fm (вверху); *m* (внизу); + — c (вверху), *c/fm* (внизу); x — alk (вверху), *k* (внизу)

гранитов, чрезвычайно близкие по ряду признаков (охарактеризованных в работе С. А. Музылева) к «ононским» кислым гранитам, являются лишь фациальными разностями гранитов «аргунского» типа. Те и другие граниты развиты в одном и том же районе, относящемся, судя по карте С. А. Музылева, к области развития аргунских гранитов. В связи с изложенным деление гранитов Восточного Забайкалья на «аргунскую» и «ононскую» группы не может рассматриваться как правильное и целесообразное. Ответ на второй вопрос, поставленный нами, дан в главе о полезных ископаемых.

Контакты варисцийских (?) интрузивных пород с вмещающими породами по характеру этих последних могут быть разделены на две группы:

а) контакты с карбонатными породами докембрия и верхнего палеозоя (ильдиканская свита);

б) контакты с песчано-глинистыми отложениями ильдиканской свиты.

а) Первая группа контактов в большинстве случаев сопровождается обильными минеральными новообразованиями; значительно реже здесь наблюдается только перекристаллизация карбонатных пород. В первом случае получаются скарновые породы, крайне разнообразные по составу—диопсид-гранатовые, гранат-эпидотовые, актинолитовые и другие. Такого типа породы пользуются значительным распространением по левому берегу р. Уров, близ устья пади Мостовка, на водоразделе падей Мостовка и Листвянка, к С от тракта Сретенск — Нерчинский завод, по левому берегу пади Мулача, по пади Мис-

турной и на водоразделе падей Широкая и Шивача. Во всех упомянутых пунктах обнаружены контакты известняков нижнего кембрия с гранитами, гранодиоритами и габбро варисцийского (?) цикла. Породы аналогичного состава распространены в районе Быстринского месторождения магнетита. На описании последних мы остановимся ниже при рассмотрении контактов более молодой гранитной интрузии. Скарновые породы присутствуют также в контакте габбро с известняками девона в районе, расположенном к востоку от пос. Яковлевского.

Состав скарнов, как отмечено выше, разнообразный. Преимущественным распространением пользуются диопсид-гранатовые и гранат-эпидотовые скарновые породы, в составе которых присутствует нередко магнетит. Значительно более редки преобразования карбонатных пород в скарны, в составе которых преобладает тремолит. Редки также скарны, в которых существенным компонентом является диопсид.

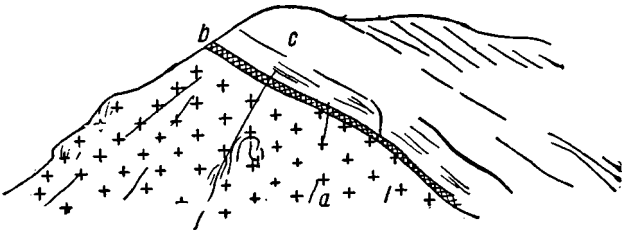
В районе левого берега р.Уров, близ пади Мостовка, в контакте известняков нижнего кембрия с гранодиоритами первые превращены в диопсид-гранатовые скарновые породы на протяжении нескольких десятков метров от контакта. Эти породы макроскопически представляют собой плотную мелкозернистую породу зеленовато-серого, частью розовато-серого или коричневатого цвета. Под микроскопом видно, что в состав пород входят многочисленные, довольно крупные (до 2 мм в поперечнике), совершенно прозрачные изотропные зерна гроссуляра, образующие неправильные, частью хорошо ограненные кристаллы, и мелкие зерна моноклинического пироксена диопсида. Последний развит в виде совершенно неправильных бесцветных или слегка зеленоватых зерен в промежутках между крупными зернами граната. Сравнительно редко в диопсиде наблюдаются тонкие трещины спайности по призме с углом 90°. Оптические свойства его характеризуются следующими константами: $Ng - Np = 0.026$; $C : Ng = 42°$; $2V = +54°$.

В очень небольшом количестве встречаются мелкие листочки светлозеленого хлорита и зернышки кальцита, сдвойникованного в полисинтетические двойники по ромбоэдру. Местами кальцит образует тонкие прожилки в породе. В отдельных участках наблюдаются мелкие скопления зерен магнетита. Штуфы магнетита до 0.2 м в поперечнике отмечены в россыпях среди скарнов.

На водоразделе падей Листвянка и Таловка, к северу от тракта Сретенск — Нерчинский завод, скарновые породы вытянуты широкой полосой вдоль периферии интрузивного массива, сложенного варисцийскими (?) гранитами и гранодиоритами. По внешнему виду они вполне схожи с описанными выше скарновыми породами. Отличием является лишь присутствие гнездообразных скоплений довольно крупных (до 5 мм в поперечнике), хорошо образованных кристаллов гроссуляра с ясно различимыми гранями (110). В состав пород, кроме граната, входят: диопсид, эпидот, кальцит, кварц и в очень небольшом количестве апатит и титанит. Диопсид бесцветен и слабо зеленоват; $Ng - Np = 0.026$; $C : Ng = 45°$; $2V = +56°$.

На ряду с описанными скарнами, представляющими породы диопсид-гранатового состава, в этом же районе развиты гранат-эпидотовые скарны; существенным компонентом в составе последних является зеленоватый эпидот. В некотором удалении от описанной выше полосы, сложенной преимущественно диопсид-гранатовыми и отчасти гранат-эпидотовыми скарнами, примерно в 20—30 м к югу от нее, на гребне попадаются крупные глыбы окремнелых мраморов, испещренных густой сетью прожилков кварца и содержащих многочисленные мелкие включения лилового и зеленого флюорита. К западу от описанной полосы развития скарнов, по левому берегу пади Листвянка, около золотого прииска, в мраморах нижнего кембрия содержатся немногочисленные листочки флогопита, образование которых связано, несомненно, с контактным воздействием варисцийских (?) гранитов, близ которых и встречены мраморы, содержащие флогопит. Кроме

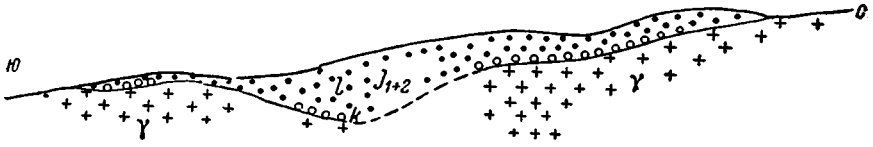
отмеченных выше пунктов, диопсид-гранатовые и отчасти гранат-эпидотовые скарны развиты в контакте известняков девона с габбро и гранодиоритами восточнее пос. Яковлевского, а также в контакте гранодиоритов и гранитов, с известняками нижнего кембрия по левому берегу пади Мулачаичао.



Фиг. 19. Правый берег пади Ильдикан, ниже поселка Ильдиканского. Контакт варисцийского (?) габбро и известняков Ильдиканской свиты (S_2 — D_1).

a — габбро; *b* — мрамор; *c* — известняк.

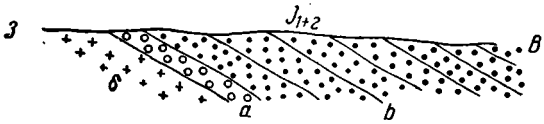
Иной характер носят изменения мраморов нижнего кембрия в верховьях пади Мистурной, близ контакта их с габбровыми породами. Здесь мраморы в отдельных участках, имеющих то неправильные очертания, то вытянутых в виде полос, превращены в зеленоватую массу, состоящую из спутанно-волокнистого аггрегата мелких кристаллов актинолита, нередко имеющих волокнистое строение, и немногочисленных зерен кальцита. Актинолит характеризуется светлозеленой окраской и плеохроизмом. Оптически отрицателен; $2V = -72°$; $C : Ng = 19°$; $Ng - Np = 0.027$; по Np окраска — бесцветная, по Nm — зеленовато-желтая, по Ng — светлозеленая.



Фиг. 20. Правый берег Курочкиной пади. Контакт отложений морской юры (J_{1+2}) с варисцийскими (?) габбро и диоритами (γ).

Кроме актинолита и кальцита, в этих породах присутствуют довольно многочисленные листочки светлозеленого хлорита, развивавшегося по актинолиту.

На ряду с контактами, характеризующимися превращением карбонатных пород в скарны, наблюдаются контакты, при которых известняки и мраморы почти лишены новообразований. Такого рода контактные явления, выраженные почти исключительно перекристаллизацией мраморов и известняков, прекрасно видны, например, на правом берегу р. Ильдикан, ниже прииска. Здесь обнаружен контакт известняков ильдиканской свиты с габбро. Плоскость контакта наклонена в сторону известняков, согласно с падением последних (фиг. 19).



Фиг. 21. Правый берег пади Средней. Контакт габбро и сиенитов (δ) с отложениями морской юры (J_{1+2}). Обн. 285.

a — конгломерат; *b* — песчаник.

В приконтактовой зоне мощностью 10—15 м криноидные известняки обесцвечены и превращены в крупнозернистые мраморы, в которых в качестве новообразования присутствует только кварц. Последний образует в мраморе неправильные скопления с извилистыми отростками и небольшие прожилки. В некотором удалении от контакта можно видеть нормальные лиловые криноидные известняки с неправильными или линзообразными участками окремнения, реже с прослойками, в которых известняк замещен аггрегатами халцедона. Габбро вблизи известняков подверглись эндоконтактным автометаморфическим изменениям. Эти изменения вы-

ражены в появлении в габбро большого количества новообразований эпидота. Присутствие последнего обусловило специфическую яркозеленую окраску габбровых пород в контактной зоне.

Контактные изменения описанного типа прослеживаются на всем протяжении контакта габбро с полосой известняков, тянущейся от указанного выше пункта на правом берегу р. Ильдикан до пади Средней.

Скарны отсутствуют также на контакте известняков нижнего кембрия и интрузивных варисцийских (?) пород близ пос. Яковлевского.

Подводя итог рассмотрению контактов варисцийской (?) интрузии с породами нижнего кембрия и ильдиканской свиты, можно констатировать, что эти контакты характеризуются значительным разнообразием. Этот вывод следует как из оценки роли новообразований в составе интрузивных пород, так и из приведенной выше минералогической характеристики скарнов. Общей чертой для всех описанных выше контактов является наличие более или менее отчетливых явлений силикатного метасоматоза. Он обнаруживается в тех случаях, когда контакт связан главным образом с явлениями перекристаллизации пород в окремнении мраморов и известняков; в других случаях — в появлении в этих породах разнообразных силикатов и алюмосиликатов, среди которых констатированы гранат, диопсид, эпидот, тремолит, флогопит. Явления силикатного метасоматоза, связанные с обильным привносом кремнезема в карбонатные породы, несомненно, протекали при участии разнообразных минерализаторов. Роль последних можно оценить по присутствию в скарнах таких минералов, как актинолит, флогопит, эпидот. Особенно существенны первые два, в составе которых имеются летучие соединения OH, Cl, F. Значение фтора, как агента-минерализатора в процессе силикатного метасоматоза карбонатных пород на контакте с интрузией, фиксируется нахождением плавикового шпата в окремнелых известняках на водоразделе падей Листвянка и Таловка.

Следует отметить, что привнос материала из интрузий в карбонатные породы, повидимому, не ограничивался только кремнеземом. Отсутствие сколько-нибудь значительных глинистых и других примесей в известняках заставляет предполагать, что появление граната и эпидота в скарнах связано с привносом в них глинозема из интрузивного тела.

б) Вторая группа — контакты варисцийской (?) интрузии с некарбонатными, песчанистыми породами — характеризуется перекристаллизацией пород и отсутствием следов силикатного метасоматоза. Контакты этого типа наблюдались к В от пос. Яковлевского на гребнях, отделяющих падь Среднюю Тайну от падей Мистурной и Листвянки. В этом районе в контакте песчанистых и кремнистых отложений ильдиканской свиты с гранитами, гранодиоритами и габбро развиты ороговикованные песчаники и кремнисто-глинистые сланцы. Изучение этих пород под микроскопом показывает, что в большинстве случаев они состоят из зерен кварца и, в меньшей степени, альбита. Зерна имеют извилистые очертания, или зубчато срастаются между собой, иногда разделены аггрегатами светлозеленых чешуек хлорита и мелких бесцветных, ярко поляризующих, листочков мусковита. На ряду с хлорит-мусковитовыми породами, в меньшей степени развиты такие, в которых существенным компонентом, вместе с упомянутыми выше минералами, является биотит, образующий мелкие плеохроирующие листочки коричневого цвета. Встречаются породы, в которых цементом зерен кварца и альбита служат зубчато-срастающиеся между собой аггрегаты светлозеленого хлорита, а биотит и мусковит встречаются в ничтожном количестве.

Приведенные данные показывают, таким образом, что мы имеем здесь дело с явлениями типичного термального метаморфизма, характеризующегося наличием хлоритовой, мусковитовой и частично биотитовой зон А. Харкера (1938).

д) Жильные породы

Жильные породы, связанные с варисцийскими (?) гранитами, представлены аплитами, пегматитами и лампрофирами различного состава.

Распределение лейкократовых жил (аплитов и пегматитов) носит своеобразный характер. Они развиты среди массивов, гранитов и гранодиоритов; особенно обильны среди восточного массива серых «сретенских» гранитов. По мере продвижения на З количество жил аплитов, пегматитов и лампрофиров уменьшается и в габбро-сиенитовом комплексе они почти не наблюдаются.

а) Апатиты и пегматиты

Аплиты и пегматиты слагают жилы различной мощности. На ряду с очень мелкими жилами, типа прожилков мощностью 2—3 см и меньше, встречаются многочисленные жилы, мощность которых достигает 4—5 м и более. По крупности зерна эти породы также разнообразны. Окраска пород светложелтая или серовато-белая, реже розоватая.

Аплиты и пегматиты состоят из кварца и полевых шпатов, с ничтожной примесью темноцветных минералов (биотита). Последние лишь местами встречаются в более или менее значительном количестве, намечая переходы от аплитов и пегматитов к гранит-аплитам.

Наблюдаются также различные соотношения между калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами. Аплиты и пегматиты состоят из калиевого полевого шпата и кварца с незначительной примесью плагиоклаза, частью из преобладающих кварца и плагиоклаза. В последнем случае калиевый шпат играет подчиненную роль. Кроме перечисленных минералов в составе аплитов и пегматитов присутствуют в качестве акцессорных — циркон, апатит, гранат, турмалин, рудный минерал, титанит, ортит и мусковит. Вторичными минералами являются серицит и хлорит.

Кварц обычно представлен более или менее изометричными зернами, иногда волнисто угасающими. Калиевый полевой шпат с тонкими трещинками спайности по (010) и (110) образует зерна неправильной формы, иногда сдвойникованные по карлсбадскому закону. В пегматитах в некоторых случаях калиевый полевой шпат содержит пегматитовые вростки кварца. Плагиоклаз в большинстве случаев представлен полисинтетическим сдвойникованным альбитом. Часто мутноват. Зерна его ксеноморфны, изредка идиоморфны. Биотит образует хлоритизированные листочки коричневого цвета с плеохроизмом до светложелтого и весьма совершенной спайностью по базису. Турмалин встречается в виде удлиненно-столбчатых кристалликов с плеохроизмом: по Np — окраска желтоватая, по Ng — коричневато-зеленая. Гранат, апатит, циркон и другие акцессорные минералы обладают обычными оптическими свойствами.

Структура мелкозернистых пород (аплитов) аллотриоморфнозернистая, в некоторых случаях гипидиоморфная, в более крупнозернистых (пегматитах) наблюдается еще и микропегматитовая структура. В пегматитах обнаруживается, кроме того, неравномерно-зернистое строение, видимое даже в шлифе и особенно заметное при макроскопическом рассмотрении.

б) Лампрофиры

Лампрофиры образуют среди гранитов многочисленные жилы от 2 до 7 м мощностью. Среди них присутствуют как керсантиты, так и спессартиты; последние преобладают.

а) Керсантиты

Керсантиты представляют собой мелкозернистые породы темносерого цвета. В составе их преобладают биотит и плагиоклаз. Присутствуют также кварц, калиевый полевой шпат, апатит, магнетит и вторичные минералы —

хлорит, серицит, эпидот и кальцит. Биотит, являющийся главным компонентом породы, представлен резко ограниченными по базису плеохроирующими темнокоричневыми листочками; обычно сильно хлоритизирован. Плагиоклаз образует довольно крупные зерна то с хорошо образованными гранями (010), то неправильных очертаний. Обычно сильно разрушен и частью замещен аггрегатами чешуек серицита, иногда в ассоциации с зернами кальцита.

Почти всегда в зернах плагиоклаза наблюдаются полисинтетические двойники. В обр. 767 определено погасание ⊥ (010) в направлении (100) равное: $E_1 = +14°$; $E_2 = -6°$. Эти погасания определяют состав плагиоклаза, соответствующий содержанию 33% анортита, и карлсбадский закон двойникования.

Кварц образует немногочисленные ксеноморфные зерна, совершенно прозрачные, часто дающие волнистое погасание. Калиевый полевой шпат представлен очень немногочисленными мелкими зернами. Апатит встречается в виде игольчатых кристаллов, располагающихся среди зерен полевых шпатов, кварца и биотита. Магнетита много. Он образует мелкие зерна и кристаллики.

Характерно обилие вторичных минералов — главным образом светло-зеленого хлорита (пеннина и клинохлора), развивающегося по биотиту. В значительном количестве присутствует серицит, в меньшем — эпидот и кальцит, образующиеся при разрушении плагиоклазов.

Структура породы характеризуется присутствием многочисленных идиоморфных листочков биотита, образующих как бы сетку, в ячейках которой располагаются зерна других минералов.

б) Спессартиты

Спессартиты представляют собой темносерые или зеленовато-серые, плотные, мелкозернистые до среднезернистых породы, состоящие главным образом из роговой обманки и плагиоклаза. В подчиненном количестве присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, биотит, апатит и рудный минерал; вторичные минералы — хлорит, серицит, кальцит и эпидот.

Роговая обманка составляет обычно более 40% всей массы породы. Она образует удлиненные, частью игольчатые, буровато-зеленые кристаллы, ограниченные плоскостями (110) и (100). Наблюдаются двойники по (100). Местами отдельные кристаллы роговой обманки достигают значительных размеров, выделяясь среди основной более мелкозернистой массы породы. Роговая обманка в большей или меньшей степени хлоритизирована, нередко нацело замещена аггрегатом хлорита и зерен кальцита. Оптические свойства роговой обманки определяются следующими константами: $Ng - Np = 0.019$; $2V = -84°$; $C : Ng = 16°$. Плагиоклаз представлен довольно крупными, ксеноморфными, иногда резко ограниченными по (010) зернами. Полисинтетическое двойниковое строение плохо выражено потому, что по большей части плагиоклаз сильно разрушен и нередко замещен нацело аггрегатами эпидота, серицита и кальцита. Погасание ⊥ MP = +23° и ⊥ Ng = −5° указывает на андезин. Количественные соотношения плагиоклаза и роговой обманки варьируют в небольших пределах; обычно роговая обманка количественно несколько уступает плагиоклазу.

Кварц присутствует в очень небольшом количестве, в виде волнистоугасающих зерен неправильной формы. Нередко отсутствуют. Калиевый полевой шпат наблюдается то в виде единичных зерен, то в довольно значительном количестве. Он образует неправильные, совершенно прозрачные зерна. Биотит встречается в малых количествах, в виде бурых плеохроичных листочков, обычно сильно хлоритизированных. Апатит образует многочисленные игольчатые кристаллы, часто развитые поперечными трещинами. Кристаллы его заключены частью в роговой обманке, частью

в зернах полевых шпатов и кварца. Обилие кристаллов апатита характерно для этого типа пород, так же как и для описанных выше керсантитов. Магнетит то крайне редок, то присутствует в довольно большом количестве. Он образует неправильные зерна или кристаллики кубического габитуса. Для спессартитов характерны вторичные минералы — хлорит, серицит, кальцит и эпидот. В особенности много в этих породах светлозеленого хлорита с индигово-синей или серой интерференционной окраской, развивающегося по роговой обманке и биотиту. Много кальцита, образующего довольно крупные зерна между кристаллами роговой обманки путем замещения зерен плагиоклаза. Чешуек серицита и неправильных зерен эпидота, образующихся при разрушении плагиоклаза, обычно немного, и лишь местами эпидот присутствует в значительном количестве.

Структура породы характеризуется резко выраженным идиоморфизмом кристаллов роговой обманки, при ксеноморфных очертаниях зерен других минералов. Редко наблюдается порфировая структура, обусловленная присутствием сравнительно крупных кристаллов роговой обманки.

* * *

В заключение характеристики интрузивных пород варисцийского (?) цикла остановимся на их возрасте. Выше были описаны активные контакты разнообразных фаций варисцийской (?) интрузии с породами уровской (нижний кембрий) и ильдиканской (верхний силур — нижний девон) свит. Таким образом, послеильдиканский возраст интрузии несомненен. Верхняя возрастная граница интересующих нас интрузивных пород также определяется совершенно отчетливо. Нами наблюдалось непосредственное трансгрессивное налегание базальных конгломератов морской юры на различные породы варисцийского (?) цикла. Наиболее отчетливо этот контакт вскрыт по правобережью пади Средней, близ ее устья (фиг. 21). Здесь базальные конгломераты морской юры залегают на размытом массиве габброидной фации варисцийской(?) интрузии. В ряде других случаев обнажения базальных конгломератов морской юры и интересующих нас интрузивных пород весьма близки друг к другу. Это наблюдается, например, в вершине р. Кулинды в верховьях р. Таловки, по левобережью пади Урюмкан, близ ее устья, в пади Курочкиной (см. также фиг. 20). Всегда в этих случаях можно найти в юрских конгломератах обильную гальку тех разновидностей интрузивных варисцийских (?) пород, которые развиты в непосредственной близости к выходам конгломератов. Галька юрских конгломератов изучалась нами особенно внимательно. Это изучение с несомненной точностью позволяет утверждать присутствие всех главнейших разновидностей варисцийских (?) интрузивных пород в составе базального конгломерата морской юры. Таким образом, и непосредственное наблюдение над трансгрессивным контактом морской юры с породами варисцийского (?) цикла и широкое распространение этих пород в гальке базального конгломерата морской юры — все эти обстоятельства говорят о несомненном донижнеюрском возрасте интересующей нас интрузии. Этот вывод, базирующийся на обильном и точном фактическом материале, находится в резком противоречии с возрастной оценкой данной интрузии, даваемой всеми нашими предшественниками. Эти последние относили всю интрузию к категории «молодых» мезозойских, точнее юрских образований. Ошибочное определение возраста частью связано с неверными представлениями о стратиграфии морской юры (об этом см. ниже), частью с небрежностью полевых наблюдений, пренебрежением к изучению состава гальки базальных конгломератов морской юры.

Выше мы показали, что комплекс изверженных пород, описанный в этой главе, интрудировал в промежуток времени между нижним девоном и нижней юрой. Прямых данных для окончательного уяснения возраста этой интрузии у нас нет. В силу этого мы присваиваем этой интрузии варисцийский возраст со знаком вопроса. Последний пока необходим, ибо не исключена, например, возможность связи данной интрузии с ранне-киммерийскими

процессами складкообразования. Условно мы относим данную интрузию к одному из этапов варисцийской складчатости, связывая момент ее внедрения с формированием складчатых структур толщи морских отложений нижнего карбона.

VIII. СПИЛИТЫ, ПОРФИРИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ

В составе обломочного материала песчаников и базальных конгломератов морской юры нередко принимают участие эффузивные породы — спилиты и порфириты. Спилиты, встречающиеся в виде мелких, остроугольных обломков в юрских породах, совершенно подобны тем спилитам, которые описаны нами в 5-й главе и которые входят в состав обломочного материала песчаников нижнего карбона.

Порфириты состоят из стекловатой основной массы, почти неполяризующей и окрашенной в буроватые тона, и многочисленных кристаллов плагиоклаза с идиоморфными очертаниями. На ряду со сравнительно редкими крупными фенокристаллами в большом количестве развиты мелкие фенокристаллы плагиоклаза в форме узких лейст. Плагиоклаз представлен полисинтетически сдвойникованными кристаллами, имеющими показатель преломления значительно больший, чем у канадского бальзама. На разрезе $\perp$Np определено погасание $+25°$, соответствующее плагиоклазу с 45% An. Изредка можно встретить кристаллы плагиоклаза со слабо выраженным зонарным строением. Кроме плагиоклаза,среди фенокрист порфиритов можно встретить темноцветные минералы, сильно измененные и нацело замещенные аггрегатами чешуек светлозеленого хлорита. Судя по очертаниям кристаллов, темноцветным минералом является биотит. На ряду с перечисленными выше минералами в порфиритах присутствуют в очень малом количестве титанит, образующий включения в темноцветном минерале, и магнетит. Последний встречается в виде мелких зернышек, рассеянных более или менее равномерно по всей породе.

Кварцевые порфиры встречены в виде гальки в базальном конгломерате юрских отложений. Они характеризуются черной окраской и плотным фельзитовым сложением. Под микроскопом видно, что кварцевые порфиры представлены сильно перекристаллизованной породой с порфировой структурой. В породе имеются немногочисленные фенокристы кварца и плагиоклаза. Кварц присутствует в виде мелких зерен неправильных очертаний. Фенокристы плагиоклаза также по большей части не обладают правильной формой, и идиоморфные кристаллы его сравнительно редки. Характерной чертой плагиоклаза является полисинтетическое двойниковое строение. Погасание $\perp$Np $= +23°$ соответствует составу плагиоклаза 37% An. Основная масса кварцевых порфиров состоит из преобладающих зубчато-сцепленных мелких зерен кварца и, в меньшем количестве, иголочек зеленого актинолита. Последний образует радиально-лучистые пучки. Актинолит плеохроирует, окраска его по Ng — зеленая, по Np — светложелтая.

IX. НИЖНЯЯ И СРЕДНЯЯ (МОРСКАЯ) ЮРА (J_{1+2})

Отложения морской юры, занимают обширные площади на территории изученного планшета, концентрируясь почти исключительно в его западной половине. Площадь распространения морских отложений юрского периода охватывает левобережье р. Золы, часть левобережья р. Уров, область между рр. Золой и Ильдикан. Отсюда юрские отложения прослеживаются в виде довольно широкой полосы северо-восточного простирания, протягивающейся через пади Среднюю, Лугия и Аркия к северной кромке планшета. Внутри области развития морской юры имеется целый ряд выходов более древних пород; кроме того развиты более молодые образования, например, эффузивная формация порфиритов верхнеюрского возраста.

Наиболее полный разрез отложений морской юры наблюдается близ Газимурского завода по правобережью пади Б. Кулинда. Этот разрез неоднократно изучался геологами, в частности И. Е. Худяевым. Несмотря, однако, на это обстоятельство, существующая в литературе характеристика разреза юры по Б. Кулинде не свободна от значительных погрешностей, в чем легко убедиться при сравнении разреза юры по Б. Кулинде, даваемого нами, с литературными данными по этому вопросу.

Фиг. 22. Левый берег пади Б. Кулинда. Разрез морской юры (J^{1+2}) и контакт ее с отложениями карбона (С):

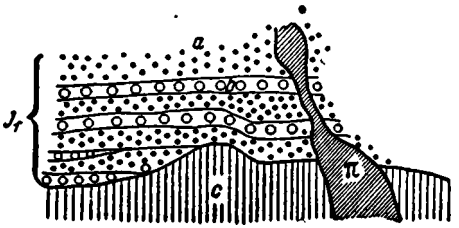
a — дейки лампрофира, *b* — глинистые сланцы, морская юра (J_{1+2}), *c* — песчаники, морская юра (J_{1+2}), *d* — конгломераты, морская юра (J_{1+2}), *e* — глинисто-кремнистые сланцы, карбон (С).

Переходим к характеристике разреза морской юры по пади Б. Кулинда (фиг. 22 и 23).

1. С резким угловым несогласием на породах, относимых нами к верхам разреза нижнего карбона, близ устья пади трансгрессивно залегают базальные конгломераты морской юры. Базальные слои представлены частым чередованием слоев конгломерата и грубозернистого песчаника. Мощность отдельных прослоев колеблется от 10—15 до 50—70 см. Галька хорошо окатанная, плоско-овальная. Породы, слагающие гальки, представлены главным образом песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами карбона, пегматитом и гранит-аплитом. Изверженные породы весьма близки к соответствующим представителям варисцийской (?) интрузии. Песчаники, перепластовывающиеся с конгломератами и являющиеся цементом для гальки конгломератовых слоев, светлосерого и желтовато-серого цвета, очень крепкие, неравномернозернистые. Они состоят главным образом из угловатых зерен кварца, ортоклаза, микроклина, пертита и кислых плагиоклазов. Полевые шпаты более или менее серицитизированы. Есть листочки и чешуйки биотита, мусковита и хлорита. Изредка встречаются мелкие обломки горных пород — кремнистых, кремнистоглинистых сланцев, пегматита. Цемент — глинистый с мелкими выделениями кварца и серицита, типа выполнения пор. Общая мощность 1-го слоя — около 2.5 м.

2. Выше и согласно залегают однообразные крепкие светлосерые и желтоватые полимиктовые песчаники, по составу подобные песчаникам 1-го слоя. По стратиграфической вертикали вверх заметны уменьшение крупности зерна и большая сортированность зерен песчаной фракции (фиг. 24).

Мощность — около 150—170 м.



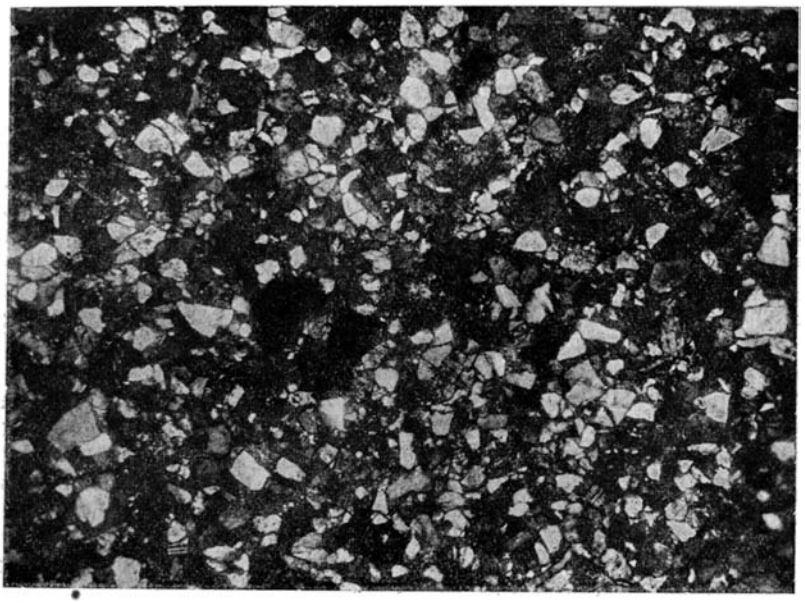
Фиг. 23. Деталь к разрезу по левому берегу пади Б. Кулинда. Контакт морской юры (J^{1+2}) с карбоном (С):

a — песчаник J_{1+2}, *b* — конгломерат J_{1+2}, *c* — глинисто-кремнистый сланец, *π* — дейк лампрофира.

3. Выше и также согласно располагаются темносерые глинистые сланцы с подчиненными прослоями алевритов и тонкозернистых песчаников (фиг. 25). Глинистые сланцы, местами переходящие в несланцеватые аргилиты, состоят из тонкой массы пелита, прокрашенного бурыми окислами железа. В незначительном количестве присутствуют мелкие угловатые зерна кварца, полевых шпатов, листочки бесцветной слюды. Местами кварцево-полевошпатовые зерна слагают почти целиком тонкие прослои, обусловливая чередование глинистых и песчанистых слоев. Размер зерен не превышает

0.2 мм. Постепенное увеличение роли песчаного материала в отдельных горизонтах 3-го слоя дает возможность выделить горизонты алевролитов и, наконец, мелкозернистых песчаников аркозового типа. Алевролиты и песчаники окрашены в более светлые тона серого цвета, чем глинистые сланцы и аргиллиты. Песчаники состоят из более или менее одинаковых по величине зерен кварца, полевых шпатов (ортоклаза, кислого плагиоклаза, микроклина), чешуек мусковита и биотита. Почти всюду имеются мелкие рассеянные зерна циркона, турмалина и, иногда, апатита. Отмечены также углистые включения неправильной формы. Цемент глинистый, с мелкими чешуйками серицита.

В глинистых сланцах и песчаниках довольно часто встречаются растительные остатки плохой сохранности. Мощность горизонта — около 180 м. И. Е. Худяевым в глинистых породах 3-го слоя найдена была фауна (1931):



Фиг. 24. Песчаник среднезернистый. Морская юра (J_{1+2}). Николи ⊥. Увеличение 25.

Belemnites sp. ? cf. dorsetensis Opp., Nucula aff. accuminata Goldf., Leda Diana d'Orb, Leda claviformis, Jancredia sp. indet.

4. Выше и согласно залегают алевролиты, чередующиеся с мелкозернистыми, глинистыми сланцами и аргиллитами. В нижней части преобладают алевролиты с прослоями глинистых сланцев и аргиллитов. В верхней части разреза доминируют мелкозернистые песчаники с подчиненными им прослоями алевролитов, мощностью 1.5—2 м. Глинистые сланцы в верхней части толщи отсутствуют. По внешнему виду и по составу породы описываемые части разреза тождественны подстилающим породам. Отмечены плохие растительные остатки. Мощность — около 450 м. И. Е. Худяевым в этой толще найдена фауна: Modiola Gragaria Quenst., Myacites cf. ferratus Quenst., Pseudomonotis elegans Goldf., Lucina sp. indet.

5. Выше и согласно располагаются светлосерые песчаники, местами сланцеватые, подобные по составу нижележащим песчаникам полимиктового типа.

Мощность — около 60 м.

6. Песчаники согласно перекрываются слоем конгломерата, состоящего из довольно крупных, хорошо окатанных, плоско-овальных галек аплита, кварца (белого), кремнистых сланцев ильдиканской свиты, цементирован-

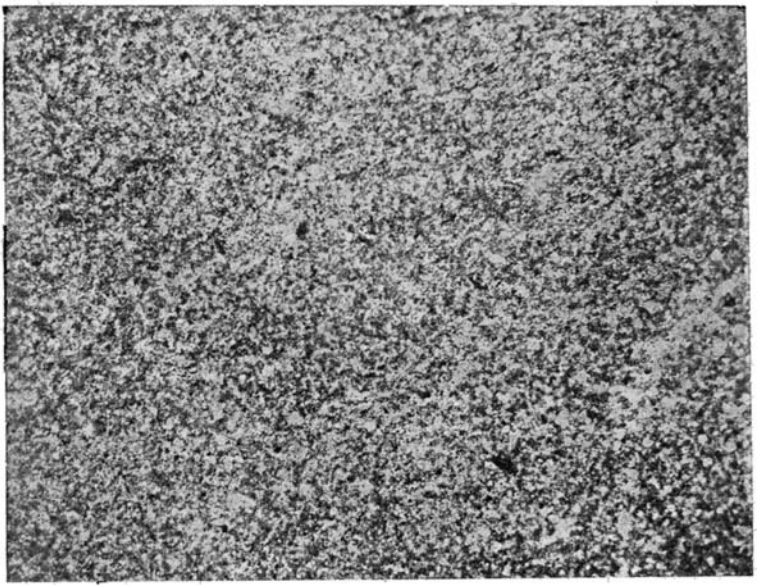
ных мелкозернистым песчанистым цементом. Цемент по составу не отличим от цемента нижележащих полимиктовых песчаников. Существенно присутствие обломков порфиритов, входящих в состав песчаного цемента конгломерата. Размер галек колеблется от 0.5 до 8—9 см в диаметре.

Мощность слоя конгломерата — не менее 2 м.

7. Конгломерат согласно перекрывается темными, почти черными, глинистыми сланцами. Мощность — около 3 м.

8. Выше и согласно залегает разнозернистый полимиктовый песчаник зеленовато-серого цвета с редкими рассеянными не крупными (до 3 см в диаметре) гальками тех же пород, что и в 6-м слое. По составу полимиктовый песчаник аналогичен нижележащим разностям тех же пород.

Мощность — 100—110 м.



Фиг. 25. Песчаник тонкозернистый. Морская юра (J_{1+2}). Николи ⊥. Увеличение 25.

9. На песчаниках согласно располагаются аргиллиты темносерые с зеленоватым оттенком. Они состоят из слабо поляризующей глинистой массы, содержащей чешуйки серицита. Порода густо пропитана водными окислами железа. Есть мелкие зерна кварца, полевых шпатов и мусковита.

Мощность — 3—4 м.

10. Выше и согласно залегают зеленовато-серые неравномернозернистые полимиктовые песчаники с редкой галькой темных кремнистых сланцев типа сланцев нижнего карбона и белого кварца. Мощность — 5 м.

11. На песчаниках залегает слой конгломерата, состоящий из плоскоовальных галек тех же пород, что и конгломерат 6-го слоя, сцементированных разнозернистым зеленовато-серым полимиктовым песчанистым цементом. Внутри слоя конгломерата имеется несколько прослоев 10—15 см мощности полимиктового песчаника, того же типа, что и песчаник цемента конгломерата.

Мощность — 2.5 м.

12. На конгломерате согласно залегают серые полимиктовые песчаники обычного типа с редкой рассеянной галькой тех же пород, что и в конгломератах. Песчаники разнозернистые — от мелкозернистых до грубозернистых. Обломочный материал песчаников представлен зернами кварца,

часто с волнистым угасанием, серицитизированными полевыми шпатами, обломками глинисто-кремнистых пород, листочками биотита, мусковита. В качестве второстепенных минералов необходимо отметить циркон, апатит и турмалин. Цемент глинистый с чешуйками серицита и хлорита. В верхней части горизонта песчаников галька отсутствует.

Мощность — около 250 м.

Этими песчаниками и заканчивается разрез морских отложений юры в пади Б. Кулинде. Общая мощность отложений достигает 1250—1300 м. Изучение разреза по Б. Кулинде позволяет сделать некоторые выводы. Отложения формировались в условиях непосредственной близости береговой линии бассейна, на что указывает постоянное присутствие растительных остатков, плохая окатанность кластического материала, наличие прослоев внутриформационных конгломератов. Режим бассейна часто изменялся, о чем говорит частая и резкая смена песчаников глинистыми сланцами и конгломератами. Интенсивный процесс осадкообразования протекал в условиях прогибающегося дна бассейна, на что указывает значительная мощность отложений. Формирование осадков происходило за счет разрушения местных пород, подстилающих юрские отложения.

Учитывая общую характеристику юрских отложений, основанную на изучении разреза по Б. Кулинде, мы вправе априорно предполагать значительную фациальную изменчивость внутри толщи юрских пород. Это предположение до известной степени оправдывается имеющимся фактическим материалом. К сожалению, изучение изменения фаций морской юры не может быть проведено со всей полнотой потому, что нигде, кроме Б. Кулинды, юрские породы не обнаружены сколько-нибудь достаточно и полно. Тем не менее, совершенно отчетливо выясняется заметное колебание и в мощности и в величине галек базальных горизонтов юры в различных участках района. Так, на правом гребне пади Курочкиной базальные слои юры, залегающие трансгрессивно на габброидной фации варисцийской (?) интрузии, представлены мелкогалечными конгломератами и песчаниками. Преобладают песчаники, в которых залегают мелкогалечные конгломераты в виде тонких прослоев и линз. Состав гальки — габброидные породы и сиениты варисцийской (?) интрузии. С другой стороны, весьма значительна роль средне- и крупногалечных конгломератов в базальных горизонтах морской юры, залегающих трансгрессивно и несогласно на породах ильдиканской свиты [S_2 — D_1], как это хорошо видно в обнажениях по правому берегу р. Ильдикан, в районе одноименного приискового поселка. Здесь мощность конгломерата не менее 30—40 м. Галька различных размеров, от долей сантиметра до 10—15 см. Форма галек плоскоовальная. Состав галечного материала: граниты варисцийской (?) интрузии, черные и темносерые кремнистые сланцы, аплит, белый кварц. В конгломерате имеются прослои и линзы неравномернозернистых полимиктовых песчаников, мощностью 10—70 см.

Еще более грубогалечный материал характерен для базальных конгломератов морской юры, развитых по правобережью пади Котиха. Здесь прослои песчаников играют совершенно ничтожную роль. Преобладают гальки размером 3—5 см, но на ряду с ними часто встречаются валуны, размером до 20—25 см в диаметре. По типу отложений базальные слои юры на Котихе приближаются к фангломератам. Мощность их значительна и выражается несколькими десятками метров. Состав гальки — варисцийские (?) интрузивные породы, кварц, песчаники и известняки карбона, иногда содержащие фауну карбона.

Конгломераты (среднегалечные) наблюдались также на гребне между падью Средней и Урюмканом, где видно непосредственное трансгрессивное залегание их на габброидах варисцийского (?) интрузивного цикла. В составе галек конгломерата габброиды играют значительную роль. Далее базальные среднегалечные конгломераты морской юры были найдены в вершине пади Средней, против устья пади Мистурной. Здесь средне- и мелко-

галечные конгломераты, чередующиеся с прослойками разнозернистых полимиктовых песчаников, залегают трансгрессивно на кристаллических известняках нижнего кембрия. Известняки входят в состав обломочного материала базальных слоев морской юры.

В россыпях базальные конгломераты юры наблюдались в целом ряде пунктов: по левобережью пади Налимьей (бассейн р. Золы), на гребне между р. Золой и падью Мулача, в окрестностях Быстринского поселка, на правом берегу пади Быстрой, на левом гребне пади Лугия — выше прииска, в вершине р. Таловки, на гребне между падями Таловка и Средняя и т. д.

На основе имеющегося материала мы можем говорить о значительных вариациях в стратиграфии базальных горизонтов морской юры. В некоторых случаях (Курочкина падь) они сформированы главным образом песчаниками с подчиненными им прослоями мелкогалечных конгломератов. В других случаях преобладают среднегалечные конгломераты, тогда как прослои песчаников играют подчиненную роль. Наконец, базальные горизонты морской юры местами (Котиха) представлены грубыми конгломератами, приближающимися по типу к фангломератам. Прослои песчаников играют совершенно ничтожную роль. Весьма характерным является повсеместно наблюдающийся факт присутствия местных более древних пород, служащих непосредственным фундаментом юрских отложений, в составе гальки и более мелкого обломочного материала базальных слоев юры.

Значительно меньше наблюдений имеется над изменениями вышележащих стратиграфических частей разреза юрских отложений. Плохая обнаженность не дала оснований для определенных заключений по этому вопросу. Можно лишь предполагать, что глинистые сланцы и аргиллиты играют меньшую роль на юго-западе района в бассейне р. Золы, чем в остальных участках, в частности на р. Кулинде и, возможно, по пади Средней. Состав песчаников верхней части разреза морской, их внешний вид по всему району совершенно одинаков.

И. Е. Худяев (1931) определяет возраст горизонта 3-го нижнего разреза по пади Б. Кулинда как нижнюю часть ааленского яруса средней юры (J_2 Aall). Вышележащие породы относятся тем же геологом к байосскому и батскому ярусам средней юры.

Худяев, изучая разрез по Б. Кулинде, допустил несколько ошибок. Самая главная из них — это отнесение к юре немых песчаников и кремнистых сланцев (предполагаемый нами карбон), развитых в устье пади Б. Кулинды. Было пропущено превосходное обнажение, иллюстрирующее трансгрессивное налегание юрских отложений на кремнистые сланцы карбона, не были замечены базальные конгломераты юры с галькой подстилающих пород. Второй ошибкой, вытекающей из первой, было помещение тех же базальных конгломератов юры, выходящих в вершине пади Кулинды и заключающих многочисленную гальку варисцийских (?) гранитов, развитых здесь же, в верхнюю часть разреза юры. В вершине пади Б. Кулинды, по Худяеву, «в песчано-глинистых породах с рассеянными гальками и прослоями галек имеется прослой с многочисленными остатками устриц и других Pelecypoda: Ostrea explanata Goldf., Ostrea cf. fusciacensis M. Lissa, Ostrea sp. indet., Exogyra lingulata Waltton., Perma isognomoides Stahl., var. 1, 2, 3, 4, 5, Cyprina aff. loweana Morris and Lycett» (1931, 630).

Эта фауна, по мнению Худяева, определяет верхнебайосский и батский возраст отложений. Между тем, по нашим наблюдениям, в самой вершине пади Б. Кулинды выходят, так же как при устье, базальные слои морской юры, залегающие трансгрессивно на пестроцветных «уровских» варисцийских (?) гранитах. Фауна пелеципод, определенных Худяевым, в данном случае, по всей вероятности, не имеет никакого руководящего значения в смысле точного определения отдельных горизонтов и ярусов юры.

Предшественники Худяева также весьма произвольно толковали разрез морской юры, помещая базальные конгломераты в самую верхнюю часть разреза и относя их то к верхней юре — нижнему мелу (J_3 — Cr_1), то даже

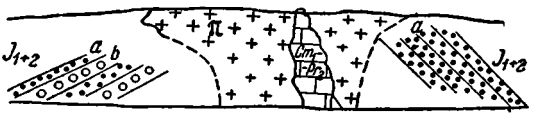
к карбону. Последнее замечание относится к базальным конгломератам морской юры, развитых на Котихе. Между тем, мы видели выше, что эти конгломераты, как это типично и для остальных пунктов района, лежат трансгрессивно на породах с визейской фауной и содержат гальку визейских пород.

Подводя итоги сказанному, мы можем отметить, что толща морских мезозойских отложений на р. Кулинде содержит фауну только средней юры. Здесь нет никаких оснований допускать мощное развитие лейаса, подобно тому, как это отмечается Худяевым для других районов Восточного Забайкалья (Онон). Возможно, что лейасу соответствуют только самые нижние горизонты конгломератов, залегающих непосредственно на более древних породах. Толщу юрских отложений мы относим к нижней и средней юре, отмечая большую условность наличия лейаса в нашем районе.

Заканчивая главу о стратиграфии морской юры, мы должны отметить, что отложения этого возраста, лежащие трансгрессивно на разнообразных более древних породах и заключающие гальку местных подстилающих пород, относились М. М. Тетяевым к комплексу «аллохтонной морской юры» Восточного Забайкалья.

X. ЭФФУЗИВНАЯ ФОРМАЦИЯ ПОРФИРИТОВ (J_3)

Порфириты широко распространены в районе. Они залегают, главным образом, в виде деек, секущих породы различного возраста от нижнего кембрия до морской юры включительно. В некоторых участках районов в мульдах синклиналов морской юры, как это мы увидим ниже, а иногда вне их, порфириты занимают очень обширные площади, исчисляемые десятками квадратных километров. Для этих участков развития порфиритов мы можем предполагать эффузивно-покровный характер залегания на подстилающих породах. В некоторых случаях покровный характер залегания удается наблюдать непосредственно. Например, это видно в вершине пади Средней (фиг. 26). Здесь выходят базальные горизонты морской юры, смятые в простую антиклинальную складку. Ядро антиклинала сложено кристаллическими известняками, относящимися, повидимому, к нижнему кембрию. Известняки кембрия и конгломераты юры прорваны дейком, сложенным порфиритовой эруптивной брекчией. В верхней части обнажения порфириты залегают покровно на юрских отложениях.



Фиг. 26. Падь Средняя. Правый берег. Взаимоотношения верхнеюрских порфиритов (π), известняков (Cm_1 — Pr_2) и морской юры (J^{1+2}).

a — песчаник, *b* — конгломерат с обломками известняков (Cm_1—Pr_2).

Порфириты распространены, главным образом, в центральной и юго-западной частях планшета. На севере, в пределах области развития ушумунской свиты, порфириты встречаются крайне редко. Их почти нет также на востоке и юго-востоке планшета, в области распространения пород нижнего кембрия, древних гранито-гнейсов и крупного массива варисцийских (?) гранитов.

Разнообразие в условиях залегания и, следовательно, в условиях образования порфиритов, в большинстве случаев претерпевших сильные вторичные изменения, обусловило крайнее разнообразие их структурных особенностей. Многочисленные разновидности порфиритов представляют значительное разнообразие и в отношении их кислотности: на ряду с кварцевыми порфиритами, приближающимися, судя по минералогическому составу, к семейству дацитов, встречаются более основные разности вплоть до диабазовых порфиритов.

По минералогическому составу и структурным особенностям среди порфиритов можно различать:

1. Диорит-порфириты.
2. Эвпорфировые порфириты:
   а) авгитовые,
   б) роговообманковые,
   в) кварцевые.
3. Афировые порфириты (диабазовые порфириты).
4. Туфолавы и туфобрекчии порфиритов.

1. Диорит-порфириты

1. Диорит-порфириты представляют собой зеленовато-серые, серые или серовато-зеленые породы с массивной текстурой и с весьма многочисленными фенокристами роговой обманки и плагиоклаза, размером до 0.7 — 1 см. В более или менее значительном количестве в них присутствует биотит. Основная мелкозернистая масса этих пород состоит из плагиоклаза и роговой обманки, в меньшем количестве биотита. В качестве акцессорных минералов породы присутствуют: апатит, рудный минерал, редко титанит. Вторичные минералы — хлорит и серицит.

Плагиоклаз фенокрист почти всегда мутноватый или серицитизированный. В редких свежих индивидуумах иногда можно наблюдать явления коррозии, связанные с затеками основной массы внутрь кристалла и образованием по периферии последнего червевидных вростков основной массы. В большинстве случаев, однако, плагиоклаз фенокрист идиоморфен. Он обладает отчетливо выраженным двойниковым строением. Зонарность наблюдается редко. Состав плагиоклаза фенокрист приведен в табл. 21.

Таблица 21

Константы плагиоклаза

№ обр.	Координаты двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержание анортита
	Np	Nm	Ng			
511	67 зона	30 направл.	73 угол угас.	90	карлсбадский	33
511	(010)	[100]	+20°	—	альбитовый	37
1409	(010)	[100]	16°		»	36
1512а	(010)	[100]	18°		»	38
1512а	(010)	[100]	15°		»	34

Плагиоклаз основной массы образует то удлиненные, то табличатые кристаллы. В наиболее полно раскристаллизованной массе наблюдались кристаллы зонарного строения.

Роговая обманка фенокрист идиоморфна. Нередко она частично или нацело замещена аггрегатами хлорита и карбоната. В некоторых случаях по периферии фенокриста появляется биотит. Роговая обманка обладает светлозеленой окраской, нередко сдвойникована. Оптические свойства роговой обманки:

$$Ng—Np = 0.025;\ C: Ng = 14°;\ 2V = —82°;$$

Окраска по Np — бесцветная, Nm — светлозеленая, Ng — светлозеленая.

Роговая обманка основной массы не отличается по оптическим свойствам от роговой обманки фенокрист и, так же как и последняя, образует идиоморфные кристаллы с хорошо выраженными гранями (110), пересекающимися под углом 124°.

Биотит представлен в фенокристах и основной массе идиоморфными листочками коричневого цвета с плеохроизмом до светложелтого. Листочки сильно хлоритизированы. Акцессорные минералы рассеяны среди основной массы породы и сравнительно редко встречаются в виде включений в фенокристах. Вторичные минералы присутствуют в особенно большом количестве в основной массе породы, причем хлорит образует псевдоморфозы по роговой обманке, серицит развивается по плагиоклазу.

Структура диорит-порфиритов порфировая, основная масса обладает микродиоритовым строением.

Химический анализ диорит-порфирита, взятого на правом берегу р. Листвянки (к Ю от тракта Сретенск — Нерчинский завод), произведенный в химико-аналитической лаборатории ВИМС, дал следующие результаты (табл. 22). Как следует из данных химического анализа, характерной чертой диорит-порфирита является малое содержание полуторной окиси алюминия, что затрудняет определение точного положения его в классификационной таблице Левинсон-Лессинга. Коэффициент кислотности диорит-порфиритов близок к тому, который Левинсон-Лессинг указывает для порфиритов.

По Ниггли, порода может быть отнесена к представителям пелеитовой магмы, хотя по содержанию «*fm*» в формуле она напоминает габбро-диоритовую магму. По кислотности к порфиритам близки андезиты р. Топока Верхне-Амурского края (анализ № 44), отличающиеся главным образом меньшей величиной коэффициента *c/fm* и большим коэффициентом.

№ 12 Таблица 22

	Правый берег р. Листвянки; диорит-порфирит, обр. 239			Правый берег р. Листвянки; диорит-порфирит, обр. 239	
	Вес. %	Мол. ч.		Вес. %	Мол. ч.
SiO_2	59.93	998	K_2O	2.84	30
TiO_2	0.47	5	H_2O-	0.39	—
Al_2O_3	13.25	129	H_2O+	1.90	—
Fe_2O_3	1.93	12	P_2O_5	—	—
FeO	3.08	43	F	нет	—
MgO	6.81	170	Летуч, вещ.	1.08	—
MnO	—	—			
CaO	4.31	77			
Na_2O	3.71	60	Σ	99.70	—

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу

$$3.1\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.1SiO_2;$$

$$\alpha = 2.3;\ R_2O:RO = 1:3.9$$

Магматическая формула по Ниггли

$$Si_{187.2}\ al_{24.2}\ fm_{44.4}$$

$$c_{14.5}\ alk_{16.9}$$

$$k = 0.33;\ m = 0.72;\ c/fm = 0.32$$

2. Эвпорфировые порфириты

а) Авгитовые порфириты

Встречены по пади Средней и Урюмканской. Они имеют отчетливую порфировую структуру; фенокристы представлены довольно крупными кристаллами роговой обманки, пироксена и, реже, плагиоклаза. Основная масса со-

стоит преимущественно из плагиоклаза и бурого, сильно хлоритизированного базиса. Из акцессорных минералов присутствуют рудный минерал и апатит.

Пироксен представлен сильно измененными, хлоритизированными и замещенными карбонатом идиоморфными бесцветными кристаллами, трудно определимыми вследствие обилия в них продуктов разрушения. В небольшом количестве пироксен встречается и в основной массе породы, где он также замещен большей частью аггрегатами бурого листоватого минерала, сходного с иддингситом. Роговая обманка в фенокристах представлена большей частью идиоморфными кристаллами светлозеленого цвета. Оптические свойства ее приведены в табл. 23.

Таблица 23

Обр.	Ng—Np	2V	C:Ng	Np	Окраска	
					Nm	Ng
669	0.017	—81°	18°	бесцветный	светлозеленый	светлозеленый

Кристаллы роговой обманки частично оплавлены, нередко окружены опацитовой каймой. Кроме опацитизации, наблюдается также разложение роговой обманки с превращением ее в аггрегат листочков светлозеленого хлорита и крупных зерен карбоната.

Плагиоклаз представлен табличатыми или резко удлиненными кристаллами, часто оплавленными, с закругленными краями; обычны полисинтетические двойники.

Таблица 24

Обр.	Зона	Направление	Угол угасания	Закон двойникования	№ плагиоклаза
669	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 20°$	альбитовый	38
669	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 25°$	»	47

Основная масса породы состоит из спутанного войлока более или менее крупных, часто скелетных лейст плагиоклаза, нередко мутноватых, и большого количества листочков хлорита, карбоната и бурой аморфной массы, образующей базис породы. В более или менее значительном количестве присутствуют рудный минерал и пироксен, замещенный иддингситом.

Структура авгитовых порфиритов порфировая; основная масса интерсертальная или гиалопилитовая; в некоторых образцах наблюдается типичная трахитовая структура.

б) Роговообманковые порфириты

Роговообманковые порфириты представляют на ряду с туфобрекчиями одну из наиболее распространенных разновидностей порфиритов. Преимущественным развитием они пользуются в районе рр. Средней и Быстрой.

Роговообманковые порфириты обладают зеленовато-серым, серым или серовато-зеленым цветом и массивной текстурой. По минералогическому составу они близки к диорит-порфиритам, но отличаются от последних структурными особенностями. Фенокристы роговообманковых порфиритов представлены роговой обманкой, плагиоклазом и биотитом. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, вторичных минералов (хлорита и серицита) и бурого аморфного базиса. Акцессорные минералы — апатит и магнетит.

Количественное соотношение между минералами, входящими в состав фенокрист, варьирует в значительных пределах. Наблюдаются разно-

видности, в которых плагиоклаз и биотит присутствуют в очень небольшом количестве или отсутствуют совершенно. С другой стороны, отмечены породы, в которых плагиоклаз количественно не уступает роговой обманке и содержится много биотита. Также варьируют и соотношения между фенокристами и основной массой, хотя, в отличие от диорит-порфиритов, в роговообманковых порфиритах фенокрист обычно несколько меньше, чем основной массы.

Роговая обманка фенокрист идиоморфная, светлозеленая с оптическими свойствами, которые могут быть иллюстрированы следующей таблицей:

Таблица 25

Образец	Ng—Np	2V	C : Ng	Окраска		
				Np	Nm	Ng
511	0.018	—85°	21°	светложелтая	желтовато-зеленая	светлозеленая

Роговая обманка часто хлоритизирована; по периферии нередко окружена тонкой опацитовой каймой. В некоторых образцах можно наблюдать зонарное строение кристаллов роговой обманки: отчетливо выделяется темноокрашенная центральная часть зерна и внешняя часть — более светлая. Обе зоны иногда гаснут неодновременно. Наблюдаются двойники и тройники. Плагиоклаз фенокрист почти всегда мутноватый и серицитизированный. Он образует удлиненные или табличатые оплавленные кристаллы, представленные полисинтетическими двойниками.

Состав плагиоклаза виден из табл. 26.

Таблица 26

Обр.	Зона	Направление	Погасание	Закон	№ плагиоклаза
405а	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 17°$	альбитовый	35
511	(010)	[100]	центральная часть: $\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 25°$;	»	47
			периферическая зона $\varepsilon = 0°$	»	21
511	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 23°$	»	43

В основной массе плагиоклаз образует многочисленные мелкие лейсты или табличатые кристаллы, состав которых, определенный зонарным методом, отвечает андезину № 28; в зоне ⊥ (010), по направлению (100) для него определено погасание + 20°.

Биотит представлен в фенокристах идиоморфными листочками, сильно хлоритизированными, иногда окруженными опацитовой каймой. Окраска биотита по Ng — коричневая, по Np — светложелтая.

Вторичные минералы — хлорит и серицит — образуют многочисленные чешуйки в основной массе породы и внутри фенокрист. Хлорит развивается по темноцветным минералам, серицит — по плагиоклазу.

Структура роговообманковых порфиритов порфировая; основная масса, так же как и в авгитовых порфиритах, в зависимости от соотношений хлоритизированного базиса и кристаллов плагиоклаза, то интерсертальная, то гиалопилитовая.

Химический состав роговообманковых порфиритов, по данным химико-аналитической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР, следующий:

№ 13 Таблица 27

	Верховья р. Ильдикан, роговообманковый порфирит, обр. 311			Верховья р. Ильдикан, роговообманковый порфирит, обр. 311	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
SiO_2	57.14	452	Na_2O	3.31	53
TiO_2	0.70	9	K_2O	3.34	35
Al_2O_3	13.73	134	H_2O-	0.20	—
Fe_2O_3	1.72	11	H_2O+	2.11	—
FeO	4.26	60	P_2O_5	0.23	—
MgO	7.61	190	CO_2	0.63	—
MnO	0.23	3			
CaO	4.82	68	Σ	100.03	—

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$2.9 = \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.7\ SiO_2;$$

$$\alpha = 2.2;\ R_2O : RO = 1 : 3.7$$

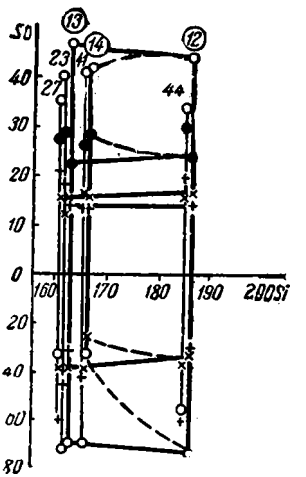
Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{163.3}\ al_{23.0}\ fm_{47.2}$$

$$c_{14.7}\ aln_{15.1}$$

$$k = 0.39;\ m = 0.68;\ c/fm = 0.31$$

Как следует из данных химического анализа, роговообманковые порфириты хотя и отличаются от описанных выше диорит-порфиритов, тем не менее и для них, как и для последних, характерно малое содержание полуторных окислов, очень большое содержание окиси магния и закисного железа и относительно малое содержание кальция. Эти особенности состава и отличают роговообманковые порфириты от близких к ним по кислотности андезито-базальтов Торейского и Борзинского озер (анализ № 23) и трахидолеритов Приаргунья (анализ № 27), так же как и от авгитовых порфиритов Верхне-Амурского района (анализ № 41). Соответствующие данные помещены на фиг. 27.



Фиг. 27. Диаграмма (по Ниггли) химического состава порфиритов Газимурского района и близких к ним по кислотности пород других районов.

● — al; ○ — fm (вверху), *m* (внизу); + — *c* (вверху), *c/fm* (внизу); x — alk (вверху), *k* (внизу)

в) Кварцевые порфириты

Кварцевые порфириты встречены по левому берегу р. Лугии. Они отличаются от роговообманковых порфиритов присутствием среди фенокрист редких кристаллов оплавленного и корродированного кварца и небольшим содержанием кварца в основной массе породы. В остальном их состав и структура сходны с описанными для роговообманковых порфиритов.

3. Афировые порфириты

Эти породы развиты в окрестностях пос. Солонечного, по пади Средней и в верховьях р. Золы. Это — массивные породы зеленовато-серого цвета, лишенные фенокрист. В районе пос. Солонечного наблюдаются переходы

их в миндалекаменные разности с овальными пустотами, размером до 3 см. в длину, заполненными халцедоном и кварцем. Центральную часть таких пустот часто образуют кристаллы горного хрусталя. Афанитовые порфириты состоят из переплетающихся мелких лейст серицитизированного плагиоклаза, хлоритизированного базиса, небольшого количества листочков биотита и зерен рудного минерала.

Плагиоклаз в этих породах образует мелкие лейсты с тонкими полисинтетическими двойниками. Судя по угасанию в симметричной зоне, состав его отвечает андезину. Биотит представлен мелкими листочками коричневого цвета, выполняющих вместе с светлозеленым хлоритом промежутки между лейстами плагиоклаза. Структура пород афировая, диабазовая.

4. Туфобрекчии порфиритов

Эти породы пользуются наибольшим распространением среди полосы порфиритов, тянущейся от р. Быстрой (ниже Быстринского поселка) на северо-восток. Они широко распространены также в верховьях и по правобережью р. Золы.

Туфобрекчии характеризуются разнообразной окраской: серовато-зеленой, серовато-желтой или лилово-серой. Текстура их массивная, вместе с тем брекчиевидная. Породы содержат большое количество обломков различной величины (от долей сантиметра до нескольких сантиметров в поперечнике), по составу отвечающих роговообманковым или, реже, авгитовым порфиритам. Обломки различной формы, большей частью угловатые, или с закругленными, как бы оплавленными краями, частью более или менее округленно-овальные, напоминающие по форме гальку.

Цементом породы является зеленовато-серая или лилово-серая масса, в состав которой входят фенокристы опацитизированной роговой обманки и серицитизированного плагиоклаза, заключенные в свою очередь, в зеленоватую массу чешуек хлорита, серицита и лейст плагиоклаза. Распределение обломков в цементе туфобрекчии неравномерно. Одни участки породы переполнены крупными обломками, другие мелкими. Одновременно на небольшом сравнительно протяжении наблюдаются обломки, крайне неодинаковые по величине.

Химический состав туфобрекчии порфирита приведен в табл. 28.

Пересчет анализа методом Левинсон-Лессинга показывает на принадлежность породы к семейству порфиритов.

№ 14 Таблица 28

	Правый берег р. Быстрой, туфобрекчия порфирита, обр. 691			Правый берег р. Быстрой, туфобрекчия порфирита, обр. 691	
SiO_2	56.40	940	K_2O	2.04	21
TiO_2	0.59	8	H_2O^-	0.57	—
Al_2O_3	16.66	164	H_2O+	2.03	—
Fe_2O_3	1.71	11	P_2O_5	0.27	—
FeO	5.88	82	Летуч. вещ.	0.44	—
MgO	5.33	133			
MnO	0.05	1			
CaO	4.18	75	Σ	100.18	—
Na_2O	4.03	65			

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$2.1\ \overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 5.4\ SiO_2;$$

$$\alpha = 2.1;\ R_2O : RO = 1 : 3.4.$$

Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{167.2}\ al_{29.2}\ fm_{42.2}\ c_{13.3}\ alk_{15.3}$$
$$k = 0.24;\ m = 0.52;$$
$$c/fm = 0.31.$$

Среди других пород Восточного Забайкалья к ним очень близки, как это видно на диаграмме № 7, авгитовые порфириты Верхне-Амурского района (анализ № 41). Отличием последних является большое содержание в них окиси магния и соответственно большая величина коэффициента m.

* * *

Все разновидности порфиритов слагают дейки, секущие, как мы уже говорили выше, породы как изверженного, так и осадочного происхождения от нижнего кембрия до средней юры включительно. Вместе с тем порфириты входят в состав галек базальных конгломератов тургинской свиты (J_3 — Cr_1). Эти факты позволяют с достаточным основанием относить комплекс порфиритов к верхней юре.

XI. ВЕРХНЕЮРСКИЕ ГРАНИТЫ И ГРАНИТ-ПОРФИРЫ (γ_3)

Граниты и гранит-порфиры верхнеюрского возраста обнаруживают большое разнообразие по окраске, крупности зерна, составу и структуре. Разнообразие в их составе и структурных особенностях стоит, повидимому, в связи с неглубоким эрозионным срезом молодых интрузий, уничтожившим лишь апикальные части массивов. Породы этого возраста распространены в районе правобережья р. Лугии, притока ее Елизаветовки, в районе Ильдикано-Быстринского водораздела, а также по берегам рр. Быстрой и Ильдикан. В районе р. Лугии среди пород гранитной магмы имеются как граниты, так и гранит-порфиры. Площадь, занимаемая интрузивными телами верхнеюрских пород гранитной магмы, сравнительно невелика (несколько десятков квадратных километров).

Граниты района р. Лугии представляют собой мелкозернистые породы розовато-серого цвета, с массивной текстурой. В состав их входят кварц, полевые шпаты, биотит, роговая обманка; акцессорные минералы — ортит, титанит, циркон, магнетит, апатит; вторичные — хлорит, серицит, кальцит, лейкоксен, эпидот. Количественные соотношения главных минералов определяются значительным преобладанием плагиоклаза среди полевых шпатов, составляющих в сумме более 50% всей массы породы. В большом количестве присутствуют зерна кварца и темноцветных минералов. Среди последних преобладает роговая обманка.

Структура породы характеризуется отчетливо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза при неправильной форме зерен роговых обманок и прочих минералов. Бесцветные некрупные зерна кварца неправильной формы занимают интерстиции между кристаллами плагиоклаза. Редкие крупные зерна кварца содержат немногочисленные включения пузырьков жидкостей и газов, изредка группирующихся в тонкие цепочки. Среди этих мельчайших включений попадается турмалин. Калиевый полевой шпат присутствует в виде зерен совершенно прозрачных; так же как и кварц, они обычно заполняют промежутки между идиоморфными кристаллами плагиоклаза, целиком подчиняясь их очертаниям. Изредка зерна калиевого полевого шпата обнаруживают некоторый идиоморфизм в отношении кварца. Иногда в этих зернах можно наблюдать тончайшие вростки альбита, всегда очень немногочисленные. В отдельных зернах можно обнаружить микроклиновую решетку.

Плагиоклаз образует удлиненно-призматические или табличатые кристаллы с тонкими полисинтетическими двойниками; нередко края зерен неровны, извилисты. Обычно он полуразрушен, зеленоват. Продуктом разрушения является серицит, образующий мельчайшие чешуйки

внутри кристаллов плагиоклаза. Более или менее крупные чешуйки серицита нередко располагаются по направлению оси наибольшего удлинения, параллельно плоскостям спайности (010) и реже (001). В некоторых случаях можно наблюдать мелкие включения плагиоклаза в более крупных зернах того же минерала.

Таблица 29

Константы плагиоклаза

№ обр.	Зона	Направление	Угол угасания	Закон двойникование	% содержание анорт.	Примечание
1232′	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 17°$	альбитовый	35	центр зерна
	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 10°$	»	28	зона наибольшей ширины
	(010)	[100]	$\varepsilon = 0°$	»	21	край зерна
1232′	(010)	[100]	$\varepsilon = 0°$	»	21	»

Биотит большей частью образует совершенно свежие светлокоричневые плеохроирующие листочки. В некоторых образцах он замещен светлозеленым хлоритом, ильменитом и лейкоксеном. В этих случаях лишь отдельные, вытянутые параллельно спайности, участки листочков сохраняют характерную для биотита светлокоричневую (с плеохроизмом до желтого) окраску и яркую интерференционную окраску. Форма листочков хлоритизированного биотита обычная, с резко выраженными гранями (001) и изорванными, зазубренными концами. Ильменит и лейкоксен располагаются в виде веретеновидных аггрегатов параллельно спайности биотита. Изредка можно наблюдать замещение биотита железистым эпидотом и кварцем, аггрегаты которых образуют узкие полоски, как и вростки ильменита, располагающиеся параллельно спайности биотита.

Роговая обманка образует по большей части неправильные зерна; редко в них можно наблюдать грани (110). Тонкие трещины спайности следуют этому направлению. Идиоморфизм выражен слабо; в отдельных зернах видна тенденция к пойкилитическому срастанию с кварцем. Отдельные зерна роговой обманки содержат включения мелких октаэдрических или неправильных по форме кристаллов магнетита, циркона и апатита. Нередко роговая обманка замещена частично хлоритом. В случае среди включений в небольшом количестве появляются ильменит и лейкоксен.

Роговая обманка оптически отрицательна, $2V = -78°$, $Ng - Np = 0.024$; $C : Ng = 24°$. Окраска светлозеленая, со слабо заметным плеохроизмом. Ортит встречается в породе в виде скоплений совершенно свежих зерен и отдельными довольно крупными зернами. В том и в другом случае форма зерен неправильная. Иногда мелкие вростки его можно наблюдать в трещинках, пересекающих зерна калиевого полевого шпата. Ортит трещиноват; спайность очень слабо выражена. Характерен сильный плеохроизм от светложелтого до темного красновато-коричневого; двуосен; оптически положителен.

Титанит присутствует в небольшом количестве. Зерна его то неправильные, то с более или менее отчетливо выраженными гранями; прозрачен, бесцветен, часто мутный, переполненный продуктами разрушения его — аггрегатами лейкоксена. В некоторых случаях в породах наблюдаются тонкие трещинки, заполненные хлоритом, оптические свойства которого неотличимы от свойств описанного выше хлорита. Вблизи таких трещинок в зернах плагиоклаза развиваются аггрегаты мелких зерен кальцита.

В одном из образцов (1231′) присутствует в значительном количестве турмалин, заполняющий промежутки между зернами полевых шпатов и кварца. Он характеризуется сильным плеохроизмом:

Окраска по Np — светлая желтовато-зеленая, Ng — темная зеленовато-коричневая. Окраска неравномерная, пятнистая, то с более отчетливо выраженным коричневым, то зеленым оттенком.

На ряду с гранитами в районе р. Лугии широко распространены, как отмечено выше, гранит-порфиры, по внешнему виду совершенно неотличимые от гранитов. При микроскопическом наблюдении видно, что гранит-порфиры имеют порфировую структуру, причем фенокристы в них представлены довольно крупными (до 2—3 мм в длину) кристаллами плагиоклаза и кварца и значительно более мелкими кристаллами роговой обманки и биотита. Калиевый полевой шпат среди фенокрист встречается редко. Основная масса состоит из мелких зерен кварца и калиевого полевого шпата. Из акцессорных минералов в породах присутствуют апатит, магнетит; из вторичных — серицит и хлорит.

Плагиоклаз фенокрист образует резко удлиненные, реже табличатые кристаллы, иногда с округленными, несколько оплавленными контурами. В них наблюдаются включения идиоморфных зерен роговой обманки и листочков биотита. Полисинтетические двойники видны обычно отчетливо. Вторичные изменения, незначительные, характеризуются развитием тонких чешуек серицита.

Таблица 30

Константы плагиоклаза

№ обр.	Зона	Направление	Угол угасания	Закон двойникования	% содержание анортита
1233′	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 12°$	альбитовый	26
1233′	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 12°$	⊥ [100] / (010)	30
1234′	(010)	[100]	$\varepsilon = 8°$	альбитовый	27

Кварц в фенокристах представлен зернами либо округлыми, либо неправильными, но и в последнем случае с закругленными, оплавленными контурами. В зернах кварца также наблюдаются включения мелких кристаллов роговой обманки и биотита. Калиевый полевой шпат, встреченный в виде крупных, очень немногочисленных кристаллов среди фенокрист одного из образцов гранит-порфира, представлен микроклин-пертитом. Биотит образует довольно многочисленные листочки, то включенные в зернах плагиоклаза, то располагающиеся среди основной массы породы в виде фенокрист. Окраска его коричневая. Наблюдается резкий плеохроизм обычного типа. Роговая обманка представлена преимущественно идиоморфными светлозелеными кристаллами с гранями (110) и (100), образующими многочисленные мелкие фенокристы в породе. Реже встречаются зерна с неправильными очертаниями, пойкилитически срастающиеся с зернами кварца и калиевого полевого шпата основной массы. Оптические свойства ее приведены в табл. 31.

Таблица 31

№ обр.	Окраска			2V	C : Ng	Ng—Np
	Ng	Nm	Np			
1233	светло-желтая	зелено-желтая	зеленая	—65°	24°	0.027

Кварц и калиевый полевой шпат основной массы представлены очень мелкими зернами неправильной формы, имеющими извилистые очертания.

Структура гранит-порфиров, как отмечено, порфировая; основной массы — микрогранитная. Количественные соотношения между основной массой и фенокристами варьируют в довольно значительных пределах. В большинстве случаев порфировые выделения преобладают. Наблюдаются все переходы к гранитам через разновидности, в которых основная масса сложена крупнозернистыми аггрегатами кварца и калиевого полевого шпата. Значительно реже встречаются гранит-порфиры, в которых количество основной массы становится настолько значительным, что породы приближаются к кварцевым порфирам. Состав фенокрист при этом остается неизмененным.

Химический состав гранит-порфира, взятого на правом берегу пади Елизаветовки (правый приток р. Лугии), приведен в табл. 32.

№ 15 Таблица 32

	Правый берег р. Елизаветовки, гранит-порфир, биотит роговообманковый, обр. 1295′			Правый берег р. Елизаветовки, гранит-порфир, биотит роговообманковый, обр. 1295′	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
SiO_2	68.71	1145	K_2O	4.04	43
TiO_2	0.44	5	H_2O^-	0.22	—
Al_2O_3	14.57	145	H_2O^+	0.68	—
Fe_2O_3	1.27	8	P_2O_5	0.17	—
FeO	1.49	21	Летуч. вещ.	0.00	—
MgO	1.97	50			
MnO	0.05	1			
CaO	2.60	46	Σ	100.07	—
Na_2O	4.19	68			

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$1.5\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.6\ SiO_2;$$

$$a = 3.4;\ R_2O : RO = 1 : 1.1.$$

Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{295.9}\ al_{36.9}\ fm_{22.5}\ c_{11.9}\ alk_{28.7}$$

$$k = 0.39;\ m = 0.57;\ c/fm = 0.53.$$

Данные пересчета анализа методом Ф. Ю. Левинсон-Лессинга показывают, что породу следует отнести к группе адамеллитов, для которых характерна следующая формула: $1.25\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.77\ SiO_2$; $a = 3.36$; $R_2O : RO = 1 : 1.6$.

По классификации Ниггли лугиинский гранит-порфир может быть отнесен к представителям нормальногранитной магмы.

По химическому составу лугиинские гранит-порфиры очень сходны, как это видно на диаграмме № 8, с варисцийскими (?) гранитами, именно с гранитом, представленным анализом № 7. Отличительной чертой лугиинского гранит-порфира в сравнении с варисцийскими является большое содержание полуторной окиси алюминия и меньшее содержание фемических компонентов. Это сопоставление представляет большой интерес, поскольку в данном случае можно достаточно уверенно говорить о химической близости двух совершенно различных по возрасту представителей семейства гранитов. Сходство с лугиинскими гранит-порфирами среди

пород Восточного Забайкалья обнаруживают гранодиориты Куралги (их анализ № 10 представлен на фиг. 3).

В районе рр. Быстрой и Ильдикана верхнеюрские граниты образуют довольно значительный по размерам массив и менее значительный на правом берегу р. Быстрой. В строении этих массивов, многочисленные апофизы которых в виде небольших жил и штоков внедряются в окружающие породы, принимают участие разнообразные гранит-порфиры, переходящие в разновидности, близкие к кварцевым порфирам, и в меньшей степени граниты. По составу темноцветных компонентов среди гранитов можно различать биотитовые и биотит-роговообманковые.

а) Биотитовые граниты

Биотитовые граниты встречены в апофизах гранитного массива по правому берегу р. Ильдикан, близ пос. Ильдиканского. Биотитовые граниты представляют собой серовато-желтого цвета крупнозернистые породы с наклонностью к порфировидному строению, благодаря наличию в некоторых случаях довольно крупных выделений микроклин-пертита.

В состав их входят кварц, микроклин-пертит, плагиоклаз и биотит; акцессорные минералы — циркон, магнетит, титанит, ильменит; вторичные — серицит, хлорит, мусковит, гидроокись железа.

Количественные соотношения между главными минералами, входящими в состав породы, характеризуются значительным содержанием кварца (более 50%), преобладанием плагиоклаза среди полевых шпатов и малым содержанием биотита.

Кварц образует крупные прозрачные зерна неправильных очертаний, иногда образующие пегматитовые вростки в полевых шпатах. Микроклин-пертит представлен сравнительно немногочисленными помутневшими зернами, содержащими обильные веретеновидные вростки альбита. Плагиоклазу принадлежат крупные неправильные зерна с неясно различимыми полисинтетическими двойниками. Состав плагиоклаза характеризуется следующими данными, определяющими его как альбит (табл. 33).

Таблица 33

№ обр.	Координаты двойниковой оси			2V	Закон	% содержание анортита	Примечание
	Np	Nm	Ng				
3021′	84	14	78	—82°	карлсбадский	5	⊥Np=—16°
3000а	—	—	—	—	—	5	

Часто зерна альбита бывают переполнены мелкими зернышками кварца и чешуйками серицита. Немногочисленные небольшие удлиненно-призматические зерна плагиоклаза, идиоморфные в отношении крупных зерен альбита, представлены олигоклазом. Для этих зерен олигоклаза определен состав, приведенный в табл. 34.

Таблица 34

№ обр.	Координаты двойниковой оси			Закон двойникования	% содержание анортита
	Np	Nm	Ng		
3011′	25	65	90	(100)	21
3000′	20	70	90	карлсбадский	21

Биотит присутствует в виде крупных листочков светлокоричневого цвета. Местами он содержит мелкие включения апатита и магнетита. Реже биотит образует аггрегаты мелких листочков, обнаруживающих переплетенную структуру. Биотит нередко замещен светлозеленым хлоритом.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, местами переходящая в микропегматическую.

Химический состав биотитовых гранитов приведен в табл. 35.

№ 16 Таблица 35

	Правый берег р. Ильдикан, биотитовый гранит, обр. 3000			Правый берег р. Ильдикан, биотитовый гранит, обр. 3000	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
SiO_2	73.39	1223	K_2O	1.83	19
TiO_2	0.34	4	H_2O^-	0.30	—
Al_2O_3	14.25	139	H_2O+	0.50	—
Fe_2O_3	0.55	3	P_2O_5	0.08	—
FeO	1.36	19	Летуч. вещ.	0.38	—
MgO	0.64	16			
MnO	0.06	1			
CaO	1.59	29	Σ	100.36	—
Na_2O	5.09	82			

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$1.2\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.6\ SiO_2;$$

$$a = 4.0;$$

$$R_2O : RO = 1.5 : 1.$$

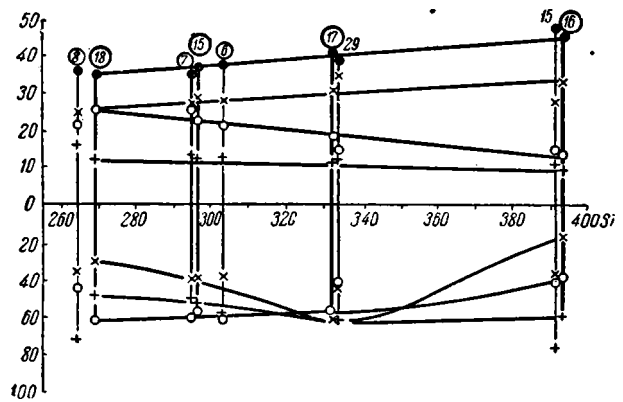
Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{393.2}\ al_{44.7}\ fm_{13.4}\ c_{9.4}\ alk_{32.5}$$

$$k = 0.18;\ m = 0.39;\ c/fm = 0.61$$

По классификации Левинсон-Лессинга биотитовый гранит с р. Ильдикан следует относить к типичным гранитам, формула которых: $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.7\ SiO_2$; $a = 3.91$; $R_2O : RO = 1.7 : 1$.

По Ниггли, биотитовый гранит ближе всего напоминает представителей нормально-гранитной магмы, от которых он резко отличается очень малым содержанием окиси кальция и соответственно низким коэффициентом k.



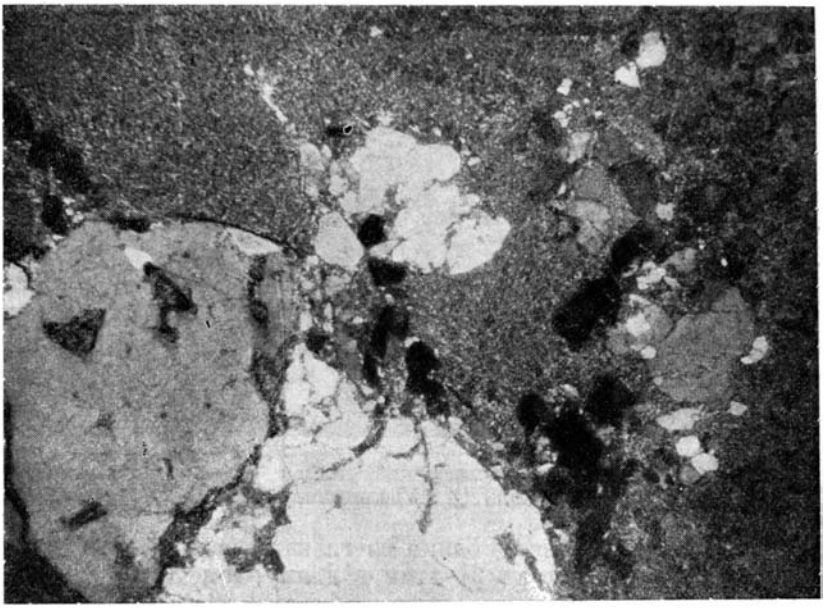
Фиг. 28. Диаграмма (по Ниггли) химического состава юрских гранитов Газимурского района и близких к ним по кислотности гранитов Восточного Забайкалья.

● — al; ○ — fm (вверху), m (внизу); + — c (вверху), c/fm (внизу); x — alk (вверху), k (внизу)

Среди пород Газимурского и других районов Восточного Забайкалья этот гранит резко выделяется той же особенностью; это хорошо видно на фиг. 28 при сравнении с близким по содержанию кремнезема порфировидным гранитом Хамары (анализ № 15).

б) Биотит-роговообманковые граниты и гранит-порфиры

Биотит-роговообманковые граниты и гранит-порфиры, связанные между собой теснейшими переходами, преобладают среди массивов района р. Быстрой. Те и другие представляют мелко- и среднезернистые породы, большей частью порфировидные или с типичной порфировой структурой. Среди них встречаются породы зеленовато-серого, серовато-желтого или розовато-желтого, а также и розовато-серого цвета. По количественно-минералогическому составу они также разнообразны. С одной стороны, имеются разновидности, богатые кварцем, характеризующиеся преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, с другой — разновидности более бедные кварцем и калиевым полевым шпатом.



Фиг. 29. Юрский конгломерат ороговикованный. Контакт морской юры и мезозойского гранита на р. Ильдикан. Николи ⊥. Увеличение 10.

Структура пород варьирует от гипидиоморфнозернистой, частью порфировидной, до типично порфировой, характерной для гранит-порфиров. Разновидности последнего пользуются наибольшим распространением.

В биотит-роговообманковых гранитах и гранит-порфирах присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит и роговая обманка; акцессорные минералы — апатит, титанит, магнетит, ильменит; вторичные — хлорит, серицит. В разновидностях с порфировой структурой фенокристы представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом и роговой обманкой (фиг. 30). Сравнительно редко в фенокристах встречается калиевый полевой шпат. Основная масса в этих породах состоит из кварца и калиевого полевого шпата.

Кварц фенокрист представлен оплавленными и корродированными зернами, бесцветными, прозрачными, довольно крупными (до 3—4 мм в поперечнике). Часто он содержит включения мелких кристаллов биотита и роговой обманки. В основной массе кварц присутствует в виде мелких зерен неправильными извилистыми очертаниями. Калиевый полевой шпат содержит немногочисленные веретенообразные вростки альбита, располагающиеся в общем взаимно-параллельно. В основной массе его зерна мелкие, лишенные вростков альбита. Угасание калиевого полевого шпата (001) $Nm = 16°$, что определяет его как микроклин. Плагиоклаз с более

или менее идиоморфными, иногда несколько оплавленными контурами и довольно многочисленными включениями роговой обманки и биотита, по большей части совершенно свежий. Серицитизированные или каолинизированные зерна его наблюдаются в очень немногих образцах. Нередко плагиоклаз имеет отчетливо выраженное зонарное строение; обычно он сдвойникован в полисинтетические двойники. В основной массе он встре-

Фиг. 30. Гранит-порфир послеюрский. Район Быстрой — Ильдикана. Николи ⊥. Увеличение 10.

чается очень редко и является одним из главных компонентов фенокрист. Зерна плагиоклаза достигают 3—4 мм в длину, в некоторых случаях — 0.7—0.9 см.

Состав плагиоклаза можно иллюстрировать следующими данными (табл. 36).

Таблица 36

Константы плагиоклаза

№ обр.	Константы двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержание анортита	Примечание
	Np	Nm	Ng				
354	90°	85°	15°	—72°	альбитовый	31	—
513	87°	72°	18°	—	—	34	—
353	65°	32°	70°	—86°	карлсбадский	36	В зоне (010) максимальное погасание в центре зерна = —13°, № 35; на краю = —9°, № 28. Переход постепенный
248	90°	4	86°	—84°	карлсбадский	22	

Биотит в фенокристах присутствует в форме листочков различного размера, большей частью совершенно свежих, реже хлоритизированных.

Он обладает светлокоричневой окраской и обычным плеохроизмом со схемой абсорбции Ng > Np.

Роговая обманка большей частью идиоморфная, с хорошо развитыми плоскостями (110) и спайностью по призме под углом 124°. Иногда зерна ее пойкилитически срастаются с листочками биотита. Оптические свойства роговой обманки характеризуются следующими особенностями: Ng — Np = 0.027; C : Ng = 18°; 2V = 76.5°. Окраска по Np — бесцветная, Nm — светлозеленая, Ng — зеленая.

Структура основной массы, в состав которой входят кварц и калиевый полевой шпат, микрогранитная, характеризуется то более крупно-, то микрозернистым строением.

Совершенно тем же минералогическим составом, как описанные выше гранит-порфиры, обладают граниты, связаные с гранит-порфирами постепенными переходами и играющие совершенно подчиненную роль в Быстринско-Ильдинанском районе. Граниты существенно отличаются от гранит-порфиров гипидиоморфнозернистой структурой.

Химический состав пород описанной выше группы приведен в табл. 37.

Таблица 37

	№ 17		№ 18	
	Правый берег р. Ильдикан, гранит-порфир, биотит-рогово-обманковый обр. 355		Правый берег р. Быстрой гранит-порфир, биотит-роговообманковый, обр. 504	
	вес. %	мол. ч.	вес. %	мол. ч.
SiO_2	70.30	1171	67.22	1120
TiO_2	0.34	4	0.49	6
Al_2O_3	14.49	142	15.22	149
Fe_2O_3	0.67	4	0.96	6
FeO	1.47	20	2.15	65
MgO	0.51	37	2.61	0
MnO	0.01	0	0.01	53
CaO	2.25	40	2.96	74
Na_2O	2.51	40	4.58	34
K_2O	6.25	66	3.24	—
H_2O-	0.27	—	0.19	—
H_2O+	0.34	—	0.56	—
P_2O_5	0.09	—	0.12	—
Летуч. вещ.	0.17	—	0.00	—
Σ	100.67	—	100.31	—

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

17) $1.4\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.1\ SiO_2$; 18) $1.6\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.3\ SiO_2$;

$a = 3.6$; $a = 3.1$;

$R_2O : RO = 1.1 : 1$ $R_2O : RO = 1 : 1.4$

Магматическая формула по Ниггли:

17) $Si_{331.7}\ al_{40.2}\ fm_{18.4}\ c_{11.3}\ alk_{30.1}$; 17) $k = 0.62$; $m = 0.57$; $c/fm = 0.61$

18) $Si_{268.6}\ al_{35.7}\ fm_{25.6}\ c_{12.7}\ alk_{25.9}$;

18) $k = 0.31$; $m = 0.61$; $c/fm = 0.50$

Данные пересчета показывают, что обр. 355 по классификации Левинсон-Лессинга относится к типу, промежуточному между гранитами и адамел-

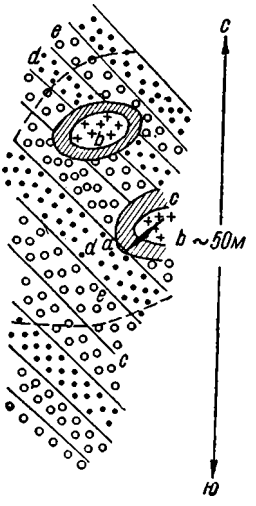
литами, обр. 504 — к адамеллитам. По Ниггли, обр. 355 может рассматриваться как представитель еземитовогранитной магмы. Характерными особенностями обр. 355 являются низкое содержание окиси кальция в сравнении с железомагнезиальными компонентами породы и высокое содержание окиси магния. Обр. 504, по Ниггли, относится к представителям гранодиоритной магмы.

Среди гранитов Восточного Забайкалья и верховий Амура наиболее близким к обр. 355 по химическому составу является гранит из верховий рр. Бургали в Верхне-Амурском крае (анализ № 29). Гранит-порфир с р. Ильдикан, как это видно на фиг. 28, отличается от него меньшим содержанием щелочей, железо-магнезиальных компонентов и окиси кальция, а также меньшим содержанием окиси калия в составе щелочей.

Гранит-порфир обр. 504 сходен с варисцийским (?) гранитом р. Листвянки (анализ № 7). От последнего он отличается большим содержанием железо-магнезиальных компонентов в формуле Ниггли и меньшим отношением c/fm. Так же как и для лугиинских гранитов, можно отметить близость химического состава гранитов различного возраста.

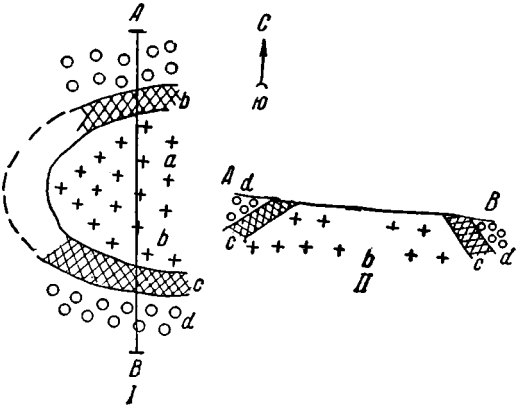
в) Контакты верхнеюрской интрузии с вмещающими породами

Контакты верхнеюрской интрузии с вмещающими породами характеризуются значительным разнообразием. Можно выделить три группы контактов: а) контакты с юрскими песчано-глинистыми отложениями, б) контакты с верхнеюрскими порфиритами, в) контакты с известняками нижнего кембрия-протерозоя.



Фиг. 31. Правый берег пади Ильдикан около пос. Ильдиканского. Контакт верхнеюрских гранитов с отложениями морской юры (в плане).

a — лампрофир, *b* — верхнеюрский гранит, *c* — роговик, морская юра, *d* — песчаник, морская юра, *e* — конгломерат (J_{1+2}). Пунктиром обозначена граница зоны, в которой прослеживается слабое ороговикование конгломерата.



Фиг. 32. Деталь к фиг. 31.

Обозначения те же; *I* — план, *II* — разрез по линии *AB*.

а) Контакты с юрскими (J_{1+2}) песчано-глинистыми отложениями характеризуются перекристаллизацией песчаников, глинистых сланцев и конгломератов и превращением их в породы роговикового облика. В районе р. Ильдикан, по правому ее берегу, контакты биотитовых гранитов из апофиз Ильдикано-Быстринского гранитного массива были вскрыты канавами. Контакт гранитов с морской юрой здесь виден на гребне, опускающемся с С к дороге у верхнего конца пос. Ильдиканского. По этому гребню морской юры, (фиг. 31 и 32) на протяжении около 700 м (от дороги на С) тянутся скалы, сложенные конгломератами, в состав которых входят хорошо окатанная галька варисцийских (?) гранитов, аплитов, черных,

зеленоватых и серых кремнистых сланцев, размером от долей сантиметра до 10—15 см в поперечнике. В южной части гребня в конгломератах имеются прослои песчаника, мощностью 5—6 м, количество которых к С увеличивается.

В расстоянии 100—150 м от дороги среди конгломератов располагаются два небольших выхода розовато-желтых порфировидных биотитовых гранитов. Размер выходов гранита 1.5×2.5 и 3×6 м. Близ южного выхода гранита конгломерат на протяжении 0.2 —0.3 м от контакта превращен в плотный роговик серовато-зеленого цвета, в котором отдельные гальки макроскопически с трудом различимы (фиг. 29). В некотором удалении от контакта конгломерат приобретает облик, близкий к нормальному. Небольшой прослой песчаника в конгломератах претерпевает такие же изменения. К З от выхода гранита слабое ороговикование конгломерата и песчаника можно проследить еще на протяжении 10—15 м. Среди гранитов южного выхода имеется небольшая жила спессартита мощностью 0.4 м.

Северный выход гранита характеризуется аналогичными изменениями вмещающих пород. Изучение под микроскопом серовато-зеленого роговика, взятого близ контакта с гранитом, показывает, что роговик состоит преимущественно из зерен кварца и чешуек серицита. Зерна кварца с неровными, очень причудливыми очертаниями, крайне разнообразны по размерам. Они как бы плавают среди преимущественно серицитовой «основной массы» роговика; в отдельных участках породы, где они образуют скопления, зерна кварца зубчато срастаются друг с другом.

В состав основной массы роговика, кроме серицита, входят в более или менее значительном количестве хлорит, немногочисленные крупные листочки мусковита, мелкие свежие листочки плеохроирующего коричневого биотита, а также зерна турмалина. Последний образует зерна и аггрегаты, имеющие крайне извилистые, причудливые очертания. Окраска турмалина зеленая, местами голубовато-зеленая. Плеохроизм характеризуется схемой абсорбции $Ng > Np$, причем по Np наблюдается для отдельных кристаллов полное отсутствие окраски.

Вследствие неравномерного распределения серицита и хлорита в основной массе роговика она имеет пятнистый характер. В отдельных участках наблюдается замещение хлорито-серицитовой массы аггрегатами свежего мелколистоватого коричневого биотита, На ряду с таким биотитом в отдельных участках породы попадаются очень крупные листочки биотита, сильно разрушенного, мутного, замещенного землистой массой каолинита и лимонита. Эти крупные листочки по большей части заключены между крупными зернами кварца. Они представляют собой остатки биотита, входившего в состав обломков гранита, что можно установить, изучая под микроскопом последовательные изменения конгломератов. В большом удалении от контакта можно наблюдать менее значительные изменения конгломератов и песчаников, связанные с появлением в их цементе обильных чешуек серицита и хлорита.

Явления ороговикования юрских песчано-сланцевых отложений в контакте с породами юрской интрузии в районе Ильдиканского и Быстринского массивов пользуются значительным распространением. Ороговикование охватывает широкую полосу вокруг гранитных массивов, в которой прослеживаются более или менее значительные контактные изменения юрских пород. Эти изменения связаны с перекристаллизацией глинистого вещества и особенно заметны в песчаниках; на первых стадиях обнаруживается замещение глинистого цемента песчаников хлорито-серицитовыми аггрегатами, в отдельных участках породы происходит роговиковое срастание песчаных зерен. Дальнейшее изменение приводит к образованию песчаников, в которых часть зерен обнаруживает зубчатое срастание, а большая часть серицито-хлоритового цемента превращена в мелколистоватые аггрегаты светлокоричневого биотита. Одновременно в некоторых случаях наблюдаются многочисленные мелкие выделения кварца в цементе. Породы

этого типа развиты, например, на правом берегу р. Ильдикан, близ верхнего Ильдиканского прииска и в верховьях пади Котиха, по правому ее берегу. Явления ороговикования юрских конгломератов, песчаников и сланцев характерны также для местности, расположенной по левому берегу пади Елизаветовка (приток р. Лугии).

В этом районе в конгломератах и песчаниках в контакте с гранитами и гранит-порфирами наблюдается сильная перекристаллизация цемента. В результате перекристаллизации весь цемент пород в большинстве случаев превращен в аггрегаты мелколистоватого светлокоричневого биотита. Такие же изменения происходят в обломках глинистых пород, заключенных в песчаниках. Одновременно в отдельных участках породы наблюдается перекристаллизация обломочного материала, в связи с чем эти участки приобретают типичную роговиковую структуру, характеризующуюся зубчатым строением зерен кварца. Глинистые сланцы юрской толщи, как это можно видеть на левом берегу пади Елизаветовка против прииска того же названия, в контакте с гранитами и гранит-порфирами превращены в узловатые породы. Эти последние состоят из глинистого вещества, переполненного углистыми частицами, и содержат многочисленные узелки, размером 0.3—0.5 мм, состоящие из аггрегатов кварца и серицита. Иногда к ним примешивается небольшое количество листочков светлозеленого хлорита и углистого вещества. Форма таких узелков большей частью овальная, иногда несколько напоминающая очертания андалузита, при распаде которого, вероятно, и образовались кварц-серицитовые аггрегаты.

б) Контактные изменения верхнеюрских порфиритов, связанные с воздействием гранитной интрузии, наблюдались в верховьях пади Котиха и по левому берегу р. Лугии. В том и другом пункте района эти изменения фиксируются распадом идиоморфных фенокрист роговой обманки порфиритов и превращением их в спутанно-волокнистый аггрегат кристаллов тремолита или актинолита и листочков биотита. При особенно сильных изменениях исчезают контуры идиоморфных кристаллов роговой обманки, спутанно-волокнистые аггрегаты тремолита и биотита приобретают извилистые контуры и располагаются прихотливыми пятнами в основной массе породы. Одновременно наблюдается также окремнение основной массы породы и появление в ней довольно многочисленных мелких участков кварца, образующих местами тончайшие прожилки.

В районе Лугии наблюдалась также грейзенизация порфиритов — замещение фенокрист биотита мусковитом и образование аггрегатов мусковита в основной массе породы. Близ устья р. Лугии наблюдаются также эндоконтактные изменения гранит-порфиров. Близ контакта с порфиритами видно резкое обогащение гранит-порфиров темноцветными минералами.

в) Контакты гранитов и гранит-порфиров с известняками нижнего кембрия наблюдались на водоразделе рр. Ильдикан и Быстрая. Здесь развит сложный комплекс скарновых пород, в котором заключены Быстринские месторождения магнетитов. Эти породы находятся частью среди массива гранит-порфиров, частью (в юго-восточной части массива) в контакте их с мраморами.

Состав скарновых пород чрезвычайно пестрый. Преобладающими являются типичные скарны диопсид-гранатового или эпидот-гранатового, частью диопсидового состава. На ряду с типичными скарнами здесь развиты серпентиниты и серпентинито-слюдистые породы. Последние теснейшим образом ассоциируются с залежами магнетита. Распространение серпентинитов и серпентинито-слюдистых пород ограничивается двумя пунктами по берегам распадка Родственного, по которому проходит дорога из Ильдиканского поселка в Быстринский. В обоих этих пунктах, удаленных друг от друга на расстояние свыше 2 км, серпентиниты ассоциируются с магнетитом, образующим промышленные залежи. По левому берегу распадка серпентиниты с магнетитом заключены среди гранит-порфиров;

других скарновых пород здесь не наблюдалось. По правому берегу того же распадка серпентинит-магнетитовые залежи находятся среди типичных скарнов диопсид-гранатовых и других. Диопсид-гранатовые и гранат-эпидотовые скарны имеются также в верховьях распадка среди гранит-порфиров.

Переходя к петрографической характеристике скарновых образований, отметим, что типичными скарнами, образование которых связано с пневматолитическим воздействием магматических масс на карбонатные породы, можно считать, повидимому, только диопсид-гранатовые, гранат-эпидотовые и диопсидовые породы. Что касается серпентинитов, с которыми преимущественно связаны железные руды Быстринского месторождения, то безусловное утверждение их контактово-метасоматического происхождения следует считать преждевременным. На вопросе о происхождении серпентинитов мы остановимся ниже. В соответствии с изложенным, мы дадим отдельно петрографическую характеристику для типичных скарнов и для серпентинитов.

Типичные скарны, как отмечено, представлены диопсид-гранатовыми гранат-эпидотовыми и диопсидовыми породами.

Диопсид-гранатовые скарны представляют породы зеленовато-коричневого или коричневого цвета, состоящие из диопсида и граната, более или менее значительного количества кальцита, эпидота и олигоклаза, реже магнетита. Гранат образует по большей части неправильные, в некоторых случаях хорошо кристаллографически образованные мелкие зерна (0.5—4 мм). Окраска его буроватая или бесцветная. Иногда наблюдаются узкие полоски, идущие параллельно контурам идиоморфного кристалла, вдоль которого гранат обнаруживает анизотропию и серую поляризационную окраску.

Диопсид характеризуется константами: $C : Ng = 38°$; $2V = +70°$; $Ng - Np = 0.029$. Бесцветен. Образует большей частью небольшие зерна; располагающиеся между зернами граната и имеющие ксеноморфные очертания.

Эпидот представлен мелкими зеленоватыми зернами, иногда располагающимися в трещинках кристаллов граната, представляя более поздние, чем гранат, образования. Олигоклаз, присутствующий в некоторых образцах диопсид-гранитового скарна, представлен зернами неправильных очертаний, сдвойникованными по альбитовому закону. Кальцит образует частью неправильные зерна, частью тонкие прожилки, секущие в различных направлениях породу. Благодаря тому, что количественные соотношения между диопсидом и гранатом варьируют в значительных пределах, встречаются также разновидности диопсид-гранатовых скарнов, в которых диопсид почти совершенно отсутствует и породы представляют собой гранатовый скарн.

Гранат-эпидотовые скарны характеризуются полным отсутствием в их составе пироксена, вместо которого в большом количестве появляется эпидот. В остальном их состав существенно не отличается от состава диопсид-гранитовых скарнов.

Своеобразный тип представляют диопсидовые породы. Они состоят преимущественно из довольно крупных (5—6 мм в длину) идиоморфных кристаллов диопсида, зерен эпидота, кальцита и листочков хлорита. Диопсид характеризуется светлозеленой окраской и слабым плеохроизмом. Константы его: $C : Ng = 36°$; $2V = 69°$; $Ng - Np = 0.028$. По трещинам спайности он частично замещен светлозеленым хлоритом и карбонатом. Эпидот имеет зеленовато-желтую окраску без плеохроизма. Он выполняет промежутки между кристаллами диопсида. Обычно, как и последний, он замещен хлоритом и карбонатом, заполняющими также небольшие прожилки в породе.

Следует отметить еще один тип пород, который можно выделить под названием тремолит-магнетитового скарна. Этот тип пород состоит преиму-

щественно из кальцита, магнетита и значительного количества игольчатых кристаллов бесцветного тремолита, беспорядочно, реже в виде радиально-лучистых пучков, располагающихся среди зерен кальцита и магнетита. На ряду с этими минералами в породе присутствуют пирит, халькопирит и малахит.

На ряду с описанными выше скарнами, в районе Быстринских месторождений магнетита, как отмечено, развиты серпентиниты, обычно ассоциирующиеся с магнетитовыми рудами. Среди серпентинитов отчетливо можно различать две разновидности: 1) серпентиниты с магнетитом, 2) серпентиниты слюдистые.

Серпентиниты с магнетитом состоят почти исключительно из неправильных непрозрачных скоплений серпентинита, низкополяризующего, имеющего тонковолокнистое строение (хризотил). Количественные соотношения между серпентинитом и магнетитом варьируют в широких пределах. В виде примеси в этих породах присутствуют: пирит, халькопирит и слюда. Нередко породы имеют полосчатое строение, причем в этом случае они состоят из чередующихся узких (1—2 см и меньше) полосок, представленных то почти исключительно магнетитом, с незначительной примесью серпентина, то преобладающим серпентином. В других случаях наблюдается самое беспорядочное чередование неправильных по форме и различных по размеру (в пределах нескольких сантиметров) участков, также состоящих то из преобладающего магнетита, то из серпентина. В некоторых разновидностях этих пород в отраженном свете удается установить присутствие титаномагнетита, благодаря присутствию тончайших полосок, сложенных, повидимому, ильменитом и образующих сетку с углом 75°. Халькопирит среди аггрегатов магнетита и серпентина образует вкрапления неправильной формы. Пирит представлен вкраплениями, по большей части имеющими кубический габитус. Прожилки его не наблюдались.

Структура участков породы, состоящая из преобладающего серпентина с незначительной примесью листочков слюды, характеризуется крайне незакономерным распределением отдельных индивидуумов и их аггрегатов. Сравнительно редко наблюдаются петельчатые структуры. В большинстве случаев вся масса породы представляет аггрегат более или менее одинаковых по величине чешуек и тончайших волоконец или их аггрегатов, располагающихся самым беспорядочным образом.

В серпентинитах с магнетитом химическим анализом установлено присутствие Cr_2O_3 — 0.19%.

Серпентиниты слюдистые по характеру основной массы не отличаются от серпентинитов с магнетитом. Обильно содержание листочков слюды макроскопически зеленоватой, в шлифе бесцветной. Магнетит в этих породах либо отсутствует, либо встречается в очень небольшом количестве. В некоторых шлифах присутствует также актинолит. Слюда (флогопит) образует листочки с весьма совершенной спайностью по базису, беспорядочно располагающиеся в породе. Магнетит обычно располагается в виде мелких неправильных зернышек в промежутках между листочками флогопита. Актинолит образует мельчайшие светлозеленые, иголочки с большим двупреломлением, группирующиеся в полоски вдоль трещинок, пересекающих породу в различных направлениях. Трещинки эти пересекают и листочки слюды, свидетельствуя о более позднем образовании иголочек актинолита. Серпентин представлен, как и в предыдущих разновидностях серпентинитов, преимущественно хризотилом.

***

Заканчивая рассмотрение пород, развитых в области контакта молодой интрузии гранит-порфиров, отметим, что для залежей магнетита характерна, как отмечает М. В. Бесова, сильная нарушенность условий их залегания. «Обилие многочисленных плоскостей скольжения то наклонных, то вертикальных, наличие полос сажистого давленого магнетита говорит

за то, что месторождение после своего образования подверглось каким-то тектоническим воздействиям».

Общая картина взаимоотношений и петрографического состава пород в области контакта гранит-порфиров с известняками дает все основания для заключения, что внедрение молодых гранит-порфиров вызвало интенсивные пневматолитические изменения известняков и образование из них разнообразных скарнов. На фоне этой картины нам все же представляется недостаточно ясным процесс формирования серпентинитов и тесно ассоциирующихся с ними магнетитовых руд. Выше был установлен факт развития в Газимурском районе ультраосновных пород и серпентинитов, являющихся продуктом изменения перидотитов. В свете этого факта представляется возможным предположение о происхождении серпентинитов района быстринских скарнов также за счет пневматолитического изменения перидотитов. Последние, возможно, раньше слагали дейк среди известняков Cm_1 — Pr_2, имевший, как и другие нами отмеченные дейки, северо-восточное простирание. Продукт глубинных отщеплений гибридной магмы, представители которой пользуются в Газимурском районе широким распространением, — перидотит, вероятно, явился носителем пирито-магнетитовых руд, скоплявшихся в глубоких частях варисцийского (?) магматического бассейна. Магнетитовые тела, нужно думать, обособились в этой древней интрузии в виде шлир и лишь впоследствии, в связи со складкообразовательными движениями, вторглись в виде жил и штоков в вышележащую толщу известняков вместе с перидотитами. Позднее, в верхнеюрское время, интрузивы гранит-порфиров разорвали дейк перидотитов на две, в настоящее время разобщенные, части и усложнили взаимоотношения перидотитов с вмещающими их известняками вновь возобновившимися процессами скарнообразования. Одновременно под воздействием гранитной интрузии перидотиты подверглись сильному пневматолитическому изменению и превращению их в серпентиниты.

Это предположение, отнюдь не претендующее сейчас на полноту описания процесса образования серпентинитов и железных руд Быстринского района, объясняет на наш взгляд лучше, чем гипотеза образования района серпентинитов и железных руд в результате контактово-метасоматических процессов, ряд их петрографических и геологических особенностей. Прежде всего это предположение лучше объясняет отсутствие существенных петрографических отличий между серпентинитами Быстринского месторождения и серпентинитами, происшедшими за счет изменения перидотитов в других частях района. Лучше объясняется этим предположением и сложный состав скарнов, окружающих молодую интрузию гранит-порфиров, и тесная ассоциация пирито-магнетитовых руд с серпентинитами. С предложенной гипотезой легко согласуются данные о расположении разобщенных магнетитовых залежей на одной полосе, имеющей северо-восточное простирание, так же как и сильнейшая нарушенность залегания магнетитовых залежей и серпентинитов из района скарнов. Отметим, что нарушения в залегании железных руд трудно объяснимы предположением о контактно-метасоматическом их происхождении при отсутствии признаков серьезных тектонических нарушений в других частях гранитного массива.

Приведенные выше соображения заставляют признать вопрос о происхождении железных руд Быстринского месторождения не разрешенным и требующим дальнейшего, более углубленного и специального изучения.

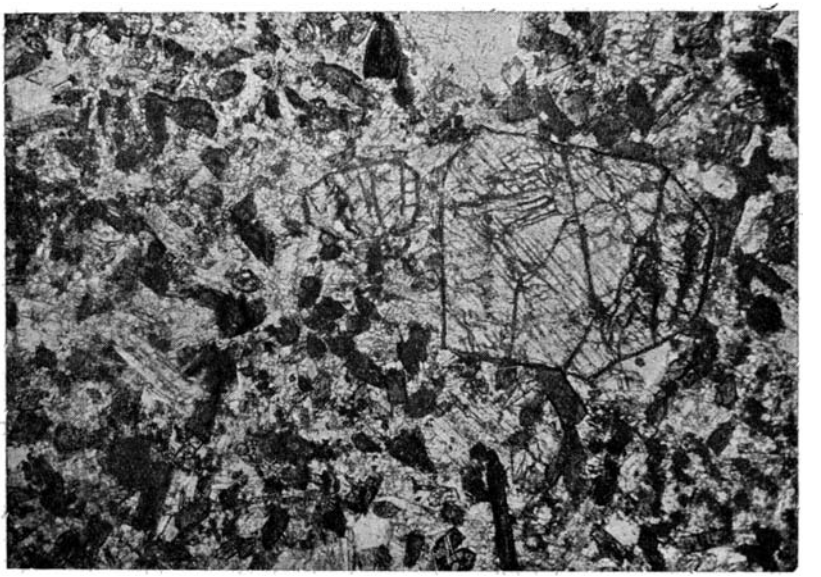
г) Жильные верхнеюрские породы

Жильные породы верхнеюрского возраста представлены лейкократовыми и меланократовыми породами. Лейкократовые породы — аплиты и пегматиты — слагают немногочисленные жилы небольшой мощности среди гранитов Быстринско-Ильдиканского района. Существенными компонентами этих пород являются кварц и калиевый полевой шпат. В неболь-

шом количестве присутствует плагиоклаз. Акцессорные минералы — циркон, апатит и рудный минерал. Калиевый полевой шпат с углом оптических осей = — 87° и погасанием ⊥ (001) : N=11° является нерешетчатым микроклином.

Среди лейкократовых пород наблюдаются как мелкозернистые (аплиты), так и крупнозернистые (пегматиты) разности. Структура их большей частью аллотриоморфнозернистая, но в пегматитах встречается и типичная микропегматитовая.

Меланократовые жильные породы представлены спессартитами и одинитами. Одиниты (фиг. 33) встречены на правом берегу р. В. Кулинда в виде дейка, секущего отложения морской юры, а также на правом берегу р. Верхняя Тайна, выше пос. Яковлевского в виде дейка, секущего варисцийские (?) габбро и габбро-диориты.



Фиг. 33. Одинит. Дейк, секущий морскую юру (J_{1+2}). Падь Б. Кулинда. Николи =. Увеличение 25.

Одиниты — мелкозернистые плотные породы зеленовато-серого цвета. Под микроскопом видна порфировая структура. Фенокристы представлены довольно многочисленными, большей частью идиоморфными, совершенно прозрачными и бесцветными зернами моноклинного пироксена, оптические свойства которого можно иллюстрировать следующей таблицей (табл. 38)

Таблица 38

Константы пироксена

№ обр.	Ng—Np	2V	C : Ng
118	0.030	+54°	37°

Состав пироксена отвечает диопсиду. Местами попадаются мелкие фенокристы с более или менее изометричными очертаниями, образующие небольшие скопления в породе. Среди фенокрист в меньшем количестве, чем пироксен, присутствует плагиоклаз, нередко нацело замещенный аггрегатом мелких зерен альбита. Основная масса породы состоит из

удлиненных лейст альбитизированного плагиоклаза, листочков хлорита и более или менее многочисленных кристаллов хлоритизированной или совершенно свежей зеленовато-коричневой роговой обманки, образующей удлиненно-столбчатые идиоморфные кристаллы. В небольшом количестве присутствуют апатит и магнетит. Много вторичных минералов: хлорита и альбита.

Спессартиты (фиг. 34) встречены на правом берегу р. Б. Кулинда в виде деек, секущих отложения морской юры. По внешнему виду они очень сходны с одинитами; представляют собой плотные мелкозернистые породы темносерого или зеленовато-серого цвета. Они обладают панидиоморфнозернистой, реже порфировой структурой и состоят преимущественно из коричневой роговой обманки и плагиоклаза. В небольшом количестве в

Фиг. 34. Спессартит. Дейк, секущий морскую юру. Падь Б. Кулинда. Николи ||. Увеличение 45.

этих породах присутствуют калиевый полевой шпат, кварц. В значительном количестве имеется хлорит, развивающийся по роговой обманке, и альбит — по плагиоклазу.

Состав плагиоклаза фенокрист приведен в табл. 39.

Таблица 39

Константы плагиоклаза

№ обр.	Координаты двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержание анортита
	Np	Nm	Ng			
1195	90°	74°	16°	+84°	альбитовый	33

Роговая обманка, обладающая резко выраженным идиоморфизмом, характеризуется следующими оптическими свойствами: Ng—Np=0.023; C:Ng=20°; 2V = — 84°;

Окраска по Np — соломенно-желтая, Nm — желтовато-коричневая, Ng — коричневая.

***

Возраст верхнеюрских изверженных пород определяется довольно отчетливо. Активные контакты гранит-порфиров с разнообразными членами разреза морской юры ясно говорят о послеюрском возрасте интрузий. Далее, достаточно отчетливо вырисовывается более молодой возраст гранит-порфиров по отношению к порфиритам верхней юры. Следовательно, можно с достаточным основанием определить возраст молодых интрузий как постпорфиритовый. Верхняя возрастная граница интрузий менее ясна. Во всяком случае у нас нет никаких оснований связывать эти интрузии со слабой складчатостью почти неизменных и маломощных пород тургинской свиты (J_3 — Cr_1). Вероятнее всего интрузии молодых гранитов дотургинские. Представляется наиболее целесообразным в свете фактического материала оценивать момент внедрения молодых интрузий как конец верхней юры.

д) Кварц-турмалиновые жилы с пиритом

Жильные породы этого типа встречены среди порфиритов верхней юры на водоразделе падей Лугия—Широкая, близ пос. Лугия, на левобережье р. Таловки среди пиритизированных порфиритов того же возраста, на правобережье пади Солонечной, против флюоритового месторождения среди «сретенских» варисцийских (?) гранитов и в вершине пади Шира в левом ее склоне, у контакта пестроцветных «уровских» варисцийских (?) гранитов с кристаллическими известняками нижнего кембрия.

В состав кварц-турмалиновых жил входят главным образом кварц и турмалин. Кроме этих двух минералов, в некоторых образцах кварц-турмалиновых жил присутствуют пирит и продукты его разложения, представленные гидроокисью железа. Кварц в этих породах образует прозрачные зерна крайне разнообразной величины и неправильной формы. По периферии зерен часто наблюдаются пучки иголочек турмалина, проникающие внутрь зерна.

Турмалин представлен мелкими игольчатыми кристаллами, имеющими зеленоватую окраску, и крупными зернами неправильной формы, окрашенными в желтые, зеленые и голубоватые тона. В некоторых зернах турмалина наблюдается зонарная окраска. При наличии последней зерно турмалина состоит из чередующихся узких полосок светлокоричневого, светложелтого и зеленовато-коричневого цвета. Отдельные зерна окрашены в отдельных участках в различные тона. Схема абсорбция обычная — $Ng > Np$, в некоторых зернах по Np наблюдается отсутствие окраски.

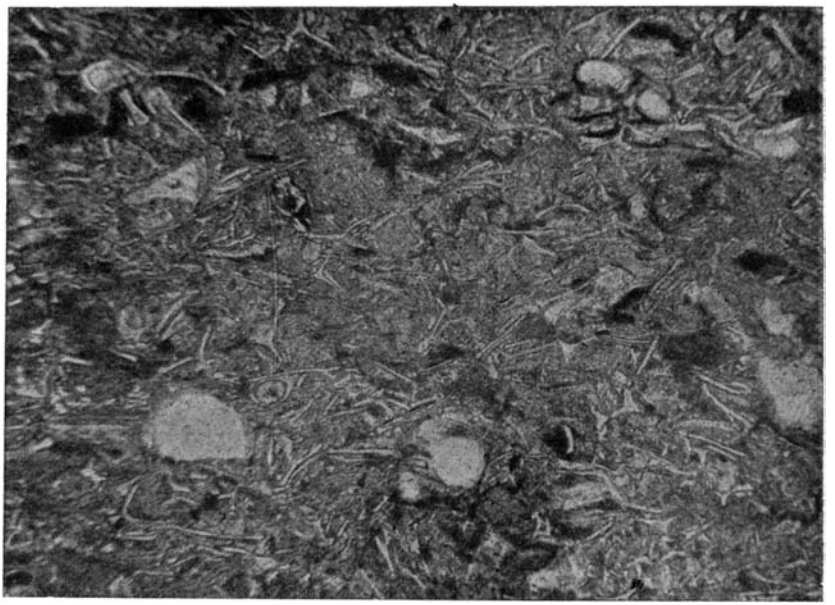
Пирит в кварц-турмалиновых жилах встречается в виде вкраплений. При разложении его, как упомянуто, образуются ржаво-желтые стяжения гидроокиси железа, густо пропитывающие породу в отдельных ее участках.

XII. ТУРГИНСКАЯ СВИТА (I_3 — Cr_1)

Тургинская свита в пределах нашего района имеет весьма ограниченное распространение. Породы этой свиты развиты по левобережью р. Уров, по падям Мостовка, Листвянка, Шира, Проходная, Б. Бамбуя и на небольшом отрезке водораздела между рр. Уров и Зола, близ пади Проходной. Породы тургинской свиты обнажены исключительно плохо. Редкие коренные обнажения отмечены только в левом коренном склоне долины р. Уров. В силу этого мы не можем дать достаточно подробного и полного разреза тургинской свиты. Можно лишь сказать, что в основании ее залегают конгломераты и фангломераты, мощностью в несколько десятков метров. Выше располагаются песчаники, грубо- и мелкозернистые, чередующиеся с глинистыми и пирокластическими породами. Общая мощность тургин-

ских отложений весьма условно может быть оценена в 150—200 м. В тургинских породах, развитых по пади Бамбуя, С. А. Призантом были найдены эстерии, описанные Б. И. Чернышевым (1930).

Конгломераты и фангломераты тургинской свиты сложены плохо отсортированной по величине округлой галькой, валунами и иногда более или менее угловатыми обломками местных, более древних пород. Галька, валуны и обломки состоят из следующих пород: главным образом кислые разности пород варисцийской (?) интрузии — «уровские» пестроцветные граниты, сиенит, далее — диабазовые порфириты, роговообманковые порфириты, кристаллические известняки, кварциты, песчаники, темные глинистые сланцы, гнейсифицированные диориты. Другими словами в грубообломочном материале базальных слоев тургинской свиты мы встречаем представителей варисцийских (?) интрузивных пород, порфириты верхней юры, песчаники и глинистые сланцы того типа, который характерен для



Фиг. 35. Пепловый туф кварцевого порфира из тургинской свиты (J_3—Cr_1). Падь Б. Бамбуя. Николи ||. Увеличение 45.

соответствующих пород морской юры, кристаллические известняки и кварциты нижнего кембрия, гнейсо-диориты из древнейшего интрузивного комплекса. Цемент конгломератов составлен грубо и неравномернозернистым полимиктовым песчаником. Обломочные зерна сложены кварцем, полевыми шпатами, обломками порфиритов, песчаников и глинистых сланцев. Есть листочки биотита и мусковита. Обломочный материал цементирован бурым глинистым веществом с мелкими чешуйками и листочками зеленого хлорита. Последний наблюдается в зоне чешуйчатых надвигов, где конгломераты подвергались интенсивному динамическому воздействию. Близ Солонеченского минерального источника конгломераты пронизаны сетью тонких ветвящихся жилок кальцита.

Песчаники, лежащие стратиграфически выше конгломератов, представлены то грубо-, то мелкозернистыми разностями. В составе обломочного материала главную роль играет кварц и различные полевые шпаты (кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты). Обломков горных пород обычно нет. Разнообразна роль глинистого цемента, в некоторых случаях играющего весьма значительную роль в составе породы. Разновидности песча-

ных пород, в составе которых глинистый цемент играет значительную роль, рядом постепенных переходов связаны с глинистыми породами. Последние содержат редкие мелкие зерна кварца и полевых шпатов, рассеянных неравномерно в массе породы.

Пирокластические породы тургинской свиты образуют, как это можно судить по образцам, собранным в россыпях, прослои мощностью от нескольких миллиметров до 20—30 см и более среди песчаников и глинистых сланцев. Пирокластические породы представлены пепловыми туфами, плотными афанитовыми породами, имеющими неровный или раковистый излом и окрашенными в белые, серовато-белые и желтоватые тона.

Под микроскопом можно видеть, что наименее измененные туфы состоят преимущественно из пепловых частиц, имеющих размер 0.2—0.5 мм, редко

Фиг. 36. Пепловый туф кварцевого порфира из тургинской свиты (J_3 — Cr_1). Падь Б. Бамбуя. Николи ||. Увеличение 100.

более (фиг. 35 и 36). В небольшом количестве присутствует также примесь кварцевых и полевошпатовых зерен, мелких листочков коричневого биотита, реже мелких кристалликов циркона и других минералов, не поддающихся определению вследствие их чрезвычайно мелких размеров. Все эти обломки цементируются прозрачным, бесцветным или буроватым, частью аморфным, частью микрозернистым веществом, имеющим показатель преломления 1.55—1.57.

Пепловые частицы, образованные из вулканического стекла, то аморфного, то раскристаллизованного, характеризуются значительным разнообразием очертаний. Часть из них представляет собой остроугольные с раковистым изломом осколочки, без признаков пористой или волокнистой структуры. В некоторых образцах в значительном количестве содержатся длинные палочковидные осколки, частью прямые, частью изогнутые, толщиной 0.01—0.05 мм. Изредка эти удлиненные осколки, несомненно частично принадлежащие к типичной волокнистой пемзе, обладают тонковолокнистым строением. Показатель преломления нераскристаллизованного, совершенно изотропного вулканического стекла пепловых частиц равен 1.44—1.45. В пепловых частицах, сложенных микрозернистой массой, представляющей раскристаллизованное стекло, показатель преломления значительно более высокий и равен примерно 1.56—1.57.

Зерна кварца, присутствующие в туфах в сравнительно малом количестве, совершенно свежие, характеризуются оскольчатым изломом и размером 0.5—1.0 мм. В небольшом количестве попадаются мелкие осколки совершенно свежего плагиоклаза с константами, соответствующими олигоклазу (угол угасания $\perp$ MP = +20°; $\perp$ Np = +18°), и санидина. Биотит встречается в виде единичных свежих коричневых листочков.

Основная масс представляет в одних случаях совершенно аморфную массу, лишь в отдельных участках слабо поляризующую, в других случаях — мелкозернистый аггрегат слабо поляризующих зернышек, не поддающихся определению. Во многих случаях можно видеть, что основная масса содержит значительное количество опала, располагающегося в ней изгибающимися полосками.

Из вторичных изменений туфов можно отметить прежде всего явления раскристаллизации как пепловых частиц, так и основной массы и превращение всей породы в слабо поляризующий микрозернистый аггрегат, в котором кластическая структура нередко полностью исчезает. Значительно реже можно наблюдать пелитизацию пепловых частиц и основной массы, сказывающуюся первоначально в сильном помутнении их, а при дальнейшем изменении также приводящую к исчезновению кластической структуры туфа. Сильно пелитизированные туфы, таким образом, становятся почти неотличимыми от пелитов.

От пепловых туфов через породы, в которых имеется значительная примесь терригенного материала, представленного серицитизированными полевыми шпатами и волнисто-погасающим кварцем, а также обломками глинистых пород, наблюдаются все переходы к типичным песчаникам.

Химический анализ пеплового туфа, взятого на левом берегу пади Б. Бамбуя, произведенный в химико-аналитической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР, показывает (табл. 40), что эта порода характеризуется чрезвычайно высоким содержанием кремнезема. Это обстоятельство не позволяет найти для нее точное место в классификациях Левинсон-Лессинга и Ниггли и дает возможность заключить лишь о кислом составе магмы, из которой произошел пепловый туф. Повышенное содержание кремнезема в породе обусловлено, в частности, значительным содержанием в туфе кварцевых зерен. Характерной особенностью туфа является также большое содержание в нем окиси калия, что сближает его с липаритами, описанными И. В. Лучицким и М. С. Нагибиной (1938) из района, расположенного к В от изученного нами.

Интересной чертой, характерной для пород тургинской свиты, является прямая зависимость между составом обломочного материала конгломератов и местными подстилающими породами. Всюду, где удавалось наблюдать взаимоотношения тургинских конгломератов с подстилающими породами, можно с уверенностью говорить, что конгломераты главным образом сформированы из этих местных подстилающих пород. Область размыва, поставлявшая обломочный материал в Тургинский бассейн, была здесь же. В связи с ничтожной ролью фактора переноса материала стоит плохая окатанность валунов и галек тургинских конгломератов.

Весь облик пород тургинской свиты, фауна эстерий, характерная для нее, говорит о существовании в тургинское время небольших бассейнов озерного типа, в которых отлагался материал, приносимый потоками. Грубость обломочного материала, наличие фангломератов указывают на интенсивность размыва, на резкий рельеф побережья озерных бассейнов. Одновременно с процессом отложения осадков происходили вулканические извержения, зафиксированные в прослоях пирокластических пород внутри нормально-осадочной серии.

Наличие туфов кварцевых порфиров среди тургинских пород позволяет с известной вероятностью связывать с этой же эпохой формирование деек кварцевых порфиров, отмеченных в различных пунктах района. Дейки

№ 19 Таблица 40

	Левый берег р. Б. Бамбуя, пепловый туф, обр. 1302			Левый берег р. Б. Бамбуя, пепловый туф, обр. 1302	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
SiO_2	77.24	1287	K_2O	6.52	69
TiO_2	0.31	4	H_2O^-	0.62	—
Al_2O_3	11.05	108	H_2O^+	1.13	—
Fe_2O_3	0.64	4	P_2O_5	0.09	—
FeO	0.60	8	Летуч. вещ.	0.38	—
MgO	0.37	9			
MnO	0.02	—			
CaO	0.63	11	Σ	100.33	—
Na_2O	0.73	11			

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$0.9\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 11.5\ SiO_2;$$

$$a = 5.8;\ R_2O : RO = 2.9 : 1.$$

Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{574.5}\ al_{46.5}\ fm_{11.3}\ c_{4.9}\ alk_{35.3};$$

$$k = 0.86;\ m = 0.36;\ c/fm = 0.44.$$

кварцевых порфиров секут порфириты верхней юры. Непосредственные взаимоотношения кварцевых порфиров с породами тургинской свиты нигде не наблюдались.

а) Кварцевые порфиры

Среди разнообразных по окраске, серовато-желтых или розовых, иногда зеленоватых кварцевых порфиров, можно различить две главнейшие разновидности.

Первая разновидность характеризуется присутствием мелких фенокрист темноокрашенного кварца и содержит очень немногочисленные, также мелкие, фенокристы полевых шпатов и биотита. Основная масса имеет микрозернистое или микрогранитное, реже микропегматитовое сложение и состоит из кварца, калиевого полевого шпата и немногочисленных листочков биотита. Кварц фенокрист представлен прозрачными бесцветными зернами, обычно оплавленными, содержащими затеки основной массы. Полевые шпаты фенокрист представлены большей частью калиевым полевым шпатом и, в меньшем количестве, плагиоклазом. Последний обладает более или менее отчетливым полисинтетическим двойниковым строением, нередко мутноват, переполнен чешуйками серицита. Угол угасания $\perp$ MP = +18°, что соответствует олигоклазу. Отличительной особенностью калиевого полевого шпата является чрезвычайно малое двойное лучепреломление и малый угол оптических осей, соответствующий санидину. Зерна полевых шпатов оплавлены и имеют неправильные извилистые очертания. Биотит большей частью замещен светлозеленым хлоритом. Он обладает светлокоричневой окраской и плеохроизмом с обычной схемой абсорбции Ng > Np. Листочки биотита обычно резко ограничены по базису. Внутри листочков довольно часто встречаются включения кристалликов апатита и магнетита.

Вторичные изменения описанных выше кварцевых порфиров незначительны и выражаются в частичной серицитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита. Более значительные изменения кварцевых порфиров наблю-

дались в дейке на правом берегу пади Средней. Здесь кварцевые порфиры подверглись интенсивной карбонатизации, причем карбонат в этих породах частью образует многочисленные прожилки, пересекающие основную массу породы и ее фенокристы, частью замещает отдельные неправильные участки основной массы.

Вторая разновидность кварцевых порфиров уже макроскопически резко отличается от первой благодаря присутствию крупных, достигающих 2—3 см в длину, идиоморфных кристаллов калишпата. Среди фенокрист в этом типе кварцевых порфиров присутствуют также значительно более мелкие (не более 0.4 см) оплавленные кристаллы кварца, и в промежутках между ними, еще более мелкие листочки хлоритизированного биотита.

Основная масса имеет микрогранитную структуру, состоит из кварца, калиевого полевого шпата и немногочисленных листочков биотита, иголочек апатита и зерен рудного минерала.

Кварц фенокрист представлен оплавленными зернами, иногда с затеками основной массы внутри кристаллов. Иногда трещиноват. Калиевый полевой шпат фенокрист хорошо кристаллизован; удается определить присутствие граней (010), (001), (110) и (201). Он характеризуется, как и в предыдущем типе кварцевых порфиров, чрезвычайно низким двойным лучепреломлением и малым углом оптических осей. Периферия зерен обычно пелитизирована. Изредка внутри кристаллов калиевого полевого шпата наблюдаются включения серицитизированного плагиоклаза. Плагиоклаз представлен мелкими идиоморфными кристаллами с тонкими полисинтетическими двойниками. Оптические свойства плагиоклаза даны в табл. 41.

Таблица 41

Константы плагиоклаза

№ обр.	Зона	Направление	Угол угасания	Закон двойникования	% содержание анортита
1514	(010)	[100]	$\varepsilon = -0°$	альбитовый	21
1514	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 3°$	»	23

Биотит образует мелкие коричневые по Ng и светложелтые по Np листочки, часто нацело замещенные светлозеленым низкополяризующим хлоритом.

Химический анализ кварцевого порфира (первой разновидности) приведен в табл. 42.

№ 20 Таблица 42

	Левый берег р. Талакан, кварцевый порфир, обр. 1390			Левый берег р. Талакан, кварцевый порфир, обр. 1390	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
SiO_2	76.08	1268	K_2O	4.92	52
TiO_2	0.18	2	H_2O-	0.37	—
Al_2O_3	12.14	119	H_2O+	0.18	—
Fe_2O_3	0.76	23	P_2O_5	0.10	—
FeO	0.98	14	Летуч. вещ.	0.62	—
MgO	следы	—			
MnO	0.03	—			
CaO	0.51	9	Σ	100.36	—
Na_2O	3.49	56			

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$0.9\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.0\ SiO_2$$

$$a = 4.6;\ R_2O:RO = 4.7:1.$$

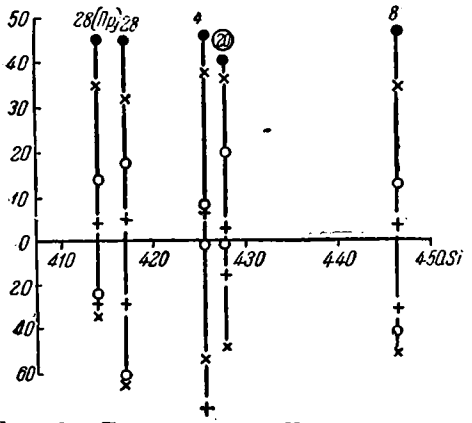
Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{428.0}\ al_{40.2}\ fm_{20.3}\ c_{3.0}\ alk_{36.5};$$

$$k = 0.48;\ m = 0.00;\ c/fm = 0.15.$$

Данные пересчеты химического анализа методом Левинсон-Лессинга показывают близость его состава к составу представителей семейства липаритов. По классификации Ниггли кварцевый порфир р. Талакан относится к представителям энгадинито-гранитовой магмы.

Для Восточного Забайкалья в настоящее время, как видно из сводной таблицы, известны анализы следующих пород, более или менее близких к кварцевому порфиру по петрографическим особенностям: 1) гранит-порфир Шерловой горы (анализ № 4), 2) гранит-порфир Ханчеранги (анализ № 8), 3) кварцевый порфир Шерловой горы (анализ № 38), 4) кварцевый порфир р. Керак в верхнем течении р. Амур (анализ № 39), 5) липарит пади Брекачанка (анализ № 28).



Фиг. 37. Диаграмма (по Ниггли) химического состава кварцевых порфиров Газимурского района и близких к ним пород Восточного Забайкалья и Прибайкалья.

● — al; ○ — fm (вверху), *m* (внизу); + — c (вверху), *c/fm* (внизу); x — alk (вверху), *k* (внизу)

Сопоставление с анализами указанных пород приведено на фиг. 37.

На диаграмму, изображенную на этом рисунке, не попал анализ кварцевого порфира Шерловой горы, так как большое содержание кремнезема в этой породе, определяющееся коэффициентом Si = = 700, резко отличает его от кварцевого порфира р. Талакан. Кварцевый порфир р. Керак (анализ № 39) также не помещен на рисунке, поскольку он отличается очень малым содержанием кремнезема (Si = 355).

Как следует из диаграммы, ближе всего по химическому составу к кварцевому порфиру р. Талакан стоит гранит-порфир Шерловой горы, отличающийся большим содержанием глинозема и малым окиси железа и магния.

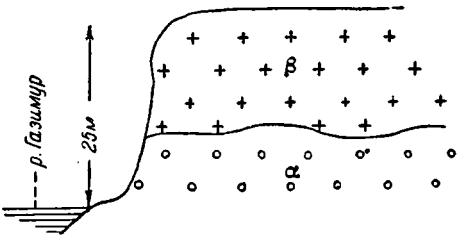
На той же диаграмме приведен один из анализов кварцевого порфира с наибольшим содержанием SiO_2, изученного Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936) в Прибайкалье (28 Пр., фиг. 37). Сопоставление показывает, что кварцевые порфиры Прибайкалья отличаются от изученных нами в Газимурском районе малым содержанием кремнезема.

XIII. ПАЛЕОАНДЕЗИТЫ (Cr_2? — Tr?)

Жильные и эффузивные породы, относимые нами к этой группе, развиты весьма незначительно. Эффузивные палеоандезиты встречены в длинном обнажении на левом берегу р. Газимур, между пос. Корабль и Дог-Ие. Здесь вместе с разнообразными представителями палеоандезитов встречаются своеобразные конгломераты, галька которых состоит целиком из тех же палеоандезитов. Конгломераты располагаются на размытой поверхности палеоандезитового покрова (?). И конгломераты и палеоанде-

зиты перекрыты покровом базальта (фиг. 38, 39 и 40). В других пунктах района (падь Мостовка, Шира, окрестности горы Орлиной) палеоандезиты слагают мощные (до 50 м) дейки, прослеживаемые на несколько километров по простиранию.

Главнейшими представителями группы палеоандезитов, разнообразных по составу, структуре и текстуре, являются: 1) пироксеновые, 2) роговообманковые палеоандезиты, 3) их миндалекаменные разности и 4) туфобрекчии.



Фиг. 38. Левый берег р. Газимур около пос. Корабль.

β — базальт, α — палеоандезит.

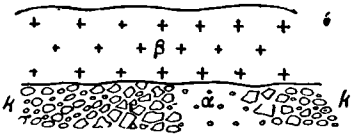
1) Пироксеновые палеоандезиты представлены двумя разновидностями: а) гиперстен-авгитовыми и б) авгитовыми палеоандезитами.

а) Гиперстен-авгитовые палеоандезиты образуют крупный дейк северо-восточного простирания в районе р. Мостовки (длина этого дейка достигает 1.5 км, максимальная мощность равна 20—25 м). В том же районе встречены более мелкие дейки этих пород. Гиперстен-авгитовые палеоандезиты констатированы также на левом берегу р. Газимур, выше пос. Корабль, в покрове (?) палеоандезитов, подстилающих базальты.

По внешнему виду гиперстен- авгитовые палеоандезиты представляют темносерые или серовато-лиловые среднезернистые породы, часто с макроскопически различимыми многочисленными фенокристами темносерого плагиоклаза. Под микроскопом видна порфировая структура этих пород (фиг. 42). Фенокристы представлены плагиоклазом и пироксеном, частью моноклиническим, частью ромбическим. Количественные соотношения между этими минералами постоянно характеризуются преобладанием плагиоклаза и непостоянным содержанием ромбического пироксена.

Основная масса пород состоит главным образом из плагиоклаза, небольшого количества зерен моноклинического пироксена, рудного минерала, карбоната и аморфного базиса. В ней присутствуют также апатит и хлорит.

Плагиоклаз фенокрист, совершенно свежий, прозрачный, представлен силь-



Фиг. 39. Левый берег р. Газимур выше пос. Корабль.

β — базальт; k — конгломерат; α — палеоандезит.

Фиг. 40. Левый берег р. Газимур. Деталь предыдущего обнажения. Лава палеоандезита.

но резорбированными кристаллами удлиненно-призматического габитуса, с отчетливым полисинтетическим двойниковым строением. Явления резорбции, очень резко выраженные, носят своеобразный характер. В некоторых случаях можно видеть оплавление углов идиоморфного кристалла и образование в нем затеков основной массы. Значительно чаще, нередко даже при сохранении идиоморфных очертаний кристалла, внутри него или по его периферии наблюдается образование чрезвычайно мелких червеобразных вростков слабополяризующего или совсем неполяризующего аморфного базиса породы буроватой окраски. Во многих случаях количество таких вростков внутри кристаллов становится столь значительным, что последние принимают изрешеченный вид.

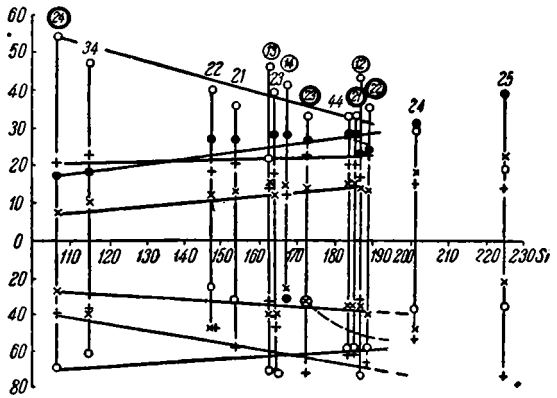
Таблица 43

Константы плагиоклаза

№ обр.	Координаты двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержание анортита
	Np	Nm	Ng			
556	84	62	32	+78°	альбитовый	48
556	—	—	—	—	»	57
	вона (010)	направление [100]		угол угасания $\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 30°$		

Пироксен в одном и том же дейке не сохраняет постоянного состава. Местами он представлен исключительно членом моноклинического ряда — авгитом, константы которого: 2V=+60°; C:Ng=48°; Ng — Np=0.025. Местами на ряду с моноклиническим пироксеном в более или менее значительном количестве присутствует гиперстен. Оптические свойства последнего характеризуются едва заметным плеохроизмом (по Np — окраска розоватая, по Ng — светлозеленая), прямым погасанием; 2V=+56° и Ng — Np=0.012.

Оба представителя группы пироксенов в большинстве случаев имеют отчетливо выраженные идиоморфные очертания. Вторичные изменения пироксенов наблюдаются часто. Они связаны обычно с образованием опацитовой каймы вокруг кристаллов пироксена; нередко наступает полное оруденение последних, при котором весь кристалл пироксена превращается в непрозрачную массу ржаво-желтой окраски в отраженном свете. Нередко можно наблюдать разложение моноклинического пироксена и образование из него аггрегатов низко поляризующего яркозеленого хлорита и карбоната.



Фиг. 41. Диаграмма (по Ниггли) химического состава палеоандезитов (*21*, *22*), андезитов (*23*) и базальтов (*24*) и порфиритов (*12*, *13*, *14*) Газимурского района и близких к ним пород Восточного Забайкалья.

● — al (вверху); ○ — fm (вверху), *m* (внизу); + — c (вверху), *c/fm* (внизу); x — alk (вверху), *k* (внизу).

Ромбический пироксен в некоторых случаях преобразуется в пластинчатый минерал светлозеленого цвета, несколько напоминающий бастит, но отличающийся от последнего высоким двойным лучепреломлением. Этот минерал, ближе всего напоминающий иддингсит, образует гомосевые псевдоморфозы по гиперстену.

Апатит встречается в небольшом количестве в виде довольно крупных кристаллов удлиненно-призматического габитуса. Рудный минерал присутствует в виде мелких зернышек, рассеянных преимущественно среди основной массы породы. Плагиоклаз, входящий в состав основной массы породы, сдвойникован в полисинтетические двойники; часто образует скелетные кристаллы.

Структура основной массы интерсертальная. Промежутки между удлиненными лейстами плагиоклаза заняты бурой аморфной массой, обычно переполненной мелкими зернышками рудного минерала и нередко хлоритизированной или замещенной аггрегатами карбоната.

Химический состав гиперстен-авгитового палеоандезита можно иллюстрировать приведенными в табл. 44 данными анализа обр. 620, взятого на правом берегу пади Мостовка к Ю от тракта Сретенск—Нерчинский завод. По химическому составу гиперстен-авгитовый палеоандезит Газимурского района мало отличается от типичных андезитов, что видно из сравнения его формулы с формулой андезитов, которую дает Левинсон-Лессинг: $1.7\,\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.2\,SiO_2$; $a = 2.20$; $R_2O : RO = 1 : 2.8$.

По Ниггли, породу следует отнести к представителям пелеитовой магмы. По химическому составу (см. диаграмму, на фиг. 41) гиперстен-авгитовый андезит существенно отличается от описанных выше порфиритов малым содержанием окиси железа и магния, что видно по низкому значению коэффициента fm, и большим содержанием глинозема. Очень большое сходство он обнаруживает с андезитом р. Топока в Верхне-Амурском районе (анализ № 44).

№ 21 Таблица 44

	Правый берег р. Мостовки, гиперстен-авгитовый палеоандезит, обр. 620			Правый берег р. Мостовки гиперстен-авгитовый палеоандезит, обр. 620	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
SiO_2	58.66	977	K_2O	2.64	28
TiO_2	0.68	9	H_2O^-	1.17	—
Al_2O_3	15.93	156	H_2O^+	1.05	—
Fe_2O_3	3.48	22	P_2O_5	0.24	—
FeO	2.51	35	Летуч. вещ.	0.29	—
MgO	3.93	100			
MnO	0.04	—			
CaO	5.98	107	Σ	100.16	—
Na_2O	3.56	57			

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$1.8\,\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.5\,SiO_2;$$
$$a = 2.3;\ R_2O : RO = 1 : 2.8.$$

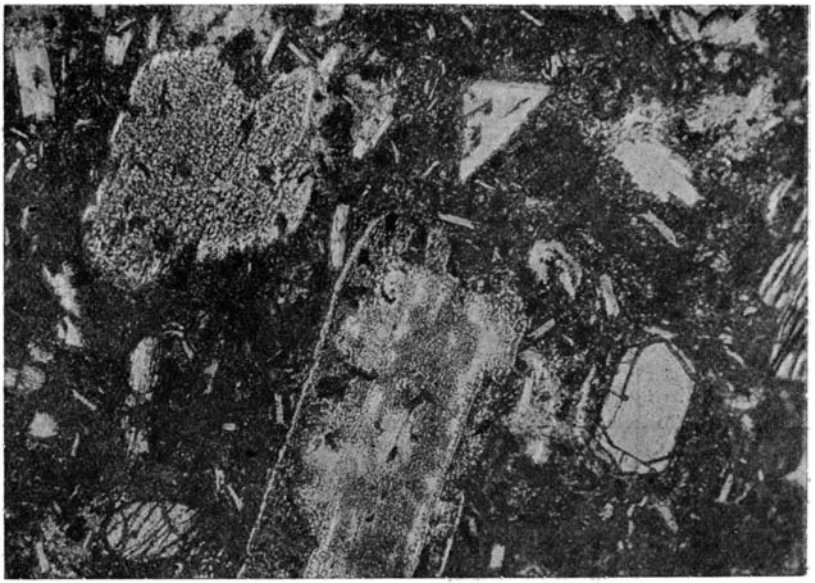
Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{185.4}\ al_{29.6}\ fm_{33.9}\ c_{20.3}\ alk_{16.2};$$
$$k = 0.33;\ m = 0.56;\ c/fm = 0.59.$$

в) Авгитовые палеоандезиты развиты по левому берегу р. Газимур между пос. Корабль и Дог-Ие, где они теснейшим образом ассоциируются с роговообманковыми палеоандезитами, входя вместе с последними в состав покрова, подстилающего базальты.

Авгитовые палеоандезиты представляют собой окрашенные в зеленовато-серый или красновато-лиловый цвет массивные породы с порфировой структурой (фиг. 43). Фенокристы авгитовых палеоандезитов, то очень многочисленные, то редкие, представлены либо почти исключительно авгитом, либо авгитом и плагиоклазом совместно. Изредка среди фенокрист можно встретить мелкие кристаллики опацитизированной роговой обманки. Количественные соотношения между авгитом и плагиоклазом фенокрист варьируют в значительных пределах; нередко можно наблюдать преобладание в составе фенокрист плагиоклаза. В основной массе преобладает плагиоклаз; в более или менее значительном количестве присутствует стекло, зернышки магнетита и апатита.

Авгит представлен обычно оплавленными, более или менее идиоморфными кристаллами, почти всегда совершенно свежими; в редких случаях частично замещен агрегатами светлозеленого хлорита и карбоната. По периферии кристаллы авгита обычно окружены опацитовой каймой. Оптические свойства следующие: $Ng - Np = 0.023$; $C : Ng = 44°$; $2V = +55°$. Плагиоклаз образует совершенно свежие, прозрачные, крупные удлиненные кристаллы с полисинтетическими двойниками, сильно резорбирован-



Фиг. 42. Гиперстен—авгитовый палеоандезит. Николи ||. Увеличение 20.

ные и содержащие довольно многочисленные мелкие червевидные вростки, состоящие из буроватого аморфного базиса породы. Состав его определяется данными, приведенными в табл 45.

Таблица 45

Константы плагиоклаза

№ обр.	Зона	Направление	Угол угасания	Закон двойникования	% содержание анортита
14	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 27°$	альбитовый	53
14	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = +18°$; $\varepsilon_2 = -7°$	карлсбадский	36

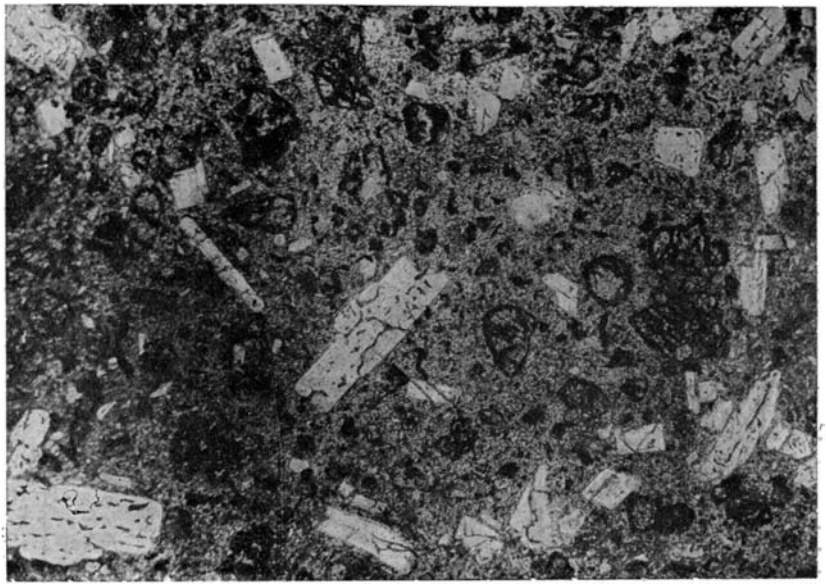
Роговая обманка образует мелкие кристаллики, сильно опацитизированные. Окраска ее красновато-коричневая по Ng, с плеохроизмом до светло-желтой по Np; $C : Ng = 20°$; $Ng - Np = 0.021$; $2V = -80°$. Оптические свойства отвечают составу обыкновенной роговой обманки.

Структура авгитовых палеоандезитов порфировая. Основная масса, в зависимости от количественных соотношений между кристаллами плагиоклаза и аморфного базиса породы, колеблется от гиалопилитовой до интерсертальной. Вторичные изменения этих пород, так же как и описываемых ниже роговообманковых палеоандезитов и туфобрекчий, носят локальный характер и наибольшей интенсивности достигают в сбросовой зоне левобережья р. Газимур, где все эти породы подвергаются сильному раздроблению, каолинизации и ожелезнению.

2. Роговообманковые палеоандезиты, связанные с авгитовыми палеоандезитами постепенными переходами, вместе с последними входят в состав покрова (?), подстилающего базальты в районе левобережья р. Газимур.

По внешнему виду они представляют массивные породы красновато-лилового или лилово-красного цвета с макроскопически различимыми фенокристами роговой обманки.

Фенокристы этих пород представлены преимущественно роговой об-



Фиг. 43. Авгитовый палеоандезит. Николи ||. Увеличение 10.

манкой и плагиоклазом и, в значительно меньшем количестве, авгитом.

Роговая обманка присутствует в виде сильно опацитизированных идиоморфных кристаллов, ограниченных плоскостями (001) и (110). Явления опацитизации обычно настолько интенсивны, что в большинстве случаев весь кристалл роговой обманки подвергается полному оруденению. Окраска роговой обманки красновато-коричневая, с плеохроизмом. Окраска по Np — светложелтая, Nm — коричневая, Ng — красновато-коричневая, $2V = -76°$; $Ng - Np = 0.023$; $C:Ng = 18°$. Оптические свойства роговой обманки, как видно из приведенных данных, соответствуют обыкновенной роговой обманке.

Плагиоклаз фенокрист совершенно свежий, идиоморфный или несколько оплавленный; нередко сильная резорбция их, как и плагиоклаза авгитовых палеоандезитов, обнаруживается вследствие образования внутри кристалла многочисленных червевидных вростков аморфного базиса породы. Постоянно наблюдается полисинтетическое двойниковое сложение кристаллов плагиоклаза.

Таблица 46

Константы плагиоклаза

№ обр.	Зона	Направление	Угол угасания	Закон двойникования	% содержание анортита
15	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 23°$	альбитовый	44
15	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 24°$	»	46

Авгит образует небольшие, прозрачные и бесцветные кристаллы частью идиоморфные, частью оплавленные, нередко опацитизированные.

Основная масса роговообманковых палеоандезитов состоит из многочисленных мелких лейст плагиоклаза и носит иногда трахитовый характер, благодаря флюидальному расположению лейст. Обычно же основная масса имеет интерсертальную или гиалопилитовую структуру, причем интерстиции между лейстами плагиоклаза заполнены бурым аморфным базисом, содержащим довольно многочисленные включения мелких зернышек рудного материала.

Химический состав роговообманкового палеоандезита приведен в табл. 47. Данные пересчета указывают на принадлежность породы к щелочноземельным представителям средних пород по классификации Левинсон-Лессинга и к представителям тоналитовой магмы по классификации Ниггли.

№ 22 Таблица 47

	Левый берег р. Газимур, палеоандезит, обр. 15			Левый берег р. Газимур, палеоандезит, обр. 15	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
Si_2O	56.59	943	K_2O	2.52	27
TiO_2	1.75	22	H_2O^-	1.45	—
Al_2O_3	12.89	126	H_2O+	0.81	—
Fe_2O_3	3.79	24	P_2O_5	0.21	—
FeO	2.36	32	Летуч. вещ.	0.45	—
MgO	4.13	103		~~4.33~~	—
MnO	0.07	1			
CaO	6.68	120	Σ	100.68	—
Na_2O	2.65	43			

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$2.2\,\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 6.4\,SiO_2;$$

$$\alpha = 2.5\quad R_2O:RO = 1:3.6.$$

Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{188.6}\quad al_{25.2}\quad fm_{36.8}\quad c_{24.0}\quad alk_{14.0};$$

$$k = 0.38;\ m = 0.56;\ c/fm = 0.65$$

3. Миндалекаменные палеоандезиты — лилово-красные или серые массивные породы, подстилающие покров базальтов в районе пос. Корабль, отличаются от прочих разновидностей палеоандезитов в текстурном отношении присутствием многочисленных овальных пустот различного размера (от нескольких миллиметров до 10—12 см). Пустоты иногда настолько многочисленны, что в отдельных участках породы приобретают ноздреватый характер и напоминают шлаковые образования. Пустоты часто заполнены халцедоном, кварцем, горным хрусталем, кальцитом и иногда довольно крупными кристаллами фиолетового аметиста. Края пустот обычно сложены халцедоном; ближе к центральной их части наблюдаются кварц и горный хрусталь или аметист. Наконец, центр пустот бывает иногда заполнен пластинчатым кальцитом, причем параллельно пластинкам кальцита наблюдаются выделения мелких кристалликов горного хрусталя. Отдельные участки неправильной формы и различного размера (от нескольких миллиметров до 10—15 см в поперечнике) в этих породах, сложенные халцедоном, пропитанным гидроокисями железа, резко выделяются своим красным цветом. Миндалекаменные андезиты характеризуются полным

отсутствием порфировых выделений и гиалопилитовой или интерсертальной структурой. Они состоят из мелких удлиненных лейст прозрачного, сдвойникованного в полисинтетические двойники плагиоклаза и мелких зернышек авгита, магнетита и апатита, погруженных в зеленовато-бурый аморфный, иногда хлоритизированный и карбонитизированный базис породы. Состав плагиоклаза, судя по измерениям его методом Фукэ, отвечает андезину. Обилие авгита в этих породах приближает их скорее к андезито-базальтам, чем к типичным андезитам. Сходные с описанными миндалекаменными палеоандезитами, породы распространены на правом берегу р. Газимур близ устья пади Дорогон.

4. Туфобрекчии палеоандезитов, преобладающие в обнажениях левобережья р. Газимур, представляют собой красноватые или лилово-красные брекчиевидные породы, состоящие из разнообразной величины (от долей сантиметров до нескольких сантиметров) обломков (угловатых, реже округлых) авгитового или роговообманкового палеоандезита. Цементом в этих породах является масса того же состава, что и обломки. Обычно состав и структура обломков настолько идентичны, что макроскопически обломочное строение породы различимо с трудом.

Можно наблюдать все переходы от туфобрекчий к таким породам, в которых появляются весьма многочисленные округлые обломки палеоандезитов, и, наконец, к конгломератам, в которых цементом служит песчаник. Последний состоит преимущественно из зерен кварца, микроклина, плагиоклаза, обломков палеоандезита и кремнистых пород, цементированных глинистой массой.

***

Абсолютный возраст деек и покровов палеоандезита не ясен. Относительный возраст определяется тем, что дейки палеоандезитов секут породы тургинской свиты (J_3 — Cr_1). Верхняя возрастная граница палеоандезитов в свою очередь фиксируется тем, что на палеоандезитовом покрове близ пос. Корабль и на конгломератах с палеоандезитовой галькой залегают покровные базальты. Таким образом возраст палеоандезитов можно определить как послетургинский, но добазальтовый. Условно мы считаем палеоандезиты верхнемеловыми или третичными. И. С. Валицкая, описывая геологическое строение осмотренного нами участка левобережья р. Газимур, где развиты палеоандезиты и кроющие их базальты, говорит, что встретила здесь туфы, туфогенные песчаники, туфобрекчии и туфоконгломераты и, ссылаясь на И. Н. Баранова, нашедшего в этом пункте эстерии, относит все перечисленные породы к эстериевой юре. Эстериевая юра, по мнению И. С. Валицкой, прорвана дейками базальта. Эта картина весьма мало соответствует тому, что мы видели на левобережье р. Газимур, выше пос. Корабль. Палеоандезиты хорошо обособляются в отдельный специфический послетургинский комплекс; называть их безоговорочно эстериевой юрой нет никаких оснований.

Эпоха палеоандезитов характеризуется не только формированием их деек и покрова, но и энергичным размывом эффузивных пород, обусловившим отложение грубых конгломератов с палеоандезитовой галькой.

XIV. АНДЕЗИТЫ И БАЗАЛЬТЫ (β)

Андезиты и близкие к ним по петрографическим особенностям базальты развиты по левому берегу р. Газимур, близ пос. Корабль, в районе р. Золы, на левом ее берегу, в пойме этой реки близ южной окраины планшета, в долине р. Ильдикан у горы Известка и на водоразделе между падями Широкая и Лугия. Андезиты и базальты макроскопически с трудом отличимы друг от друга. Они характеризуются плотным сложением и черной или темносерой окраской.

Типичные андезиты, встреченные в районе р. Золы, состоят из мелких лейст плагиоклаза, имеющего судя по измерениям в симметричной зоне, сос-

тав $Ab_{55}An_{45}$, и небольшого количества мелких зернышек авгита, погруженных в бурый или буровато-серый аморфный базис (фиг. 44). В небольшом количестве в них содержатся мелкие аггрегаты зеленовато-коричневого иддингсита. Структура гиалопилитовая, при особенно большом содержании базиса переходящая в витрофировую.

Фиг. 44. Андезит. Пойма р. Золы. Николи ||. Увеличение 25.

Химический состав андезита из поймы р. Золы, по данным химико-аналитической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР, приведен в табл. 48.

№ 23 Таблица 48

	Пойма р. Золы, андезит, обр. 480			Пойма р. Золы, андезит, обр. 480	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
SiO_2	54.99	916	K_2O	2.32	24
TiO_2	1.76	22	H_2O^-	1.26	—
Al_2O_3	15.14	143	H_2O^+	1.90	—
Fe_2O_3	3.95	24	P_2O_5	0.87	—
FeO	4.45	62	Летуч. вещ.	0.52	—
MgO	2.73	69			
MnO	0.09	1			
CaO	6.97	125	$\sum$	100.30	—
Na_2O	3.35	54			

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$1.9\,\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.4SiO_2;$$
$$\alpha = 2.2;\ R_2O : RO = 1 : 3.3.$$

Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{175} \quad al_{27.9} \quad fm_{33.9} \quad c_{23.5} \quad alk_{14.7};$$
$$k = 0.31; \quad m = 0.31; \quad c/fm = 0.70.$$

Данные пересчета химического анализа методом Левинсон-Лессинга позволяют отнести породу к семейству андезитов. По классификации Ниггли, как и описанные выше гиперстен-авгитовые палеоандезиты, андезит из поймы р. Золы относится к представителям пелеитовой магмы. От порфи-

Фиг. 45. Базальт. Левый берег р. Газимур. Николи ||. Увеличение 10.

ритов андезиты отличаются малым содержанием окиси железа и магния, что видно на фиг. 41. Среди пород Восточного Забайкалья с ними сходен больше всего описанный выше гиперстен-авгитовый палеоандезит, от которого они отличаются только меньшим содержанием кремнезема и окиси магния.

Базальты образуют покров, залегающий на палеоандезитах и конгломератах по левому берегу р. Газимур. Базальты найдены также в виде небольших выходов на правом берегу р. Ильдикан и на водоразделе между падями Широкая и Лугия.

В состав их входят плагиоклаз, пироксен, оливин, магнетит, стекло и, в небольшом количестве, апатит (фиг. 45).

Структура пород порфировая; фенокристы представлены преимущественно авгитом и оливином, изредка плагиоклазом. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, мелких зерен авгита, довольно значительного количества зерен магнетита и, в варьирующем количестве, стекла. Иногда в основной массе присутствует в очень малом количестве оливин. Структура основной массы гиалопилитовая или интерсертальная.

Оливин в фенокристах представлен идиоморфными кристаллами, в большинстве случаев замещенными аггрегатом тонких желтоватых или

буроватых яркополяризующих чешуек иддингсита. Процесс замещения оливина иддингситом носит тот же характер, что и процесс серпентинизации оливина. Тонкие чешуйки иддингсита развиваются сперва по периферии кристалла, затем проникают внутрь него по трещинкам спайности. При далеко зашедшем процессе замещения образуется характерная петельчатая структура, при которой оливин уцелевает лишь в виде мелких округлых зернышек в отдельных участках кристалла. При этом процессе внутри кристаллов оливина в большом количестве сохраняются мелкие зернышки магнетита.

Авгит образует идиоморфные кристаллы, в которых иногда наблюдается двойниковое строение. В обр. 12 для авгита определены следующие константы: $2V = +56°$; $C : Ng = 52°$; $Ng - Np = 0.028$.

Плагиоклаз фенокрист представлен идиоморфными удлиненными кристаллами, сдвойникованными в полисинтетические двойники.

Таблица 49

Константы плагиоклаза

№ обр.	Координаты двойниковой оси			2V	Закон двойникования	% содержание анортита
	Np	Nm	Ng			
12	46	58	60	+78°	карлсбадский	52
11	77	64	32	+78°	периклиновый	50
	Зона	Направление	Угол угасания			
12	(010)	[100]	$\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 30°$		альбитовый	55
11	(010)	[100[	$\varepsilon_1 = +33$; $\varepsilon_2 = 20°$		карлсбадский	63

Лейсты плагиоклаза основной массы породы, судя по измерениям максимального угла погасания в симметричной зоне, относятся к основному андезину или лабрадору.

Химический анализ базальта, взятого на левом берегу р. Газимур около пос. Корабль, дал следующие результаты.

№ 24

Таблица 50

	Левый берег р. Газимур пос. Корабль, оливиновый базальт, обр. 22			Левый берег р. Газимур, пос. Корабль, оливиновый базальт, обр. 22	
	вес. %	мол. ч.		вес. %	мол. ч.
SiO_2	49.05	817	K_2O	1.46	15
TiO_2	1.24	15	H_2O^-	0.44	—
Al_2O_3	13.70	134	H_2O+	0.88	—
Fe_2O_3	3.69	23	P_2O_5	0.24	—
FeO	5.78	81	Летуч. вещ.	0.74	—
MgO	11.40	285			
MnO	0.16	2			
CaO	9.04	162	Σ	100.39	—
Na_2O	2.57	41			

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$3.6\,\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.3SiO_2;$$
$$a = 1.6 \cdot R_2O : RO = 1 : 9.4.$$

Магматическая формула по Ниггли:

$$Si_{106.7}\ al_{17.5}\ fm_{54.0}\ c_{21.1}\ alk_{7.4}$$
$$k = 0.27;\ m = 0.68;\ c/fm = 0.39.$$

Химический состав породы, так же как и минералогический, позволяет относить ее к представителям семейства базальтов по классификации Левинсон-Лессинга. Характерной чертой газимурского базальта является малое содержание глинозема. По Ниггли, порода относится к ряду представителей нормальногабброидной магмы.

Среди разнообразных пород Восточного Забайкалья наибольшее сходство с газимурским базальтом обнаруживает спессартито-вогезит из пос. М. Зерентуй (анализ № 34). Химические анализы для типичных базальтов Восточного Забайкалья отсутствуют, поскольку исследованные А. Егоровой (1932) и И. В. Лучицким (Лучицкий и Нагибина, 1938) породы семейства базальтов из районов Торейского и Борзинского озер и пос. Гандыбой оказались по химическому составу андезито-базальтами. От этих последних газимурский базальт резко отличается низким содержанием кремнезема. Таким образом, изученный нами оливиновый базальт представляет интерес с той точки зрения, что он является в настоящее время единственным типичным представителем пород из семейства базальтов Восточного Забайкалья, для которого установлен его химический состав.

Представляет интерес отметить большое сходство состава газимурского оливинового базальта с оливиновым базальтом Камчатки, анализ и формула которого взяты из «Петрографических провинций СССР» В. И. Лучицкого и Е. А. Кузнецова.

Формула базальта Камчатки, по Ниггли:

$$Si_{96}\ al_{17.6}\ fm_{51.1}\ C_{21.2}\ alk_{9.1};\ k = 0.10;\ m = 0.66;\ c/fm = 0.40.$$

Как видно из приведенных данных, газимурский базальт отличается от камчатского только несколько большим содержанием кремнезема и окиси калия.

Сходен с газимурским базальтом также один из образцов дубликанских базальтов, изученных А. Хлапониным. Таким образцом является № 94, имеющий формулу по Левинсон-Лессингу: $2.7\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.6SiO_2$; $a = 1.6$; $R_2O : RO = 1 : 9.5$.

Возраст базальтов и андезитов нашего района, повидимому, очень молодой. Мы относим их формирование к четвертичному периоду потому, что эти породы развиты в пойме долины р. Золы, они же слагают верхнюю часть разреза 25-метровой эрозионной террасы р. Газимур у пос. Корабль. Другими словами, излияния базальтов и андезитов происходили на фоне ландшафта, выработанного в четвертичное время.

XV. РЫХЛЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ И ГАЛЕЧНИКИ (Q?)

Рыхлые конгломераты и галечники наблюдались на левом берегу р. Ильдикан, близ ее устья. Они отмечены в отчете И. С. Валицкой. Выходы этих пород располагаются в пределах широкой депрессии, орошаемой водами р. Газимур. Рыхлые конгломераты и галечники слагают склон террасовидного уступа, заметно повышающегося к восточному коренному склону Газимурской долины. Высота бровки этого уступа над руслом р. Ильдикан в районе обнажений не превышает 15—20 м. В хорошем искусственном обнажении у тракта вскрыты аллювиальные отложения,

представленные крупными галечниками, местами цементированными водными окислами железа в рыхлые конгломераты, чередующимися с прослоями грубозернистого желтого песка. Галька в размерах варьирует от долей сантиметра до нескольких сантиметров. Галька округлая, различной степени окатанности. Состав гальки — кристаллические известняки нижнего кембрия, палеоандезиты, юрские песчаники. Прослои галечников, мощностью 20—50 см, чередуются, как сказано выше, с прослоями желтого песка. Песок разнозернистый, главным образом крупнозернистый. В составе его преобладает кварц, есть полевые шпаты. Видимая мощность песчано-галечных отложений 6—7 м. Пески и галечники относятся, несомненно, к типу аллювиальных отложений. Присутствие в составе галечного материала палеоандезитов, отсутствующих в долине р. Ильдикан, дает возможность рассматривать описанные галечники и конгломераты как отложения, выполняющие обширную меридиональную депрессию, занятую долиной р. Газимур, и служащие фундаментом для более молодых аллювиальных отложений рр. Газимур и Ильдикан. Взаимоотношения древнего аллювия с андезитами и базальтами не ясны. Отсутствие этих пород в гальке говорит в пользу более раннего возраста древнего аллювия, чем излияния андезитов и базальтов. Возможно, впрочем, и иное решение этого вопроса в будущем, когда будут детально изучены разнообразные молодые отложения, выполняющие газимурскую депрессию.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ОПИСАНИЕ СТРУКТУР

I. СТРУКТУРЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ (Cm_1—Pr?)

Структуры нижнекембрийских образований как осадочного, так и изверженного происхождения могут быть охарактеризованы лишь в весьма грубых и приближенных чертах. Дело в том, что нижнекембрийские породы выходят на поверхность в сравнительно небольшом количестве пунктов, по большей части в ядрах антиклиналов более молодых структур. Кристаллические известняки нижнего кембрия — наиболее распространенные породы из древнейшей свиты, обычно массивны; в них, за редким исключением, нельзя определить элементы залегания. Крупные поля древних гранито-гнейсов по восточной окраине планшета дают мало материала для суждения о структурах всего древнего комплекса.

Если удалить покров мезозойских и более молодых пород (см. схемы I и II), то применяя метод интерполяции, можно представить структуры древнего нижнекембрийского комплекса в следующем виде: вся западная половина планшета занята кристаллическими известняками — верхним членом разреза нижнего кембрия. Лишь местами близ северной кромки планшета в Ягодной пади из-под более молодых пород ушумунской свиты наряду с кристаллическими известняками выступают характерные кварциты средней свиты нижнего кембрия. В северо-восточном углу планшета известняки сменяются также кварцитами, слагающими полосу северо-западного простирания. Пересекая полосу кварцитов вкрест простирания в северо-восточном направлении, мы отмечаем присутствие типичных парасланцев из самых низов разреза нижнего кембрия. Парасланцы на правобережном гребне пади Талакан образуют ряд прекрасных обнажений. Падение парасланцев здесь очень пологое (5—8°) на ЗЮЗ. Таким образом, на северном крае планшета мы можем отметить часть крупной, очень пологой складки антиклинального типа, фиксируемой полосовидным распространением нижнекембрийских пород от более древних в ядре складки к более молодым на ее периферии. В данном пункте типично северо-западное, близкое к меридиональному, простирание нижнекембрийских пород. Внутренняя часть антиклинала сложена древними гранито-гнейсами.

В центральной части района в пределах «гольца» Аркия, на право- и левобережном гребне пади Таловка выделяется крупное пятно кварцитов средней свиты нижнего кембрия. С запада, севера и юга кварциты соприкасаются с кристаллическими известняками. Узкая полоса известняков фиксируется внутри кварцитового пятна на левобережье пади Солонечная. С востока кварциты и известняки нижнего кембрия прорваны крупным массивом варисцийских (?) порфировидных гранитов. Общая конфигурация кварцитового пятна позволяет предположить структуру пологого антиклинала с осью ССЗ, почти меридионального простирания. Антиклинал осложнен некрупным синклиналом, в котором сохранились кристалли-

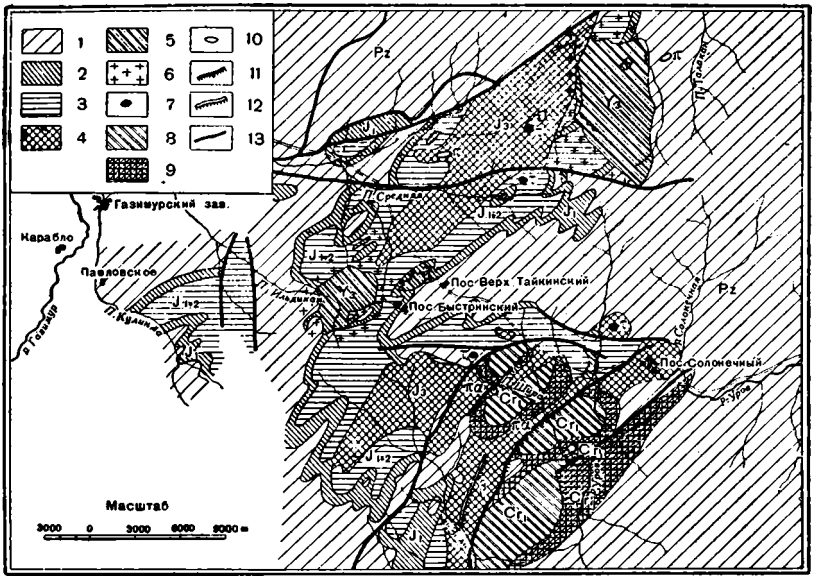


Схема структур мезозоя. (I)

1 — комплекс осадочных метаморфических и изверженных пород палеозоя.
2 — условно выделенные нижние горизонты морской юры.
3 — морская юра.
4 — порфириты.
5 — верхнеюрские граниты.
6 — контактная зона верхнеюрских гранитов.
7 — кварцево-турмалиновые жилы.
8 — базальные конгломераты тургинской свиты.
9 — тургинская свита.
10 — кварцевые порфиры.
11 — палеоандезиты.
12 — базальты и андезиты.
13 — линии разрывов.

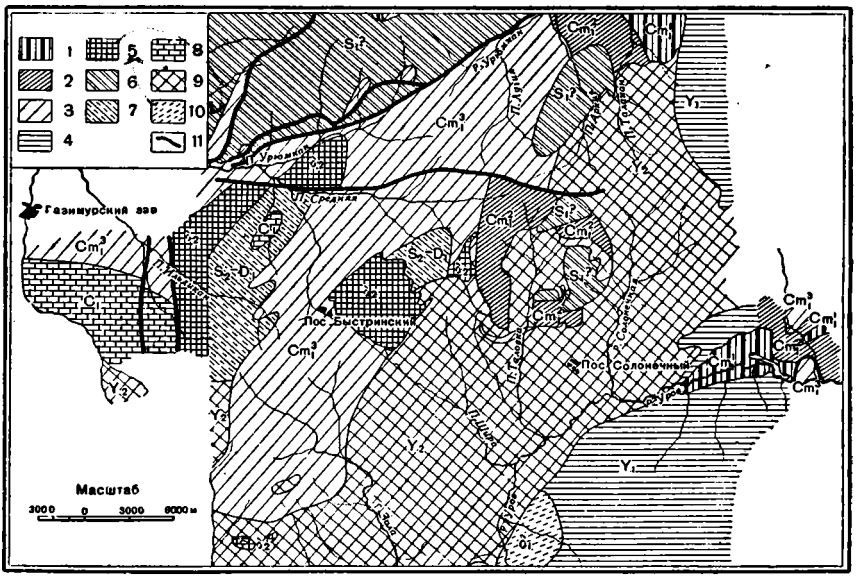


Схема структур домезозоя (II)

1 — парасланцы.
2 — кварциты.
3 — мраморы и известняки.
4 — гранито-гнейсы.
5 — диорито-гнейсы.
6 — ушумунская свита.
7 — ильдиканская свита.
8 — нижний карбон.
9 — варисцийские (?) граниты.
10 — основные и средние фации варисцийской (?) интрузии.
11 — линии разрывов.

ческие известняки. На крайнем востоке планшета, в районе пади Б. Бамбуя, при движении с юго-запада на северо-восток, прослеживаются полосы: нижних парасланцев, далее — кварцитов и, наконец, известняков нижнего кембрия с простираниями, близкими к широтным, и с падением на север.

Очевидно, здесь мы имеем дело с периклинальным окончанием синклинала нижнекембрийских пород. К югу от него, по правобережью Урова, располагаются гранито-гнейсы, видимо, слагающие ядро антиклинальной структуры нижнекембрийского комплекса.

Простая структура нижнекембрийского синклинала на Б. Бамбуе осложнена явлением сравнительно мелкой и крутой складчатости северо-восточного простирания. Это явление фиксируется появлением полосы кварцитов среди парасланцев на левобережье Б. Бамбуи и непосредственными замерами условий залегания пород в коренных выходах.

При устье пади Бамбуя кварциты средней свиты, повидимому, надвинуты на кристаллические известняки, выходящие небольшим островком у подножия коренного правого склона р. Бамбуи при ее выходе в долину р. Уров.

Результаты наблюдений над структурами древнейшего комплекса, как мы видим, не позволяют со всей полнотой дать характеристику складчатых форм древнейших пород района. Однако, имеющийся фактический материал позволяет наметить в качестве вопросов, подлежащих дальнейшему изучению на более широкой площади, следующие положения. Прежде всего это естественно напрашивающийся вопрос; выдержано ли действительно в региональном масштабе северо-западное, почти меридиональное простирание складчатых форм нижнего кембрия? Результаты нашего картирования говорят о полной законности постановки подобного вопроса. Далее, весьма интересен тот факт, что складчатость нижнекембрийского комплекса — фундамента для сложной серии более молодых пород, очень проста, поскольку это можно выявить нашими наблюдениями. Складчатые структуры пологие, крупные. Лишь местами, как, например, у устья пади Б. Бамбуя, заметно осложнение простых и крупных структур нижнего кембрия более мелкой и более интенсивной складчатостью иного, северо-восточного, простирания. Влияние молодых складкообразовательных движений проявилось, повидимому, лишь локально: далеко не всюду нижнекембрийский комплекс реагировал на позднейшие складкообразовательные движения образованием складок второго порядка, развивавшихся на основе древних крупных складчатых структур, но в ином плане.

Отметим, что крупные интрузии гранито-гнейсов и связанных с ними других древних интрузивных пород (гнейсированные диориты, например) локализованы в сводовых частях антиклиналов нижнекембрийских структур.

II. СТРУКТУРЫ УШУМУНСКОЙ СВИТЫ (S_1?)

Выше, при описании нормального разреза района, было отмечено, что в нашем распоряжении нет точных и исчерпывающих данных для построения детальной стратиграфической колонки ушумунской свиты. В связи с этим обстоятельством изучение структур этой свиты достаточно затруднительно. Однако в ряде пунктов можно было установить с достаточной достоверностью нормальное трансгрессивное залегание ушумунской свиты на различных свитах нижнего кембрия, именно — то на кристаллических известняках верхней свиты, то на кварцитах средней свиты. В других же пунктах есть достаточно оснований предполагать ненормальный тектонический контакт между ушумунскими сланцами и более древними подстилающими породами.

В вершине пади Ягодной, на гребне водораздела в россыпях элювиального типа выходят кварциты и кристаллические известняки нижнего кембрия. На южном склоне гребня, вблизи от выхода нижнекембрийских пород,

появляются коренные обнажения грубопесчанных ушумунских сланцев, относимых нами к основанию разреза ушумунской свиты. Сланцы падают на юго-запад, т. е. от выходов нижнекембрийских пород. Аналогичные соотношения видны в двух пунктах правобережья Урюмканской пади, в окрестностях прииска М. Урюмкан и на левобережье р. Урюмкан, против устья пади Лугия. Во всех перечисленных пунктах прямые наблюдения говорят о падении ушумунских сланцев от выходов их фундамента — кристаллических известняков нижнего кембрия. Мы можем предположительно говорить, что складки ушумунской свиты имеют северо-восточное простирание осей. Далее можно думать, что складки ушумунских сланцев достаточно мелкие, гораздо мельче крупных складчатых структур нижнего кембрия. Нужно отметить, что структура ушумунской свиты не сводится только к простым складчатым формам, поскольку их удалось установить полевыми наблюдениями. Здесь, несомненно, также имеют место прерывные формы складчатых структур типа надвигов. На это существует целый ряд указаний. Прежде всего непосредственные наблюдения по правобережью Урюмканской пади близ устья пади Панькова, у самого тракта, дают возможность говорить о ненормальном залегании кристаллических известняков нижнего кембрия на песчанистых и кремнистых сланцах ушумунской свиты. На узком гребне пади, сложенном главным образом ушумунскими породами, были обнаружены характерные кембрийские светлые кристаллические известняки, широко развитые далее к западу в окрестностях пос. Тайна. Известняки залегают в верхней части гребня и на его западном склоне в виде небольшого островка, окруженного со всех сторон выходами пород ушумунской свиты. Эти последние развиты также и в основании гребня и служат ложем для более древних кристаллических известняков нижнего кембрия. Здесь имеется достаточно оснований для констатации ненормального контакта нижнекембрийских известняков и ушумунских сланцев, обусловленного, очевидно, надвигом известняков основания на ушумунскую свиту.

От описанного нами пункта к северу линия тектонического контакта прослеживается в виде волнистой кривой до самой кромки планшета. Основанием для проведения этой линии является, с одной стороны, наличие почти меридиональной полосы кристаллических известняков нижнего кембрия среди сплошного поля развития ушумунских пород. Ориентировка этой полосы не вяжется с общим характером складчатых структур ушумунской свиты. Далее, существенно присутствие брекчиированных известняков близ восточного контакта известняковой полосы с ушумунскими сланцами на гребне между падью Паньковая и М. Дорогон. Наконец, песчанистые сланцы ушумунской свиты падают под известняки на гребне между вершинами падей Б. и М. Дорогон. Есть также основание для фиксации линии надвига к востоку, точнее к северо-востоку от устья пади Панькова. Основанием для выделения этой ветви надвига служат главным образом взаимоотношения между ушумунскими сланцами, известняками нижнего кембрия и отложениями морской юры, о чем мы будем говорить ниже. Здесь же отметим, что существование этой ветви надвига северо-восточного простирания, вытянутой вдоль Урюмканской пади по ее правобережью, подтверждается еще взаимоотношением ушумунских пород и кристаллических известняков. На правобережье пади Урюмканской немного ниже прииска Урюмкан выходят песчанистые сланцы ушумунской свиты, относимые нами к верхней и средней частям разреза этой свиты. При движении по правобережным гребням на север, фиксируются совершенно неожиданные выходы светлых кристаллических известняков. Эта резкая и неожиданная смена одних пород другими невольно наводит на мысль о существовании здесь тектонического контакта между известняками и ушумунской свитой. Далее к северу, как это мы уже говорили выше, взаимоотношения между известняками и ушумунскими сланцами определяются с значительной долей вероятия трансгрессивным нормальным

залеганием ушумунской свиты на карбонатные породы нижнего кембрия.

Суммируя весь имеющийся материал наблюдений над структурами ушумунской свиты, можно сказать, что эта свита сохранилась в некоторых пунктах района в синклиналах, зажатых в метаморфизованных породах нижнего кембрия. Наиболее крупный синклинал, лишь частью захваченный нашими наблюдениями, располагается в северо-западном углу планшета. По юго-восточной периферии синклинала, частью внутри него, наблюдаются надвиги метаморфического основания на ушумунскую свиту. Менее значительные пятна ушумунских пород в бассейне рр. Аркия и Таловка (коренных обнажений здесь почти нет) представляют собой, повидимому, остатки сравнительно мелких синклиналов, в которых ушумунские породы интенсивно метаморфизованы действием варисцийской (?) и мезозойской интрузий кислой магмы.

Несмотря на значительные пробелы в полевых наблюдениях, обусловленных очень плохой степенью обнаженности во всем поле развития пород ушумунской свиты, можно с известной уверенностью говорить о том, что с момента складкообразования в толще ушумунских пород заложено основание северо-восточного плана складчатых структур, резко отличного от почти меридионального плана построения складчатых форм нижнекембрийского комплекса. В дальнейшем, как мы увидим ниже, северо-восточное простирание складчатых форм надолго сохраняется и с особенной резкостью проявляется в ориентировке структур молодого мезозойского комплекса.

III. СТРУКТУРЫ ИЛЬДИКАНСКОЙ СВИТЫ (S_2—D_1)

Ильдиканская свита (S_2 — D_1) развита на очень ограниченной территории у западной кромки планшета в верховьях р. Ильдикан и на водоразделе рр. Ильдикан—Прямая. Породы этой же свиты найдены также на небольшом участке в вершине пади Мистурной. В последнем пункте имеется всего лишь один замер условий залегания пород ильдиканской свиты. Взаимоотношения с более древними известняками нижнего кембрия непосредственно не наблюдались. Однако здесь нет никаких оснований допускать ненормальный контакт ильдиканской свиты с известняками нижнего кембрия.

В вершине р. Ильдикан в ряде обнажений прослеживается очень полный разрез пород ильдиканской свиты, залегающей здесь с однообразным падением на ВСВ под углом 10—15°. Основания разреза здесь не видно, так как лиловые известняки, залегающие в самых низах толщи, прорваны габброидными породами — дериватами варисцийской (?) гранитной интрузии. Обнажения пород ильдиканской свиты тянутся по правому берегу р. Ильдикан на значительное расстояние (свыше 1 км). В верховом конце обнажения, близ кладбища, породы ильдиканской свиты надвинуты на конгломераты морской юры. Конгломераты морской юры залегают в основании склона долины у самой дороги с падением 245°∠15°. На них лежат серые кремнистые сланцы ильдиканской свиты с падением 160°∠30°; сланцы плавно изменяют простирание вверх по долине и в конце обнажения имеют падение 90°∠90°. Мощность пачки сланцев невелика — 10—15 м. Контакт сланцев с конгломератом юры выражен резко в виде зеркально отполированной плоскости, падающей в глубь склона (325°∠50°). И конгломераты юры и сланцы ильдиканской свиты разбиты многочисленными трещинами. Падение этих трещин (преобладающее) 330°∠50—70°, т. е. почти параллельно плоскости тектонического контакта.

Пачка кремнистых сланцев и конгломераты (последние на протяжении 5—6 м от контакта) сильно измяты, развальцованы, с массой зеркал скольжения. Местами на контакте кремнистых сланцев ильдиканской свиты и конгломератов морской юры присутствуют сильно развальцованные, трещиноватые, с зеркалами скольжения, порфириты верхней юры.

Пачка кремнистых сланцев, надвинутая на конгломераты морской юры, отделена плоскостью разрыва от вышележащих пород ильдиканской свиты. Эти последние, представленные теми же сланцами с прослоем песчаника, залегают с падением на 65°∠ 30°. Плоскость вероятного разрыва, непосредственно не наблюдаемая, простирается, повидимому, параллельно плоскости контакта кремнистых сланцев с контактами морской юры по азимуту 60°.

Резюмируя наблюдения над структурами ильдиканской свиты в долине р. Ильдикан, мы можем сказать, что здесь вскрыто юго-западное крыло синклинала ильдиканской свиты. На юго-западе складка порвана интрузией габброидных пород варисцийского (?) возраста. В крайних восточных выходах простая синклинальная структура осложнена чешуйчатым надвигом пачки ильдиканских пород на конгломераты морской юры и надвигом отдельных частей ильдиканской свиты друг на друга.

Прослеживая распространение ильдиканской свиты на юг от описанного разреза, мы можем лишь убедиться в том, что она занимает значительную площадь на водоразделе рр. Ильдикан и Зола. Коренных обнажений здесь нет. Более ясное представление о характере залегания ильдиканских пород получается при изучении междуречного пространства между р. Ильдикан и падью Средняя. Здесь отчетливо прослеживается полосовидное распространение лиловых криноидных известняков, перекрытых зеленоватыми кремнистыми сланцами. Полоса этих пород тянется от правого берега р. Ильдикан сначала в меридиональном направлении прямо на север. На левобережье пади Котиха эта полоса плавно поворачивает на северо-восток. К востоку от полосы ильдиканских пород повсеместно развиты отложения морской юры, лежащие трансгрессивно на породах ильдиканской свиты. К западу от полосы лиловых известняков и кремнистых сланцев располагаются основные интрузивные породы варисцийской (?) интрузии. Приведенные наблюдения позволяют характеризовать структуру ильдиканской свиты на территории междуречья рр. Ильдикан—Средняя как синклинал с осью северо-восточного простирания. В настоящее время вскрыта лишь западная часть этого синклинала; внутренняя часть структуры нормально перекрыта отложениями морской юры. Периферия синклинала сформирована габброидами варисцийского (?) цикла, слагающими интрузивное тело пластового типа.

IV. СТРУКТУРЫ НИЖНЕГО КАРБОНА (C_1)

Отложения нижнекаменноугольного возраста, так же как и породы ильдиканской свиты, занимают очень ограниченные участки на исследованной нами площади. Известны два пункта развития нижнего карбона: район падей Малая, Средняя и Б. Кулинда и левобережье пади Котиха. В первом районе, на гребне пади М. Кулинда отложения турнейского яруса нижнего карбона залегают, как мы видели, трансгрессивно на кристаллических известняках нижнего кембрия. Простирание базальных горизонтов карбона почти широтное (азимут 160°), падение на юг под углом 50°. В средней и нижней частях гребня по ряду выходов пород карбона можно установить присутствие мелких крутых складок с падением крыльев на запад и северо-восток (285—310°) под крутым углом до 70°. Разобраться в деталях структуры из-за плохой обнаженности нельзя. На гребне между падями Б. и Ср. Кулинда в редких коренных выходах можно установить падение слоев на север (азимут 5—100) под углом 65°.

На правом склоне пади Б. Кулинда в низовье этой пади имеются коренные выходы кремнисто-глинистых сланцев карбона, падающих по азимуту 350°∠ 50°. Несколько ниже по пади те же породы имеют падение по азимуту 215°∠ 15°. В верхнем течении пади Б. Кулинда из-под базальных конгломератов морской юры местами выходят породы нижнего карбона. В одном обнажении близ разветвления пади Б. Кулинда на две вершинных ветви слои падают на ВЮВ 115°∠ 30°. В обнажении, расположенном

несколько ниже по течению р. Б. Кулинды, те же породы образуют мелкую антиклинальную складку с падением крыльев: СВ 20 ∠ 40° и В 90° ∠ 30°. На правом гребне пади Котиха визейские известняки и песчаники залегают с падением на север 360° ∠ 50°.

Приведенными данными исчерпываются все имеющиеся наблюдения над условиями залегания нижнекаменноугольных пород. Этих данных, конечно, недостаточно для полного представления о структуре отложений нижнего карбона. Однако, с достаточной уверенностью можно говорить об отсутствии тектонического контакта между карбоном и кристаллическими известняками кембрия в районе курорта Ямкунь, на правом гребне пади М. Кулинда, вопреки мнению некоторых геологов (см. сводку С. С. Смирнова, 1934, а также отчет и карту И. С. Валицкой). Далее можно утверждать, что никаких чешуйчатых надвигов, якобы характерных для структуры карбона Котихи, на самом деле там нет (Смирнов, 1934, 59). Гипотеза чешуйчатого надвига обусловлена неправильными стратиграфическими представлениями, включением базальных конгломератов морской юры в состав карбона.

Существенно иначе представляются теперь условия залегания карбона в пади Б. Кулинда, когда нижнекаменноугольные отложения отчленены от пород морской юры. Как мы видели выше (см. стратиграфию морской юры), кремнисто-глинистые сланцы карбона на Б. Кулинде относились всеми нашими предшественниками к низам разреза юры. Худяев (1931), в частности, причислял их к лейасу. На самом же деле базальные горизонты морской юры залегают трансгрессивно и резко несогласно на нижнекаменноугольных отложениях. Наши наблюдения дают еще возможность утверждать, что широтные простирания далеко не исчерпывают характеристики простираний складчатых форм нижнекаменноугольных пород, как это утверждали некоторые геологи. Мы видели, что на ряду с широтными простираниями отмечены и другие, вплоть до меридиональных. В свете всего имеющегося материала нет никаких оснований выделять структуры карбона как нечто особенное. Повидимому, наиболее правильною будет оценка структур «пятен» карбона как более или менее сложных синклиналов. В районе падей Б., Ср. и М. Кулинда мы, вероятно, имеем дело с северо-восточной периклинальной частью синклинала, осложненного явлениями мелкой складчатости второго и высшего порядка. С востока синклинал оборван разрывом, проводимым нами на основании изучения структур юры (см. ниже). Синклинальная структура нижнего карбона по правобережью р. Газимур подчеркивается тем обстоятельством, что на ее периферии (северной) представлены базальные слои — конгломераты, залегающие на нижнекембрийских известняках, а во внутренней части, в районе пади Б. Кулинда, развиты наиболее высокие части разреза (черные кремнистые сланцы).

На Котихе, повидимому, вскрыт небольшой участок второго синклинала, перекрытого в значительной степени юрскими отложениями. Мелкие разрывы вполне вероятны в толще карбона, но вряд ли они определяют основные черты структур этих отложений.

Взаимоотношения варисцийских (?) интрузий со структурами нижнего кембрия, ильдиканской свиты и нижнего карбона

Рассмотрение взаимоотношений интрузивных тел варисцийских (?) гранитов со структурами всего домезозойского комплекса (см. схему структур мезозойского фундамента) показывает, что варисцийские (?) граниты слагают полосу, шириной в несколько километров, протягивающуюся через весь планшет в северо-восточном направлении. Эта полоса располагается примерно по контакту древних гранито-гнейсов и метаморфизованных отложений, относимых нами к нижнему кембрию. Менее значительные интрузивные тела, вскрытые эрозией в вершине р. Золы,

в верховьях пади Б. Кулинда, имеют произвольную форму очертаний. У западной окраины планшета среди обширного поля развития карбонатных пород нижнего кембрия выступают в виде полосы северо-восточного простирания гибридные породы (габбро, сиениты) варисцийской (?) интрузии. Полосовидное распространение варисцийских (?) гранитов, северо-восточное простирание главного поля развития этих пород позволяют связывать внедрение варисцийской (?) интрузии со складчатостью северо-восточного простирания. Пластообразное залегание габброидных фаций варисцийской (?) интрузии в толще пород ильдиканской свиты говорит о наличии пластообразных форм залегания некоторых участков крупных варисцийских (?) интрузивов.

Разнообразные породы варисцийской (?) интрузии часто катаклазированы. Нередки также милонитизированные участки, располагающиеся в виде узких линз среди слабо катаклазированных гранитов. Однако, благодаря очень неравномерной и в общем плохой обнаженности гранитных массивов, никакой закономерности в распределении и ориентировке зон интенсивного катаклаза и милонитизации установить не удалось. То же можно сказать и про попытки уловить закономерности в пространственной ориентировке многочисленных трещин, наблюдающихся во всех коренных обнажениях варисцийских (?) пород.

В заключение можно повторить тот вывод, который уже был высказан выше, а именно: северо-восточное простирание главнейших массивов варисцийских (?) изверженных пород вырисовывается совершенно ясно. Это обстоятельство позволяет с большой долей вероятия связывать данную интрузию с одним из этапов складчатости северо-восточного простирания, с той оговоркой, что во всяком случае интрудирование кислой магмы в толщу палеозойских осадочных и изверженных пород произошло в доюрское время (см. описание разреза морской юры).

V. СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЯ

Структуры морской юры устанавливаются с большой полнотой и отчетливостью. Двигаясь с запада района к его восточной границе, мы увидим целый ряд правильных складок, в которых собраны юрские отложения, покоящиеся на сложном складчатом фундаменте, охарактеризованном нами выше.

Характеристику структур морской юры удобнее всего начать с западной части района, с области правобережья р. Газимур (падь Б. Кулинда). Здесь ряд превосходных обнажений по правому склону пади и отчасти на водоразделе между Б. Кулиндой и Государевой падью дает весьма отчетливую картину взаимоотношения морской юры с более древними породами, а также позволяет разобраться в структуре толщи юрских отложений.

По пади Б. Кулинда, у устья которой весьма ясно видно трансгрессивное и несогласное залегание базальных слоев морской юры на нижнекаменноугольных породах (см. нормальный разрез), полоса юрских конгломератов протягивается в северо-восточном направлении к устью Государевой пади. К югу и юго-востоку от этой полосы распространены верхние части разреза морской юры, развитые во всем отрезке течения Б. Кулинды и водораздельного гребня Б. Кулинда — Государева падь. В верхнем течении Б. Кулинды, путем постепенной смены различных горизонтов морской юры, вновь появляются ее базальные конгломераты, из-под которых выходят темные кремнисто-глинистые сланцы карбона. Эти последние аналогичны кремнистым сланцам карбона, вскрытым у устья пади Б. Кулинда. Кремнистые сланцы карбона образуют два незначительных по размерам выхода в верховьях пади Б. Кулинда. На них в обоих случаях залегают базальные конгломераты юры. У разветвления вершинных падей Б. Кулинды появляются вновь грубые конгломераты морской юры, переполненные галькой варисцийских (?) гранитов, слагающих значительный

массив в истоках Б. Кулинды. Распространение юрских пород и непосредственные замеры в поле условий их залегания позволяют восстановить ясную структуру синклинала с осью северо-восточного простирания, проходящей через среднюю часть пади Б. Кулинда. Юго-восточнее крыло синклинала осложнено несколькими антиклинальными складками второго порядка, в ядрах которых выходят нижнекаменноугольные породы.

По право- и левобережью Государевой пади, а также в низовье р. Ильдикан развиты исключительно песчаники и глинистые сланцы морской юры. Базальных горизонтов здесь нет даже близ контактов юры с более древними варисцийскими (?) изверженными породами. Юрские песчаники и глинистые сланцы залегают с северо-восточным простиранием и падают круто на юго-восток под древние интрузивные породы. Имеются, таким образом, достаточные основания предполагать тектонический контакт меридиональной полосы юрских отложений на правом гребне Государевой пади и в низовье р. Ильдикан как с более древними породами [известняки нижнего кембрия, варисцийские (?) изверженные породы], так и с морской юрой кулиндинского синклинала. Наиболее целесообразно предположить, что на данном участке планшета морская юра залегает в узком меридиональном грабене. Это предположение подкрепляется еще тем обстоятельством, что в одном пункте на западной окраине грабена вдоль контакта нижнекембрийских известняков и песчаников морской юры выходят базальты (окрестности горы Известка). Меридиональные разломы, повидимому, сбросового типа, обрывают северо-восточную часть синклинала морской юры Б. Кулинды.

Двигаясь на восток от предполагаемого грабена в глубь планшета, мы вступаем с точки зрения юрских структур в область размытого антиклинала. Об этом свидетельствуют почти сплошные выходы более древних, доюрских пород, на поверхности которых местами сохранились маленькие островки базальных конгломератов морской юры. Такие островки обнаружены на вершине гребня водораздела между рр. Ильдиканом и Золой, по правому гребню пади Курочкина, а также на левом берегу пади Урюмкан, ниже устья пади Котиха.

Далее на восток во внутренней части района располагаются две крупных синклинальных структуры. Одна из них, которую мы для удобства изложения назовем урюмканским синклиналом, тянется в северо-восточном направлении и охватывает водораздел рр. Ильдикан, Быстрая, право- и левобережье пади Котиха, почти все течение р. Средней, верховье пади Урюмкан, водораздел между падью Урюмкан и р. Урюмкан и правобережье последней в ее верхнем течении.

Другой крупный сложный синклинал, выделяемый нами под именем золинского, располагается в верхнем течении р. Золы; он охватывает область водораздела между рр. Зола и Уров и часть левобережья этой последней. Урюмканский и золинский синклиналы соединены друг с другом узкой полосой юрских отложений, локализированных в небольшом синклинале второго порядка на Быстринско-Ильдиканском водоразделе.

Контуры синклиналов (золинского и урюмканского) определяются конфигурацией выходов базальных конгломератов морской юры, распространением глинистых сланцев средней части юрского разреза и песчаников верхней части разреза. Кроме этих общих результатов площадного картирования, основанного в значительной мере на наблюдениях над высыпками, элювиальными россыпями и осыпями, предлагаемая характеристика структур морской юры основана еще на значительном количестве наблюдений над коренными выходами как самих пород морской юры, так и их контактов с подстилающими породами. Непосредственные нормальные контакты юрских пород с более древними наблюдались помимо пади Б. Кулинда, что описано нами выше, еще по северо-западной окраине урюмканского синклинала, на правом склоне пади Средняя, на левом берегу пади Урюмкан, далее — внутри урюмканского синклинала, в ядре

небольшой антиклинальной складки на правом склоне пади Средняя (верхнее течение), и в аналогичных условиях на правом гребне пади Котиха. Прекрасно видно трансгрессивное налегание конгломератов морской юры на более древние породы на юго-западном переклинальном окончании урюмканского синклинала в долине р. Ильдикан (правый склон у прииска). Далее то же явление наблюдается по правому склону пади Урюмкан, близ пос. Тайна у тракта. В целом ряде других мест, перечислять которые здесь мы не будем, выходы базальных конгломератов морской юры и более древних пород располагаются очень близко друг к другу и почти всюду, за очень редкими исключениями, в составе гальки юрских конгломератов можно найти более древние породы непосредственно из основания юры. На основе данных картирования, помимо двух основных и сложных синклинальных структур — урюмканского и золинского синклиналов, состоящих из сочетания более мелких синклиналов и антиклиналов, выделяется еще один изолированный небольшой синклинал морской юры на правом склоне пади Урюмканская, между падями Ягодная и Панькова. Вся остальная территория планшета, его северо-западная, центральная и юго-западная части, а также вся восточная половина, представляющие области развития доюрских пород, играют роль антиклиналов в общей системе складчатых структур морской юры.

Складчатость морской юры простая. Характерная черта всех складок — асимметрия их поперечного профиля, обусловленная некоторым наклоном осевых плоскостей складок к северо-западу. Углы падения крыльев складок варьируют от 15° до 50—60°. Интересен тот факт, что складки морской юры, местами in toto наблюдаемые в поле, значительно мельче и круче (в смысле углов падения крыльев) складок древнего фундамента. Особенно это делается ясным при сравнении структур морской юры и нижнего кембрия, смятого, как мы видели, в крупные и сравнительно пологие складки.

Необходимо далее отметить, что структуры морской юры далеко не исчерпываются теми простыми складками, о которых мы только что говорили. Юрские отложения, кроме этого, принимают участие в формировании прерывных структур надвигового типа, развитых довольно широко. Однако до описания этих надвигов необходимо остановиться на структурах верхнеюрского порфиритового комплекса молодых интрузивных кислых пород и тургинской свиты, так как все эти породы также принимают участие в формировании надвиговых структур.

Верхнеюрские порфириты формируют многочисленные дейки и, повидимому, покровы и потоки. Некоторые факты, говорящие в пользу покровного характера залегания некоторых разновидностей верхнеюрских порфиритов, были приведены нами в описании нормального разреза района. Необходимо к этому добавить, что покровный характер залегания порфиритов подчеркивается еще тем обстоятельством, что площади сплошного развития порфиритов весьма значительны. Всюду, где были видны непосредственные контакты порфиритов как с породами морской юры, так и с более древними породами, удавалось установить эруптивный характер этого контакта.

Весьма интересным является тот факт, что в распределении крупных полей сплошного развития порфиритов наблюдается известная закономерность. Эта закономерность выражается в локализации главнейших полей распространения верхнеюрских эффузивов в синклиналах морской юры. В самом деле, вся центральная часть урюмканского синклинала занята верхнеюрскими порфиритами, слагающими линзовидную (в плане) площадь, вытянутую в северо-восточном направлении. То же справедливо и для золинского синклинала, в мульде которого порфириты занимают значительную площадь.

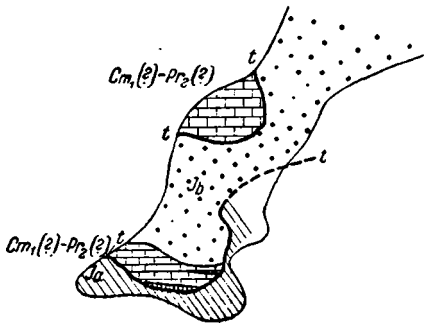
Вне этой закономерности стоят бесформенные некрупные поля порфиритов по левобережью р. Уров в районах падей Таловка и Солонечная.

Последние выходы порфиритов расположены в области антиклинала с точки зрения структур морской юры.

Закономерная связь главнейших полей развития эффузивных пород верхнеюрского возраста со складчатыми формами морской юры говорит о том, что и эффузивный комплект был охвачен процессами складкообразования, так же как и все более древние образования.

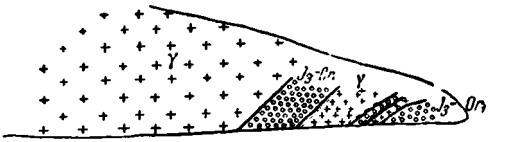
Молодые интрузии гранитной магмы занимают также совершенно определенное место в системе складчатых структур юрского комплекса. Именно некрупные интрузивные поля приурочены к периклинальным окончаниям юрских синклиналов. Быстринский массив приурочен к юго-западному периклинальному окончанию урюмканского синклинала. Лугиинский массив молодых интрузивных пород кислой магмы расположен на северо-восточной периклинальной части того же синклинала. Лишь один незначительный массив кислых молодых интрузивных пород на правобережном гребне пади Быстрая локализован в ядре небольшого антиклинала второго порядка на юго-восточном крыле крупного синклинала юры.

Переходя к характеристике структур тургинской свиты, напомним,



Фиг. 46. Правый берег пади Урюмкан, близ пади Панковой.

$Cm_1(?)$ — $Pr_2(?)$ — известняки; J_b — базальные горизонты морской юры; J_a — верхние горизонты морской юры; t — тектонический контакт.



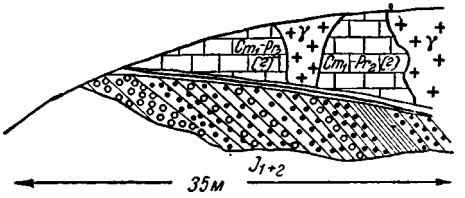
Фиг. 47. Левый берег р. Уров около пос. Солонечного. Чешуйчатый надвиг варисцийских (?) гранитов (γ) на конгломераты тургинской свиты (J_3 — Cr_1).

что породы этой свиты развиты только на юге планшета по левобережью р. Уров. Тургинские породы обнажены очень плохо. Главнейшая основа для картирования — высыпки и щебенка пород в искори деревьев. Однако и здесь удалось подметить известные закономерности в распространении пород и схематично отобразить на карте структуры тургинской свиты. Распространение базальных конгломератов и верхних характерных горизонтов тургинской свиты позволяет охарактеризовать складчатые структуры тургинской свиты как сочетание нескольких плоских мульд, разделенных антиклиналами, сформированными более древними породами. Оси складок простираются с юго-запада на северо-восток.

Простые складчатые структуры тургинской свиты осложнены надвигами чешуйчатого типа. Это явление наблюдается совершенно отчетливо в нескольких прекрасных обнажениях по левобережью р. Уров, у устья Солонечной пади. Несколько выше устья этой пади, в подмыве левого коренного склона долины р. Уров в длинном ряде обнажений выходят порфировидные варисцийские (?) граниты. На мысовидном участке левого берега р. Уров, у самого устья пади Солонечной, граниты рядом мелких чешуй надвинуты на грубые конгломераты тургинской свиты. Мощность пластин гранита и конгломерата варьирует от 5 до 40 м (фиг. 47). По контактам гранитных пластин и конгломератов наблюдается интенсивное рассланцевание, дробление пород. У самой плоскости контакта располагаются тонкие (5—15 см) пачки зеленовато-серых мелкомилонитовых пород. Падение плоскостей тектонических контактов выдержано в пределах всего крупного обнажения и выражается азимутом 280° ∠ 45—50°.

Система чешуйчатых надвигов варисцийских (?) гранитов на тургинские конгломераты прослеживается по простиранию на северо-восток на

левобережном гребне пади Солонечной. Здесь раздавленные и развальцованные порфириты верхней юры и варисцийские (?) граниты надвинуты на конгломераты тургинской свиты и интенсивно размятые темные глинистые сланцы, похожие на аналогичные породы низов разреза морской юры. Осадочные породы мезозоя в свою очередь надвинуты на варисцийские (?) граниты, слагающие крайнюю южную оконечность правобережного гребня Солонечной пади. Взаимоотношения пород здесь не так отчетливы, как в предыдущем обнажении, но тектонический характер взаимоотношения осадочных пород мезозоя и варисцийских (?) гранитов не вызывает сомнения. К зоне тектонического контакта гранитов и мезозойских осадочных пород приурочен выход известного минерального источника. Далее к северо-востоку линия, отображающая простирание зоны чешуйчатых надвигов, уходит в область крупного массива варисцийских (?) гранитов и точно не прослежена. Среди гранитов есть зоны и участки интенсивного катаклаза и милонитизации, но связывать их с зоной чешуйчатых надвигов у устья Солонечной пади пока нет достаточных оснований.



Фиг. 48. Падь Средняя. Правый берег. Тектонический контакт известняков (Cm_1—Pr_2), варисцийских (?) габбро и сиенитов (η) с морской юрой (J_{1+2}).

Линия надвига от устья Солонечной пади прослеживается и на юго-запад. На простирании этой линии мы находим конгломераты тургинской свиты, на которые у устья пади Мостовка надвинуты варисцийские (?) граниты со скарнами. Конгломераты тургинской свиты раздроблены, граниты катаклазированы и частью развальцованы. Обнажение, иллюстрирующее взаимоотношения гранитов и тургинских конгломератов, располагается на южной оконечности левобережья пади Мостовка, обращенной в сторону долины р. Уров. Тургинские конгломераты с признаками интенсивных механических воздействий, залегают в основании склона, верхняя часть которого сложена катаклазированными варисцийскими (?) гранитами со скарновыми породами. Непосредственный контакт гранитов и конгломератов здесь не вскрыт, но тектонический характер контакта весьма вероятен по аналогии с наблюдениями у устья Солонечной пади. На вершине гребня на граниты и скарновые породы нормально налегают конгломераты тургинской свиты.

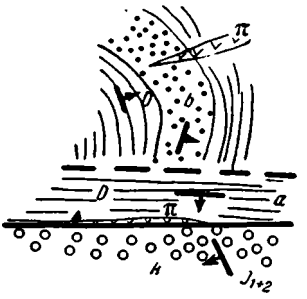
Таким образом, по левобережью р. Уров протягивается на значительном протяжении зона надвигов чешуйчатого типа, причем в этих дислокациях принимают участие варисцийские (?) граниты, породы морской юры и отложений тургинской свиты. Интересен тот факт, что непосредственное наблюдение позволяет установить общее северо-восточное простирание надвиговой зоны и падение плоскостей скольжения на северо-запад (!). Установив это обстоятельство, отметим, что совершенно аналогичные структуры типа чешуйчатых надвигов констатированы и в других частях района, вне области развития тургинской свиты. Наиболее отчетливо эти структуры наблюдались частью в естественных обнажениях, частью в искусственных выемках по правобережью пади Средняя у ее устья, на правом берегу р. Ильдикан, в районе золотого прииска, и на правом склоне пади Урюмкан, близ западной кромки планшета.

На правом склоне пади Средняя, у самого тракта Газимурский завод — Нерчинский завод (у поворота тракта на северо-восток), в естественном обнажении (фиг. 48), частью расчищенном нами, наблюдается следующее: основание коренного склона сложено конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами морской юры (нижние горизонты разреза), падающими на северо-восток по азимуту 70—75° ∠ 30°. Юрские породы слагают непрерывное обнажение на несколько десятков метров вдоль под-

пожия склона. На них надвинуты кристаллические известняки нижнего кембрия, прорезанные габброидными породами [фация варисцийской (?) интрузии]. Известняки и изверженные породы слагают верхнюю часть склона и залегают на различных горизонтах морской юры. Плоскость тектонического контакта слабоволнистая. Простирание ее 120°, падение на северо-восток ∠ от 40 до 25°.

В головах пластов юры, срезанных плоскостью тектонического контакта, наблюдается некоторое смятие и раздробление юрских пород, не очень впрочем интенсивное. Значительно сильнее изменены известняки, близ плоскости тектонического контакта превращенные в вязкую, желтовато-белую глиноподобную массу. Плоскость контакта ровная и совершенно отчетливая.

В нескольких сотнях метров выше по пади, в том же правом склоне ее, видно нормальное трансгрессивное залегание базальных конгломератов морской юры на размытой поверхности основных изверженных пород варисцийского (?) цикла. В гальке юрского конгломерата присутствуют породы фундамента.



Фиг. 49. Правый берег пади Ильдикан выше пос. Ильдиканского. Надвиг Ильдиканской свиты (D) на морскую юру (J_{1+2}).

π — порфирит, k — конгломерат, a — глинистый сланец, b — песчаник.

Можно предполагать, что как это изображено на прилагаемой схеме, надвиг кристаллических известняков, прорванных габброидами, не ограничивается пределами описанного выше обнажения. На простирании линии надвига располагается зона сильно перемятых порфиритов, пересекающая в широтном примерно направлении обширную площадь развития эффузивных пород верхней юры в мульде урюмканского синклинала. Далее на восток, в пределах северного склона аркиинского «гольца» о наличии надвига говорит ряд наблюдений. Прежде всего об этом говорит отсутствие базальных горизонтов морской юры у контакта их с кварцитами нижнего кембрия. Далее о том же свидетельствует появление узкой полосы нижнекембрийских кристаллических известняков в вершине пади Аркия; эта полоса не вяжется с представлением о простой непрерывно-складчатой структуре нижнекембрийского осадочного комплекса.

Имеющийся материал позволяет предполагать, что вдоль северного склона аркиинского «гольца» протягивается линия тектонического контакта морской юры и кристаллических известняков нижнего кембрия с кварцитами нижнего кембрия и роговиковыми сланцами, относимыми нами к ушумунской свите. Исключительно плохая обнаженность северного склона «гольца» и густая залесенность не дали возможности подкрепить сделанное нами предположение точным фактическим материалом. Существование надвига от низовьев пади Средняя до верховья пади Аркия вполне вероятно, тем более в Средней пади это явление видно в обнажениях, а характер явления совершенно тот же, что и по левобережью р. Уров.

Несколько более сложная картина наблюдается по правобережью Урюмканской пади немного выше устья пади Панькова.

Мы уже отмечали здесь наличие тектонического контакта между кристаллическими известняками нижнего кембрия и ушумунскими сланцами. Несколько выше по пади Урюмкан, в следующем к востоку гребне наблюдается еще более сложная картина взаимоотношений кристаллических известняков нижнего кембрия, морской юры и ушумунских сланцев (см. фиг. 46).

Основание гребня (обнажения по южному и восточному склонам) сложено морской юрой, пласты которой залегают с падением на северо-восток по азимуту 65° ∠ 45—55°. Разрез морской юры начинается с чере-

дования конгломератов и грубых песчаников, богатых обломками кристаллических известняков и ушумунских сланцев. Стратиграфически выше идут грубозернистые полимиктовые песчаники с пачками темносерых глинистых сланцев. Очевидно, что в данном пункте выходят нижние горизонты толщи морской юры. Верхняя часть гребня, точнее — его южная оконечность, сложена кристаллическими известняками нижнего кембрия. Эти последние лежат глыбой на головах пластов морской юры. Близ контакта известняки брекчиированы, окрашены в ржавый цвет водными окислами железа. Контакт известняков с морской юрой вскрыт старыми канавами и шурфами. Плоскость контакта, ясная и ровная, простирается почти широтно на южном склоне гребня, плавно поворачивает на север на восточном склоне и, вновь круто изогнувшись, протягивается, повидимому, вдоль подножия склона долины Урюмкана, о чем мы скажем ниже. Падение плоскости тектонического контакта крутое (угол 45—50°) вглубь склона на север.

На кристаллических известняках, надвинутых на дислоцированные отложения морской юры, нормально и трансгрессивно налегают базальные конгломераты морской юры, над которыми располагаются песчаники и глинистые сланцы того же возраста. Юрские породы слагают значительную часть вершины гребня. Двигаясь вверх по гребню, сложенному породами морской юры, мы увидим вторую островообразную глыбу кристаллических известняков, повидимому надвинутую на юрские отложения. Непосредственного контакта известняков с юрой здесь не видно, но характер взаимоотношений известняков с юрскими породами тот же, что и на южном краю гребня.

Выше по гребню вновь появляются конгломераты и песчаники морской юры, лежащие, вероятно, на известняках трансгрессивно. Юрские породы (песчаники и конгломераты) прослеживаются на всем полого поднимающемся гребне, вплоть до крутого резкого подъема склона, сложенного целиком ушумунскими сланцами. Здесь можно предполагать тектонический контакт ушумунских сланцев с морской юрой, потому что к ушумунским породам вплотную подходят не базальные конгломераты морской юры, а более верхние стратиграфические горизонты ее — песчаники.

Существуют известные основания для продолжения линий надвигов, описанных выше, на северо-восток вдоль северного склона пади Урюмканской. Как мы уже отмечали выше, при описании структур ушумунской свиты, на левобережье гребня Ягодной пади и далее вверх по Урюмканской пади среди сплошного поля ушумунских пород внезапно местами появляются кристаллические известняки нижнего кембрия. Это обстоятельство можно рассматривать как показатель ненормальных тектонических взаимоотношений ушумунских сланцев с нижнекембрийскими известняками. Линию надвига предположительно можно протягивать до северной кромки планшета, вдоль контакта ушумунских пород с порфиритами верхней юры. Вдоль линии предполагаемого тектонического контакта порфириты и ушумунские сланцы часто интенсивно смяты и, иногда, раздроблены. Порфириты, кроме того, нередко весьма сильно изменены вторичными процессами (каолинизация).

Суммируя имеющийся материал по северной части планшета, можно сказать, что здесь, в пределах развития ушумунской свиты, нижнего кембрия, морской юры и верхнеюрских эффузивов, наблюдаются непосредственно в поле чешуйчатое надвигание древних пород на более молодые. Тип надвигов устанавливается прямым наблюдением в обнажениях и искусственных выработках. На основании косвенных наблюдений можно предполагать региональное развитие явлений чешуйчатого надвига в северной части планшета. Морфология надвиговых структур здесь совершенно подобна тому, что было описано по наблюдениям в долине р. Уров, близ пади Солонечной и в других местах правобережья этой реки.

Распространение дислокаций типа чешуйчатых и простых надвигов, повидимому, значительно шире, чем это кажется на основании приведенного

выше материала. К сожалению, далеко не всегда можно найти и видеть непосредственные контакты и утверждать тектонический характер этих контактов. Ряд косвенных данных позволяет наметить в провизорном порядке еще несколько зон разрывов, некоторые из которых, вероятно, близки к надвигам, отмеченным выше, другие, может быть относятся к категории разрывов сбросового типа.

Прежде всего весьма вероятны некрупные, но сложные по конфигурации разрывы на периферии мезозойских гранитных интрузий. Об этом свидетельствуют в частности зеркальные поверхности скольжения, часто наблюдаемые в породах оболочки гранитных массивов. Однако проследить эти разрывы, установить морфологию этих структур и закартировать их нельзя без значительных затрат на проведение канав и на шурфовку. Кроме того, на водоразделе между рр. Зола и Быстрая можно предполагать значительный разрыв между крупным массивом кристаллических известняков нижнего кембрия и отложениями морской юры, занимающими значительную площадь к северу от известнякового массива.

Вероятность тектонического контакта морской юры и древних известняков может быть в данном случае аргументирована отсутствием базальных конгломератов морской юры вдоль северной кромки массива известняков и прямизной линии контакта между ними. Создается впечатление, что здесь имеется разрыв широтного простирания, нарушающий целостность структуры золинского синклинала морской юры. Далее, к югу можно предполагать существование другой зоны разрыва надвигового типа, образующий в плане дугообразную линию, выпуклую к северо-западу. Эта зона на юге намечается соприкосновением типичных варисцийских (?) гранитов с различными горизонтами морской юры, по данным картирования, в районе пади Мулача и по правобережью р. Золы. Далее к северо-востоку, в долине р. Золы, у устья Кучугурной пади, надконгломератовые песчаники морской юры падают под крутым углом (около 50°) под развальцованные варисцийские (?) граниты. На гребне водораздела между Шаманской и Кучугурной падями среди порфиритов верхней юры появляются в виде узкой полосы северо-восточного простирания развальцованные варисцийские (?) граниты. Наконец, у южной оконечности гребня, между падями Мостовка и Шира, песчаники тургинской свиты (не ее базальные горизонты) вплотную сближены с характерными полимиктовыми песчаниками морской юры. В связь с зоной надвига, предполагаемого нами, можно поставить также ненормальное окончание полосы конгломератов морской юры у устья пади Таловка. На севере эта полоса внезапно заканчивается, резко сменяясь породами более высоких горизонтов морской юры.

Таким образом, существует целый ряд обстоятельств, указывающих на значительную вероятность зоны разрыва надвигового типа, протягивающейся от верховьев падей Шивача и Мулача (бассейн р. Золы) через верхнее течение р. Золы к низовью пади Таловка. К северу от этой линии можно наметить еще одну зону разрыва, пересекающую долину р. Таловки несколько выше ее устья. Эта зона предположена на основе непосредственного сближения варисцийских (?) гранитов со средними и верхними горизонтами морской юры на правобережье пади Таловка. На левобережном гребне той же пади продолжение этой зоны, простирающейся приблизительно широтно, фиксируется линией контакта сильно смятых и раздробленных порфиритов (J_3) с песчаниками морской юры; далее о том же свидетельствует интенсивная милонитизация гранитов по южному краю варисцийского (?) гранитного массива, контактирующего с раздавленными и перемятыми порфиритами верхней юры на правобережном гребне пади Солонечной, в окрестностях одноименного поселка.

К югу от надвиговой зоны, тянущейся, по нашим предположениям, от верховьев пади Шивача и Мулача к пади Таловка через долину р. Золы, начинается целый ряд разрывов. Природа этих разрывов не всегда ясна. Часть из них, возможно, относится к трещинам сбросового типа.

С этими трещинами связаны дейки палеоандезитов. Мощный дейк палеоандезита прослеживается от вершины пади Шаманской в северо-восточном направлении. Он пересекает падь Ширу и левый коренной склон ее в среднем течении. К северо-западу от этого дейка развиты тургинские породы. С юго-востока к нему примыкают порфириты верхней юры. Узкая полоса порфиритов (при движении по гребню вниз по пади на юго-восток) резко сменяется песчаниками, глинистыми сланцами и туфогенными породами тургинской свиты, что указывает на вероятность существования здесь нового разрыва, близкого по простиранию к предыдущему.

Далее к юго-востоку можно предполагать наличие крупного разрыва вдоль края той депрессии в современном рельефе, о которой мы говорили в главе о рельефе и которая расположена в области междуречья рр. Зола — Уров. Здесь в низовье пади Мостовка, по ее правому и левому склонам, прослежен мощный вертикальный (20—25 м) дейк палеоандезита, простирающийся с юго-запада на северо-восток. Этот дейк намечает резкую и прямолинейную границу между различными породами тургинской свиты, развитыми в низовье пади Мостовка к юго-востоку от дейка, и полем порфиритов верхней юры, расположенным к северо-западу от дейка. Можно предполагать, что линия разрыва, фиксированная дейком палеоандезита, протягивается до пос. Солонечного, где ею обусловлено ненормальное сближение верхних горизонтов морской юры с порфиритами верхней юры. Также возможно продолжение линии разрыва на юго-запад по простиранию дейка вдоль контакта верхнеюрских порфиритов и разнообразных пород тургинской свиты, выполняющих урово-золинскую депрессию.

VI. СТРУКТУРЫ КАЙНОЗОЯ

В заключение остановимся вкратце на структуре Газимурской депрессии, с которой связана современная долина р. Газимур. В пределах исследованного участка этой депрессии в окрестностях Газимурского завода обращает на себя внимание ряд обстоятельств, интересных с тектонической точки зрения. Прежде всего это — локализация молодых эффузивных пород вдоль края депрессии. По левому берегу р. Газимур, в окрестностях пос. Корабль вдоль долины тянутся выходы палеоандезитов и их туфобрекчий. Эти эффузивные породы перекрыты горизонтальным покровом базальта, тянущимся вдоль долины. Молодые эффузивные породы встречены также и по правобережью р. Газимур, у восточного борта депрессии в основании коренного склона ее, близ устья падей Б. и М. Дорогон. Далее весьма интересным является присутствие минерального источника Ямкунь у подножия правого склона газимурской депрессии. Все эти обстоятельства дают известное основание рассматривать газимурскую депрессию как узкий грабен, выраженный в современном рельефе и вытянутый примерно в меридиональном направлении. Может быть, в связи с процессами формирования этого грабена стоит факт нарушенного залегания древнего аллювия у устья р. Ильдикан. Как мы видели выше, древние галечники и конгломераты залегают не горизонтально, а падают на северо-запад по азимуту 295°∠ 25°, от коренного склона депрессии вглубь нее.

Заканчивая характеристику структур района, упомянем еще про своеобразное распространение в районе базальтов и андезитов вне газимурской депрессии. Эти породы были встречены в виде изолированных выходов на высотах водораздела рр. Лугия — Урюмкан среди широкого развития порфиритов верхней юры (урюмканский синклинал). Базальты и андезиты располагаются по прямой линии почти меридионального простирания от поймы р. Золы по ее левобережному гребню — водоразделу между Шаманской падью и урово-золинской депрессией. Линейность выходов молодых эффузивных пород позволяет допускать трещинный характер излияний.

VII. ВОЗРАСТ СТРУКТУР

Решение вопроса о возрасте структур различных комплексов пород, слагающих район, встречает известные затруднения, что в первую очередь обусловлено неясностью абсолютного возраста некоторых свит района (ушумунской, например). С другой стороны, далеко не всегда был ясен характер структурных взаимоотношений между разновозрастными толщами; так, например, не ясно взаимоотношение между ушумунской и ильдиканской свитами. В силу этого, а также еще и потому, что в нашем нормальном разрезе существуют значительные пробелы (отсутствие перми и триаса), возраст структур может быть определен лишь приблизительно — в пределах значительного интервала.

Мы видели, что крупные складчатые структуры уровской свиты и связанных с нею гранито-гнейсов вытянуты в северо-западном, близком к меридиональному, направлении. Это обстоятельство тем более интересно, что более молодые отложения, начиная с ушумунских сланцев и кончая тургинской свитой, смяты в складки северо-восточного простирания. Более молодые северо-восточные складчатые структуры легли почти поперек простирания складок древнего фундамента, состоящего из метаморфизованных пород уровской свиты (нижний кембрий или верхний протерозой), прорванных мощными интрузивными телами гранито-гнейсов. Более поздняя складчатость северо-восточного простирания местами (например, в районе пади Бамбуя) сказалась в появлении мелких складок соответствующей ориентировки, в которые собраны метаморфические породы уровской свиты. Эти мелкие складки лишь в незначительной мере усложнили простые крупные складки формы уровской свиты, вытянутые почти меридионально.

Неясность в определении точного возраста уровской свиты (нижний кембрий или верхний протерозой) оставляет открытым вопрос о том, связывать ли складчатость древнего комплекса с заключительными этапами складчатости докембрия или относить ее к одной из ранних фаз каледонид. Изучение складчатости древнего комплекса в региональном разрезе представляет исключительный интерес, и, может быть, этим путем окончательно удалось бы решить вопрос о существовании или отсутствии каледонид в Восточном Забайкалье.

Точка зрения, принятая М. М. Тетяевым по этому вопросу, не заключает достаточно импульсов для подобного исследования, ибо исходит из абстрактного представления о непрерывном ходе седиментации от кембрия до карбона, и не предполагает никаких складкообразовательных и иных крупных движений за весь этот огромный промежуток времени. Эта точка зрения абсолютно не подтверждается всем фактическим материалом, собранным нами. В этом легко убедиться, ознакомившись с характеристикой нормального разреза нашего района.

Крупные, глубинного типа, складки уровского комплекса, прорванного гранито-гнейсами, глубоко денудированы. На различных элементах этого комплекса залегает, повидимому, трансгрессивно ушумунская свита. Эта последняя собрана в складки северо-восточного простирания и более мелкие, нежели складки фундамента, — весьма интересная черта в соотношении древних и сравнительно молодых структур, требующая подтверждения и изучения в региональном разрезе. Для структур ушумунской свиты, как мы видели выше, характерны не только непрерывные складчатые формы. В ряде мест эти складки разорваны надвигами. Однако, здесь мы не будем останавливаться на прерывно-складчатых формах потому, что по типу они не отличимы от послетургинских надвигов, наблюдавшихся нами в бассейне р. Уров. Возраст системы надвигов будет рассмотрен ниже.

Совершенно неясно соотношение складчатых структур ушумунской свиты , ильдиканской свиты и нижнего карбона. Выходы этих пород территориально разобщены. По всем тем данным, которыми мы располагаем, тип склад-

чатых структур ильдиканской свиты, равно как и карбона, совершенно тот же, что и в ушумунской свите, т. е. это простые, некрупные складки, местами осложненные более молодыми надвигами (послетургинскими). Никаких сложных чешуйчатых надвигов, состоящих из пакетов целого ряда свит (Тетяев, 1935, 39), мы не наблюдали. Чешуйчато-надвиговая структура карбона, якобы характерная для района пади Котиха, основана на ошибочном соединении нижнекаменноугольных отложений, фаунистически охарактеризованных, с базальными конгломератами морской юры в одну толщу нижнего карбона.

Однако, отмечая простоту и морфологическую однозначность складчатых структур ушумунской, ильдиканской свиты и нижнего карбона, мы очень далеки от категорического объединения их в смысле возраста складчатости. Как мы видели из описания нормального разреза, ушумунская свита лежит трансгрессивно и несогласно на размытом складчатом фундаменте древней свиты Урова. Повидимому, таково же взаимоотношение ильдиканской свиты с уровской свитой. Нижний карбон, как это сказано в соответствующем разделе стратиграфии, лежит трансгрессивно прямо на кристаллических известняках уровской свиты. Трансгрессии нижнекаменноугольного бассейна предшествовала интенсивная вулканическая деятельность (спилиты и кварцевые порфиры). Эти обстоятельства говорят о периодах диастрофизма, разделяющих эпохи отложения ильдиканской свиты от ушумунской и этой последней от нижнего карбона. Может быть, эти эпохи диастрофизма были ознаменованы процессами складкообразования. Тогда, в свете принятых нами возрастных обозначений, можно было бы говорить о вероятности внутрисилурийской (арденнской?), поленижнедевонской (зигерландской?) и послевизейской (судетской?) фазах складкообразования. Однако это было бы преждевременно по состоянию фактического материала. Можно говорить с достаточной уверенностью лишь о том, что период времени от кембрия до карбона вовсе не был, как это думает М. М. Тетяев, периодом непрерывной седиментации. Внутри этого внушительного отрезка времени осадкообразование несомненно прерывалось неоднократно, имели место фазы диастрофизма, выраженного, во всяком случае, движениями эпейрогенического типа (макроколебания) и, может быть, складкообразовательными процессами.

В нашем районе отсутствуют верхние части разреза карбона, нет перми и триаса. В силу этого верхний возрастной предел складчатости нижнекаменноугольных отложений можно определить лишь как донижнеюрский. Верхняя возрастная граница складчатости нижнего карбона подтверждается всеми фактическими материалами совершенно точно. Предположительно складчатость нижнекаменноугольных отложений мы связываем с варисцийской эпохой складкообразования, условно относя к этой же эпохе интрузию порфировидных гранитов (уровские и сретенские) вместе со всеми их дериватами. Верхняя возрастная граница этой интрузии определяется совершенно определенно как донижнеюрская. Интрузивные тела варисцийских (?) гранитов и их фаций локализованы в антиклинальных зонах с точки зрения структур всего палеозойского комплекса (т. е. ушумунской, ильдиканской свит и нижнего карбона).

Эпохе трансгрессии нижнеюрского бассейна предшествовали излияния спилитов и порфиритов.

Отложения морской юры залегают трансгрессивно и несогласно на глубоко денудированном сложном складчатом палеозойском фундаменте. Весьма существенен тот факт, что породы фундамента морской юры повсеместно представлены в гальке ее базальных конгломератов. Это обстоятельство, обычно игнорировавшееся при полевых исследованиях, проводимых ранее в Восточном Забайкалье, позволяет утверждать аутохтонный характер морской юры с абсолютной точностью. Морская юра, как мы видели, уцелела от денудации в двух крупных синклиналах, осложненных более мелкими, но простыми складчатыми формами. Морская юра, так же как и все

более древние породы, принимает участие в надвиговых структурах (послетургинские надвиги), несколько усложняющих конфигурацию сравнительно простых непрерывно складчатых форм ее. Тип складок морской юры, характер ее отложений говорят о том, что наш район располагается во внутренней части складчатой области того времени. Складчатые формы морской юры имеют ясно выраженное простирание осей с юго-запада на северо-восток. Другими словами, складчатость морской юры развивалась в том же структурном плане, который был заложен уже давно, с момента складкообразования ушумунской свиты. Однако, несмотря на общее совпадение пространственной ориентировки структур морской юры и более древних пород, например нижнего карбона, в деталях наблюдается резкое несовпадение юрских и более древних структурных форм. Об этом говорит взаимоотношение морской юры и нижнего карбона в пади Б. Кулинда, где в непосредственном контакте юры и карбона простирания морской юры и нижнего карбона пересекаются под прямым углом. Возраст складчатости морской юры определяется достаточно точно тем, что обширные поля развития верхнеюрских порфиритов, для которых мы можем предполагать с достаточным основанием эффузивно-покровное залегание, располагаются как в мульдах синклиналов морской юры, так и вне их, в пределах антиклинальных зон с точки зрения структур морской юры. В антиклинальных зонах порфириты залегают непосредственно на различных донижнеюрских породах. Это обстоятельство говорит о значительной глубине эрозионного среза структур морской юры в эпоху, предшествовавшую массовым излияниям порфиритов. Таким образом, имеются достаточные основания для отнесения эпохи складчатости морской юры к одной из ранних субфаз юных киммерид.

Массовые излияния порфиритов в конце юры говорят о широком развитии трещин в эту эпоху, особенно в мульдах синклиналов морской юры (завершающие субфазы юных киммерид). Очевидно, в это время вновь имели место складкообразовательные процессы, смявшие порфиритовые покровы вместе со всеми более древними породами. Судя по наблюдениям над структурой порфиритового комплекса, эти движения не отличались особой интенсивностью. С ними можно связывать внедрение молодых кислых интрузий, в настоящее время едва вскрытых эрозией. Молодые интрузии, как мы отмечали ранее, локализованы на периклинальных окончаниях синклинальных структур мезозоя.

Эпоха формирования тургинской свиты характеризуется развитием пресноводных бассейнов, отложения которых локализованы в депрессиях тургинского рельефа. В некоторой части эти депрессии сохранились в современном рельефе. Континентальные площади с резким рельефом (по крайней мере, в начале тургинской эпохи) являлись областью энергичного размыва. Параллельно с процессом седиментации обломочного материала в бассейнах тургинской эпохи спазматически шло отложение туфогенного материала, доставляемого извержениями (кварцевые порфиры) вулканов.

Послетургинские складкообразовательные движения были своеобразны и отличны от всех предыдущих. Процессы складкообразования охватили не только области распространения тургинских отложений, но и континентальные площади — области размыва в тургинское время. Послетургинские структуры относятся, повидимому, к категории поверхностных структур, развивавшихся на периферии складчатой области. Процессы складкообразования проявились как в формировании пологих складок, в мульдах которых частью сохранились тургинские отложения, так и в образовании прерывно-складчатых структур надвигового типа. У нас нет основания для разграничения во времени образования пологих складок тургинской свиты от движений надвигового типа. Мы рассматриваем эти структуры как одновременные и связываем их условно с одной фазой складчатости (австрийской?).

Надвиги простые и чешуйчатые осложнили борта тургинских депрессий, разорвали и переместили отдельные части складчатых структур мезозоя и палеозоя. Интересно то, что на всей площади, изученной нами, движение масс

по поверхностям размыва происходило не из внутренней части альпийской складчатой зоны М. М. Тетяева к ее платформе, а, наоборот, с северо-запада на юго-восток. Это явление констатировано совершенно точно в различных участках нашего планшета.

В недалеком прошлом отдельные наблюдения, касавшиеся надвигов изученного нами типа, являлись вместе с путаницей в нормальном разрезе области основанием для утверждения о широком развитии альпийских покровных структур в Восточном Забайкалье. Имеющийся в нашем распоряжении материал дает известные основания для совершенно иной оценки молодых структур области. Эта оценка имеет, разумеется, пока предварительный характер.

По нашим представлениям, послетургинская складчатость является завершающим этапом складчатых движений мезозоя. Послетургинская складчатость развивалась в своеобразных условиях, вне области складчатой зоны или, во всяком случае, на ее крайней периферии. О затухающем характере послетургинских складкообразовательных движений говорит характер складок тургинской свиты — плоские мульды с очень значительным радиусом кривизны. Эти складки сильно отличны от складчатых форм морской юры и палеозоя. О том же свидетельствует связь между послетургинскими надвигами и рельефом (локализация некоторых надвигов вдоль края тургинских депрессий). Из описания структур видно, что надвиги констатированы и вне области развития тургинской свиты. Однако все наблюдения говорят о единстве как морфологии надвиговых структур, так и их пространственной ориентировки. В силу этого все надвиговые явления, наблюдавшиеся нами, мы относим к одной (австрийской ?) фазе складкообразования.

Обращаем внимание на своеобразное направление движения масс по надвиговым поверхностям не с юго-востока на северо-запад, как это обычно описывается в геологической литературе по Восточному Забайкалью, а обратно— с северо-запада на юго-восток. М. М. Тетяев [1], упоминая мимоходом про это явление, рассматривает его как показатель существования в Забайкалье системы встречных надвигов. Эти встречные надвиги, по его мнению, указывают на веерообразные черты строения альпийской складчатой зоны. М. М. Тетяевым описывается ряд пологих надвигов, прикрывающих основание на целые километры (например, 15 км) вкрест простирания. Надвиги, по его заключению, сопровождаются явлениями останцев и окон покрова, что свидетельствует о волнистости поверхности определяющего их надвига. Структура Газимурского района описывается М. М. Тетяевым следующим образом (там же, 40): «... сложное плетение надвигов обнаруживает газимурско-соктуйский антиклинал в окрестностях Газимурского завода. Антиклинальный массив правого берега р. Газимура, разделяющий здесь два синклинальных поля верхней юры, состоит из большого количества пакетов различных свит кембро-силура, девона, карбона, возможно, перми и нижне- и среднеюрских отложений. Все эти пакеты надвинуты друг на друга в северо-западном направлении, образуя сложную мозаику общего состава этого антиклинала, причем вся масса этого антиклинала чешуйчатого сложения надвинута на лежащий впереди синклинал из верхнеюрских отложений».

Мы видим, что характеристика структур Газимурского района, даваемая М. М. Тетяевым, ничего общего не имеет с действительностью. В приложении к конкретному району данные М. М. Тетяева неверны и ничем не обоснованы. Тот материал, которым мы располагаем по Газимурскому району, позволяет усомниться в правильности трактовки М. Тетяевым ряда вопросов тектоники Забайкалья, в частности вопроса о природе складкообразовательных движений в Восточном Забайкалье в конце мезозоя. По представлению М. М. Тетяева, системы встречных чешуйчатых надвигов, как мы уже отмечали, указывают на веерообразные черты строения вну-

---

[1] М. М. Тетяев. Структура Восточного Забайкалья. Фонд ЦНИГРИ, 1935. Рукопись.

тренних частей альпийской складчатой зоны. Между тем, на основе детального картирования мы пришли к существенно иному выводу о природе заключительных фаз складчатости мезозоя. Именно, что складчатость тургинской свиты весьма своеобразна, складчатые формы, ею созданные, указывают на затухающий характер складкообразовательных процессов. С достаточным основанием мы отнесли послетургинскую складчатость к категории складкообразовательных движений, происходивших не в зоне «сплошной складчатости», а на периферии ее, может быть, даже в области перехода от складчатой зоны к ее платформе. Как мы видели выше, чешуйчатые надвиги частью были локально связаны с определенными элементами рельефа тургинской эпохи (борт урово-золинской депрессии). Это обстоятельство указывает на возможность генетической связи чешуйчато-надвиговых структур с образованиями рампового типа.

Дальнейшее изучение этого вопроса представляется весьма интересным потому, что, может быть, этим путем можно будет связать в единую цепь исторических событий развитие рамповых структур мезозоя в Забайкалье с гораздо более молодыми (кайнозойскими) и гораздо более простыми, но аналогичными по типу структурами области байкальского рампа (сводовое поднятие Станового хребта и система впадин байкальского типа в центральной части поднятия).

Формирование разрывов сбросового типа, обусловивших опускание полосовидных участков (грабенов) и эффузивную деятельность, повторявшуюся неоднократно (палеоандезиты, андезиты и базальты), по всем данным следует связывать с более поздними кайнозойскими движениями колебательного типа. В результате этих движений были созданы грабены, частью выраженные в современном рельефе, как, например, грабен Газимура. К этой же категории структур относится, повидимому, узкий грабен, в котором зажаты отложения морской юры, протягивающейся от Государевой пади в долину р. Ильдикан. Может быть, в связи с формированием Газимурского грабена стоит нарушение залегания древнего аллювия у устья р. Ильдикан.

Характерной особенностью грабенов является их вытянутость по меридиану. Повидимому, этот тип молодых структур распространен довольно широко. В частности, с меридиональными кайнозойскими разломами можно связывать широкую и длинную полосовидную область распространения базальтов и липаритов, вытянутую по меридиану, лежащую непосредственно к востоку от нашего района и затронутую исследованиями И. В. Лучицкого (Лучицкий, Нагибина, 1938).

Роль молодых разрывов сбросового типа, повидимому, не столь незначительна, как это утверждали М. М. Тетяев и его ученики, оспаривая высказывания В. А. Обручева по этому вопросу.

В заключение тектонического очерка следует отметить, что в III томе «Геологии Сибири» В. А. Обручев дает новую схему строения Восточного Забайкалья в противовес гипотезе горстов и грабенов, созданной после работ 1895—1898 гг. Базируясь на новом материале и отрицая покровную структуру, предложенную М. М. Тетяевым для всего Забайкалья, В. А. Обручев следующим образом трактует тектонику Восточного Забайкалья. Дислокации варисцийского цикла определились складчатостью скорее всего северо-восточного простирания. Тому же направлению следуют и складки мезозойских толщ. Складкообразование в мезозое имело место неоднократно. Выделяется ряд фаз складкообразовательных процессов — древнекиммерийская, новокиммерийская, австрийская и, возможно, ларамийская. Многочисленные надвиговые дислокации, характерные для структур мезозоя, по мнению В. А. Обручева, предопределены своеобразием условий осадкообразования в мезозойских бассейнах. Осадки мезозоя отлагались в условиях сильно расчлененного рельефа субстрата, заполняя сначала долины между горными сооружениями варисцид и лишь впоследствии перекрывая высшие точки рельефа. «Тангенциальное давление должно было проявить-

ся очень сильно в этом узком заливе между двумя жесткими массами — древнего темени на северо-западе и манчжурской на юго-востоке. Под этим давлением нижние части юрской толщи, залегающие между старыми и затвердевшими выступами основания, не могли свободно сдвигаться в крупные складки, а сминались в мелкие складки, рассекались пологими трещинами, которые срезали также части древнего основания. При дальнейшем сжатии области чешуи, состоящие из складчатой юры и более древних пород..., сдвигались клинообразно друг на друга и на отдельные аутохтонные остатки гор. Отдельные полосы юры, погрузившиеся глубже по крутым сбросам, также могли остаться аутохтонными...» (Обручев, 1938, 1043).

Наши наблюдения свидетельствуют в пользу основных позиций, В. А. Обручева и правильности определения им возраста основных этапов складкообразования.

Излишне сложными кажутся только взгляды В. А. Обручева на природу и механизм прерывных дислокаций надвигового типа, связанные с допущением о сложном и резком рельефе дна юрского бассейна. В свете имеющихся материалов отчетливо вырисовывается очень молодой, послетургинский возраст разрывов надвигового типа. Эти разрывы в нашем районе представлены небольшими, крутыми, обычно чешуйчатыми надвигами; для этих дислокаций характерно движение масс по поверхностям скольжения с северо-запада на юго-восток.

Конечно, эти структуры не имеют ничего общего с пологими шарьированными покровами, о которых писали геологи школы М. М. Тетяева. В сводке В. А. Обручева (1938) имеются указания на существование подобных нашим структур в различных участках Восточного Забайкалья, например, в районе г. Сретенска (по Клевенскому), на Букачачинском месторождении угля (по Рудневу и Тетяеву). В различных пунктах падение надвиговых поверхностей различное, то на северо-запад, как в Газимурском районе, то на юго-восток. Создается впечатление о существовании систем встречных надвигов в Восточном Забайкалье. Это обстоятельство отмечает М. М. Тетяев в неопубликованной еще сводке по тектонике Восточного Забайкалья. С точки зрения М. М. Тетяева встречные надвиги свидетельствуют о наличии крупных веерообразных складок во внутренней части его альпийской складчатой зоны. С нашей же точки зрения послетургинские надвиги являются выражением складчатого процесса в самых поверхностных участках земной коры. Быть может, в будущем окажется возможным сопоставление мезозойских надвиговых структур Восточного Забайкалья с близкими по типу, но более молодыми рамповыми структурами целого ряда впадин Байкальской системы, располагающихся в центральной части сводового поднятия Станового хребта Сибири.

VIII. ВУЛКАНИЗМ

Н. И. Толстихиным (1932) была дана краткая сводка по вулканизму Восточного Забайкалья, в которой он намечает главнейшие этапы развития магматической деятельности. Палеозойский период, охватывающий промежуток времени от нижнего палеозоя до перми включительно, характеризуется, по его мнению, интрузиями гранодиоритов и позднее диоритов. В триасе происходят излияния кислых и средних лав; в конце триаса — интрузии диоритов. В юрское время развивается вулканическая деятельность в пределах распространения континентальной фации юры. Изливаются кислые, средние и основные лавы. Вулканическая деятельность оживляется в мелу, когда происходят излияния кислых лав и интрузии некоторых гранитов, в частности гранитов сретенского типа. В третичное время внедряются интрузии кислых пород с сопровождающей их жильной свитой — порфирами и другими породами. Молодой гранит — темнокварцевый с сильным пневматолизом. К концу третичного периода относится также начало излияния некоторых базальтов, порфиритов и порфиров. Наконец, четвертичный период

характеризуется, по данным Толстихина, излиянием базальтов и других пород, до риолитов включительно.

В какой мере эта схема вулканизма, удивительная по своей лаконичности, базировалась на имевшемся к тому времени фактическом материале, остается неизвестным, так как какое-либо обоснование схемы в тексте работы Толстихина отсутствует.

К 1934 г. относится еще одна сводка по вулканизму Восточного Забайкалья,[1] в которой главнейшие черты вулканизма характеризуются следующим образом. Для архея нет каких-либо данных по этому вопросу. В протерозое имело место образование давленых эффузивов, ближе не определенных, кератофиров (кварцевых и бескварцевых), кварцевых и фельзитовых порфиров и их туфов, спилитов.

В палеозое имеются мощные проявления интрузивной деятельности. К комплексу интрузивных пород этого времени относятся граниты «сретенского» типа, морион-граниты, кварцевые диориты, диориты, лейкократовые, мусковитовые и двуслюдяные граниты, жильные гранодиорит-гранит-порфиры, гранит-аплиты, пегматиты. С этим комплексом связаны кварцевые и и кварц-турмалиновые жилы. Характерным для палеозойских интрузий является резкая их дифференциация; изменения в составе пород протекают в пределах ряда диорит — гранодиорит — гранит. Доминирующая роль в этом комплексе пород, вероятно, принадлежит гранитам каледонским или догерцинским.

Мезозой характеризуется проявлением как эффузий, так и интрузий. Эффузивный комплекс представлен кварцевыми порфиритами и их туфами, эффузивными диабазами и спилитами, альбитофирами, породами базальтового облика и их туфами, андезитами. В основном этот комплекс представлен породами андезитовой магмы, хотя среди них есть также более основные и более кислые представители. К мезозойским интрузивным породам относятся кислые граниты ононской формации, связанные с пегматитами, гранодиориты, кварцевые диориты, порфировидные розовые граниты Газимурского района, переходящие в разности сиенитового и диоритового состава, а также в габбро-диориты. Для мезозоя характерно также развитие малых интрузий, деек, жил, штоков, образованных преимущественно основными породами порфиритового облика и лампрофирами, а также порфирами, состав которых варьирует от типичных риолитов до дацитов.

В кайнозое констатировано развитие андезито-базальтов (район Торейского и Борзинского озер), подстилаемых третичными осадками. Условно к кайнозою можно отнести часть приаргунских основных пород, а также андезиты, базальты и трахидолериты некоторых других районов.

В указанной нами сводке для Восточного Забайкалья приведены данные о следующих типах изверженных горных пород: глубинные — граниты, кварцевые диориты, излившиеся — кератофиры, порфиры и их туфы, аплиты, диабазы, кварцевые порфириты и их туфы, альбитофиры, базальтового облика породы, андезиты, андезито-базальты, базальты, трахидолериты; гипабиссальные и жильные — гранодиорит-гранит-порфиры, гранит-аплиты, аплиты, пегматиты, кварцевые и кварц-турмалиновые жилы, основные породы порфиритового облика, лампрофиры и порфиры (от риолитов до дацитов). Чрезвычайная скудость петрографических данных характеризует эту работу, как и предыдущую, что видно хотя бы из весьма приближенного определения некоторых пород как пород такого-то облика, без точного наименования.

Обе приведенные выше сводки по вулканизму Восточного Забайкалья еще очень далеки от полноты. В них далеко не использованы богатые петрографические материалы, имеющиеся в работах В. А. Обручева (1899) и А. Гедройца. В качестве примера отметим, что ни в той, ни в другой сводке не сообщается никаких данных в отношении ультраосновных пород — дуни-

[1] Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1934, 7, 9.

тов и пикритовых порфиров, отмеченных в работах упомянутых нами исследователей.

В свете изложенного в предшествующих нашей работе сводках по вулканизму Восточного Забайкалья становится очевидным региональное значение геологических и петрографических материалов, собранных в Газимурском районе. Их значение для правильного понимания процессов вулканизма Восточного Забайкалья объясняется природными геологическими и петрографическими условиями района. Как мы видели выше, осадочные толщи Газимурского района охватывают почти все, до настоящего времени установленные для Восточного Забайкалья опорные стратиграфические горизонты. Вместе с тем, сосредоточенные на ничтожном по величине участке земной коры, в окрестностях Газимурского завода, изверженные горные породы являются поразительно разнообразными.

Рассматривая состав изверженных горных пород района и сопоставляя его с имеющимися в литературе данными о составе изверженных пород Восточного Забайкалья, можно видеть, что в окрестностях Газимурского завода отсутствуют лишь очень немногие типы пород, известные в других районах. Неизвестны пока только кератофиры, альбитофиры, дациты и трахидолериты, упомянутые в приведенных выше сводках, и липариты, отмеченные И. В. Лучицким и М. С. Нагибиной (1938). Вместе с тем, в Газимурском районе пользуются значительным распространением такие породы, как, например, перидотиты, серпентениты, габбро, сиениты, которые в других районах Восточного Забайкалья известны в очень немногих пунктах и до настоящего времени являются еще очень мало изученными. Разнообразие петрографического состава изверженных горных пород района является, как видно из изложенного, удивительным и, что следует особенно подчеркнуть, находится в резком противоречии с господствующим взглядом на Восточное Забайкалье как на область, сложенную почти исключительно гранитами.

После этого предварительного, с нашей точки зрения совершенно необходимого, общего обзора имеющихся данных по вулканизму Восточного Забайкалья, переходим к последовательному рассмотрению вулканических проявлений на территории последнего. Так же как и для других районов Восточного Забайкалья, для Газимурского района отсутствуют какие-либо данные для характеристики вулканизма архейской эры. Мы не находим также данных, которые бы подтверждали существующие в литературе указания на распространение протерозойских эффузий, отмечаемых, пока еще без достаточных оснований, для районов, расположенных к юго-востоку от Газимурского (кератофиры, порфиры и их туфы, спилиты, давленые эффузивы). Не исключена, правда, возможность, что спилиты и порфириты, найденные нами в обломках песчаников карбона, происходят за счет размыва протерозойских отложений, но положительных данных в этом направлении у нас нет. Наоборот, мы имеем указания, противоречащие этому предположению. С одной стороны, геологические наблюдения указывают на согласное залегание нижнего кембрия на кварцитах и кристаллических сланцах, в которых и заключены кератофиры и другие «протерозойские» эффузивы, по данным второй сводки. Это заставляет с большой осторожностью подходить к вопросу о протерозойском возрасте отложений, вмещающих «эффузивы», и безусловному отнесению этих последних к протерозойскому возрасту. С другой стороны, отсутствие обломков спилитов и порфиритов в песчаниках девона говорит не в пользу протерозойского возраста эффузивов и заставляет предположительно относить их к каледонскому или началу варисцийского цикла вулканических проявлений.

Первые, совершенно определенные, признаки магматической деятельности в Газимурском районе фиксируются внедрением в послекембрийское, (но, судя по приведенным выше данным, донижнесилурийское) время мощной интрузии гранодиоритов и диоритов. Внедрение интрузии условно связывается нами с каледонидами. Интрузии этого периода в Газимурском районе характеризуются резким преобладанием представителей гранитной

магмы, меньшей ролью средних пород и отсутствием представителей основной и ультраосновной магмы. В составе интрузии принимают участие следующие типы пород: преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты, меньшую роль играют биотитовые граниты, кварцевые диориты и диориты. Каледонская интрузия обнаруживает значительную дифференциацию с изменением состава от нормальных гранитов через гранодиориты к диоритам. Жильная свита интрузии представлена громадным количеством жил аплита и пегматита.

Одной из характерных особенностей каледонского интрузивного комплекса является сильная гнейсификация пород, входящих в его состав. Гнейсификация обусловлена, повидимому, вторжением магмы в осадочные толщи на большой глубине и частично последующей ее перекристаллизацией. Гнейсификация приводит к образованию гранито-гнейсов из представителей гранитной магмы и гнейсифицированных диоритов из соответствующих представителей средней магмы.

Другой характерной чертой каледонской интрузии является обособление внутри магматического бассейна, вероятно в наиболее глубоких его частях, магмы более основного состава, из которой впоследствии в теле гранитной интрузии образовались крупные массивы диоритов и кварцевых диоритов, типа массива горы Кодай. Химическое изучение пород каледонской интрузии позволяет установить в ней представителей гранитной магмы (наиболее основных ее членов — гранодиоритов) и представителей магмы кварцдиоритовой. Для тех и других в литературе полностью отсутствуют аналоги среди пород Восточного Забайкалья.

В верхнем палеозое или, быть может, в нижне-киммерийское время вновь возобновляется интрузивная деятельность. Варисцийский (?) интрузивный комплекс характеризуется еще более резким проявлением процессов дифференциации, чем каледонский. Дифференциация варисцийской (?) интрузии обусловливает крайнее разнообразие ее представителей, охватывающих следующий ряд пород: перидотиты, габбро, сиениты, гранодиориты, граниты (сретенского и уровского типа). Химический состав этих пород был иллюстрирован выше вариационной диаграммой № 8.

Обращаясь к вопросу о том, как протекал процесс дифференциации магмы в варисцийском (?) интрузивном цикле, мы можем прежде всего отметить, что разнообразие интрузивных пород свидетельствует о чрезвычайной сложности этого процесса. Обрисовать последний представляется возможным еще в очень провизорной форме.

Одним из основных факторов этого процесса нам представляется явление ассимиляции гранитной магмой толщи известняков нижнего кембрия (?)— протерозоя (?). Ассимиляция известняков, вероятно, повлекла за собой увеличение в составе магмы извести и углекислоты и одновременно, можно полагать, десиликацию магматического расплава в контактных зонах. О широте распространения процесса десиликации в контактах гранитной магмы с известняками в пределах Газимурского района мы можем судить по той роли, которую играют скарновые породы в этих контактах. При описании скарнов нами отмечалось, что образование их было связано с выносом большого количества кремнезема из гранитной магмы, при помощи различных минерализаторов — галоидов — и ОН. Отметим, что в этом процессе выноса кремнезема имела значение, вероятно, и углекислота, которая образовалась при расплавлении известняков.

Высказанную точку зрения подтверждают наблюдения над локализацией габбровых пород в области развития известняков, а так же весь комплекс полевых, петрографических и петро-химических наблюдений, указывающих на теснейшую связь и переходы гранитов через гранодиориты и диориты в габбро. Естественным развитием этой точки зрения будет попытка объяснить процесс образования пестрого комплекса варисцийских (?) интрузивных пород в согласии с ассимиляционной гипотезой Дэли, которую он применяет для объяснения происхождения щелочных пород.

Гибридная магма, получившаяся вследствие ассимиляции известняков, как это представляет Дэли, подверглась дальнейшей дифференциации. Что это явление имело место в Газимурском районе и именно в фациях гибридной магмы, показывает отмеченная нами раньше теснейшая ассоциация сиенитов и перидотитов именно с габбровыми породами. Наличие этой ассоциации в свою очередь может быть объяснено в соответствии с концепцией Дэли, оседанием под влиянием силы тяжести железо-магнезиальных компонентов и окиси кальция в твердом или жидком состоянии, приводящим к образованию щелочного состава остаточной жидкости.

Кристаллизация и кристаллизационная дифференциация расплава, богатого окисью кальция и железо-магнезиальными компонентами, можно думать, явилась причиной образования габбровых пород и продуктов ее отщепления — перидотитов. Что касается остаточного расплава, то этот последний дал щелочные фации гибридной магмы — сиениты.

Вторжение варисцийской (?) гранитной интрузии сопровождалось образованием многочисленных жильных тел, представленных аплитами, пегматитами, ассоциирующимися преимущественно с кислыми фациями гранитов и спессартитами, область развития которых приурочена главным образом к основным фациям гранитной магмы.

Резким отличием варисцийской (?) интрузии от каледонской (?) является, помимо прочих признаков, отсутствие следов гнейсификации, носящей характер кристаллобластеза. Если гнейсифицированные разности иногда и наблюдаются, то особенности структуры позволяют в этих редких случаях установить, что гнейсификация варисцийских (?) гранитов обусловлена протокластезом.

Для выяснения характера вулканических проявлений в пермское и триасовое время мы не располагаем какими-либо определенными данными вследствие отсутствия соответствующих материалов на территории изученного нами района. Соответственно с этим, мы не имеем точных материалов для проверки указаний Н. И. Толстихина на наличие в Восточном Забайкалье связанных с триасом излияний кислых и средних лав, так же как и указаний его на соответствующие этому времени интрузии диоритов. Возможно, однако, что именно триасу соответствуют обломки спилитов, порфиритов и кварцевых порфиров, найденные нами в песчаниках морской юры.

В течение нижней и средней юры в Газимурском районе, также как (судя по литературным данным) и в других районах Восточного Забайкалья, никаких признаков вулканической деятельности нет.

Магматическая деятельность, в виде мощных эффузий и мелких гипабиссальных интрузий — представителей нормально-диоритовой магмы, проявляется в верхней юре. Этому времени соответствует образование деек, жил и покровов диабазовых, авгитовых и роговообманковых порфиритов и их туфобрекчий. Появление порфиритов знаменует собой начало нового мезозойского вулканического цикла, следующей фазой которого явилось образование небольших сравнительно интрузий гранитов в конце юры.

Резким отличием от предшествующего варисцийского (?) цикла для мезозойской интрузии является отчетливо выраженный гипабиссальный характер, обусловливающий крайнее разнообразие структурных признаков и минералогического состава пород, представленных преимущественно-гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и, в меньшей степени, типичными гранитами. Отщеплениями этой интрузии являются, возможно, кварц-порфиры, немногочисленные дейки которых секут и верхнеюрские порфириты и отложения морской юры, а также кварц-турмалиновые жилы, встреченные в аналогичных геологических условиях. Обломки кварцевых порфиров, как мы отмечали, попадают в гальку конгломератов тургинской свиты (J_3— Cr_1). Характерной чертой химизма мезозойской гранитной интрузии является появление в ее составе гранитов, бедных окисью калия, с большим содержанием окиси натрия, и соответственно имеющих коэффициент (k), в формуле Ниггли, равный 0.18.

Отголосками деятельности верхнеюрских гранитных интрузий являются более поздние эффузивные проявления кислой магмы, пепловые туфы кварцевого порфира, залегающие в тургинской свите (J_3 — Cr_1).

В посттургинское время, от мела и почти до наших дней, в Газимурском районе развиваются мощные эффузии средней и основной магмы. Этот период начинается образованием роговообманковых, гиперстен-авгитовых и авгитовых палеоандезитов и заканчивается эффузиями типично андезитовой и базальтовой магмы.

Какие выводы мы можем сделать из сравнения схемы вулканизма, полученной нами при изучении Газимурского района, со схемами, которые дают для Восточного Забайкалья различные упомянутые выше авторы?

Прежде всего отметим, что наши данные находятся в резком противоречии со схемой Н. И. Толстихина. В части, касающейся палеозойской и всей доюрской интрузивной деятельности, эта схема дает лишь краткие указания на развитие в Восточном Забайкалье интрузий гранодиоритов (палеозой) и диоритов (палеозой и триас). Указания эти, как мы видели из рассмотрения богатых петрографических материалов Газимурского района, нисколько не отражают действительного положения вещей. Петрографический состав доюрских интрузий значительно более разнообразен, чем это указывается в схеме Н. И. Толстихина, и характеризуется наличием самых разнообразных представителей кислой, средней, основной и ультраосновной магмы.

В схеме Н. И. Толстихина не находит также отражения и другой важный момент в вулканизме Восточного Забайкалья, фиксированный нами для Газимурского района. Именно — в этой схеме не находит отражения факт наличия двух доюрских интрузивных циклов, представленных породами разнообразного состава и структуры, а именно: 1) каледонского (?) — гнейсифицированные граниты, гранодиориты и диориты, 2) варисцийского (?) — граниты, гранодиориты, диориты, габбро, перидотиты и сиениты.

Справедливыми являются лишь указания Н. И. Толстихина на проявление доюрских эффузий и, хотя точного возраста их в Газимурском районе мы не знаем, но по имеющимся скудным материалам можем фиксировать две фазы; первая из этих фаз относится нами к донижнекаменноугольному периоду, а вторая предположительно — к триасу.

В отношении послеюрского вулканизма Восточного Забайкалья схема Н. И. Толстихина также противоречит материалам, имеющимся в нашем распоряжении. Отнесение интрузий гранитов сретенского типа к меловому периоду базируется, очевидно, на ошибках в наблюдениях. Что касается кислых интрузий третичного времени, то в этом отношении отсутствие каких-либо обоснований в схеме Н. И. Толстихина не позволяет вообще подвергнуть критике это указание. Факты, собранные в Газимурском районе, говорят о том, что последняя фаза интрузивной деятельности кислой магмы относится скорее всего к дотургинскому времени.

Переходя ко второй сводке по вулканизму Восточного Забайкалья, отметим, что в ней, так же как и в первой, трудно найти достаточное соответствие с данными, полученными нами при изучении Газимурского района. О некоторых несоответствиях мы уже упоминали выше. Более существенным является то обстоятельство, что в этой сводке, как и в первой, не находит достаточного отражения ни разнообразие петрографического состава доюрских изверженных пород, ни совершенно определенный факт внедрения их в две фазы, представленные разнообразными породами.

Среди мезозойских интрузивных пород, во второй из упомянутых сводок указаны порфировидные розовые граниты (уровский тип), переходящие в разности сиенитового и диоритового состава, а также в габбро-диориты (а по нашим наблюдениям, и в габбро) и кислые граниты ононской формации. Но, как это установлено нашими наблюдениями, порфировидные розовые граниты, сиениты и габбро-диориты являются характерными представителями варисцийской (?), несомненно доюрской интрузии. Что касается кислых

гранитов ононской формации, то рассмотрение всего материала в совокупности позволяет говорить о том, что эти граниты, как можно видеть хотя бы из рассмотрения диаграмм 3 и 6, имеют распространение в пределах различного возраста интрузивных формаций, в частности в пределах варисцийской (?) и мезозойской формаций, являясь фацией гранитов более основного состава. Таким образом, выделение гранитов ононской формации в качестве представителей мезозойской интрузии с этой точки зрения является также несостоятельным, как и отнесение к этой интрузии розовых гранитов, сиенитов и габбро-диоритов. Правильны ли указания на мезозойский возраст гранодиоритов и кварцевых диоритов, упомянутых во второй сводке, мы не знаем, поскольку в сводке отсутствуют какие-либо сведения относительно местонахождения этого типа пород.

В отношении эффузивных проявлений магматической деятельности наши материалы не расходятся столь резко с упомянутыми схемами, но дают достаточно полную петрографическую и химическую характеристику разнообразным эффузивам, которая позволит в дальнейшем широко использовать эти данные, так же как и данные по интрузивным породам района, для глубокого анализа магматической деятельности других районов Восточного Забайкалья.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Сведения о полезных ископаемых Газимурского района имеются в сводных работах С. С. Смирнова (1932, 1934) и некоторых других исследователей, а также в небольших статьях различных авторов. Среди последних упомянем П. П. Пилипенко (1916), К. Г. Войновского-Кригер (1937), Н. С. Лаврович (1934), И. В. Лучицкого (1938). Характеристику некоторых полезных ископаемых района дают, кроме того, М. В. Бесова и И. В. Демин.

Всеми указанными исследователями с большей или меньшей подробностью освещаются вопросы полиметаллического, железорудного, шеелитового, золотого и флюоритового оруденения изученного нами района. Следует еще указать на работу Н. И. Толстихина (1932), в которой приведены данные о минеральных источниках Газимурского района. Уже это краткое перечисление сведений, имеющихся в литературе, показывает, что Газимурский район является исключительно разнообразным по характеру оруденения и по богатству его полезными ископаемыми.

Поскольку сведения о местонахождении, условиях залегания, минералогии и запасах месторождений имеются в упомянутых нами работах, мы остановимся главным образом на характеристике полезных ископаемых района в связи с вопросами его геологической истории.

Переходя к такому последовательному рассмотрению вопроса о полезных ископаемых, отметим прежде всего, что наличие их фиксируется уже в древнейших отложениях района (Cm_1? — Pr_2?). В мощной толще кварцитов уровской свиты нами установлено присутствие пород, содержащих скопления гематита неправильной формы. Хотя природа этих скоплений недостаточно ясна, не лишено вероятия предположение об их первично осадочном происхождении. При таком предположении находка многочисленных обломков гематита по пади Листвянка в отвалах золотого прииска, в районе непосредственно прилегающем к области развития толщи кварцитов, может расцениваться как вероятный признак оруденения именно пород кварцитовой толщи. Каких-либо указаний на промышленный характер скоплений гематита мы не имеем.

Толща карбонатных пород, покрывающих кварциты, вмещает иного рода ископаемые — известняки и доломиты. В настоящее время кустарными способами добыча известняков для целей обжига и получения извести ведется местным населением в небольших размерах в следующих пунктах района: правый берег пади Урюмканская, около пос. Тайнинского, правый берег пади Б. Дорогон (гора Известка), около пос. Яковлевского и др.

Промышленные скопления полезных ископаемых, связанных по времени образования с каледонской (?) интрузией гранодиоритов и диоритов, неизвестны. Сами эти породы, в особенности диориты, могут представлять некоторый интерес только как строительный, главным образом облицовочный материал, но изучение их в этом направлении не проводилось. Широкое распространение связанных пегматитовых жил с каледонской (?) интрузией, так же как и явление пневматолиза и турмалинизации древнейших толщ района (Cm_1? — Pr_2?), позволяет предполагать, что с этой интрузией могут быть связаны месторождения пневматолитического и пегматитового типа. Вследствие этого упускать каледонские (?) интрузивные породы из сферы дальнейших исследований было бы неправильно.

Породы ушумунской свиты не обнаруживают каких-либо признаков оруденения. Но обильные кварцевые жилы и прожилки, секущие эти породы, еще недостаточно изучены для утверждения полного отсутствия связанного с ними оруденения. Происхождение явлений окварцевания пород ушумунской свиты остается еще недостаточно ясным. Период формирования пород ильдиканской свиты (S_2 — D_1) и нижнекаменноугольных отложений не принес с собой полезных ископаемых. Сильная трещиноватость большинства пород этого возраста делает их непригодными для строительных целей.

Более определенные признаки имеются для констатации оруденения, связанного с мощной варисцийской (?) интрузией, представленной крайне разнообразными дифференциатами обширного магматического бассейна. Явления силикатного метасоматоза в контакте пород варисцийской (?) интрузии с известняками привели к широкому распространению в районе скарновых пород. В последних, близ устья пади Мостовка, на левом ее берегу, в россыпях на гребне, были найдены обломки магнетита. Микроскопическими наблюдениями магнетит в скарнах был обнаружен и в других пунктах района. Вероятно, со скарновым процессом, сопровождавшим внедрение варисцийской (?) интрузии, связано образование промышленного Яковлевского месторождения магнетита. По крайней мере, М. В. Бесова в своем отчете и С. С. Смирнов в своей работе по железорудным месторождениям Восточного Забайкалья (1932) рассматривают это месторождение как типичное контактово-метасоматическое. Скарнообразование в контакте варисцийских (?) гранитов с известняками, как мы указывали выше, сопровождалось выносом фтористых соединений, результатом которого явилось образование флюорита в силицифицированных известняках на водоразделе падей Таловка и Листвянка. Факт нахождения флюорита в связи с варисцийскими (?) интрузивными породами заслуживает внимания. Следует сказать, что имеющиеся материалы не позволяют установить совершенно определенно связь процессов образования Солонечного месторождения флюорита, промышленное значение которого выявлено Н. С. Лавровичем (1934), с варисцийской (?) интрузией. Отсутствуют неоспоримые доказательства и для утверждения наличия связи с той же интрузией Быстринского месторождения магнетитов, промышленные запасы которого установлены М. В. Бесовой. Но в порядке постановки вопроса можно высказать соображения, говорящие в пользу такого флюоритового оруденения района, и, отсылая интересующихся этим вопросом к уже упомянутым работам, отметим, что в свете имеющихся данных о возрасте гранитов, вмещающих Солонечную жилу флюорита, прежние заключения Н. С. Лавровича (1934) и И. В. Лучицкого (1938) о возрасте месторождения требуют пересмотра.

Если придерживаться той точки зрения, что плавиково-шпатовое оруденение Солонечного месторождения связано с последними фазами формирования магматического очага, из которого образовались вмещающие его граниты, то вполне естественно можно притти к предположению о варисцийском (?) его возрасте. Такое предположение хорошо согласуется с данными о глубокой денудации жилы флюорита, благодаря которой на месторождении Солонечном в отличие от несомненно послеюрских месторождений, типа Калангуйского, наблюдается, по данным Н. С. Лавровича (1934), высокотемпературные разности флюорита. Высказанное предположение о возможности варисцийского (?) возраста Солонечной флюоритовой жилы, как можно видеть из вышеизложенного, подтверждаются отчасти и наблюдениями над образованием флюорита в контактах варисцийских (?) гранитов с известняками (Cm_1? — Pr_2?) в районе водораздела падей Листвянка и Таловка. Флюорит в россыпях был нами найден также на левом водоразделе гребня пади Б. Бамбуя.

Отметим в заключение, что весьма серьезный вопрос разновозрастности флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья ставится здесь в провизорной форме как предположение, требующее дальнейшего изучения.

Столь же провизорно нами ставился выше вопрос о возможной связи

быстринских магнетитов с дифференциатами варисцийской (?) интрузии — перидотитами. Не останавливаясь здесь на этом вопросе более подробно, отметим, как факт, заслуживающий внимания, наличие в магнетитовых скоплениях Быстринского месторождения окиси хрома. Присутствие последней в количестве 0.19% было установлено при изучении одного из образцов магнетита в химико-аналитической лаборатории Геологического Института Академии Наук СССР. Изучение в этом направлении перидотитов показало в них также наличие Cr_2O_3 в количестве 0.13%.

Суммируя изложенное, можно притти к заключению, что варисцийская (?) интрузия явилась носителем магнетитового оруденения и флюоритовой минерализации. Имеются данные для предположения, что промышленные месторождения флюорита (Солонечное) и магнетита (Яковлевское, Быстринское) связаны также с этой интрузией. В связи с нахождением среди дифференциатов варисцийской (?) интрузии перидотитов появляются некоторые перспективы в смысле возможности в дальнейшем обнаружения специфического оруденения района, связанного с породами последнего типа, в виде хромита и магнезита. Находка хромита в россыпях, сделанная в последнее время С. Д. Поповым (1937), присутствие окиси хрома в перидотитах р. Средней и серпентинитово-магнетитовых породах из района р. Быстрой дает в этом направлении довольно определенные указания. Явления карбонатизации серпентинитов, наблюдавшиеся, например, по правому берегу пади Средняя, указывают на то, что нахождение месторождений магнезита является вполне возможным.

Приведенные данные, таким образом, ставят вопрос о необходимости более детального исследования ультраосновных пород Газимурского района.

Переходя к рассмотрению мезозоя, прежде всего отметим, что полезные ископаемые, связанные с периодом отложения осадков морской юры (J_{1+2}), и образования экструзий порфиритов (J_3) в районе неизвестны. Некоторые породы, слагающие толщу морской юры (J_{1+2}), могут представлять интерес лишь с точки зрения их строительных качеств. В частности, в этом отношении ценными могут являться песчаники, покрывающие базальные горизонты морской юры на пади Кулинда, близ ее устья и в вершине.

Некоторые исследователи относят к моменту формирования экструзий порфиритов полиметаллическое оруденение Восточного Забайкалья.

Существуют также указания, например С. С. Смирнова (1934), на связь полиметаллического оруденения с послеюрскими гранитными интрузиями. Общим для обеих концепций является то, что оруденение района связывается с деятельностью либо постмагматической, либо магматической, но более поздней, чем внедрение порфиритовой магмы в конце верхней юры. Нахождение полиметаллов в жилах, секущих порфириты, не оставляет в этом никакого сомнения.

Явления пиритизации порфиритов в области контакта послеюрской гранитной интрузии с порфиритами убедительно показывают, что внедрение этой интрузии сопровождалось выносом большого количества сульфидных растворов. На фоне этого установленного нами факта предположение о связи полиметаллических сульфидов с гипотетической постмагматической деятельностью порфиритовой магмы нам кажется несостоятельным, тем более, что наблюдающаяся якобы ассоциация полиметаллических месторождений с порфиритами представляется весьма относительной. Так например, в юго-западной части района, в области значительного развития порфиритов, полиметаллические месторождения отсутствуют. Наоборот, пространственная связь полиметаллов с послеюрскими гранитными интрузиями значительно более наглядна. Достаточно просмотра списка месторождений полиметаллов (см. ниже) для констатации того факта, что почти все месторождения в нашем районе локализуются вдоль северо-западной окраины верхнеюрских гранитных массивов, группирующихся в общем по линии северо-восточного простирания. Появление месторождений при этом не стоит ни в какой зависимости от возраста и петрографического состава пород, вме-

щающих гранитные тела. Вмещающими породами являются то порфириты, то варисцийские (?) гибридные породы, то, наконец, известняки (Cm_1—Pr_2).

Концепция, предполагающая связь полиметаллов с порфиритами, базируется на предположении об отсутствии послепорфиритовых интрузий в Восточном Забайкалье. Это предположение, как мы видели во всем предшествующем изложении, неверно. Отметим еще, что в изложенных ниже материалах по полезным ископаемым, мы можем найти некоторые указания на нахождение полиметаллов внутри массивов верхнеюрских гранитов, что в связи с данными о взаимоотношениях этих гранитов с порфиритами дает определенные основания предполагать более юный возраст полиметаллов, чем гранитов, прорывающих порфириты, и, следовательно, позволяет связывать полиметаллы с постмагматической деятельностью верхнеюрских гранитных интрузий.

Таким образом, остается притти к естественному выводу, что значительно больше оснований имеется для связи полиметаллического оруденения района (так же как и золотого) с интрузией верхнеюрских гранитов, прорывающих порфириты. С этим временем, повидимому, связано образование сурьмы, киновари, шеелита, касситерита и кварц-турмалиновых жил с пиритом.

Полиметаллические месторождения района сосредоточены главным образом в северо-западной его части. Характеристика этих месторождений дана в сводной работе С. С. Смирнова (1934), поэтому мы ограничимся краткими указаниями на их местонахождение и минералогический состав.

1. Ильдиканский рудник. Правый берег пади Боярчиха на гребне водораздела с падью Государевой. Месторождение заключено в известняках Cm_1(?) — Pr_2(?). Здесь установлено присутствие первичных руд галенита, сфалерита и пирита.

2. Блинниковский прииск. Расположен около Ильдиканского рудника. Первичные руды представлены галенитом.

3. Кулиндинский прииск. Правый берег пади Ср. Кулинда. Месторождение в толще нижнекаменноугольных отложений. Первичная руда—галенит.

4. Чупряковский прииск. Правый берег пади Урюмканской ниже устья Средней. Месторождение приурочено к зоне чешуйчатых надвигов известняков Cm_1(?) — Pr_2(?) на толщу морской юры (J_{1+2}). Первичные руды — галенит и сфалерит. Отмечен также барит.

5. Дубровинский шурф. Падь Тайна близ пади Ср. Кулинда. Месторождение заключено в гибридном габбро-сиенитовом комплексе варисцийской (?) интрузии. Первичные руды — галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, тетраэдрит, халькопирит, ковелин. Все эти минералы вправлены в кварцанкеритовую жильную массу. Здесь же имеются прожилки почти чистого галенита.

6. Месторождение близ северной залежи Быстринского магнетитового месторождения. Представлено встреченными в россыпях известняками с убогой вкрапленностью галенита. Коренной выход не найден.

7. Месторождение по пади Широкой. Представлено маломощными прожилками, залегающими в верхнеюрских порфиритах и их туфобрекчиях. Прожилки состоят из манган-анкерита с подчиненным кварцем, сфалеритом, галенитом и совсем скудными пиритом, арсенопиритом, тетраэдритом, халькопиритом. В контакте с жилой порфирит содержит вкрапленность пирита и карбонатизирован.

8. В Быстринских месторождениях магнетитов имеются вкрапления халькопирита, образование которых связано, повидимому, с выносом меди из верхнеюрской интрузии.

Полиметаллы (галенит) известны еще по указаниям М. В. Бесовой в россыпях по пади Шира. В указанном пункте, а также в россыпях по пади Широкая, Лугия и в вершине Урюмкана присутствует киноварь. В вершине Урюмкана, кроме киновари, в отвалах золотых приисков встречены обломки порфиритов с прожилками, мощностью около 1 см, состоящими из чистого антимонита.

Шеелит имеется в россыпях, в долинах рр. Быстрой, Ильдикана, по пади Шира и Безымянной пади, расположенной среди массива верхнеюрских гранитов, около Быстринского месторождения магнетитов.

Золото известно в россыпях по падям Лугия, Аркия, Солонечная, Листвянка, Таловка, Шира, Быстрая, Ильдикан, Урюмканская, в вершине р. Урюмкан и по пади Средняя. Во всех этих пунктах разработка золота ведется старателями.

Источником для образования золотых россыпей, повидимому, служили: 1) зоны пиритизации разнообразных пород, возникшие в связи с воздействием верхнеюрских гранитов на боковые породы и 2) кварц-турмалиновые и кварцевые жилы. Одна из таких зон пиритизации, сопровождающая контакт верхнеюрских гранитов с порфиритами, располагается в районе пади Лугия. В шлихах из пади Лугия отдельные образцы содержат почти исключительно пирит.

Распространение кварц-турмалиновых жил нами указывалось выше. Близ кварц-турмалиновой жилы, расположенной на водоразделе падей Листвянка и Солонечная, к северу от тракта, наблюдалась пиритизация вмещающих жилу порфиритов. Кварц-турмалиновые жилы представляют особенный интерес благодаря тому, что в них С. Д. Поповым [1] обнаружен касситерит. Поскольку нами установлен послепорфиритовый возраст этих жил, можно думать, что образование касситерита, а, следовательно, оловянное оруденение в районе, по крайней мере в определенной своей части, вероятно связано с верхнеюрской гранитной интрузией.

Следует несколько остановиться на вопросе о связи оловянного оруденения с типом «оловоносных гранитов». Вопрос об этом был поставлен нами выше. Если «оловоносные граниты» рассматривать как граниты с определенными химическими особенностями (повышенная кислотность и проч.), то с нашей точки зрения такого рода граниты могут встречаться в различных интрузивных циклах (см. наши диаграммы № 3 и 8) и, следовательно, представлять разновозрастные образования. В этом отношении можно присоединиться к мнению В. А. Заварицкого (1937), выделившего группу оловоносных гранитов из представителей, повидимому, различных формаций. Отсюда следует, в частности, вывод, что возможность нахождения олова в связи с варисцийскими (?) гранитами отнюдь не может быть исключена.

Для тургинского и послетургинского времени отсутствуют признаки, которые позволили бы говорить о наличии в районе полезных ископаемых промышленной ценности, связанных с этим периодом. Исключение составляют описанные Н. И. Толстихиным (1932) минеральные источники, приуроченные к зоне тектонических надвигов варисцийских (?) гранитов на конгломераты тургинской свиты (J_3 — Cr). Источники расположены по р. Уров, первый — близ пос. Солонечного, второй — около устья пади Мостовка по левому ее берегу.

В заключение краткого обзора полезных ископаемых подчеркнем, что Газимурский район располагает исключительно разнообразными и ценными сырьевыми ресурсами. К настоящему времени в его пределах констатировано одно из крупнейших в СССР по запасам месторождение флюорита (Солонечное), установлено наличие промышленных запасов железных руд (Быстринское и Яковлевское месторождения). В районе имеются россыпные месторождения золота и шеелита, разрабатываемые старателями.

Однако сырьевые ресурсы района не исчерпываются этими полезными ископаемыми. Район перспективен в смысле нахождения в пределах его промышленных скоплений полиметаллов, сурьмы и киновари, шеелита, касситерита и, отчасти, хромита и магнезита. Все это свидетельствует о том, что изучение района не должно ограничиваться геологическими исследованиями и в дальнейшем на его территории должны быть поставлены минералого-петрографические и поисковые работы по указанным нами объектам.

[1] С. Д. Попов. Отчет о работах 1937 г. Фонд Ин-та Геол. Наук АН СССР. Рукопись.

Сводная таблица химических анализов извер
(кроме Газимур

№ п. п.	Название и месторождение породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
1	Биотитовый гранит. Халзанский массив на р. Онон . . .	73.66	0.17	13.87	1.04
2	Аплитовидный гранит. Халзанский массив на р. Онон . .	75.43	0.15	13.68	0.73
3	Гранит Дульдурги	74.07	0.35	13.00	0.69
4	Гранит-порфир. Шерловая гора	73.85	0.08	13.80	0.48
5	Аплит. Шерловая гора	77.36	следы	13.32	0.26
6	Аплитовидный гранит. Цаган-Олуй	72.56	—	14.52	0.63
7	Гранит Кукульбея	72.64	0.08	14.46	0.54
8	Гранит-порфир Хапчеранги	74.25	0.20	13.47	1.14
9	Гранодиорит Букуки	68.33	0.49	16.08	0.94
10	» Куралги	68.18	0.52	15.19	1.13
11	» »	65.35	следы	15.32	1.29
12	» »	66.08	0.71	14.75	0.54
13	Гранодиорит хамаротыринский	65.78	0.11	15.43	0.86
14	» »	66.96	0.64	15.28	0.78
15	Порфировидный гранит Хамары	73.05	0.31	14.89	0.54
16	Грациенит Хаверги	55.42	0.28	18.67	0.19
17	Гранодиорит арациротыринский	67.19	0.51	15.81	0.98
18	» »	68.83	0.49	15.55	0.86
19	Гранит доюрский Борщевочного кряжа	73.18	0.08	13.30	1.12
20	Гранит с р. Турги	75.74	0.12	12.52	0.40
21	Базальт. Левый берег р. Гондыбой	52.68	0.92	16.48	2.21

женных горных пород Восточного Забайкалья
ского района)

FeO	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	Потери при прок.	Гигроскоп.	Другие	Примечание
0.88	0.20	0.75	0.03	3.12	5.54	0.28	0.10 / 99.64	—	В. А. Заварицкий (1937)
0.22	0.20	0.75	0.07	3.38	4.88	0.51	0.13 / 100.18	—	То же
1.39	0.46	0.81	0.06	3.05	4.65	0.84	0.15	0.24 / 100.09	Г. В. Холмов (1931)
1.35	следы	1.10	0.03	3.28	5.45	0.36	0.06	0.28 / 100.07	То же
0.14	»	0.70	следы	3.84	3.87	0.63	0.12	0.04 / 100.28	»
0.51	0.35	1.68	»	1.78	5.99	1.70	—	— / 99.82	С. А. Музылев (1932)
1.59	0.20	0.77	0.01	3.52	5.16	0.18	0.12	0.04 / 99.71	В. А. Заварицкий (1937)
0.58	0.59	0.61	0.02	2.93	4.76	0.94	0.26	— / 99.75	То же
2.20	0.78	2.37	0.07	2.55	5.68	0.75	0.09	— / 100.33	»
2.17	1.66	3.35	0.05	3.27	3.64	0.85	0.14	— / 100.15	»
3.47	2.59	3.78	0.10	2.79	3.67	1.25	0.11	— / 99.72	»
3.66	2.94	3.77	0.06	2.66	3.63	0.65	0.54	— / 99.97	»
3.62	2.51	3.80	0.09	3.15	3.64	0.80	0.02	— / 99.81	»
2.96	2.51	3.16	0.07	3.33	3.22	0.91	0.02	— / 99.81	»
1.39	0.77	1.75	0.03	3.16	3.10	0.75	0.08	— / 99.82	»
2.85	2.34	5.70	0.09	4.12	3.60	6.53	0.03	— / 99.82	»
2.48	2.02	3.26	0.04	3.37	2.99	0.61	0.10	— / 99.54	»
1.73	1.46	2.98	0.03	3.76	3.46	0.79	0.24	0.14 / 100.32	»
1.22	0.52	1.40	0.06	3.38	4.60	0.72	—	0.29 / 99.77	»
0.18	0.12	0.96	—	3.94	4.63	0.61	0.09	— / 100.31	Ю. И. Фрейвальд
6.59	3.62	6.77	—	3.85	1.59	2.06	1.06	0.64 следы / 99.47	И. В. Лучицкий и М. С. Нагибина (1938)

№ п. п.	Название и месторождение породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
22	Андезито-базальт. Район Торейского и Борзинского озер.	53.46	1.77	17.09	4.99
23	Андезито-базальт. Там же	58.66	2.52	17.93	4.96
24	Андезит-гиперстен авгитовый. Там же	59.42	0.60	16.57	3.69
25	Андезит-гиперстен авгитовый. Там же	61.64	0.53	19.00	—
26	Трахидолерит, порфировидный биотит-авгит. Пос. Березовский	57.54	1.88	16.98	8.03
27	Трахидолерит. Приаргунье	54.30	2.12	16.00	10.25
28	Липарит. Падь Брекачанка	70.92	0.32	13.20	2.43
29	Гранит. Верховья р. Бургали в Верхне-Амурском крае .	70.82	0.15	14.11	1.71
30	Гранит р. Керак	70.26	0.40	14.35	0.97
31	Роговообманковый гранит. Бассейн р. Невера	66.36	0.40	14.16	2.11
32	Гранодиорит. р. Нижняя Аума	65.72	0.31	14.48	1.47
33	Биотитовый гибридизированный эффузив. Пос. Берцовский	67.24	0.66	15.04	4.07
34	Спессартит-вогезит. Приаргунье	47.24	1.69	13.63	4.69
35	Биотит-пироксеновый, диорит-сиенит с гиперстеном. Серный Ильдикан	58.51	0.92	14.97	2.18
36	Биотитовый гранит. Шерловая Гора	75.32	—	12.57	1.48
37	» » » »	74.12	—	14.49	1.15
38	Кварцевый порфир. Шерловая гора	76.91	—	13.24	1.29
39	Кварцевый порфир. Р. Керак, Верхнеамурский край . .	73.19	0.18	14.53	0.43
40	Плотный афанитовый фельзит. Р. Амур	71.75	0.03	15.62	0.34
41	Авгитовый порфирит. 34 км от ст. Рухлово	55.95	0.63	15.14	1.04
42	Авгитовый андезит. Р. Солонечная	59.16	0.94	15.89	1.77
43	Оливиновый диабаз. Р. Осеусина	52.99	1.13	17.00	3.12
44	Андезит. Р. Топока	59.70	0.89	16.59	0.75

FeO	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	Потери при прок.	Гигроскоп.	Другие	Примечание
3.79	2.19	6.39	0.98	2.39	3.29	1.78	1.51 / 93.63	—	Е. Егорова (1932)
0.39	6.81	6.12	0.38	2.86	2.72	1.95	0.79 / 100.09	—	То же
3.89	2.11	4.29	0.08	3.32	4.11	0.89	0.89 / 99.86	—	»
4.47	1.28	3.82	0.08	5.39	2.02	1.46	0.63 / 100.32	—	»
0.57	1.48	5.75	0.04	3.70	3.06	0.82	0.46 / 100.31	—	Тр. ВГРО, вып. 128
0.36	2.47	6.55	0.07	3.20	3.06	1.05	0.86 / 100.29	—	—
0.56	0.44	0.81	—	1.86	5.56	1.99	0.90	0.71 следы / 99.75	И. В. Лучицкий и М. С. Нагибина (1938)
0.86	0.71	2.36	0.01	4.71	4.34	0.36	0.37	— / 100.51	А. Хлапонин (1932)
1.40	1.28	2.45	0.02	4.92	3.82	0.41	0.18	— / 100.47	То же
2.59	2.38	3.75	следы	3.86	3.25	1.04	0.15	— / 100.05	»
3.02	2.89	4.08	»	2.82	4.13	1.05	0.14	— / 100.31	»
0.59	0.51	2.64	0.04	3.69	4.80	0.56	0.32 / 100.16	—	Тр. ВГРО, вып. 128
5.04	7.92	8.84	0.08	2.60	2.61	5.35	0.40 / 100.09	—	То же
3.91	5.35	6.16	0.11	3.80	3.48	0.54	0.22 / 100.15	—	»
—	0.16	1.00	—	6.50	0.69	—	—	—	Петрограф. провинции СССР
—	0.51	1.68	—	3.65	0.43	—	—	—	То же
—	0.10	0.48	—	2.71	0.45	—	—	—	»
0.69	0.59	0.51	—	4.41	4.17	—	—	—	А. Хлапонин (1932)
0.57	0.16	0.52	—	6.12	4.42	—	—	—	То же
4.24	6.36	5.52	—	2.98	2.90	—	—	—	»
3.71	3.07	5.20	—	3.07	3.20	—	—	—	»
3.88	5.01	7.23	—	3.20	2.78	—	—	—	»
5.14	4.01	5.79	—	3.34	2.73	—	—	—	»

Сводная таблица коэффициентов к магматическим формулам
(кроме Газимур

№ п. п.	Название и месторождение породы	По Левинсон-Лессингу			
		$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$
1	Биотитовый гранит. Халзанский массив на р. Онон	1.0	8.7	4.3	3.5:1
2	Аплитовидный гранит. Халзанский массив на р. Онон	0.9	9.1	4.6	4.6:1
3	Гранит Дульдурги	1.1	9.5	4.6	2.1:1
4	Гранит-порфир. Шерловая гора	1.1	9.0	4.4	2.9:1
5	Аплит. Шерловая гора	0.9	11.0	5.0	6.8:9
6	Аплитовидный гранит. Цаган-Олуй	0.8	8.3	4.2	2.0:1
7	Гранит Кукульбея	1.0	8.4	4.1	2.7:1
8	Гранит-порфир. Хапчеранги	0.9	8.9	4.5	2.8:1
9	Гранодиорит Букуки	1.2	7.0	3.3	1.1:1
10	» Куралги	1.4	7.3	3.3	1:1.4
11	» »	1.6	7.1	3.0	1:2.1
12	» »	1.8	7.5	3.1	1:2.4
13	Гранодиорит хамаротыринский	1.7	7.0	2.9	1:2.1
14	» »	1.6	7.2	3.1	1:1.8
15	Порфировидный гранит Хамары	1.1	8.2	4.3	1.1:1
16	Грациенит Хаверги	1.6	5.0	2.2	1:1.9
17	Гранодиорит арациротыринский	1.4	7.0	3.1	1:1.6
18	» »	1.3	7.3	3.4	1:1.2
19	Гранит доюрский Борщевочного кряжа	1.1	9.0	4.3	1.9:1
20	Гранит с р. Турги	1.2	10.0	4.7	3.1:1
21	Базальт. Левый берег р. Гондыбой	2.1	5.0	2.0	1:3.8
22	Андезито-базальт. Район Торейского и Борзинского озер	1.55	4.48	1.93	1:3.20
23	Андезито-базальт. Там же	1.77	4.75	1.99	1:3.85
24	Андезит-гиперстен авгитовый. Там же	1.52	5.33	2.36	1:1.9
25	Андезит-гиперстен авгитовый. Там же	1.62	5.38	2.33	1:1.84
26	Трахидолерит, порфировидный биотит-авгит. Пос. Березовский	1.11	4.40	2.16	1:1.6
27	Трахидолерит. Приаргунье	1.20	4.11	1.95	1:1.2
28	Липарит. Падь Брекачанка	0.8	8.1	4.3	2.8:1
29	Гранитит. Верховья р. Бургали в Верхне-Амурском крае	1.3	7.6	3.7	1.6:1
30	Гранит. Р. Керак	1.4	8.0	3.6	1.3:1
31	Роговообманковый гранит. Бассейн р. Невера	1.7	7.3	4.1	1:1.7
32	Гранодиорит. Р. Нижняя Аума	1.8	7.3	3.0	1:2.1
33	Биотитовый гибридизированный эффузив. Пос. Берцовский	1.03	6.53	3.24	1.63:1
34	Спессартит-вогезит. Приаргунье	3.04	4.85	1.60	1:6.2
35	Биотит-пироксеновый, диорит-сиенит с гиперстеном. Серный Ильдикан	2.48	6.11	2.23	1:3.0
36	Биотитовый гранит. Шерловая гора	1.00	9.1	4.3	5.1:1
37	» » » »	0.7	8.3	4.5	11.5:1
38	Кварцевый порфир. Шерловая гора	0.5	8.6	5.5	2.4:1
39	Кварцевый порфир. Р. Керак, Верхнеамурский край	1.0	8.3	4.1	4.4:1
40	Плотный афанитовый фельзит. Р. Амур	1.2	7.7	3.7	5.6:1
41	Авгитовый порфирит. 34 км от ст. Рухлова	2.6	6.0	2.2	1:3.8
42	Авгитовый андезит. Р. Солонечная	1.8	5.9	2.4	1:3.8
43	Оливиновый диабаз. Р. Осеусина	2.1	4.7	1.8	1:2.7
44	Андезит. Р. Топока	4.1	5.9	1.3	1:3

изверженных горных пород Восточного Забайкалья
ского района)

По Ниггли							
Si	al	fm	C	alk	*k*	*m*	*c/fm*
426.0	47.2	10.5	4.5	37.8	0.54	0.17	0.43
461.7	49.2	6.6	4.9	39.3	0.49	0.33	0.72
452.4	46.4	14.6	5.1	33.9	0.50	0.30	0.72
425.6	46.7	8.3	7.0	38.0	0.53	0.00..	0.83
513.5	51.7	2.5	5.1	40.7	0.39	0.00..	2.2
418.3	49.1	8.3	10.4	32.2	0.68	0.35	1.25
406.4	47.5	11.1	4.4	37.0	0.96	0.15	0.39
446.5	47.7	13.3	4.0	35.0	0.51	0.40	0.30
310.9	43.2	17.5	11.4	27.9	0.59	0.31	0.66
295.1	38.7	22.1	15.6	23.6	0.42	0.48	0.70
255.0	34.8	30.2	15.5	19.5	0.46	0.50	0.51
259.6	34.0	31.1	15.8	19.1	0.47	0.56	0.51
253.7	35.0	28.7	15.7	20.6	0.42	0.51	0.55
273.3	36.8	28.2	13.7	21.3	0.39	0.55	0.49
392.2	47.1	14.5	11.3	27.1	0.39	0.42	0.78
189.1	37.5	20.3	20.9	21.3	0.36	0.58	1.00
282.1	39.0	24.7	14.6	21.7	0.37	0.51	0.59
308.1	40.9	18.8	14.5	25.8	0.37	0.71	0.77
406.7	43.0	14.3	8.3	34.4	0.47	0.30	0.59
453.9	44.2	9.9	6.1	40.7	0.43	0.12	0.68
154.0	28.4	36.8	27.0	13.8	0.27	0.30	0.57
148.5	28.1	40.5	19.0	12.4	0.47	0.23	0.47
162.8	29.0	40.4	18.1	12.5	0.38	0.70	0.45
201.6	33.2	31.3	15.7	19.8	0.45	0.34	0.50
224.7	40.7	20.8	14.9	23.6	0.20	0.33	0.71
149.7	32.9	28.6	20.3	18.1	0.35	0.25	0.71
163.1	28.3	35.5	21.1	15.1	0.38	0.32	0.59
417.0	45.0	18.0	5.0	32.0	0.66	0.60	0.28
332.4	38.9	14.9	11.8	34.4	0.44	0.42	0.58
319.9	38.2	17.2	12.0	32.6	0.34	0.51	0.69
260.8	32.8	28.7	15.8	22.7	0.35	0.49	0.55
250.6	32.5	30.4	16.7	20.4	0.46	0.55	0.55
296.3	38.9	19.3	12.4	29.4	0.46	0.18	0.64
114.4	19.3	47.5	23.0	10.2	0.40	0.60	0.48
170.7	25.7	37.8	19.3	17.2	0.38	0.61	0.51
450	44.5	8.6	6.8	40.4	0.06	0.21	0.75
470	54.0	10.2	11.4	24.4	0.06	0.48	1.11
700	59.6	13.2	4.3	22.9	0.10	0.35	0.33
355	41.7	4.7	15.1	36.5	0.31	0.60	2.09
381	44.5	4.7	2.2	48.6	0.28	0.25	0.34
167	26.6	41.4	17.7	14.3	0.38	0.67	0.43
204	32.1	31.1	19.2	17.6	0.40	0.51	0.62
145	27.8	37.0	21.5	13.7	0.36	0.56	0.98
186	30.4	34.0	20.0	15.6	0.94	0.55	0.59

№ п/п.	Название и месторождение пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O	FeO
1	Гранито-гнейс, каледонский (?). Левый берег р. Уров, Газимурский район, обр. 776 (ГИН) . .	63.61	0.70	16.06	1.26	3.91
2	Гранито-гнейс, каледонский (?). Правый берег р. Уров, Газимурский район, обр. 1234 (ГИН) .	64.90	0.78	15.95	2.18	2.97
3	Диорит гнейсифицированный. Правый берег р. Уров, обр. 554	63.88	0.49	14.48	1.06	2.92
4	Гранит биотитовый. Левый берег р. Талакан, обр. 1264 (ГИН)	72.09	0.60	14.05	1.36	1.28
5	Гранит биотит-роговообманковый, варисцийский (?). Левый берег р. Уров, обр. 1200 (ГИН)	69.65	0.54	14.85	1.53	1.23
6	Гранит биотит-роговообманковый варисцийский (?). Левый берег р. Солонечной, обр. 1244 (ГИН) . .	68.95	0.47	14.71	0.79	1.52
7	Гранит биотит-роговообманковый, варисцийский (?). Правый берег р. Солонечной, обр. 4 (ИМС) . .	68.36	0.36	13.56	1.48	1.63
8	Гранит биотит-роговообманковый. Правый берег р. Листвянка, обр. (ИМС)	65.04	0.51	15.38	1.86	2.04
9	Сиенит биотит-роговообманковый, варисцийский (?). Правый берег р. Золы, обр. 538 (ГИН)	60.25	1.31	16.62	0.71	2.40
10	Габбро пироксеновое. Падь Курочкина, обр. 170 (ГИН)	47.71	1.65	16.70	3.35	4.38
11	Перидотит. Правый берег р. Средней, обр. 1420 (ГИН)	35.48	0.17	3.92	7.90	3.17
12	Порфирит. Правый берег р. Листвянка, обр. 239 (ИМС)	59.93	0.47	13.25	1.93	3.08
13	Порфирит. Верховья р. Ильдикан, обр. 311 (ГИН)	57.14	0.70	13.73	1.72	4.26
14	Туфобрекчия порфирита. Правый берег р. Быстрой, обр. 691 (ГИН)	56.40	0.59	16.66	1.71	5.88

пород Газимурского района в Восточном Забайкалье

MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	Летуч. и др. вещ.	Примечание
1.69	4.86	0.14	3.84	2.87	0.25	0.56	0.00 P_2O_5—0.37 100.12	Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий
1.46	4.20	0.08	4.07	2.63	0.08	0.36	0.19 P_2O_5—0.16 100.01	То же
5.17	3.95	0.06	3.78	2.9	0.17	0.95	0.25 P_2O_5—0.16 100.31	»
0.45	1.36	0.07	3.28	4.73	0.17	0.45	P_2O_5—0.22 100.11	»
1.00	0.98	0.02	3.40	4.80	0.08	1.27	0.35 P_2O_5—0.13 99.83	»
2.01	2.77	0.04	4.02	4.85	0.11	0.38	0.17 P_2O_5—0.14 99.93	»
2.40	2.81	—	3.84	3.90	0.76	0.24	P_2O_5—0.40 F — нет 99.68	И. В. Лучицкий (1938)
1.61	3.73	—	3.99	3.55	0.31	0.96	0.53 F — нет 99.51	То же
3.23	5.43	0.08	2.95	5.97	0.28	0.64	0.12 P_2O_5—0.28 100.27	Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий
6.35	13.61	0.12	3.01	1.19	0.12	1.41	Cr_2O_3 — нет 0.19 100.01	То же
36.00	0.30	0.21	Не обнар.	Не обнар.	0.74	11.63	Cr_2O_3—0.13 CO_2—0.60 P_2O_5—0.17 100.34	»
6.81	4.31	—	3.71	2.84	0.39	1.90	1.08 F — нет 99.70	И. В. Лучицкий (1938)
7.61	4.82	0.23	3.31	3.34	0.20	2.11	CO_2—0.63 P_2O_5—0.23 100.03	Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий
5.33	4.18	0.05	4.03	2.04	0.57	2.03	0.44 P_2O_5—0.27 100.18	То же

№ п. п.	Наименование и месторождение пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
15	Гранит-порфир биотит-роговообманковый. Правый берег р. Елизаветовки, обр. 1295	68.71	0.44	14.57	1.24	1.49
16	Гранит биотитовый. Правый берег р. Ильдикан, обр. 3000 (ГИН)	73.39	0.34	14.25	0.55	1.36
17	Гранит-порфир биотит-роговообманковый. Правый берег р. Ильдикан, обр. 355 (ГИН)	70.30	0.34	14.49	0.67	1.47
18	Гранит-порфир. Правый берег р. Быстрой, обр. 504 (ГИН)	67.22	0.49	15.22	0.96	2.15
19	Пепловый туф кварцевого порфира. Левый берег р. Большая Бамбуя, обр. 1156 (ГИН)	77.24	0.31	11.05	0.64	0.60
20	Кварцевый порфир. Левый берег р. Талакан, обр. 1390 (ГИН)	76.08	0.18	12.14	0.76	0.98
21	Гиперстен-авгитовый андезит с роговой обманкой. Правый берег р. Мостовки, обр. 620 (ГИН) . . .	58.66	0.68	15.93	3.48	2.51
22	Роговообманковый палеоандезит. Левый берег р. Газимур (пос. Корабль), обр. 15	56.59	1.75	12.89	3.79	2.36
23	Андезит. Пойма р. Золы	54.99	1.76	15.14	3.95	4.45
24	Базальт. Левый берег р. Газимур (пос. Корабль) обр. 22	49.05	1.24	13.70	3.69	5.78

MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	Летуч. и др. вещ.	Примечание
1.97	2.60	0.05	4.19	4.04	0.22	0.68	0.00 P_2O_5—0.17 100.37	Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий
0.64	1.59	0.06	5.09	1.83	0.30	0.50	0.38 P_2O_5—0.08 100.36	То же
1.51	2.25	0.01	2.51	6.25	0.27	0.34	0.17 P_2O_5—0.09 100.67	»
2.61	2.96	0.01	4.58	3.24	0.19	0.56	0.00 P_2O_5—0.12 100.31	»
0.37	0.63	0.02	0.73	6.52	0.62	1.13	0.38 P_2O_5—0.09 100.33	»
следы	0.51	0.03	3.49	4.92	0.37	0.18	0.62 P_2O_5—0.10 100.36	»
3.93	5.98	0.04	3.56	2.64	1.17	1.05	0.29 P_2O_5—0.24 100.16	»
4.13	6.68	0.07	2.65	2.52	1.45	0.81	Летуч. вещ. 0.45 P_2O_5—0.21 CO_2—4.33 100.68	»
2.73	6.97	0.09	3.35	2.32	1.26	1.90	0.52 P_2O_5—0.87 100.30	»
11.40	9.04	0.16	2.57	1.46	0.44	0.88	0.74 P_2O_5—0.24 100.39	»

Таблица коэффициентов магматических формул изверженных горных пород Газимурского района в Восточном Забайкалье

№ п/п.	Название породы	По Левинсон-Лессингу				По Ниггли							
		$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	Si	al	fm	c	alk	*k*	*m*	*c/fm*
1	Гранито-гнейс каледонский	1.5	6.4	2.9	1:1.6	251.4	36.3	24.4	17.5	21.8	0.29	0.34	0.72
2	» » »	1.6	6.4	2.8	1:2.0	242.5	32.9	26.1	19.9	21.1	0.33	0.37	0.76
3	Кварцевый диорит	2.2	7.2	2.7	1:2.6	217.1	29.0	37.7	14.3	19.0	0.34	0.70	0.37
4	Гранит варисцийский (?) биотитовый	1.1	8.2	4.0	1.9:1	382.5	43.9	15.6	7.7	32.8	0.48	0.25	0.49
5	« » биотит-роговообманковый	1.1	7.6	3.7	1.8:1	353.6	44.2	18.0	5.5	32.3	0.48	0.42	0.31
6	Гранит варисцийский (?) биотит-роговообманковый	1.5	7.7	3.4	1:1.1	303.2	38.0	21.4	12.9	27.7	0.39	0.61	0.60
7	» » » »	1.6	8.1	3.4	1:1.3	295.8	34.4	25.8	12.8	26.0	0.40	0.60	0.50
8	» » » »	1.4	6.7	3.0	1:1.3	263.7	36.7	22.3	16.1	24.9	0.36	0.43	0.72
9	Сиенит варисцийский (?)	2.0	6.1	2.4	1:2.0	198.0	32.2	26.8	19.1	21.9	0.57	0.59	0.71
10	Габбро варисцийское (?) пироксеновое	2.8	4.4	1.5	1:7.6	108.8	22.4	35.9	33.3	8.4	0.21	0.60	0.93
11	Перидотит варисцийский (?)	10.7	6.9	0.9	—	54.3	3.5	96.0	3.5	—	—	0.86	0.004
12	Порфирит верхнеюрский	3.1	7.1	2.3	1:3.9	187.2	24.2	44.4	14.5	16.9	0.33	0.72	0.32
13	» »	2.9	6.7	2.2	1:3.7	163.3	23.0	47.2	14.7	15.1	0.39	0.68	0.31
14	Туфобрекчия порфирита верхнеюрскаго	2.1	5.4	2.1	1:3.4	167.2	29.2	42.2	13.3	15.3	0.24	0.31	0.31
15	Гранит-порфир биотит-роговообманковый, послеюрский	1.5	7.6	3.4	1:1.1	295.9	36.9	22.5	11.9	28.7	0.39	0.57	0.53
16	Гранит биотитовый, послеюрский	1.2	8.6	4.0	1.5:1	393.2	44.7	13.4	9.4	32.5	0.18	0.39	0.61
17	Гранит-порфир биотит-роговообманковый, послеюрский	1.4	8.1	3.6	1.1:1	331.7	40.2	18.4	11.3	30.1	0.62	0.57	0.61
18	» » »	1.6	7.3	3.1	1:1.4	268.6	35.7	25.6	12.7	25.9	0.31	0.61	0.50
19	Пепловый туф кварцевого порфира из Тургинской свиты (Cr_1)	0.9	11.5	5.8	2.9:1	574.5	48.5	11.3	4.9	35.3	0.86	0.36	0.44
20	Кварцевый порфир, послеюрский	0.9	9.0	4.6	4.7:1	428.0	40.2	20.3	3.0	36.5	0.48	0.00	0.15
21	Гиперстен-авгитовый палеоандезит	1.8	5.5	2.3	1:2.8	185.4	29.6	33.9	20.3	16.2	0.33	0.56	0.59
22	Роговообманковый палеоандезит	2.2	6.4	2.5	1:3.6	188.6	25.2	36.8	24.0	14.0	0.38	0.56	0.65
23	Авгитовый андезит	1.9	5.4	2.2	1:3.3	172.5	27.9	33.9	23.5	14.7	0.31	0.31	0.70
24	Базальт	3.6	5.3	1.6	1:9.4	106.7	17.5	54.0	21.1	7.4	0.27	0.68	0.39

ЛИТЕРАТУРА

Валицая И. С. Автореферат доклада. Пробл. сов. геол., 1938.

Войновский-Кригер К. Г. 1. Находки среднего палеозоя и морского мезозоя в бассейне р. Газимур в Восточном Забайкалье. Вестн. Геол. ком., 1927, 2.

Войновский-Кригер К. Г. 2. Месторождение плавикового шпата на р. Солонечной в Сретенском округе (Вост. Забайкалье). Вестн. Геол. ком., 1927, 2.

Гедройц А. Э. Геологические исследования в Нерчинском округе в 1896 году. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., 1898, вып. 10.

Гедройц А. Э. Геологические исследования в юго-восточной части Забайкальской области в 1897 году. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., 1899, вып. 18.

Гедройц А. Э. Геологические исследования в Восточном Забайкалье. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., 1909, вып. 27.

Грубенманн и Ниггли. Метаморфизм горных пород, 1934.

Егорова Е. Андезито-базальты района Торейского и Борзинского озер (Вост. Забайкалье). Изв. Всесоюзн. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 83.

Заварицкий В. А. Материалы к петрографии гранитов Восточного Забайкалья. Изв. Акад. Наук, 1937, 2.

Лаврович Н. С. Месторождения плавикового шпата в Восточном Забайкалье. Мин. сырье, 1934, 1.

Лисовский А. Л. Геологические исследования в районе сел. Акатуй и Кутомара. Тр. Главн. геол.-развед. управл., 1931, вып. 37.

Лучицкий В. И. и Кузнецов Е. А. Петрографические провинции СССР. 1934.

Лучицкий И. В. Геология окрестностей плавиково-шпатового месторождения Солонечного (Вост. Забайкалье). Тр. Всесоюзн. инст. мин. сырья, 1938.

Лучицкий И. В. и Нагибина М. С. О молодых эффузивах Восточного Забайкалья. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, *16*, 1.

Музылев С. А. Геологические исследования в окрестностях Цаган-Олуевского гранитного массива (Вост. Забайкалье). Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 136.

Обручев В. А. Геология Сибири, тт. 1, 2, 3. М.—Л. 1937—1938.

Обручев В. А., Герасимов А. П., Гедройц А. Э. Геологические исследования и разведки в Забайкальской области в 1895—1898 гг. (Краткий общий отчет). Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., 1899, вып. 19.

Павловский Е. В. и Цветков А. И. Северо-западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, Геол. и петр. инст., сер. сибирск., 1936, вып. 22.

Павловский Е. В. и Цветков А. И. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1938, *8*.

Пилипенко П. П. Месторождение плавикового шпата в бассейне р. Аргунь. Отч. о деят. комиссии по изуч. естеств.-произв. сил России, 1916, 3, 53.

Рухин Л. Б. Описание некоторых фавозитид из нижнедевонских отложений Забайкалья. Учен. зап. Ленингр. унив., сер. геол.-почв.-геогр., 1936, *4*, вып. 3.

Смирнов С. С. Железорудные месторождения Восточно-Сибирского края. 1932.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объедин., 1934, вып. 327.

Толстихин Н. И. Газы Восточного Забайкалья. Тр. Геол.-разв. бюро газовых м-ний, 1932, вып. 3.

Харкер А. Метаморфизм. М., 1938.

Хлапонин А. И., Леонтович А. А. и Принада В. Д. Геологические исследования в Верхне-Амурском районе. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 231.
Холмов Г. В. Результаты минералого-петрографической съемки Шерловогорского вольфрамового месторождения (Забайкалье) летом 1922 года. Изв. Геол. ком., 1929, *18*, № 10.
Холмов Г. В. Минералогический очерк Дульдургинского вольфрамового месторождения (Забайкалье). Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объедин., 1931, вып. 133.
Худяев И. Е. Юрские морские отложения в Восточном Забайкалье. Изв. Геол.-развед. управл., 1931, вып. 39.
Худяков-Павлов Н. А. Опыт расчленения гранитоидов на Газимуре (Вост. Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 20.
Чернышев Б. И. Эстерии Сибири и Дальнего Востока. Изв. Главн. геол.-развед. управл., 1930, 2.
Шмидт Ф. Труды Сибирской экспедиции. Русск. геогр. общ., Физ. отд., СПб., 1868.

E. V. PAVLOVSKY and J. V. LUCHITSKY

EASTERN TRANS-BAIKALIAN DISTRICT. SHORT GEOLOGICAL AND PETROGRAPHICAL DESCRIPTION OF THE GAZIMUR WORKS REGION

Summary

In their paper the authors report the results of the investigations carried out in 1937 in one of the most interesting parts of Eastern Transbaikalia. Contrary to the earlier investigators, the authors make several corrections, both in the normal section of the region and in the conceptions of the Palaeozoic and Mesozoic structures as well as in the history of vulcanic activity. The normal section is represented as follows:

1. The Lower Cambrian or the Upper Proterozoic (the Urov series) (Cm_1 — Pr_2): a) para-schists; b) quartzites, c) marbles, in places with archaeocyathus and primitive algae.

2. Ancient intrusion of granodiorite (γ_1), and diorite (δ_1), A long break.

3. The Ushumun series. The Lower Silurian (S_1?). The series consists of sandstones, arenaceous schists, phyllites, in places altered in the contact way into hornstones. A break.

4. The Ildian series. The Upper Silurian or Lower Devonian (S_2 — D_1). Basal horizons are unknown; a) Lilac crinoidal limestones with fauna; b) greenish-gray jasperlike schists; c) alternation of arenaceous schists with jasperlike schists; rare interlayers of limestones; d) alternation of arenaceous schists with clay shales. Rare interlayers of limestone. A break.

5. The effusions of spilites.

6. The Lower Carboniferous (C_1). Alternation of sandstones, black siliceous shales and gray limestones with fauna. Fine conglomerates at the base. Break.

7. The intrusions of granitic magma (γ_2) with a characteristic distinct differentiation from normal granites through diorites to gabbro and through granosyenites to syenites. Peridotites are the final product of crystallization. A break.

8. The effusions of spilites and porphyrites.

9. The Lower and Middle Jurassic (J_{1+2}): a) conglomerates, coarsely-grained sandstones; b) alternation of shales (with fauna and flora) with sandstones; c) sandstones with fauna and rare interlayers of conglomerates and shales. A break.

10. The effusive formation of porphyrites (J_3). A break.

11. The Post-Jurassic intrusions of granite-porphyries (γ_3). Quartz tourmaline veins, the dykes of lamprophyres, quartz porphyries. A break.

12. The Turga series (Cr_1): a) conglomerates and fanglomerates, b) alternation of sandstones, shales and ash tuffs of quartz porphyries. The dykes of quartzitoporphyres. The occurrencies of fauna. A break.

13. Dykes and coverings of palaeo-andesites. Coarse conglomerates (Cr_2? — Tr ?).

14. The coverings of andesites and basalts (β).
15. Loose conglomerates and pebbles (Q_1?).
16. Contemporary alluvium, deluvium and eluvium, placers and kurums.

The structures of the most ancient Lower Cambrian-Upper Proterozoic complex are defined by a large-scale folding of north northwest strike. The Middle and Upper Palaeozoic structures as well as the Mesozoic ones are defined by the folding with a north-east strike. The occurrence of small (Post-Turga) scaly overthrusts characterized by the movements of masses from north-west to south-east is very interesting. There is no evidence of the covering structure stated by M. M. Tietiaev for the whole Transbaikalia. The Palaeozoic and Mesozoic series are allochthonous without any exceptions. The history of development of structures corresponds to the last scheme given by V. A Obrutchev. (The Geolgoy of Siberia, vol. III, 1938.)

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3
История геологического изучения района 3
Очерк рельефа и четвертичных отложений 7
Характеристика нормального разреза 10
Тектонический очерк 119
Описание структур 119
Краткий очерк полезных ископаемых 147
Литература 163
Резюме 165

Геологическая карта
Средне-Газимурского бассейна (Восточное Забайкалье)

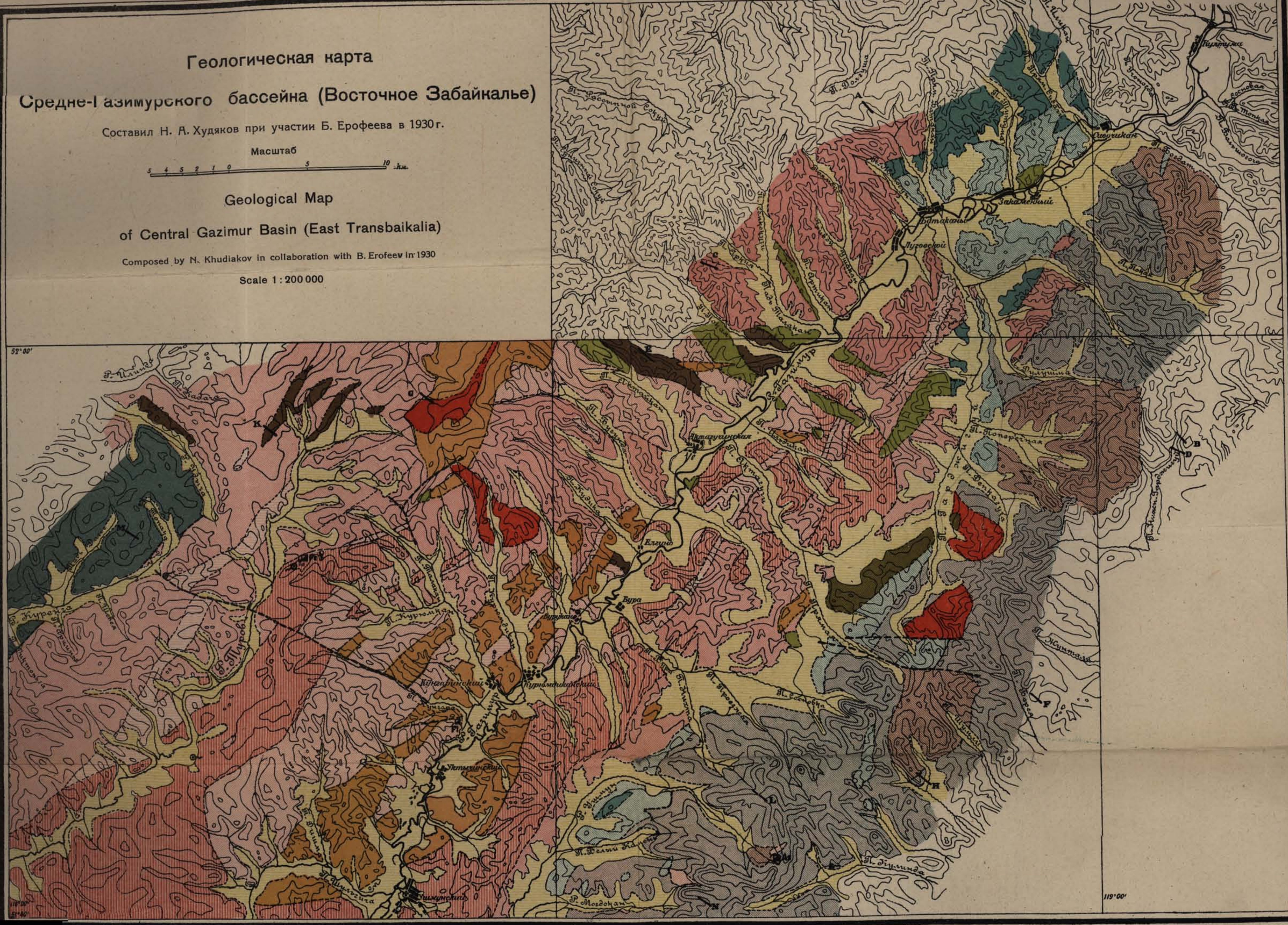
Составил Н. А. Худяков при участии Б. Ерофеева в 1930 г.

Масштаб

Geological Map
of Central Gazimur Basin (East Transbaikalia)

Composed by N. Khudiakov in collaboration with B. Erofeev in 1930

Scale 1 : 200 000



с. Геол. Разв. Об.

Условные обозначения
Legend

- Джонгульская серия (кварциты, песчаники, сланцы) / Djongul series (quartzites, sandstones, shales)
- Ушмунские сланцы ($T^{h?}$) / Ishmun schists ($T^{h?}$)
- Аркозо-сланцевая толща Курении (T) / Arkose-schist series of Kurenga (T)
- Известняки и кварциты (Pz?) / Limestones and quartzites (Pz?)
- Мраморы и скарны / Marbles and skarn rock
- Ботовские дымчатые граниты / Botovo smoky granites
- Аплиты, пегматиты и др. / Aplites, pegmatites, etc.
- Сретенские порфировидные граниты / Sretensk porphyroid granites
- Биотитовые гранодиориты / Biotite granodiorites
- Двуслюдяные мелкозернистые граниты / Finegrained binary granites
- Кварцевые диориты и диорито-гнейсы / Quartz diorites and diorite gneisses
- Биотитовые и прочие граниты / Biotite granites and other varieties of granite
- Андезиты / Andesites.
- Биотитовые порфиры и кварцевые порфириты / Biotite porphyries and quartz porphyrites
- Удычинские кератофиры / Udycha keratophyres
- Туфогенные породы / Tuffaceous rocks
- Речные отложения / Stream deposits
- Углекислые источники / Carbonaceous spring.
- Точки оруденения (Fl) / Mineralization points
- Тектонические контакты / Tectonical contacts

Отпечатано 1-ой Картографической фабрикой Ленинград, Пряжка, 5.
Зак. № Л-783

Гипотетические разрезы через р. Газимур

Масштаб

2000 м. 0 2 4 6 км.

NW Б. Батакан Газимур Ушмун SE

A B

Талакан Газимур Гарджигуй

C D

Газимур Содомная Гарджигуй Берея

E F

Ботовской Голец Б. Бурухан Газимур Волчья гора Волга Сосновка

G H

Туров Курюмдикан Газимур Нихта

K L

Топага Туров Кунгара Газимур Ушмун Ушмун. Голец

M N

Условные обозначения

J? Песчаники, кварциты
Песчаники, сланцы } Джонгульская серия

T? Ушмунская сланцевая серия

T Куренгинская аркозово-сланцевая толща

Pz Кварциты и др. породы
Мраморы и скарны

Кварцевые порфириты и биотитовые порфиры

Удычинские порфиры

Кислые туфы

Биотитовые, роговообманковые и пр. граниты

Дымчатые граниты

Аплиты, пегматиты и т. п.

Гранодиориты

Лейкократовые мелкозернистые граниты

Сретенские порфировидные граниты

Кварцевые диориты