ГИН

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ТРУДЫ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 55. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 16). 1941

И. Е. СМОРЧКОВ

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ ЗЕРЕНСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В СВЯЗИ С ИХ ОЛОВОНОСНОСТЬЮ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 55. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 16). 1941

Главный редактор акад. *А. Н. Заварицкий* Отв. редактор *Б. М. Куплетский*

И. Е. СМОРЧКОВ

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ ЗЕРЕНСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В СВЯЗИ С ИХ ОЛОВОНОСНОСТЬЮ

I. ВВЕДЕНИЕ

Летом 1937 г. автор принимал участие в работе Забайкальской экспедиции Академии Наук СССР в качестве начальника Зеренского петрографического отряда. В связи с общей задачей экспедиции — детального геологического изучения отдельных районов Восточного Забайкалья и выяснения генетических типов оловорудных проявлений, — перед Зеренским отрядом были поставлены следующие задачи: а) собрать петрографический материал в районе среднего течения р. Урюмкана (левого притока р. Аргуни) с целью установления характера и форм залегания горных пород, их взаимоотношений друг с другом, установления связи между горными породами и оловорудными проявлениями в данном районе; б) произвести поиски оловянного камня с геологическим картированием в масштабе 1 : 100 000 на площади в 450—500 км². В результате полевых исследований этого года был собран материал, который позволил связать оловорудные проявления Зеренского района с определенными интрузивами гранитов.

Основная цель, которую мы преследовали при камеральной обработке материалов, заключалась в том, чтобы попытаться, на основе детального геолого-петрографического изучения, установить такие характерные признаки оловоносных гранитов, которые могли бы служить в какой-то мере поисковыми признаками для оловорудных месторождений.

II. МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ОРО-ГИДРОГРАФИЯ РАЙОНА

За время полевой работы была исследована площадь в 575 км², расположенная в среднем течении р. Урюмкана, в районе с. Зерен, Газимуро-Заводского района, Читинской области. Территория, которая подлежала нашему исследованию, имеет следующие границы: с северо-запада — водораздельный хребет между рр. Урюмканом и Газимуром; с северо-востока — линия (СЗ 315°), проходящая через устье пади Джамбрия; с юго-востока — водораздельный хребет между рр. Урюмканом и Уровом; с юго-запада — линия (СЗ 315°), проходящая через с. Богдатское.

В орографическом отношении район среднего течения р. Урюмкана представляет собой возвышенность, глубоко расчлененную многочисленными речными долинами. Отдельные сопки имеют высотные отметки в 1000—1200 м, относительные высоты их достигают 400—500 м.

Характерные вообще для Восточного Забайкалья вытянутые в северо-восточном направлении водораздельные хребты здесь в свою очередь расчленены многочисленными падями и распадками, в результате чего местами образуются совершенно изолированные хребтики и сопки.

В районе господствуют мягкие, сглаженные формы рельефа, с плавными, округленными контурами. Повсеместно в районе развита вечная мерзлота, залегающая на небольшой глубине от поверхности. В связи с этим обращает на себя внимание асимметрия склонов долин: северные склоны обычно крутые, и на них редко растет лес; южные — пологие, затаежены, часто заболочены.

Река Урюмкан с ее боковыми притоками образует довольно густую сеть. В долинах рек наблюдаются широкие луговые поймы, по которым блуждает извилистое русло. Долины рек заполнены мощным покровом современных аллювиальных отложений, представленных галечниками, мелко- и крупнозернистыми песками и глинистыми породами. Характерной чертой современного рельефа является почти бездеятельное состояние его речной системы.

В заключение необходимо указать, что в формировании рельефа данного района значительную роль играли тектонические движения. Указанием на тектонический характер образования долины р. Урюмкана могут служить: а) совпадение направлений долин с направлением линий тектонических разломов; б) приуроченность к долине эффузивных пород; в) расположение боковых притоков на одной линии, пересекающей главную долину.

III. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА

Начало более или менее систематического изучения и геологического картирования района нужно отнести к 1930 г. С этого времени район среднего течения р. Урюмкана, а также смежные с ним районы посещаются целым рядом исследователей (Чуева, Волин, Гончаренко, Деньгин). В результате поисковых и геологоразведочных работ вышеуказанных исследователей было установлено довольно широкое развитие кислых интрузивных пород в районе среднего течения р. Урюмкана, а также наличие касситерита в шлихах из аллювиальных отложений следующих падей: Уняя, Ильдикан — Зеренский, Волга, Зерен, Олентой. Содержание SnO_2 в некоторых лотковых пробах было незначительно.

Более ранние геологические исследования не имеют прямого отношения к району наших исследований, но на некоторых из них следует остановиться, поскольку в этих работах освещаются общие вопросы геологической истории Восточного Забайкалья или приводятся данные, которые могут быть использованы для сравнительного анализа при изучении кислых интрузий Зеренского района в связи с их оловоносностью.

Во второй половине 90-х годов прошлого столетия, во время работ по изысканию трассы Сибирской железной дороги, работала Забайкальская партия под руководством В. А. Обручева, при участии А. П. Герасимова и А. Э. Гедройца (1899). Результатом этих работ явилась геологическая карта масштаба 1 : 1 680 000 (40 верст в дюйме).

В общем отчете этой партии, в котором впервые был дан геологический очерк Забайкалья, территория эта представлялась в большей своей части как суша, возникшая еще в докембрийское время и впоследствии разбитая сбросами на ряд горстов и грабенов северо-восточного простирания. В палеозойскую, мезозойскую и третичную эпохи в грабенах иногда сохранялись незначительные водные бассейны, дававшие осадки соответственного возраста, а по линиям сбросов изливались вплоть до новейшего времени различные эффузивные породы. Более поздние иссле-

дования, произведенные в 1916—1917 гг. Докторович-Гребницким, Тетяевым и др. в связи с изучением рудных месторождений Забайкалья, натолкнулись на резкое несоответствие, по мнению Тетяева, вышеуказанных представлений с действительностью. Было констатировано полное отсутствие архейских и докембрийских пород. Осадочная толща, на основании прежних находок фауны в Газимурском районе, была определена как верхнепалеозойская. В результате этих исследований создалось мнение, что структура всего изученного района обусловлена палеозойской складчатостью и что радиальные дислокации, вопреки мнению А. Гедройца, никакой роли не играют.

Летом 1926 г. Геологическим комитетом были начаты работы по разведке серебро-свинцовых и цинковых месторождений Нерчинско-Заводского округа, и в том же году были организованы параллельно с разведочными работами геологические съемочные партии. Основные выводы, полученные в результате этих работ, М. М. Тетяев (1927₁) формулирует следующим образом: «Составленная для этой площади геологическая карта с очевидностью констатирует, что этот район слагается складчатыми мезозойскими породами, среди которых размытыми ядрами в антиклиналях появляется палеозой, перекрываемый мезозоем несогласно и трансгрессивно. Мезозойская свита, лежащая несогласно на палеозое и окружающая его выходы, представлена конгломератами, песчаниками и сланцами. Характерной чертой мезозойской свиты является обилие в ней слоистых туфов и эффузивов, от кислых разновидностей до основных (базальты), залегающих согласно внутри осадочной толщи и дислоцированных вместе с нею».

В качестве наиболее интересного нового факта М. М. Тетяев приводит дислоцированность мезозойской свиты, выражающуюся в интенсивной складчатости с общим простиранием складок СВ 30—40°. Складки почти всегда опрокинуты на СЗ и даже перевернуты в этом направлении, что доказывает направление бокового давления с ЮВ на СЗ. Время основной складчатости, захватывавшей мезозой, по мнению М. М. Тетяева, лежит на границе между мезозоем и третичным периодом, т. е. здесь мы имеем дело с альпийской зоной складчатости.

Летом 1927 г. работники Геологического комитета произвели геологическую съемку на площади (около 25 000 км²) между рр. Ононом и Аргунью. В результате этих работ сложилось мнение (Тетяев, 1927₂), что для площади, охваченной геологической съемкой, характерен тектонический (а не стратиграфический) нормальный разрез, где составными частями, налегающими друг на друга, являются отдельные самостоятельные комплексы различного возраста и строения, обладающие каждый своим собственным стратиграфическим разрезом и своей собственной тектоникой. Эти комплексы отделены друг от друга почти горизонтальными поверхностями скольжения. Около этих поверхностей часто встречаются брекчии давления из элементов верхнего комплекса, которые выше сменяются типичными зонами милонитизации, постепенно кверху ослабевающими.

В результате работ 1927 г. были получены новые факты, которые можно резюмировать следующим образом: а) мезозойские отложения имеют неизмеримо более значительное развитие на данной территории, чем это предполагалось до тех пор; б) среди указанного мезозоя было открыто наличие морской юры с фауной аммонитов, белемнитов и брахиопод; в) комплекс мезозойских отложений оказался здесь интенсивно складчатым под влиянием бокового давления, направленного с ЮВ на СЗ.

Работы последних лет, в частности работы геологических отрядов Забайкальской комплексной экспедиции Академии Наук в 1937 г. (Павловский и Лучицкий, рукопись; Катушенок и Нагибина, рукопись), представляют интерес в том отношении, что в них мы не находим подтвер-

ждения точки зрения М. М. Тетяева и его учеников о широком развитии в Забайкалье пологих покровных структур, обусловленных крупными надвигами палеозоя и морской юры на автохтонные мезозойские отложения. Кроме того, в этих же работах указывается, что старинная точка зрения В. А. Обручева о значительной роли молодых тектонических движений в формировании рельефа области несомненно имеет право на существование.

IV. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Комплекс пород, принимающих участие в геологическом строении Зеренского района, весьма разнообразен. По площади распространения главная роль принадлежит известнякам, порфиритам, гранитам. На долю остальных приходится сравнительно незначительная площадь

Осадочная толща до сих пор в палеонтологическом отношении совершенно не охарактеризована. На основании данных сравнительного анализа со смежными районами, а также учитывая новые данные, полученные геологическими отрядами Забайкальской экспедиции, работавшими летом 1937 г. на Урюмкане, стратиграфический разрез для нашего района может быть представлен следующей схемой:

Pr_2 — Cm	— кварциты, известняки, с подчиненным развитием метаморфических сланцев.
S	— филлитообразные и глинистые сланцы.
γ	— габбро, граниты, гранодиориты, диориты (варисцийские).
J_3	— кварцевые порфиры, порфириты, диабазы.
J_3 — Cr_1	— конгломераты, песчаники (тургинская свита).
γ_1	— дымчатые граниты (послеюрские).
Tr — Q (?)	— базальты, андезиты.
Q	— аллювий.

Возраст Pr_2 — Cm для древней метаморфической толщи, состоящей из кварцитов и известняков, установлен нами только на основе параллелизации этих свит с аналогичными отложениями соседних районов.

Необходимо отметить, что в литературе существуют значительные разногласия по вопросу о возрасте метаморфического комплекса пород Забайкалья. Известно, что после работ В. А. Обручева, А. П. Герасимова и А. Э. Гедройца, еще в конце прошлого столетия, этот комплекс целиком относился к метаморфическим сланцам докембрия. Более поздние исследования, производившиеся группой работников Геологического комитета под руководством М. М. Тетяева, дают основание приписывать более молодой возраст этому комплексу, который с тех пор стал именоваться «немым палеозоем».

Е. В. Павловский утверждает, что свиты метаморфического комплекса налегают друг на друга согласно, как это ему удалось установить на левом берегу р. Урова у зимовья Половинка и по левобережью пади Бамбуя. Кроме того, им установлено, что археоциаты, найденные М. В. Бесовой (рукопись), приурочены к верхним частям разреза известняков. По определениям А. Г. Вологдина, найденные М. В. Бесовой археоциаты относятся к наиболее древним родам, которые характеризуют нижний отдел кембрия. Все вышеприведенные данные как будто подтверждают, что древний метаморфический комплекс или целиком относится к нижнему кембрию, или образует комплекс, в который входят и более древние породы, но без перерыва между кембрийскими и более древними докембрийскими отложениями.

Наши наблюдения, касающиеся условий залегания известняков и кварцитов древнего метаморфического комплекса в Зеренском районе, привели нас к заключению о согласном залегании этих толщ. Во всех тех немногих случаях, когда приходилось наблюдать взаимоотношения

между известняками и кварцитами, серые или белые мраморизованные известняки залегали непосредственно на кварцитовой свите.

Силурийский возраст (S) для филлитообразных и глинистых сланцев нашего района также устанавливается исключительно по данным, полученным в результате сравнительного анализа этой свиты с аналогичными свитами соседних районов, в частности с так называемой ушумунской свитой.

В работах прежних исследователей приводятся весьма разноречивые данные о возрасте ушумунской свиты. Моисеев и Окнова, работавшие в районе верховьев Горджигуя, вообще не выделяют эту свиту и относят наблюдавшиеся ими сланцы к древнему метаморфическому комплексу. М. В. Бесова включает ушумунскую свиту в состав «немого палеозоя» вместе с кварцитами и известняками, которые мы условно считаем нижнекембрийскими. Н. А. Худяков-Павлов склонен приписывать этой свите даже верхнетриасовый возраст.

В нашем районе ушумунская свита имеет распространение в верховьях падей Волга, Зерен, Джамбрия, а также на правом берегу р. Урюмкана, у пос. Налим. Представлена она главным образом сланцами, в редких случаях песчаниками. Для пород этой свиты характерна сравнительно небольшая степень метаморфизации; так, например, метаморфизация сланцев не идет дальше образования филлитов, и на ряду с последними встречаются сланцы и песчаники, почти не затронутые региональным метаморфизмом. Породы ушумунской свиты в районе падей Джамбрия, Уняя залегают на известняках, а в верховьях пади Волга — на кварцитах. В песчаниках этой свиты встречаются гальки кварцитов, кварцево-слюдяных сланцев, известняков. Все вышеуказанные факты заставляют данную свиту выделять из древнего метаморфического комплекса, представленного в нашем районе кварцитами и известняками, и считать, что между ними существовал длительный перерыв в осадкообразовании.

Породы тургинской свиты в нашем районе представлены главным образом конгломератами; в отдельных, единичных случаях встречались грубозернистые песчаники и аргиллиты. Наибольшим распространением эти породы пользуются в пади Крючки, а также по левому берегу р. Урюмкана.

Необходимо отметить, что стратиграфическое положение тургинской свиты вообще для Забайкалья не имеет еще достаточного фаунистического обоснования. Отдельные находки растительных остатков, рыб и пресноводных рачков не дают однозначного решения вопроса о возрасте этой свиты. В связи с этим одни исследователи относят тургинскую свиту к верхней юре, другие считают ее переходной свитой между юрой и мелом, а в последнее время большинство геологов относят эту свиту к нижнему мелу. Тургинские конгломераты в нашем районе имеют в своем составе гальки кварцитов, известняков, сланцев и варисцийских гранитов, кроме того в гальке этих конгломератов присутствуют порфириты и кварцевые порфиры. Если считать, что предположение о верхнеюрском возрасте порфиритов на основании сходства их с порфиритами Газимуро-Заводского района соответствует действительности, то мы вынуждены будем признать, что конгломераты тургинской свиты не древнее верхней юры.

Осадочная толща в Зеренском районе, таким образом, представлена палеозойскими кварцитами, известняками, сланцами и мезозойскими конгломератами. Известняки и сланцы сравнительно интенсивно дислоцированы, господствующее простирание складок северо-восточное. Нередко в известняках наблюдаются зоны тектонических нарушений (сбросы, надвиги) северо-восточного и северо-западного направления. Эти зоны, мощностью от 0.7—1 до 5—8 м, представлены брекчированными известняками или, нередко, известняками, разрушенными в песок. Кварцевые

жилы, а также жилы порфиритов в известняках и сланцах имеют простирание того же направления, что и вышеуказанные линии тектонических нарушений, наиболее часто СВ 50—60° с крутым падением на ЮВ.

Изверженные породы в данном районе представлены главным образом гранитами, которые прорывают палеозойскую осадочную толщу, существенно метаморфизуя ее. Вопрос о возрасте гранитов до сих пор остается неразрешенным. Наши наблюдения, касающиеся взаимоотношений гранитов с осадочными породами, дают основание утверждать, что: а) граниты Зеренского района представлены двумя разновидностями: более древними порфировидными биотитовыми гранитами (иногда с постепенными переходами к аляскитам), с одной стороны, и более молодыми, так называемыми «дымчатыми» гранитами, — с другой; б) как те, так и другие граниты рвут палеозойскую толщу, обычно существенно метаморфизуя ее.

В гальке тургинских конгломератов нашего района встречаются только порфировидные биотитовые граниты и отсутствуют «дымчатые». Разновозрастность вышеуказанных гранитов находит свое подтверждение также в различной степени их катаклаза. Биотитовые граниты Зеренского района относятся нами к варисцийской фазе орогенеза на основании параллелизации с варисцийскими гранитами Газимуро-Заводского района. Дымчатые граниты, слагающие гору Столбы на правом берегу верховьев пади Уняя в Зеренском районе, можно считать наиболее юными гранитами (послеюрскими) в виду отсутствия галек этих гранитов в тургинских конгломератах, а также потому, что в них отсутствуют элементы катаклаза, которые весьма характерны для гранитов Ягодной и Мотогорской грив и для гранитов верховьев пади Олентой.

Н. А. Худяков-Павлов (1936) наблюдал «дымчатые» среднезернистые граниты с равномерно рассеянным дымчатым кварцем и морионом, почти без темноцветных минералов, на Газимуро-Урюмканском водоразделе и на Батовском гольце, где дымчатые граниты представлены небольшими интрузивными телами или дайками. Худяков-Павлов приписывает этим гранитам также послеюрский возраст. Поразительное сходство петрографического состава, структуры и возраста дымчатых гранитов Зеренского района и дымчатых гранитов Батовского гольца, Борщевочного кряжа, Курбинского железорудного района позволяет объединить породы этого типа в одну группу.

В районе среднего течения р. Урюмкана граниты слагают повышенные части современного рельефа (Ягодная грива, Мотогорская грива). Представлены они сравнительно небольшими (10—15 км²) куполообразными телами, которые следует, повидимому, рассматривать как своеобразные отпрыски, ответвления каких-то больших интрузивных масс, залегающих на глубине и не вскрытых еще процессами эрозии.

Гранитовые породы, встреченные в верховьях пади Ильдикан, Уняя, Зерен, Олентой, как правило, представлены глыбовыми развалами, россыпями (фиг. 1—3). Средняя величина отдельных глыб составляет 0.5—0.7 м³, в редких случаях 1.5—2 м³.

Только на горе Столбы имеем в большом числе коренные выходы (фиг. 4—6) гранитов, но и здесь исключительно резко выражены процессы физической дезинтеграции гранитов. Склоны горы усеяны глыбами гранитов самой разнообразной формы и величины. Останцы выветривания в коренном залегании в виде столбов-параллелепипедов высотой 20—30 м, шириной около 25 м (часто еще меньше), длиной 100—150 м располагаются по линии северо-восточного простирания (20—25°), в расстоянии один от другого не свыше 20—25 м, и протягиваются почти на 1.5 км от вершины сопки до ручья пади Уняя.

Для аляскитовых гранитов характерна пластовая, нередко матраце-

видная отдельность. Основные направления встречающихся здесь трещин отдельности следующие:

Азимут падения	Угол падения	Расстояние между трещинами отдельности
Ю 170—190°	88—90°	от 20—30 см до 3—4 м
СЗ 290	10—15	» 10—50 см
ЮВ 115	80	» 0.5—1.5 м

Фиг. 1. Верховья пос. Ильдикан. Вдали видна Ягодная грива

Характерно, что аплитовые жилы в этих гранитах разбиты трещинами отдельности того же направления.

Граниты Зеренского района большей частью контактируют с известняками, мраморизуя последние. Нередко в известняках в качестве ново-

Фиг. 2. Глыбовые развалы гранитов Мотогорской гривы

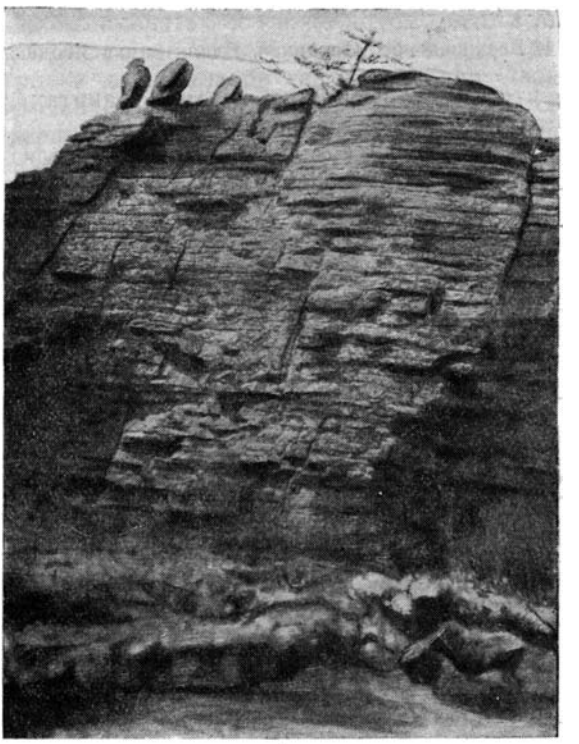
образований появляется пирит, тремолит. В гранитах же не происходит никаких эндоконтактовых изменений. В верховьях пади Волга граниты контактируют со сланцами силурийского возраста. Темносерые филлитовые сланцы превращены в сланцы с большим содержанием биотита, иногда с андалузитом.

Возраст порфиритов и кварцевых порфиров в нашем районе устанавливается на том основании, что галька этих пород имеет довольно

широкое развитие в базальных конгломератах тургинской свиты, а дайки порфиритов секут варисцийские граниты. Таким образом, можно утвер-

Фиг. 3. Глыбовые развалины гранитов Мотогорской гривы

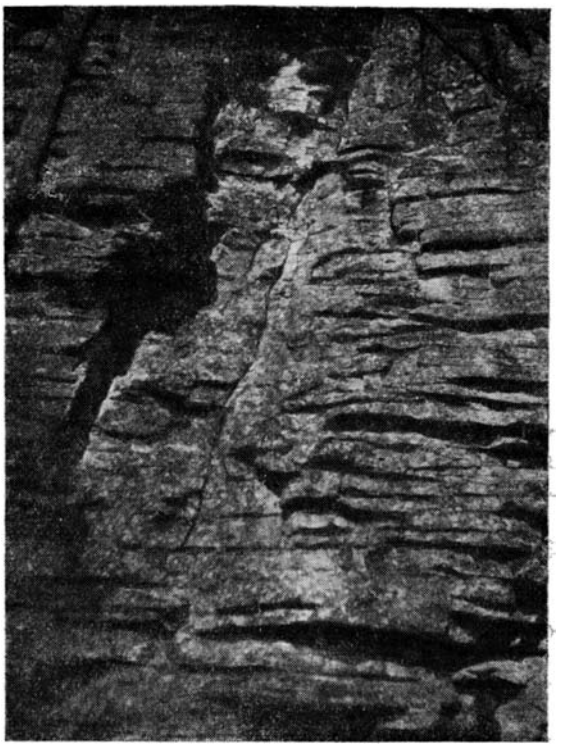
ждать, что порфириты и кварцевые порфиры моложе гранитов, но древнее тургинской свиты. Е. В. Павловским возраст дотургинских порфиритов



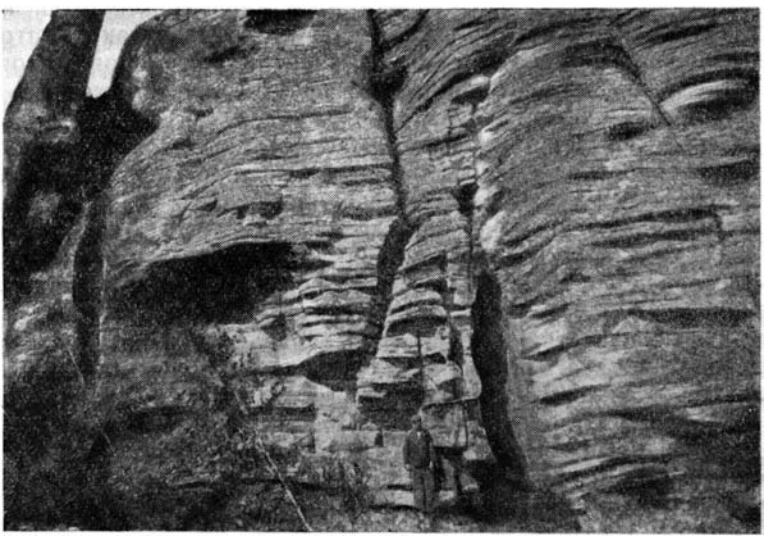
Фиг. 4. Останцы гранитов с пластовой отдельностью. Гора Столбы

Газимуро-Заводского района достаточно точно определен как верхнеюрский. Порфириты Зеренского района также нужно считать верхнеюрскими в виду полного сходства их с порфиритами, описанными Павловским.

Наиболее молодыми породами в нашем районе являются андезито-базальты, излияния которых начались, повидимому, с конца третичного



Фиг. 5. Останцы гранитов с пластовой отдельностью. Гора Столбы



Фиг. 6. Останцы гранитов с пластовой отдельностью. Гора Столбы

периода. Отдельные небольшие по площади потоки андезито-базальтов встречались нами в верховьях падей Зерен, Яриничная, Мотогор.

Осадочные и метаморфические породы

Кварциты. Довольно широкое развитие имеют кварциты в юго-восточной части нашего планшета, где они слагают водораздельный хребтик между падями Крючки и Волга. Нередко в кварцитах встречаются отдельные пачки метаморфических сланцев.

Макроскопически кварциты представляют собой светлосерые до темных, плотные породы с блестками слюды, в которых отдельные зерна кварца неразличимы простым глазом. Под микроскопом видно, что эта порода состоит из зерен неправильной формы кварца, достигающих величины 1.5—2 мм, и мелких чешуек белой слюды. Иногда средней величины листочки слюды скопляются в пятна с поперечником в 3—4 мм. Весьма редко встречаются отдельные зерна калиевого полевого шпата. Кроме того, здесь же встречаются единичные мелкие зерна апатита, турмалина, циркона.

Кроме крупнозернистых кварцитов, в районе водораздела падей Крючки и Волга встречаются кварцитовые конгломераты. Галька этих конгломератов, довольно хорошо окатанная, иногда сдавленная, цементируется мелкозернистой массой, состоящей из кварца и серицита.

Известняки. Наиболее широко известняки развиты по правому берегу Урюмкана, в районе падей Уняя, Ильдикан. В других частях нашего района известняки встречаются также довольно часто, но отдельными, сравнительно небольшими пятнами. Свита карбонатных пород представляет собою мощную толщу плотных массивных известняков, которые не поддаются внутреннему расчленению.

По внешнему виду можно выделить следующие разновидности известняков: а) темные и темносерые, приуроченные главным образом к местам развития сланцев (пади Волга, Аргунь); б) светлосерые, часто слоистые, чередующиеся со слоями темного известняка; мощность этих переслаивающихся полос варьирует в довольно широких пределах — от 0.2—1 см до 0.5—1 м; эти разности известняков имеют наиболее широкое развитие; в) белые мраморизованные известняки, часто с довольно большим содержанием тремолита, гематита; эти разности приурочены к приконтактовым частям с гранитами; в канавах геологоразведочной партии (ключ Талый) среди мраморизованных известняков встречаются отдельные пачки (мощностью в 5—10 м) белых мраморов, которые просвечивают в пластинках толщиной до 20 мм, т. е. пригодны, повидимому, уже для скульптурных изделий.

Темносерые известняки под микроскопом представляют собой чаще всего тонкозернистую смесь карбонатов, в проходящем свете бурой окраски. По трещинкам в шлифе образуются довольно крупные (0.1—0.2 мм) прозрачные зерна кальцита. Встречаются мелкие зерна кварца, в редких случаях — удлиненные призмы тремолита, величиной до 1.5—2 мм. Окварцевание известняка неравномерное, нередко пятнами по трещинкам.

Светлосерые известняки имеют кристаллически-зернистую структуру. Форма зерен кальцита неправильная, величина их достигает 0.2—0.3 мм. Присутствует небольшое количество мелких зерен кварца, а также пирита, гематита.

Мраморизованные белые известняки сложены среднезернистыми изометричными зернами кальцита, величиной до 0.7—1 мм. Довольно часто встречаются крупные зерна пирита, гематита, а также тремолита.

Необходимо отметить, что вообще для карбонатной свиты характерна исключительная бедность кластическим материалом.

Сланцы. В нашем районе имеют развитие силурийские сланцы, слагающие части среднего течения пади Джамбрия и верховья падей Волга и Зерен. По степени метаморфизации можно выделить следующие

разновидности сланцев: глинистые сланцы, филлиты, метаморфические сланцы с андалузитом, иногда с турмалином.

Глинистые сланцы распространены на сравнительно незначительной площади; более широким распространением пользуются филлитоподобные и метаморфические сланцы, связанные друг с другом постепенными переходами. Весьма затруднительно говорить о какой-то приуроченности этих разновидностей к определенным частям исследованного района, тем не менее можно достаточно определенно сказать, что наиболее глубоко метаморфизованные участки сланцевой толщи располагаются по соседству с выходами гранитов.

Под микроскопом глинистые сланцы представляют тонкозернистую смесь, состоящую из кварца, биотита, глинистых частиц. Иногда присутствуют мелкие чешуйки белой слюды, отдельные зерна пирита (иногда бурые потеки окислов железа), полевого шпата. По трещинкам развиваются более крупные зерна кварца, часто кальцита, пластинки биотита.

Макроскопический облик метаморфических сланцев весьма разнообразен: это — темные, темносерые, светлые породы, чаще тонкослоистого сложения, иногда светлосерые узловатые, очень редко сравнительно крупнозернистого сложения.

Под микроскопом метаморфические сланцы состоят из мелкозернистой смеси кварца и белой слюды, значительно реже — биотита. Средняя величина зерен 0.1—0.2 мм. В отдельных случаях присутствуют в небольшом количестве глинистые частицы, пластинки биотита, которые достигают величины 0.2—0.5 мм и располагаются ориентированно. Иногда (особенно это характерно для сланцев, находящихся в районе верховьев пади Волга) в сланцах встречается андалузит в виде крупных (до 3 мм) зерен призматической формы, нередко выделяющихся в разрезах в виде параллелограммов, реже ромбов. Андалузит часто желтовато-розовой окраски, неравномерно распределяющейся по одному и тому же зерну.

Кроме андалузита, в сланцах присутствуют в небольшом количестве мелкие зерна рудного минерала (пирит, гематит), турмалина, апатита, циркона. Последний в виде мелких зерен округлой формы, возможно окатан.

Узловатые сланцы под микроскопом представляют мелкозернистую массу из кварца и белой слюды, в которой рассеяны довольно крупные (до 0.5 мм) пятна хлорита. Здесь же наблюдаются единичные мелкие зерна турмалина.

В районе Зеренского месторождения (ключ Талый) в мраморизованных известняках встречаются пачки тальковых и тремолитовых сланцев мощностью не свыше 5—8 м. Макроскопически тальковые сланцы имеют вид белых, желтоватых или зеленоватых слоистых пород. В шлифе из такого сланца наблюдались мелкие пластинки, чешуйки, чаще бесцветного, иногда слабо буроватого талька, который заполняет всю площадь шлифа. Иногда в шлифах наблюдалась перемежаемость узких полос известняка с мелкозернистой тальковой массой. В отдельных случаях встречаются довольно крупные (до 2 мм) зерна тремолита.

Тремолитовые сланцы представляют собой слабо рассланцованную темную породу, состоящую почти исключительно из крупных кристаллов темносерой роговой обманки призматической формы. Под микроскопом эта порода состоит из довольно крупных, удлиненно-призматических зерен тремолита, расположенных без какого-либо порядка. Промежутки между зернами термолита заполняет (в небольшом количестве) мелкозернистая масса, состоящая из пирита и опала.

Конгломераты, брекчии. Конгломераты, довольно широко развитые в нашем районе, были встречены в нижних частях падей Джамбрия, Зерен, Олентой, где они в очень редких случаях наблюдаются в виде коренных выходов. Кроме того, конгломераты слагают левый берег пади Крючки, очень часто обнажаясь здесь в коренном залегании.

Расчленить эти породы в возрастном отношении нам не удалось, и все встреченные нами конгломераты мы относим к тургинской свите, т. е. к верхней юре — нижнему мелу (J_3 — Cr_1).

Конгломераты пади Крючки по внешнему виду представляют темную, с буроватым оттенком, сравнительно мелкообломочную породу. Величина отдельных галек редко превышает 3—5 см, средняя же величина их 1—1.5 см. Как правило, конгломераты — полигенного типа, т. е. в состав их входят гальки нескольких пород. Здесь мы имеем гальку сланца, эффузивов (порфириты), а также обломки минералов — кварца, значительно реже полевого шпата. Темная мелкозернистая масса, цементирующая гальки различного состава, под микроскопом состоит из мелких (не больше 1 мм) обломков кварца, существенно измененного плагиоклаза, иногда сланца, эффузивов. В свою очередь эти обломки цементируются весьма мелкозернистой смесью, состоящей, главным образом, из кварца, нередко замазанного бурыми окислами железа.

Такого же типа конгломераты были встречены нами на левом берегу пади Ревенной, где отдельные участки конгломератов, повидимому, спрессованы, так как гальки в них сплюснуты и вытянуты.

Конгломераты, встреченные в районе падей Джамбрия и Зерен, резко отличаются от вышеописанных конгломератов пади Крючки прежде всего размерами окатанных обломков. Здесь они сложены валунами гранитного состава, величина которых достигает 0.5—0.7 м в поперечнике. Повидимому, кроме гранитов в их состав входят также сланцы и порфириты, но об этом можно говорить только предположительно из-за отсутствия коренных обнажений. Следует отметить, что гранитового состава валуны этих конгломератов представлены исключительно биотитовым порфировидным гранитом и что среди них совершенно отсутствуют разности гранитов с дымчатым кварцем.

Брекчии в нашем районе распространены на весьма небольшой площади. Главным образом это брекчии трения, образовавшиеся вследствие раздробления известняков вдоль плоскостей тектонических нарушений. Мощность зон брекчий не превышает 8—10 м, наиболее же часто мощность этих зон характеризуется величиной 0.2—0.5 м. Характерно, что совершенно четко вырисовывается разница в направлениях линий тектонических нарушений для района Ильдиканского месторождения, с одной стороны, и для участка Олентойского месторождения — с другой. В первом случае линии тектонических нарушений имеют северо-западное, в верховьях же пади Олентой — северо-восточное направление.

Изверженные породы

Граниты. По внешним признакам варисцийские граниты Зеренского района можно подразделить на следующие четыре типа: 1) порфировидные биотитовые граниты; 2) аляскитовые гранит-порфиры; 3) лейкократовые мелко- и среднезернистые граниты с большим содержанием турмалина и флюорита; 4) существенно огнейсованные биотитовые граниты. В большинстве случаев вышеназванные разности гранита расположены обособленно, в виде отдельных куполообразных тел небольших размеров.

1. Порфировидные биотитовые граниты слагают центральные части Мотогорогривского массива, расположенного на водораздельном хребте между рр. Мотогор и Урюмкан в юго-восточной части нашего планшета. На площади в 10—12 км², занятой этими гранитами, не было встречено ни одного коренного обнажения. Как правило, здесь имеются глыбовые развалы, нередко на сравнительно большой (до 200—500 м²) площади. Кроме того, биотитовые граниты имеют небольшое развитие в верховьях пади Джамбрия.

Макроскопически эти граниты представляют породу темносерого

цвета, с резко выраженным порфировидным сложением. Порфировидные вкрапленники калиевого полевого шпата достигают величины 1.5—2 см (в редких случаях до 5 см) и составляют около 10% от всей массы породы. Минералогический состав порфировидных биотитовых гранитов: микроклин, кварц, биотит, плагиоклаз; в качестве второстепенных минералов присутствуют: турмалин, флюорит, циркон, апатит, пирит; вторичные минералы представлены эпидотом, кальцитом, мусковитом.

Микроклин образует крупные (1.5—2. мм), редко идиоморфные, чаще с неправильными очертаниями зерна. Только в отдельных зернах довольно отчетливо выражена характерная для микроклина двойниковая решетка, еще реже встречаются простые двойники. Зерна микроклина часто образуют пертитовые срастания с плагиоклазом (тонкие ленточные образования). Кроме того, по микроклину развиваются в небольшом количестве мелкие листочки мусковита, а в периферийных частях зерен калиевого полевого шпата нередко встречаются пойкилитовые включения кварца.

На федоровском столике для микроклинов получены следующие данные:

№ шлифа	Координаты двойниковых осей			2V[1]
	Ng	Nm	Np	
113	74	80	19	—86
89	76.5	78.5	17.5	—81
111	85	18	73	—82
90	78	80	16.5	—87

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз) образует крупные (1—2 мм) зерна, редко таблички. Обычно наблюдается образование тонких полисинтетических двойников. Как правило, показатель преломления плагиоклаза меньше показателя преломления канадского бальзама. Очень часто зерна плагиоклаза существенно серицитизированы, а в некоторых случаях разъедаются с краев калиевым полевым шпатом, реже кварцем. Иногда вокруг плагиоклаза образуется своеобразная каемка из микроклина.

На федоровском столике для плагиоклазов определены:

№ шлифа	Координаты двойниковых осей			2V	№ плагиоклаза	Закон двойникования
	Ng	Nm	Np			
89	13	77	89	+78	9	(010) альбитов.
89	88	19	71	—87	22	[001] карлсбадск.
111	76	16	82	+84	6	[001] »
90	17.5	72.5	89	+81	3	(010) альбитов.

При микроскопическом изучении шлифов довольно отчетливо вырисовываются две генерации плагиоклазов: олигоклазового состава плагиоклаз выделился в самую раннюю фазу кристаллизации; он в породе образует наиболее крупные и наиболее идиоморфные кристаллы; мелкие зерна альбита обычно выполняют промежутки между другими минералами.

Кварц образует зерна неправильной формы, средняя величина которых достигает 0.4—0.7 мм. Обычно зерна кварца имеют отчетливо выраженное волнистое погасание. Нередко кварц как бы разъедает полевые шпаты, образуя втеки, бухточки. Иногда кварц в виде мелкозернистой смеси выполняет трещинки в других минералах.

[1] Угол 2V измерен по двум выходам оптических осей.

Биотит образует сравнительно мелкие (0.2—0.5 мм) чешуйки, обрывки, пластинки, часто вытянутой формы аггрегаты последних. Распределение его в шлифе неравномерное, кустами. Нередко в биотите наблюдаются включения мелких зерен циркона, апатита. Окраска биотита обычно бурая, нередко зеленовато-бурая, резко выражен плеохроизм.

Турмалин встречается в виде зерен неправильной формы, величиной в 0.1—0.2 мм, которые выполняют трещинки, иногда разъедают полевые шпаты. Распределение этих зерен в шлифе неравномерное. Кроме того, турмалин встречается в виде отдельных, сравнительно крупных (0.5—0.7 мм) призматических зерен. Вероятно, образование турмалина происходило таким образом, что сначала возникли крупные, сравнительно идиоморфные кристаллы, а в самую последнюю стадию формирования породы, в результате процессов автопневматолиза, имело место выделение мелких зерен турмалина, с выполнением трещинок в других минералах, с разъеданием полевых шпатов. В том и другом случае турмалин зеленой или синевато-зеленой окраски, с резким плеохроизмом.

Флюорит представлен в породе мелкими, чаще изометричной формы зернами, включенными в полевом шпате. Нередко выполняет трещинки, пустотки (иногда величиной до 2 мм). Обычно флюорит в шлифах бесцветен, только в редких случаях приобретает фиолетовый оттенок.

Циркон встречается в виде мелких (не свыше 0.1 мм) хорошо ограненных зерен, обычно длиннопризматической формы с пирамидальными ограничениями с обоих концов. Нередко можно наблюдать слегка оранжеватую окраску. Зерна циркона образуют включения в биотите, редко в полевом шпате и кварце.

Рудный минерал представлен зернами пирита, чаще неправильной формы, величиной до 0.5 мм, иногда с краев окисленными. Кроме того, встречаются отдельные зерна ильменита, вокруг которых образуется каемка из лейкоксена. Распределение в шлифе рудного минерала неравномерное. Часто он ассоциируется с биотитом.

Апатит встречается в виде мелких, изометричной или удлиненной формы зерен. Наблюдается приуроченность их к биотиту.

Мусковит представлен мелкими чешуйками и пластинками, развивающимися главным образом по плагиоклазу. Нередко мусковит образуется по биотиту и в этом случае сохраняет чуть заметный желтовато-бурый оттенок. Величина пластинок мусковита достигает иногда 0.5 мм.

Эпидот образует мелкие (0.1—0.2 мм) зерна неправильной формы, которые развиваются по полевым шпатам, часто ассоциируются с биотитом. Нередко можно наблюдать переход эпидота в клиноцоизит. Обычно эпидота мало, только в отдельных образцах он присутствует в заметных количествах.

Кальцит встречается в небольших количествах. Иногда он образует отдельные зерна величиной 0.1—0.2 мм, наиболее часто выполняет трещинки. Структура породы гипидиоморфнозернистая, иногда довольно отчетливо выражен катаклаз породы, в результате чего основная масса породы приобретает порфировидную структуру.

Количественно-минералогический состав порфировидных биотитовых гранитов (среднее из 4 шлифов) следующий:

	Объемн. %	Уд. вес	Вес. %
Микроклин	53.2	2.5	51.3
Плагиоклаз	9.4	2.6	9.5
Кварц	27.0	2.6	27.4
Биотит	6.7	2.9	7.6
Флюорит	0.1	3.1	0.1
Мусковит	3.2	2.9	3.6
Остальные	0.4	3.8	0.5
	100.0		100.0

Порядок выделения минералов в порфировидном граните обычный для этого типа пород. К наиболее ранним веделениям относятся: апатит, циркон, рудный минерал. В следующую фазу происходило выделение биотита, в котором в виде включений очень часто встречаются циркон и апатит. Выделение плагиоклаза началось значительно раньше образования щелочных полевых шпатов. В начале кристаллизации плагиоклазов имело место образование идиоморфных табличек олигоклаза. В момент выделения щелочного полевого шпата происходит образование плагиоклаза олигоклаз-альбитового и альбитового состава. Кристаллизация кварца началась в тот момент, когда еще не закончилось выделение щелочных полевых шпатов, и продолжалась до момента окончательного затвердения породы.

Микроскопическое изучение мотогорских порфировидных гранитов показало широкое развитие в них процессов мусковитизации и образования турмалина и флюорита, т. е. процессов, связанных с автопневматолизом этих гранитов. Характерно, что участки гранита, обогащенные турмалином, содержат сравнительно большие количества альбита, на основании чего можно высказать предположение, что в пневматолитовую стадию кристаллизации происходил привнос натрия. Какой-либо связи между пертитизацией калиевых полевых шпатов и процессами турмалинизации и мусковитизации породы нам не удалось установить, несмотря на то, что этому вопросу было уделено специальное внимание.

Для характеристики химического состава мотогорогривских порфировидных гранитов приводим данные химического анализа, произведенного в химической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР:

	Вес. %	Мол. колич.
SiO_2	75.17	1.253
TiO_2	0.29	—
Al_2O_3	13.11	0.128
Fe_2O_3	1.04	0.006
FeO	1.08	0.015
MnO	0.02	—
MgO	0.08	0.003
CaO	0.50	0.009
Na_2O	2.87	0.047
K_2O	5.05	0.054
P_2O_5	0.36	0.004
H_2O	0.20	—
Потеря при прокаливании	0.62	—
CO_2	—	—
	100.39	

Магматическая формула:

$$0.89\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 9.35SiO_2;\ R_2O : RO = 5.6 : 1;\ \alpha = 4.81$$

Данные химического анализа указывают на повышенное содержание кремнекислоты и, что особо характерно, на значительную роль щелочей по сравнению с одноокисями ($R_2O : RO = 5.6 : 1$). Последнее находит свое подтверждение в минералогическом составе породы, где полевошпатовая часть представлена главным образом микроклином и микроклин-пертитом, в то время как плагиоклаз играет подчиненную роль и присутствует в виде олигоклаз-альбита и альбита.

2. Гранит-порфиры в нашем районе слагают полосу шириной около полукилометра, приуроченную к северному контакту порфировидных биотитовых гранитов Мотогорской гривы. Гранит-порфиры представляют собой краевую фацию биотитовых гранитов, с которыми они связаны постепенными переходами.

Макроскопически это светлые породы порфировидной текстуры. Вкрапленники калиевого полевого шпата, а также кварца достигают

величины 1.5—2 см, между ними располагается мелкозернистая смесь, состоящая из кварца и полевого шпата. Обычно в мелкозернистой массе гранит-порфиров темноцветные компоненты отсутствуют, но в отдельных случаях появляются мелкие чешуйки биотита в большом количестве. В некоторых участках порода приобретает крупнозернистое сложение, в заметных количествах в ней появляется флюорит.

Минералогический состав гранит-порфиров: микроклин-пертит, кварц, плагиоклаз (альбит); в качестве второстепенных минералов присутствуют турмалин, флюорит, циркон, апатит, пирит, титанит; вторичные минералы представлены мусковитом, кальцитом. Микропертит образует крупные (до 2 мм), часто с неправильными ограничениями, зерна. Калиевый полевой шпат представлен обычно нерешетчатым микроклином, и только в редких случаях встречаются зерна с двойниковой решеткой. Пертитовые вростки альбитового состава имеют довольно разнообразную форму: более или менее правильных прямоугольников, ленточек, а также неправильных образований.

Крупные таблички плагиоклаза этой породы существенно мусковитизированы, нередко наблюдаются следы механических деформаций — изогнутость плагиоклазовых двойников. Турмалин образует неправильной формы зерна, величиной 0.4—0.5 мм, которые прорастают полевые шпаты. Крупные зерна турмалина нередко приобретают ситовидную структуру благодаря присутствию пойкилитовых включений кварца, рудного минерала, флюорита, реже — апатита, циркона. Флюорит обычно бесцветен, иногда с фиолетовым оттенком; как правило, выполняет пустотки, трещинки породы. В тех случаях, когда в породе присутствует биотит, он представлен мелкими чешуйками и пластинками. В ассоциации с биотитом встречается апатит, титанит. Структура породы — порфировидная, нередко катакластическая.

Количественно-минералогический состав (среднее из 10 шлифов) гранит-порфиров следующий:

	Объемн. %	Уд. вес	Вес. %		Объемн. %	Уд. вес	Вес. %
Микропертит . .	36.5	2.5	35.3	Флюорит	0.1	3.1	0.1
Плагиоклаз . . .	19.0	2.6	19.2	Мусковит	2.6	2.9	2.9
Кварц	38.8	2.6	39.1	Остальные	0.4	3.8	0.5
Биотит	1.9	2.9	2.1				
Турмалин	0.7	3.1	0.8		100.0		100.0

Для более детальной характеристики минералогического состава гранит-порфиров были взяты две пробы, весом каждая около 12 кг. Порода измельчалась до 1 мм и отмывалась на лотке.

В результате шлихового анализа установлено присутствие в этих породах целого ряда минералов, которые не были обнаружены при микроскопическом изучении шлифов, в том числе касситерит. Состав шлиха следующий:

Резко преобладают (> 10%)	В значительном количестве (> 1%)	В небольшом количестве (> 0.1%)	Мало (< 0.1%)
Кварц	Мусковит	Пирит	Золото (единич. зерна)
Полевой шпат		Флюорит	
		Лимонит	Молибденит
		Магнетит	Рутил
		Циркон	Базобисмутит
		Биотит	Пироксен
		Турмалин	Шеелит
		Касситерит	Монацит

Для химической характеристики гранит-порфиров в лаборатории ИГН АН был произведен анализ (обр. 113, аналитик В. Егоров):

	Вес. %	Мол. колич.
SiO_2	75.98	1.266
TiO_2	0.12	—
Al_2O_3	12.36	0.122
Fe_2O_3	0.40	0.003
FeO	0.98	0.014
MnO	0.03	—
BaO	—	—
MgO	0.29	0.008
CaO	0.53	0.009
Na_2O	3.69	0.060
K_2O	4.60	0.049
P_2O_5	0.09	0.001
H_2O (110°)	0.26	
Потеря при прокаливании	0.38	—
	99.71	

Магматическая формула:

$$1.12\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 10.16SiO_2;\ R_2O : RO = 3.9 : 1;\ \alpha = 4.93$$

Данные химического анализа подтверждают, что описываемая порода сильно пересыщена кремнекислотой; отношение щелочей к одноокисям также значительно выше обычного.

3. Лейкократовые турмалиновые граниты слагают водораздельный хребтик в верховьях падей Ильдикан и Уняя, носящий название Ягодной гривы. Площадь распространения этих гранитов около 8 км². Граниты Ягодной гривы отделены от мотогорогривских порфировидных гранитов мраморизованными известняками; с гранитами горы Столбы их разделяет только долина ручья Уняя. Никаких переходов от гранитов Ягодной гривы к гранитам горы Столбы не наблюдается.

Макроскопически граниты Ягодной гривы представляют собой средне- до крупнозернистых светлые породы с отдельными, довольно крупными кристаллами турмалина. В западной части массива эти граниты переходят в мелкозернистые разности. Характерной особенностью последних является присутствие заметных количеств турмалина и флюорита, которые образуют здесь шлирообразные пятна, величиной от 2—3 до 5—8 см в поперечнике.

Под микроскопом установлен следующий минералогический состав: микроклин-пертит, кварц, плагиоклаз, турмалин, биотит; второстепенные минералы: флюорит, циркон, апатит, титанит, рудный минерал; вторичные — кальцит, эпидот, хлорит, мусковит.

Микроклин-пертит представлен крупными (1.5—2 мм) зернами обычно неправильной формы. Пертитовые вростки плагиоклаза образуют очень тонкие прорастания в микроклине, напоминающие морскую рябь. Нередко калиевый полевой шпат образует с кварцем микропегматитовые срастания. Для микроклина на федоровском столике получены следующие значения: $PNg = 88°$, $PNm = 7°$, $PNp = 83°$, $2V = -87°$. Очень редко в зернах калиевого полевого шпата наблюдается характерная для микроклина двойниковая решетка.

Крупные зерна кварца обычно обнаруживают волнистое погасание. Плагиоклаз в этих гранитах представлен альбитом, олигоклаз-альбитом, которые образуют таблички и неправильной формы зерна. Плагиоклаз обычно существенно серицитизирован или мусковитизирован. Иногда двойники плагиоклаза обнаруживают следы механических деформаций — изогнуты. Для плагиоклаза определены следующие оптические константы:

№ шлифа	Координаты двойниковой оси			2V	№ Pl	Закон двойникования
	BNg	BNm	BNp			
24	75	22	83	+83	4	[001] карлсбадск.
212	16	77	88	+80	9	(010) альбитов.
300	81	16	77	—88	11	[001] карлсбадск.

Турмалин встречается в виде зерен величиной 0.2—0.5 мм неправильной формы, которые часто прорастают полевые шпаты. Иногда зерна турмалина разбиты трещинками, выполненными флюоритом. Мелкие пластинки и чешуйки биотита представлены в небольшом количестве, они бурой, редко зеленоватой окраски. Иногда биотит замещается мусковитом, реже — хлоритом. Флюорит имеет довольно широкое развитие в гранитах Ягодной гривы. Под микроскопом видно, что образование флюорита связано с постмагматическими процессами; он выполняет трещинки, пустотки. Мелкие зерна апатита и циркона образуют главным образом включения в биотите. Количественно-минералогический состав гранитов Ягодной гривы (среднее из 5 шлифов) таков:

	Объемн. %	Уд. вес	Вес. %
Микропертит	48.6	2.5	47.0
Кварц	41.2	2.6	41.5
Плагиоклаз	3.1	2.6	3.1
Турмалин	5·7	3.1	6.8
Флюорит	0.4	3.1	0.4
Мусковит	0.6	2.9	0.7
Остальные	0.4	3.8	0.5
	100.0		100.0

Структура породы гипидиоморфно-зернистая, нередко катакластическая. Порядок выделения минералов такой же, как у вышеописанных мотогорских гранитов. Для более детальной характеристики минералогического состава были изучены искусственные шлихи турмалиновых гранитов Ягодной гривы. Количественно-минералогический состав шлиха:

Резко преобладают (> 10%)	В значительном количестве (> 1%)	В небольшом количестве (> 0.1%)	Мало (< 0.1%)
Кварц Полевой шпат	Мусковит Турмалин	Пирит Флюорит Магнетит Циркон	Касситерит Молибденит Пироксен

Характерными особенностями минералогического состава турмалиновых гранитов Ягодной гривы являются: а) щелочный характер полевых шпатов (микроклин-пертит, альбит); б) высокое содержание в породе турмалина и флюорита; в) присутствие в небольшом количестве касситерита, молибденита. Химический состав гранитов Ягодной гривы следующий (обр. 195, аналитик В. А. Молева):

Структура породы порфировидная, часто катакластическая. Под микроскопом обычно наблюдается такая картина: отдельные, сравнительно крупные (1.5—2 мм) зерна микроклин-пертита и плагиоклаза располагаются в среднезернистой, а часто и мелкозернистой массе, состоящей главным образом из кварца, в меньшей мере из калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Кроме того, в состав мелкозернистой массы входят изогнутые пластинки биотита и мусковита. Количественно-минералогический состав (среднее из 3 шлифов) огнейсованных гранитов следующий:

	Объемн. %	Уд. вес	Вес. %
Микропертит	42.3	2.5	40.6
Плагиоклаз	22.4	2.6	22.3
Кварц	26.5	2.6	26.6
Биотит	5.8	2.9	6.4
Мусковит	1.5	2.9	1.6
Рудный	0.9	5.1	1.7
Кальцит	0.2	2.7	0.2
Остальные	0.4	3.8	0.6
	100.0		100.0

Последовательность выделения минералов в этих гранитах ничем не отличается от обычного порядка выделения минералов в подобного типа породах. Апатит и циркон относятся к наиболее ранним выделениям, затем образовался биотит, плагиоклаз начал кристаллизоваться раньше калиевого полевого шпата и продолжал выделяться одновременно с последним. Самым последним кристаллизовался кварц.

В состав искусственного шлиха огнейсованных гранитов входят следующие минералы: пирит, магнетит, циркон, апатит, касситерит, шеелит.

Аляскитовые граниты верховьев р. Олентой макроскопически представляют собой светлые, среднезернистые, иногда порфировидные породы без темноцветных компонентов. Мы уже указывали раньше, что между ними и биотитовыми гранитами пади Олентой существуют постепенные переходы. Для аляскитовых гранитов характерно отсутствие биотита и меньший катаклаз породы, что их и отличает от биотитовых гранитов. Количественно-минералогический состав (среднее из 3 шлифов) аляскитовых гранитов следующий:

	Объемн. %	Уд. вес	Вес. %
Микропертит	48.4	2.5	46.7
Плагиоклаз	13.4	2.6	13.4
Кварц	35.3	2.6	35.5
Рудный	1.2	5.1	2.3
Циркон	0.1	4.7	0.2
Мусковит	1.3	2.9	1.5
Остальные	0.3	3.2	0.4
	100.0		100.0

В отношении порядка выделения минералов, их взаимоотношений и по структуре аляскитовые граниты тождественны с вышеописанными биотитовыми гранитами пади Олентой. Из приведенных данных количественно-минералогического состава видно, что при переходе биотитовых гранитов в аляскитовые исчезает биотит, понижается содержание плагиоклаза, соответственно увеличивается количество кварца. Химический состав аляскитовых гранитов пади Олентой следующий (обр. 364, аналитик Н. Х. Айдиньян):

	Вес. %	Мол. колич.
SiO_2	71.54	1.192
TiO_2	0.26	—
Al_2O_3	15.84	0.155
Fe_2O_3	1.19	0.008
FeO	0.22	0.003
MnO	0.03	—
MgO	0.36	0.009
CaO	0.57	0.010
Na_2O	2.98	0.048
K_2O	6.58	0.070
P_2O_5	нет	—
H_2O	нет	—
Потеря при прокаливании	0.35	—
	99.92	

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$0.86\overline{RO}.\ R_2O_3 \cdot 7.30SiO_2;\ R_2O : RO = 5.4 : 1;\ \alpha = 3.78$$

В химическом составе этих пород привлекает к себе внимание значительное преобладание щелочей над однооксисями по сравнению с обычным отношением $R_2O : RO$ в породах гранитового состава.

Послеюрские аляскитовые дымчатые граниты широко распространены по правому борту верховьев пади Уняя. Ими сложена гора Столбы. Площадь распространения дымчатых гранитов составляет 20—22 км². Следует отметить, что в других частях исследованного нами района такого типа граниты не были встречены. Возраст этих гранитов устанавливается на основании следующих данных: а) отсутствие дымчатых гранитов в гальке тургинских конгломератов; б) отсутствие в этих гранитах элементов катаклаза; в) удивительное сходство данных гранитов с дымчатыми гранитами других районов Забайкалья, которым приписывается послеюрский возраст.

Дымчатые граниты Зеренского района макроскопически представляют собой светлые среднезернистые породы, состоящие почти исключительно из калиевого полевого шпата и дымчатого кварца. Калиевый полевой шпат имеет весьма слабо выраженный розоватый оттенок. Величина отдельных, сравнительно идиоморфных кристаллов его не превышает 1 см. Средняя величина равномерно рассеянных, правильных по форме зерен дымчатого кварца составляет 0.5—0.7 см. При микроскопическом изучении дымчатых гранитов установлен следующий минералогический состав: микропертит, кварц, плагиоклаз; в качестве второстепенных минералов присутствуют: биотит, флюорит, рудный минерал, циркон, турмалин, титанит; вторичные минералы представлены мусковитом, лейкоксеном, эпидотом.

Микроклин-пертит образует крупные (до 3 мм), часто неправильной формы зерна, иногда с характерной двойниковой решеткой. По зернам микроклина развиваются тонколенточные пертитовые вростки плагиоклаза, кроме того, нередко в микроклине наблюдались включения сравнительно идиоморфных табличек плагиоклаза олигоклаз-альбитового состава № Pl = 12. Иногда калиевый полевой шпат образует с кварцем микропегматитовые срастания.

Измерением углов оптических осей в микроклинах дымчатых гранитов установлено, что величина 2V непостоянна не только в разных шлифах этих гранитов, но что и в пределах одного и того же шлифа величина 2V колеблется в относительно широких пределах. Тем не менее совершенно отчетливо вырисовывается различие в величинах углов оптических осей для микроклинов дымчатых гранитов, с одной стороны, и для микроклинов гранита Мотогорской и Ягодной грив — с другой. Мы склонны видеть в этом подтверждение разновозрастности этих грани-

тов, которая намечается, как это было указано выше, на основании фактов чисто геологического порядка. В результате измерений угла оптических осей в микроклинах на федоровском столике получены следующие данные:

№ шлифа	Послеюрские граниты		Варисцийские граниты		
	Местонахождение породы	2V	№ шлифа	Местонахождение породы	2V
332	Гора Столбы	—54	113	Мотогорская грива	—86
332	»	—48[1]	113	»	—87[1]
332	»	—66	147	Ягодная грива	—88[1]
336	»	—60	148 I	»	—87
336	»	—55	148 I	»	—87
336	»	—54[1]	89	Мотогорская грива	—78[1]
336	»	—72[1]	89	»	—84
336	»	—74	89	»	—81
336	»	—70	111	»	—76
335	»	—44[1]	111	»	—85
335	»	—74	111	»	—82
335	»	—60	90	»	—82
335	»		90	»	—87

Из приведенных в таблице значений 2V видно, что для более молодых гранитов величина угла оптических осей микроклина не превышает —74°, а для варисцийских гранитов эта величина не падает ниже —76°. Особенно резко обнаруживается различие в величине угла оптических осей калиевых полевых шпатов для этих двух групп гранитов, если сравнивать средние значения, полученные для каждой группы пород в отдельности, а именно: 61° для молодых гранитов и 84° для древних.

Кварц в дымчатых гранитах представлен крупными (до 2 мм) обычно изометричной формы зернами. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие волнистого погасания кварца, который не обнаруживает следов давления, как это имело место в древних гранитах нашего района.

Плагиоклаз встречается в виде отдельных табличек величиной 0.7—1 мм. Часто зерна плагиоклаза заметно серицитизированы. Иногда наблюдается замещение плагиоклаза микроклином, который по краям плагиоклазовых зерен образует втеки, бухточки, в результате чего плагиоклаз приобретает весьма неправильные очертания.

В отдельных случаях встречаются мирмекитовые образования, которые появляются в виде червеобразных вростков кварца в плагиоклазе на границе его с калиевым полевым шпатом.

Для характеристики химического состава плагиоклаза на федоровском столике были получены следующие данные: BNg = 14°, BNm = 76°, BNp = 88°; 2V = +84°; № Pl = 8. Закон двойникования — альбитовый.

Биотит образует мелкие чешуйки и пластинки величиной не свыше 0.4 мм, которые распределяются в шлифе неравномерно (кустами). Их окраска обычно желто-бурая.

Второстепенные минералы представлены цирконом, апатитом, турмалином, флюоритом. Обращает внимание приуроченность флюорита к мусковитизированным частям зерен плагиоклаза. Встречающиеся в небольшом количестве рудные минералы представлены зернами пирита и ильменита с лейкоксеновой каемкой. Количественно-минералогический состав (среднее из 3 шлифов) дымчатых гранитов:

[1] Величина 2V получена умножением на 2 угла между одной из оптических осей и биссектрисой.

	Объемн. %	Уд. вес	Вес. %
Микропертит	53.9	2.5	52.3
Плагиоклаз	10.4	2.6	10.4
Кварц	31.1	2.6	31.4
Биотит	1.3	2.9	1.4
Рудный минерал	1.0	5.1	1.9
Флюорит	0.2	3.1	0.2
Циркон	0.1	4.7	0.2
Мусковит	1.2	2.9	1.3
Остальные	0.8	3.2	0.9
	100.0		100.0

Структура породы — гипидиоморфно-зернистая, встречаются отдельные участки микропегматитовой структуры. Последовательность выделения минералов здесь обычная для пород гранитового состава.

Состав искусственного шлиха из гранитов горы Столбы следующий:

Резко преобладают (> 10%)	В значительном количестве (> 1%)	В небольшом количестве (> 0.1%)	Мало (< 0.1%)
Кварц	Мусковит	Пирит	Золото (единичн. зерна)
Полевой шпат		Флюорит	Касситерит
		Ильменит	Пироксен
		Магнетит	
		Циркон	
		Монацит	

Для химической характеристики дымчатых гранитов приводим данные химического анализа, произведенного в лаборатории Геологического института Академии Наук СССР:

	Вес. %	Мол. колич.
SiO_2	76.01	1.266
TiO_2	0.19	—
Al_2O_3	12.55	0.124
Fe_2O_3	0.54	0.003
FeO	0.77	0.011
MnO	0.07	—
MgO	0.10	0.003
CaO	0.77	0.008
Na_2O_3	3.98	0.065
K_2O	4.78	0.051
P_2O_5	0.32	—
H_2O (110°)	0.24	—
Потеря при прокаливании	0.15	—
	100.47	

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$1.09\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 9.97SiO_2;\ R_2O : RO = 5.3 : 1;\ \alpha = 4.87$$

Из приведенных данных довольно четко вырисовываются следующие характерные особенности химического состава этих гранитов: а) повышенное содержание кремнекислоты; б) значительное преобладание щелочей над одноокисями.

Гранодиориты, кварцевые диориты. Гранодиоритовые породы имеют небольшое развитие в верховьях пади Джамбрия,

а также в северо-западной части нашего планшета — в верховьях пади Яриничной.

Для гранодиоритовых пород пади Джамбрия характерен сравнительно постепенный переход их к биотитовым гранитам. Эти крупнозернистые породы с относительно большим содержанием темноцветных компонентов при микроскопическом изучении привлекают к себе внимание непостоянством количественных соотношений между микроклином и плагиоклазом, в результате чего отдельные образцы представляют собой адамеллиты, гранодиориты, банатиты, а в редких случаях даже кварцевые диориты. Изученные нами образцы горных пород были взяты из глыбовых развалов. Отсутствие коренных обнажений не позволяет более или менее определенно установить взаимоотношения между этими породами. Вероятно мы имеем в данном случае постепенные переходы от гранитов к гранодиоритам, а в редких случаях и к кварцевым диоритам. Под микроскопом для этих пород установлен следующий минералогический состав: плагиоклаз (№ 27), микроклин, кварц, биотит.

Плагиоклаз встречается в большом количестве в виде идиоморфных зерен величиной 1—2 мм. Часто эти зерна существенно серицитизированы. На федоровском столике плагиоклаз определен как олигоклаз. BNg = 84°, BNm = 22°, BNp = 69°; 2V = 80°; № Pl = 27. Закон двойникования — карлсбадский.

Микроклина много, встречается в виде зерен неправильной формы, величиной до 2 мм. В небольшой мере микроклиновые зерна пертитизированы, расположение пертитовых вростков ленточное. Биотит представлен в небольшом количестве пластинками средней величины. Нередко наблюдается замещение биотита мусковитом, хлоритом. Кварца довольно много, встречается в виде зерен, часто изометричной формы, величиной от 0.5 до 1.5 мм. Иногда кварц образует пойкилитовые включения в других минералах. Рудный минерал (пирит) представлен в небольшом количестве зернами средней величины, которые нередко окислены. Циркон и апатит встречаются в качестве единичных мелких зерен, включенных в биотите. Вторичные минералы в этих породах представлены в небольшом количестве эпидотом и кальцитом. Выделения последнего приурочены главным образом к трещинкам в других минералах. Структура породы гипидиоморфно-зернистая, иногда существенно катакластическая.

Довольно своеобразного характера гранодиоритовые породы были встречены нами в верховьях пади Яриничной. Здесь на площади приблизительно в 2 км² выходят гранодиориты порфировидного сложения с параллелепипедальной отдельностью, при господствующем падении трещин отдельности: 1) СЗ 275°, ∠ 80°; 2) ЮВ 170°, ∠ 60°; 3) СВ 45°, 25°.

Макроскопически — это темносерого цвета порода с резко выраженным порфировидным обликом. Розоватой окраски порфировидные вкрапленники калиевого полевого шпата, составляющие около 8% всей массы породы, достигают величины 4—5 см. Центральные части вкрапленников нередко содержат большое количество мелких зерен биотита, роговой обманки. Распределение вкрапленников сравнительно равномерно. Значительно реже в виде вкрапленников присутствует роговая обманка, представленная узкими призмочками величиной до 1.5 см темного, со слабо зеленоватым оттенком, цвета.

Величина зерен среднезернистой массы этих пород не превышает 0.5 см. Под микроскопом среднезернистая масса порфировидных гранодиоритов имеет в свою очередь порфировидную структуру: крупные (до 2 мм) зерна плагиоклаза, в меньшей мере — калиевого полевого шпата, кварца, биотита, роговой обманки в виде вкрапленников расположены в мелкозернистой смеси, состоящей из калиевого полевого шпата, кварца, а также небольших количеств темноцветного компонента

(того же состава, что и во вкрапленниках). Кроме того, присутствуют в незначительных количествах мелкие зерна апатита, циркона, иногда заметные количества титанита.

Крупные вкрапленники калиевого полевого шпата, которые обусловливают порфировидную текстуру породы, под микроскопом состоят из нерешетчатого микроклина с изъеденными краями. Нередко в них наблюдаются включения средней величины сравнительно идиоморфных зерен плагиоклаза, биотита, роговой обманки, иногда кварца.

Плагиоклаз представлен сравнительно идиоморфными табличками, в редких случаях тонкозонального строения. BNg = 78°; BNm = 12.5°; BNp = 88°; CnNg = 74°; CnNm = 17°; CnNp = 86°; 2V = —83°; № Pl = 33. Закон двойникования сложный $\frac{[100]}{(010)}$.

Роговая обманка встречается в виде призматических зерен зеленого цвета. Плеохроизм: по Ng зеленая окраска, по Nm — зеленая с желтовато-бурым оттенком, по Np почти бесцветная. CNg = 16°, 2V = —78°, что отвечает обыкновенной роговой обманке.

Несмотря на то, что калиевый полевой шпат в этой породе образует очень крупные (до 5 см) и достаточно идиоморфные кристаллы, последовательность выделения минералов и в этом случае подчиняется правилу Розенбуша. Присутствие в калиево-полевошпатовых вкрапленниках включений идиоморфных зерен плагиоклаза и роговой обманки указывает на то, что по сравнению с этими двумя минералами вкрапленники являются более поздними образованиями.

Диориты, габбро. Диоритовые породы пользуются весьма небольшим развитием в нашем районе. Они слагают участки площадью около 12 км² в верховьях падей Яриничной и Ревенной. Кроме того, диориты имеют небольшое распространение (на площади около 3 км²) по левому берегу в среднем течении пади Зерен. Макроскопически они представляют собой серые среднезернистые породы. Под микроскопом эти породы состоят из плагиоклаза и роговой обманки с незначительной примесью апатита, сфена, рудного минерала, кварца. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, кальцитом.

Плагиоклаз встречается в большом количестве в виде крупных (до 2 мм) табличек, которые иногда заметно соссюритизированы. Кроме того, по плагиоклазу развиваются мелкие зерна эпидота, иногда титанита. Данные определения состава плагиоклаза на федоровском столике следующие: BNg = 73°; BNm = 37°; BNp = 58°; 2V = —84°; № Pl = 37. Закон двойникования — карлсбадский.

Роговая обманка (обыкновенная) представлена крупными (до 2 мм) призматической формы зернами зеленоватой окраски.

Апатит встречается в заметных количествах в виде идиоморфных зерен средней величины (0.2—0.5 мм).

Титанит и рудный минерал (пирит) представлены отдельными неправильной формы зернами, величиной 0.4—0.7 мм.

Из вторичных минералов большим распространением пользуется кальцит, который обычно выполняет тонкие трещинки в плагиоклазе и роговой обманке. Здесь же в небольших количествах встречается хлорит. Структура породы гипидиоморфно-зернистая.

Большой интерес представляют породы с левого берега пади Зерен. Здесь мы имеем диориты, которые постепенно переходят в габбро; с другой стороны, здесь же были встречены сиенит-диориты, кварцевые диориты. К северу от этого комплекса пород (см. карту) выходят описанные уже нами гранодиоритовые и кварцдиоритовые породы, и еще севернее — биотитовые граниты.

Небольшое количество коренных обнажений не дает возможности в деталях установить взаимоотношения всех этих пород. Тем не менее

довольно определенно вырисовывается наличие здесь постепенных переходов от габбро к гранитам. Повидимому, эти переходные породы образовались в результате взаимодействия кислой и основной магмы. Некоторое подтверждение такой точки зрения можно видеть в тех изменениях, которые происходят в диоритах, расположенных невдалеке от контакта с гранитами. Так, например, на левом берегу пади Зерен имеем коренные выходы измененных диоритов, в которых вместо плагиоклаза андезинового состава присутствует уже альбит (№ 7), а в качестве темноцветного компонента широким развитием пользуется биотит. Количественно-минералогический состав (среднее из 3 шлифов) этой породы таков:

	Объемн. %	Уд. вес	Вес. %
Плагиоклаз (№ 7) . . .	77.4	2.6	73.3
Биотит	8.3	2.9	8.8
Хлорит	2.4	2.7	2.3
Кварц	2.0	2.6	1.9
Рудный минерал	4.4	5.1	8.2
Апатит	0.5	3.2	0.6
Кальцит	5.0	2.7	4.9
	100.0		100.0

Структура породы — гипидиоморфно-зернистая.

Для более детальной характеристики минералогического состава был определен состав искусственного шлиха из этой породы, причем установлены были следующие минералы: магнетит, апатит, лейкоксен, циркон, пирит, гематит, касситерит, турмалин. Присутствие в искусственном шлихе заметных количеств циркона, касситерита, а также турмалина, хотя и в значительно меньшем количестве, указывает на то, что эти породы подверглись воздействию кислой магмы. Для химической характеристики данной породы в лаборатории Геологического института Академии Наук был произведен И. М. Шумило химический анализ образца № 413 ^{V}.

	Вес. %	Мол. колич.
SiO_2	53.62	0.893
TiO_2	0.90	—
Al_2O_3	18.60	0.182
Fe_2O_3	3.03	0.019
FeO	2.01	0.028
MnO	0.03	—
MgO	1.52	0.037
CaO	6.92	0.123[1]
Na_2O	7.02	0.113
K_2O	0.79	0.009
H_2O —	0.14	—
H_2O + ...	1.16	—
P_2O_5	0.70	0.005
CO_2	3.62	0.082
	100.06	

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$1.06\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4.44SiO_2;\ R_2O : RO = 1.33 : 1;\ \alpha = 2.19$$

Химические особенности данной породы, обусловленные процессами гибридизации в результате воздействия гранитов, сказываются во всех трех параметрах, из которых слагается символ породы. Так, например,

[1] Из этого количества на образование апатита и кальцита необходимо отнять 0.097 CaO.

если сумма $\overline{RO}$ в габбро выше 2 и ближе к 2.5, а в диоритах она ниже 2 и стремится к 1.5, то в данной контаминированной породе сумма $\overline{RO}$ составляет только 1.06; щелочей обычно в диоритах должно быть раза в 4 и 5 меньше, чем щелочных земель; в данной породе отношение $R_2O : RO = 1.33$; наконец, коэффициент кислотности в диоритах в среднем около 1.8, в породе же, химический анализ которой только что был приведен, $\alpha = 2.19$.

Среди диоритовых пород левого берега пади Зерен встречаются габброидные породы. Они приурочены к центральным частям этого участка, слагая очень низкие небольшие скалы, всего 5—7 м в поперечнике. Наблюдаются постепенные переходы от диоритов к габбро. Макроскопически эти породы представляют крупнозернистые темные породы, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки и пироксена.

Плагиоклаз (лабрадор № 58) образует крупные (до 3 мм), существенно соссюритизированные, чаще неправильной формы зерна. Нередко по плагиоклазу развиваются крупные (0.1—1 мм) зерна скаполита, эпидота, мелкие зернышки (по трещинкам) кальцита.

Роговая обманка представлена в значительных количествах в виде крупных призматической формы зерен зеленой окраски. Часто с роговой обманкой ассоциируют сфен, апатит. Пироксена мало, встречается в виде отдельных довольно крупных (до 1.5 мм) призматических зерен слабо зеленовато-серого цвета. Часто наблюдается замещение пироксена роговой обманкой. Полученные оптические константы ($CNg = 42°$; $2V = +51°$), а также макроскопически наблюдаемая тонкая отдельность в этом пироксене заставляют отнести его к диаллагу. Апатита довольно много, встречается он в виде зерен разнообразной формы и величины (до 1—1.5 мм), наиболее часто ассоциирующихся с роговой обманкой. Титанита мало, образует неправильной формы зерна, величиной 0.5—0.7 мм. Структура породы — гипидиоморфно-зернистая.

Кроме пади Зерен, габброидные породы обнаружены были также на левом берегу, в нижнем течении пади Олентой. Здесь на площади 2×0.4 км ими сложено дайкообразное тело, вытянутое в ССВ направлении. Макроскопически — это темные, крупнозернистые породы, состоящие из пироксена и плагиоклаза. Под микроскопом установлен следующий минералогический состав породы: пироксен (диаллаг), плагиоклаз (битовнит № 73), роговая обманка; кроме того, в качестве второстепенных минералов присутствуют титанит, магнетит, апатит, вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, скаполитом.

Структура породы — габбровая, нередко гипидиоморфно-зернистая, довольно ясно выражено более раннее выделение темноцветных минералов и последующее за ними выделение плагиоклазов. Появление в габбровых породах таких минералов, как, например, амфибола, замещающего пироксен, скаполита, замещающего плагиоклаз, указывает на некоторое воздействие гранитов на эти породы.

Эффузивные породы в Зеренском районе представлены кварцевыми порфирами, габбро-диабазами, порфиритами, андезитами и базальтами. Они распространены на площади около 200 км²; наибольшим распространением они пользуются по обоим бортам пади Олентой. Характерными формами залегания этих пород являются потоки, покровы небольших размеров и, в более редких случаях, дайкообразные тела и жилы.

Эффузивные породы Зеренского района в возрастном отношении довольно определенно могут быть расчленены на две основные группы: 1) дотургинские и 2) послетургинские. Порфириты, кварцевые порфиры и габбро-диабазы составляют группу дотургинских пород — галька их очень часто встречается в базальных конгломератах тургинской свиты. Жилы порфиритов и диабазов нередко секут варисцийские граниты. На основании почти полного тождества в петрографическом отношении

порфиритов нашего района с порфиритами Газимуро-Заводского района, мы склонны приписывать им верхнеюрский возраст. Послетургинский возраст андезитов и базальтов устанавливается на том основании, что эти породы отсутствуют в гальке тургинских конгломератов, а в отдельных случаях наблюдались даже активные контакты базальтов с породами тургинской свиты. Излияния андезитов и базальтов нужно относить к концу третичного или к началу четвертичного периода, доказательством чего может служить тесная связь этих пород с элементами рельефа.

Жильные породы принимают весьма небольшое участие в геологическом строении Зеренского района. Они представлены кварцевыми жилами, жилами порфиритов, диабазов. Довольно четко вырисовываются два основных направления простирания жил: 1) северо-восточное 40—60° и 2) северо-западное 290—310°. Падение чаще всего крутое $\angle$=60—80°. Средняя мощность жил 0.5—1 м, только в единичных случаях мощность их достигает 2—2.5 м. Протяженность по простиранию 50—80 м.

Кварцевые жилы можно разбить на две группы: 1) жилы молочно-белого и серого кварца, залегающие в самих гранитах; 2) жилы дымчатого кварца в осадочных породах. С целью детальной характеристики минералогического состава кварцевых жил были получены и изучены искусственные шлихи из этих пород. Начальный вес пробы составлял 10—12 кг, порода измельчалась до 1 мм, шлих получался отмывкой измельченной породы на лотке. Состав шлиха кварцевых жил, залегающих в мотогорских порфировидных гранитах: пирит, циркон, турмалин. Состав шлиха дымчатого кварца из делювия магистральной канавы № IV (верховье Ильдикана, ключ Талый): флюорит, пирит, касситерит. Изучение шлихов показывает, что минералогический состав кварцевых жил не одинаковый и что только некоторые из них в небольшом количестве содержат касситерит. Необходимо отметить, что в районе наших исследований совершенно отсутствуют пегматитовые жилы.

V. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ К ИСТОРИИ ВУЛКАНИЗМА ЗЕРЕНСКОГО РАЙОНА

Обширная область Восточного Забайкалья с ее весьма сложной геологической историей до сих пор еще не имеет сколько-нибудь полной сводки по вулканизму. Работы последних лет Н. И. Толстихина (1932) и В. А. Мелиоранского (1934), касающиеся этого вопроса, весьма далеки от исчерпывающей полноты и носят характер скорее материалов к истории вулканизма Восточного Забайкалья.

По литературным материалам история вулканизма Восточного Забайкалья представляется в следующем виде.

1. Для характеристики вулканизма архейской эры нет никаких данных. Даже о характере распространения пород этой эры мы имеем весьма смутное представление.

2. Об интрузивной фазе протерозойского цикла также нет никаких сведений. В. А. Мелиоранский, который относит к протерозою весь нижний (глинисто-песчаный) отдел толщи так называемого «немого палеозоя», говорит лишь об эффузивной фазе протерозойского цикла. В качестве признаков этой древней вулканической активности приводятся прослои сильно измененных, давленых эффузивов среди вышеуказанной толщи. Предполагается, что древние излияния носили региональный характер и были весьма изменчивого состава.

3. К палеозойскому времени проявлявшаяся в течение протерозоя эффузивная деятельность окончательно замерла и в палеозое, повидимому, не возобновлялась. Первые признаки магматической деятельности в эту эру фиксируются внедрением в послекембрийское время мощной интрузии

гранитов, гранодиоритов и диоритов. Возраст этих гранитов можно толковать в очень широких пределах. Известно, что они, несомненно, древнее юрских отложений и что они метаморфизуют нижнепалеозойские сланцы и известняки. Для доюрских гранитов Забайкалья характерно следующее:

а) Резкое проявление процессов дифференциации. Нередко наблюдаются переходы от гранитов через гранодиориты, кварцевые диориты к диоритам, а иногда даже к породам типа габбро (Газимурский район). В Зеренском районе наблюдающиеся переходы от гранитов к габброидным породам, повидимому, вызваны воздействием кислой магмы на основные породы.

б) Гранитовые массивы подвергались интенсивному боковому давлению, что находит свое выражение в образовании мощных зон и участков огнейсованных и милонитизированных пород, которые нередко связаны переходами с породами нормальной структуры.

4. Начало мезозойского периода характеризуется затишьем, а нередко и полным отсутствием признаков вулканической деятельности в Восточном Забайкалье. Но уже в юрское время мы встречаемся здесь с сильным развитием вулканической деятельности. В основном мезозойские эффузивы относятся к андезитовой магме, хотя крайние члены этого комплекса пород представлены как более кислыми разностями, так и породами базальтового типа. В качестве характерной особенности этих излияний указывается на обилие туфов, которые их постоянно сопровождают, и на незначительные размеры лавовых потоков и покровов.

Интрузивная фаза мезозойского цикла представлена гранитами, которые выделяются под наименованием «ононской формации» и характеризуются крайне кислым составом и обилием пневматолитовых образований. Площадь, занимаемая отдельными массивами мезозойских гранитов, в большинстве случаев измеряется только единицами и десятками квадратных километров. Известны они главным образом в юго-западной части Восточного Забайкалья.

5. О вулканической деятельности в Забайкалье в кайнозойское время можно говорить только предположительно. Повидимому, в конце третичного периода происходили излияния некоторых базальтов, порфиритов и порфиров.

Наши наблюдения в Зеренском районе дают основание делать заключения только самого общего характера об истории вулканизма в этом районе, хотя бы уже потому, что здесь отсутствуют верхнепалеозойские (девон, карбон, пермь) и нижнемезозойские (триас, низы юры) осадочные породы. Слагающие этот район породы фаунистически совершенно не охарактеризованы.

Возраст гранитов нашего района можно толковать в весьма широких пределах, так как непосредственные наблюдения в полевой обстановке дают основание утверждать только то, что граниты древнее тургинских конгломератов и что они прорывают нижнепалеозойские известняки, существенно их метаморфизуя.

Первые признаки магматической деятельности в Зеренском районе фиксируются внедрением в послекембрийское время интрузии гранитов, которые в настоящее время слагают Мотогорскую и Ягодную гривы, верховье р. Олентой. На основании параллелизации этих гранитов с породами Газимурского района мы условно приписываем им варисцийский возраст.

Гранодиоритовые и диоритовые породы, связанные с этими гранитами, образовались, повидимому, в результате воздействия этих гранитов на небольшие тела габброидных пород. Таким образом, габброидные породы, относящиеся к тому же, что и граниты, магматическому циклу, имеют относительно наиболее древний возраст.

Варисцийские породы подверглись интенсивному боковому давлению, они нередко существенно катаклазированы, иногда обнаруживают гнейсовидное сложение. Характерно, что в отдельных случаях наблюдались постепенные переходы катаклазированных пород к породам с нормальной структурой.

Дымчатые граниты, слагающие верховья пади Уняя, принадлежат к более молодым образованиям; мы считаем их послеюрскими на том основании, что галька этих гранитов отсутствует в тургинских конгломератах, а также потому, что в них отсутствуют элементы катаклаза, которые весьма характерны для варисцийских гранитов. Некоторые особенности химического состава и оптических констант калиевых полевых шпатов также подтверждают разновременность образования этих гранитов.

Известно, что для Восточного Забайкалья в начале мезозойского периода характерно затишье, а часто и полное отсутствие вулканической деятельности, Зеренский район в этом отношении не представляет исключения. Лишь во второй половине мезозойского периода в Зеренском районе начинает проявляться довольно интенсивная вулканическая деятельность.

В нашем районе известны дотургинские и послетургинские эффузивные породы. Порфириты, кварцевые порфиры и габбродиабазы составляют группу дотургинских пород, галька их часто встречается в базальных конгломератах тургинской свиты. Вместе с тем жилы порфиритов и диабазов нередко секут варисцийские граниты. Таким образом, полевые наблюдения дают основание утверждать, что эти породы моложе варисцийских гранитов и древнее тургинских конгломератов (J_3 — Cr_1) На том основании, что порфириты нашего района в петрографическом отношении обнаруживают почти полное тождество с порфиритами Газимуро-Заводского района, возраст которых достаточно точно определен Е. В. Павловским, мы склонны приписывать порфиритам также верхнеюрский возраст. А если это так, то мы можем говорить, что в Зеренском районе начало вулканической деятельности в мезозойский период нужно относить к верхнеюрскому времени, т. е. мы имеем в данном случае подтверждение известного из литературы представления об отсутствии признаков вулканической деятельности в нижней и средней юре Восточного Забайкалья.

В послетургинское время в нашем районе происходили излияния андезито-базальтов, имеющих здесь довольно широкое развитие. Отсутствие гальки этих пород в тургинских конгломератах, наблюдаемые в редких случаях активные контакты базальтов с тургинской свитой, позволяют точно фиксировать нижний возрастной предел этих эффузивных пород. Относительно их верхней возрастной границы можно говорить только предположительно, так как для этого мы не имеем фактических данных. Повидимому, излияние базальтов в Зеренском районе, как и вообще в Восточном Забайкалье, происходило в конце третичного или в начале четвертичного периода.

VI. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ЗЕРЕНСКОГО РАЙОНА И СРАВНЕНИЕ ИХ С ПОРОДАМИ ДРУГИХ РАЙОНОВ

Для более наглядного обозрения химических составов гранитов Зеренского района, а также с целью сравнения и сопоставления их между собой, данные химических анализов этих пород пересчитаны по методу акад. А. Н. Заварицкого.

Небольшой параметр указывает, что количество извести, которое идет на образование полевых шпатов в этих гранитах, значительно меньше, чем в гранитах среднего типа. Подтверждение этого положения мы находим и в количественно-минералогическом составе этих пород,

в которых, как правило, плагиоклаз представлен олигоклаз-альбитом, притом в небольшом количестве.

Название и местонахождение породы	Основная числовая характеристика				Дополнительные параметры						
	a	*c*	*b*	*s*	*n*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n'*	φ
Порфировидный гранит (Мотогорская грива)	13.2	0.6	4.3	81.9	46.5	40.9	4.6	0.0	54.5	0.0	18.2
Гранит-порфир (Мотогорская грива)	13.7	0.4	2.4	83.5	57.7	55.6	22.2	0.0	22.2	0.0	16.7
Турмалиновый гранит (Ягодная грива)	13.0	0.6	2.7	83.7	43.0	50.0	11.9	0.0	38.1	0.0	19.0
Дымчатый гранит (гора Столбы)	15.2	0.5	1.4	82.9	56.0	85.7	14.3	0.0	0.0	0.0	28.6
Аляскитовый гранит (п. Олентой)	15.5	0.7	5.4	78.4	40.7	23.2	11.0	0.0	65.8	0.0	19.5
Средний гранит по Тиррелю .	14.2	1.4	4.3	79.9	52	68	23	9	0.0	0.0	28

Весьма характерным признаком для данных пород является повышенная кислотность. Молекулярные количества K и Na приблизительно одинаковы, их величина колеблется от 47 до 70.

Содержание железистых и магнезиальных окислов (*b*), идущих на образование фемических минералов, варьирует, отклоняясь от среднего типа чаще в сторону уменьшения.

Обращает внимание в химическом составе древних гранитов повышенное содержание глинозема (*a'*) по сравнению с магнием (*m'*); для молодых (дымчатых) гранитов это не характерно. Мы не располагаем данными для решения вопроса о причине значительно повышенного содержания глинозема. Трудно сказать, связано ли оно с первоначальным составом магмы или накопление глинозема в этих гранитах произошло в результате постмагматических процессов.

Количество железа (*f'*) весьма непостоянно и варьирует в довольно широких пределах — от 23 до 86, при $f' = 68$ в среднем граните (по Тиррелю). В связи с этим интересно отметить, что отношение полуторных окислов железа к сумме всего железа + MgO + известь (не связанная с алюминием), т. е. параметр φ, для более древних гранитов нашего района представляет довольно постоянную величину, заметно более низкую, чем в среднем типе гранита вообще. Величина φ для молодых дымчатых гранитов горы Столбы совпадает с численным значением φ среднего типа гранита.

Данные химических анализов, таким образом, указывают на довольно существенное различие между гранитами Мотогорской и Ягодной грив, с одной стороны, и дымчатыми гранитами горы Столбы, — с другой, что служит лишним подтверждением разновременности их образования.

Гранит-порфиры Мотогорской гривы, которые на основании полевых наблюдений можно считать краевой фацией порфировидных биотитовых гранитов, по химическому составу почти совершенно тождественны с турмалиновыми гранитами Ягодной гривы. В них особенно четко выражена повышенная кислотность и небольшое содержание полевошпатовой извести. С другой стороны, для порфировидных биотитовых гранитов Мотогорской гривы, в которых меньше выражены признаки автопневматолиза, характерно более высокое содержание избыточного глинозема (*a'*), что противоречит мнению об автометаморфическом происхождении повышенного содержания глинозема в этих породах.

Для того чтобы выяснить, какие же особенности химического состава гранитов Зеренского района характерны только для этого района и что

они имеют общего с гранитами соседних районов, нами были использованы данные химических анализов гранитов верховьев р. Урюмкана, а также гранита Газимурского района.

Варисцийские гранитные породы представлены в Газимурском районе в основном двумя типами: 1) биотитовыми гранитами, 2) биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Между этими типами пород имеются постепенные переходы. Характерной чертой для них является порфировидное строение.

Среди варисцийских гранитов верховьев р. Урюмкана выделяется несколько разновидностей: порфировидные биотитовые, биотит-роговообманковые, аляскитовые граниты, мелкозернистые биотитовые граниты. Отдельные разновидности связаны между собой переходами. Наиболее широко развиты в этом районе биотитовые порфировидные граниты.

Приводим данные химического состава, а также данные пересчета химических анализов по методу акад. А. Н. Заварицкого для некоторых из вышеуказанных пород:

Химический состав	I	II	III	IV	V	Средний тип гранита по Тиррелю
SiO_2	65.74	67.82	71.22	72.12	72.09	72.0
TiO_2	0.92	0.49	0.58	0.29	0.60	0.3
Al_2O_3	14.84	14.82	14.63	14.45	14.05	13.1
Fe_2O_3	1.31	0.87	0.34	0.61	1.36	1.5
FeO	2.70	1.59	1.58	0.96	1.28	1.8
MgO	1.38	1.71	0.55	0.37	0.45	0.6
MnO	0.09	0.06	0.05	0.04	0.07	0.1
CaO	2.79	2.86	1.67	1.38	1.36	1.5
Na_2O	3.52	3.97	3.70	3.32	3.28	3.5
K_2O	4.93	3.94	4.21	5.58	4.73	4.8
P_2O_5	0.63	1.10	0.45	0.34	0.22	0.1
H_2O-	0.20	0.12	0.10	0.24	0.17	—
H_2O+	0.87	0.65	0.37	0.53	0.45	0.7
Летучие	0.10	0.27	0.30	—	—	—
	100.02	100.07	99.76	100.23	100.11	100.0

Образцы гранитов	Основная числовая характеристика				Дополнительные параметры						
	a	*c*	*b*	*s*	*n*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n'*	φ
I	14.9	2.6	6.2	76.3	51.9	61.1	37.8	1.1	0.0	0.0	17.8
II	14.3	1.6	7.4	76.7	61.3	32.1	38.6	0.0	29.3	0.0	11.0
III	14.0	1.2	5.4	79.4	67.1	33.3	17.3	0.0	49.4	0.0	4.9
IV	15.0	1.3	3.3	80.4	42.4	44.0	20.0	0.0	36.0	0.0	16.0
V	13.6	1.4	5.1	79.9	51.5	48.1	15.6	0.0	36.3	0.0	23.4
Ср. тип гранита по Тиррелю	14.2	1.4	4.3	79.9	52	68	23	9	0.0	0.0	28

I. Порфировидный биотитовый гранит. Инемтинский массив, правый берег р. Кутеши.

II. Биотит-роговообманковый гранит, падь Кутеши на Урюмкане.

III. Гранито-гнейс (образован в результате раздробления порфировидных гранитов), падь Хива.

IV. Мелкозернистый биотитовый гранит, водораздел пади Баргиш и р. Хивы.

V. Биотитовый гранит, левый берег р. Талакана.

Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы гранитов верховьев р. Урюмкана и Газимурского района указывают на то, что все эти породы по их химическому составу стоят весьма близко друг к другу, а также к среднему типу гранита (по Тиррелю).

Если для гранитов Зеренского района характерно повышенное содержание кремнекислоты (s) и незначительное количество полевошпатовой извести (c), то для пород соседних районов коэффициенты s и c числовой характеристики почти тождественны соответствующим коэффициентам среднего типа гранита вообще, а в тех случаях, когда они отклоняются от среднего типа, это отклонение происходит в направлении меньшего содержания кремнекислоты и увеличения роли полевошпатового кальция.

Повышенное содержание глинозема (a') является общим характерным признаком как для гранитов Зеренского района, так и для гранитов верховьев р. Урюмкана, а также Газимуро-Заводского района.

Варисцийские граниты Зеренского района обнаруживают поразительное сходство в петрохимическом отношении с оловоносными гранитами района Хапчерангинского месторождения, описанными В. А. Заварицким (1937), а также с вольфрамо-оловоносными гранитами Прииртышского массива Восточной Калбы, которые описаны в работе Н. К. Морозенко (1937). Приводим данные пересчета химических анализов этих пород.

Образцы гранитов	Основная числовая характеристика				Дополнительные параметры					
	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	a'	n'
I	14.4	0.8	3.8	81.0	46.0	43.0	8.5	0.0	48.5	0.0
II	14.0	0.8	3.0	82.2	51.5	26.0	13.0	0.0	61.0	0.0
III	12.9	0.9	4.5	81.7	50.0	39.0	17.5	0.0	43.5	0.0
IV	14.6	1.3	2.1	82.0	48.0	70.5	0.0	0.0	29.5	0.0
V	13.2	0.3	2.3	83.7	60.0	17.0	0.0	0.0	83.0	0.0
VI	12.2	2.0	4.3	81.6	31.5	23.5	14.0	0.0	62.5	0.0
VII	14.6	0.9	4.5	80.0	51.0	41.5	7.5	0.0	51.0	0.0
VIII	13.1	0.4	3.9	82.6	49.5	38.4	5.0	0.0	56.6	0.0
IX	12.9	0.9	4.4	81.9	53.1	23.5	14.7	0.0	61.7	0.0
X	12.6	1.0	6.0	80.4	57.3	20.9	13.2	0.0	65.9	0.0
XI	11.6	1.3	7.0	80.1	52.8	24.3	12.1	0.0	63.5	0.0
XII	12.5	0.8	3.4	83.3	43.6	26.9	46.1	0.0	26.9	0.0
XIII	13.9	0.7	0.9	84.5	56.0	43.0	14.0	0.0	43.0	0.0

I. Биотитовый гранит Халзана
II. Аплитовидный гранит Халзана
III. Гранит Дульдурги
IV. Гранит-порфир Шерловой горы
V. Аплит Шерловой горы
VI. Аплитовидный гранит Цаган-Олуя
VII. Гранит Кукульбея
VIII. Гранит-порфир Хапчеранги
} Граниты Восточного Забайкалья

IX. Порфировидный гранит, Калбинское месторождение
X. Двуслюдистый гранит, Комсомольское месторождение
XI. » » Карашское месторождение
XII. Крупнозернистый гранит, Большевистское месторождение
XIII. » » Раздольнинское месторождение
} Граниты Восточной Калбы

В этих гранитах также особенно подчеркнуто выступает кислый характер пород; низкое содержание кальция, идущего на образование полевых шпатов; высокое содержание избыточного глинозема и преобладание его над магнезией. Следует отметить, что Н. К. Морозенко в своей

работе указывает, что избыточное количество глинозема характерно вообще для всех гранитов Калбы. Как мы уже указывали выше, для гранитов Зеренского района, а также для гранитов соседних с ним районов избыточное количество глинозема остается также общим характерным признаком.

Собранные нами по литературе данные химических анализов туркестанских гранитов, с которыми связаны оловорудные проявления в этом районе, не обнаруживают сходства с гранитами Зеренского района.

Образцы гранитов	Основная числовая характеристика				Дополнительные параметры						
	a	*c*	*b*	*s*	*n*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n'*	φ
I	11.9	0.6	7.7	79.8	38.5	14.4	21.2	0.0	64.4	0.0	8.5
II	13.6	0.8	6.2	79.4	50.5	17.9	8.4	0.0	73.7	0.0	4.2
III	13.8	2.9	5.1	78.2	47.1	54.7	24.0	0.0	21.3	0.0	13.3
IV	11.3	4.3	11.0	73.4	67.5	47.8	18.6	0.0	33.6	0.0	5.0
V	11.2	4.0	7.6	77.2	58.5	43.2	33.3	0.0	23.5	0.0	3.6
VI	16.5	2.4	6.1	75.0	52.5	56.8	27.3	15.9	0.0	0.0	11.4

I. Мелкозернистый гранит, Тамынгенский гранитный шток.
II. Мелкозернистый двуслюдистый гранит, Джиндонский сай (верховья р. Зеравшана).
III. Порфировидный гранит, Ак-су (Каравшинское).
IV. Порфировидный гранит, Ак-су (Ляйлякское).
V. Порфировидный гранит. Дукенек (1-й рудный участок).
VI. Порфировидный гранит, Тро.

Туркестанские граниты отличаются большим содержанием полевошпатовой извести (*c*), значительно бо́льшим содержанием магнезиальных и железистых окислов (*b*), идущих на образование фемических минералов, меньшим содержанием кремнекислоты (*s*). Коэффициент *s* в этих гранитах обычно ниже, чем в среднем граните вообще. Тем не менее для туркестанских гранитов, так же как и для гранитов Зеренского района, характерно избыточное количество глинозема (a^1).

VII. ОЛОВОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ РАЙОНА

Уже с 1930 г. известно о широкой распространенности касситерита в аллювиальных отложениях Зеренского района. Работами минералого-геохимического отряда Забайкальской экспедиции в 1937 г. (С. Д. Попов, А. А. Тимофеев) установлено присутствие SnO_2 в шлихах большинства падей левого берега р. Урюмкана. В течение последних лет в пади Ильдикан Зеренский разрабатываются две оловосодержащие россыпи (ключ Талый, Ямный участок). В 1936 г. геологоразведочной партией Иркутского отделения СНОР в верховьях пади Ильдикан было обнаружено коренное рудопроявление, в котором оловянный камень вместе с окисленным пиритом приурочен к брекчированным зонам мраморизованных известняков.

В результате работ нашего отряда установлено присутствие зерен SnO_2 в искусственных шлихах гранитов и измененных диоритов. В гранит-порфирах Мотогорской гривы содержание SnO_2 достигает 100—150, а в отдельных случаях 500 зерен на 8—10 кг породы. Куски дымчатого кварца, взятые из делювиальных отложений пади Ильдикан, также содержат единичные зерна касситерита. Путем шлихового анализа установлено присутствие касситерита в следующих породах:

№ образца	Наименование породы	Местонахождение образца	Число зерен на 8—12 кг породы	Величина зерен; цвет
212	Лейкократовый гранит с турмалином и флюоритом	Ягодная грива	Единичные зерна	0.2—0.3 мм; красновато-бурые
71	Гранит-порфир	Мотогорская грива	100—150	0.2—1.5 мм; светло- и темносерые, иногда с красноватым оттенком
73	Гранит-порфир	Мотогорская грива	Около 500	0.05—2 мм; желто-соломенные, желто- или красно-бурые, серые; иногда изменение окраски наблюдается в пределах одного зерна
250	Аляскитовый гранит	Гора Столбы	Единичные зерна	0.2—0.5 мм; красновато-бурые
46	Огнейсованный биотитовый гранит	Падь Олентой	Единичные зерна	0.1—0.2 мм; светлосерые, красновато-бурые
413	Измененный диорит	Падь Зерен	Около 100	0.5—2 мм; светлосерые до темнобурых, почти черных; иногда окраска меняется в пределах одного зерна
192	Жила дымчатого кварца	Ключ Талый, магистральная канава № IV	Около 200	0.2—0.3 мм; серые, красновато-коричневой окраски

Путем спектроскопического анализа С. А. Боровиком в касситерите из гранита Мотогорской гривы установлены следующие элементы:

Линии сильной интенсивности . . . . . Sn
» средней » . . . . . Ti, Si, Mg, V, W
» слабой » . . . . . Fe, Al, Ca, Pb, Be, Zn, In
» очень слабой интенсивности . . . Mn, Sb, Bi, Cu, Nb

Таким образом, для данного касситерита характерны средней интенсивности линии вольфрама, ванадия и очень слабой интенсивности линии ниобия.

Сравнивая эти результаты с данными других исследователей, следует касситерит из гранитов Мотогорской гривы относить к пневмато-гидротермальным образованиям.

В настоящее время можно говорить о нескольких типах оловорудных проявлений в данном районе.

а) SnO_2 в р о с с ы п я х. В последние годы касситерит был обнаружен целым рядом исследователей в аллювиальных отложениях следующих падей: Ильдикан Зеренский, Малый Ильдикан, Волга, Богдать, Олентой, Зерен, Уняя. Содержание SnO_2 в некоторых лотковых пробах было незначительно. В настоящее время в этом районе известны россыпи промышленного характера (ключ Талый, Ямный участок пади Ильдикан), где на ряду с разведкой россыпей ведутся добычные работы. Состав шлиха Ильдиканских россыпей следующий: 1) пирит, 2) касситерит, 3) магнетит, 4) гематит, 5) рутил, 6) золото, 7) вольфрамит, 8) циркон, 9) шеелит, 10) базобисмутит, 11) гранат, 12) лимонит.

Главную массу шлиха составляют первые три минерала, на долю каждого из остальных приходится меньше 0.1% от общего веса тяжелой

фракции. Содержание касситерита в этих россыпях достигает 400—500 г на тонну песков; содержание золота также нередко носит промышленный характер. Вольфрамит, шеелит, висмутовые минералы в этих россыпях имеют только минералогическое значение.

Касситерит представлен довольно хорошо окатанными обломками и кристаллами весьма разнообразной окраски. Здесь встречаются светло-серые, серые, красно- и темнобурые зерна касситерита. Нередко можно наблюдать, как в пределах одного и того же зерна касситерита происходит изменение окраски от соломенно-желтых до темных или красновато-бурых тонов, причем граница между ними обычно довольно резкая. Величина зерен колеблется в пределах от 1 до 20 мм. Наиболее часто встречаются сростки касситерита с кварцем, значительно реже — с гематитом. С. А. Боровик для касситерита этих россыпей спектроскопически устанавливает присутствие следующих элементов:

Интенсивность линий	Ямный участок		Ключ Талый
	Касситерит желтой окраски	Касситерит черной окраски	Касситерит серой окраски
Сильная	Sn, Ti	Sn	Sn, Ti
Средняя	V, Al	V, W, Ti, Si	V, Al, Be, Si
Слабая	Ca, Fe, Si	Pb, In, Al, Da, Fe	Zn, Pb, W, Mn, Ca
Очень слабая	Zn, Ga, Mn	Be, Zn, Mn	Ga, In, As, Fe
Не обнаружено	Be, Cu, Pb, W, Mo, Nb, In, Ge, As	Cu, Mo, Nb, Ga, Ge, As	Cu, Mo, Nb, Ge

Данные спектроскопического анализа касситерита Ильдиканских россыпей указывают на весьма характерную особенность: повышенное содержание ванадия и отсутствие ниобия. Кроме того, для касситерита данных россыпей характерно то, что Mn дает линии только слабой или очень слабой интенсивности, а As совершенно отсутствует или обнаруживается в линиях очень слабой интенсивности.

В литературе (Ларинов и Толмачев, 1937; Готман, 1938) имеются указания, что для касситеритов из пегматитовых жил характерно присутствие повышенного количества Nb и Ta, а также Zr и Mn, наличие Be, Ge, In, Ga и V в незначительных количествах. Гидротермальные касситериты отличаются от пегматитовых резко повышенным содержанием мышьяка. Кроме того, они содержат значительные (со спектрографической точки зрения) количества ванадия. Такие элементы, как Ni, Pb, Cu, Cr не являются характерными для какой-либо из вышеуказанных фаз выделения касситерита. Касситерит из россыпей Зеренского района с этой точки зрения стоит ближе к образованиям гидротермального типа.

Материалы, которыми мы сейчас располагаем, позволяют говорить о нескольких источниках, обусловивших накопление касситерита в Ильдиканских россыпях. Они образовались, повидимому, главным образом за счет оловянного камня, который содержат граниты Мотогорской гривы, тем более, что процессы физической дезинтеграции этих пород зашли очень далеко. Кроме того, накопление касситерита в россыпях происходило за счет кварцевых жил, а также из коренного месторождения в брекчированных известняках ключа Талого.

б) SnO_2 в кварцевых жилах. Кварцевых жил, содержащих оловянный камень, в коренном залегании в Зеренском районе неизвестно.

Отдельные кварцевые жилы (мощностью до 0.5 м), залегающие в мото-горогривских порфировидных гранитах, при шлиховом опробовании (искусственные шлихи) оказались безрудными. Касситерит был обнаружен в глыбах и валунах кварца, которые в небольшом количестве встречаются в районе ключа Талого и в верховьях пади Олентой, в горных выработках геологоразведочной партии СНОР. В пади Олентой встречаются глыбы молочно-белого кварца, величиной 0.5—1 м³, с единичными зернами касситерита, которые обнаруживаются только при помощи искусственных шлихов.

В делювиальных отложениях ильдиканских горных выработок встречаются обломки дымчатого кварца, величиной 20—25 см в поперечнике. Макроскопически касситерит в них также не обнаруживается. В искусственном шлихе из 10 кг породы было обнаружено около 200 зерен касситерита красновато-коричневой окраски, величиной 0.2—0.3 мм. Кроме касситерита, здесь же было обнаружено заметное количество флюорита, пирита, единичные зерна базобисмутита. Под микроскопом видно, что эта порода состоит из довольно крупных (1—2 мм), неправильной формы зерен кварца, между которыми располагаются в небольшом количестве мелкие пластинки мусковита; в редких случаях встречаются единичные зерна турмалина.

Касситерит из валунов дымчатого кварца был проанализирован в спектроскопической лаборатории Института геологических наук Академии Наук С. А. Боровиком, причем в нем обнаружены следующие элементы:

Линии сильной интенсивности	Sn, W
» средней »	Ti, Si, V, Mg
» слабой »	Fe, Al, Ca, In, Pb, Be
» очень слабой интенсивности . . .	Mn, Sb, Bi, Cu, Zn
Не обнаружено	Nb

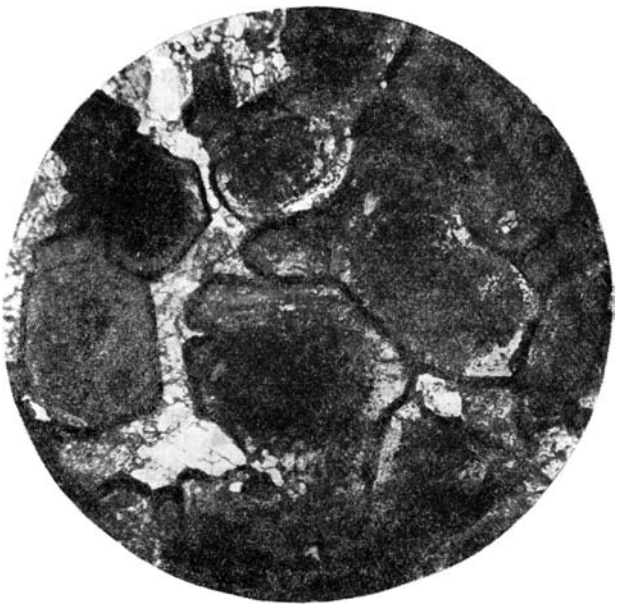
Данные анализа указывают на отсутствие ниобия, пониженное содержание марганца, значительные количества ванадия, что заставляет отнести анализируемый касситерит к образованиям гидротермального типа.

Весьма небольшое распространение отдельных глыб и кусков дымчатого кварца, а также низкое содержание в них SnO_2 показывают, что этого типа оловорудные проявления в данном районе не имеют промышленного значения.

в) SnO_2 в брекчированных известняках. В верховьях пади Ильдикан Зеренский (ключ Талый) известны коренные оловорудные проявления, приуроченные к линиям тектонических нарушений в мраморизованных известняках. Направление этих линий северо-западное, падение СВ 40, ∠ 50°.

В структурном отношении известняки в местах тектонических нарушений претерпели резкие изменения: они разрушены в песок или разбиты густой сеткой тонких трещинок, выполненных кальцитом, пиритом (почти нацело превращенным в гематит), иногда касситеритом. Мощность разрушенных зон колеблется от 0.5 до 1—1.5 м. Зеренской геологоразведочной партией СНОР в поисковых целях были заданы четыре магистральных линии канав длиной от 0.5 до 1.5 км (ширина каждой канавы 1 м, промежутки между канавами 5 м, глубина канав не превышает 1.5—2 м); кроме того, пройдено большое число шурфов, буровых скважин. Как правило, зоны разрушенных известняков, вскрытые канавами, опробовались на содержание в них SnO_2. Положительные результаты были получены только в единичных случаях, и только в одной выработке (магистраль 1, канава № 4) был обнаружен видимый касситерит, во всех других случаях присутствие его устанавливалось только химическим анализом. В канаве № 4 касситерит представлен мелкими кри-

сталликами, которые образуют весьма тонкие прожилки и пленки, приуроченные к трещинкам в брекчированных известняках, выполненных кальцитом. Иногда прожилки касситерита секутся и сбрасываются тон-



Фиг. 7 и 8. Касситерит в кальцитовых жилках брекчированных известняков. Ключ Талый, верховья пади Ильдикан. (Увелич. 16, николи параллельны)

кими прожилками безрудного кальцита. В шлифе, изготовленном из материала кальцитовой жилки с касситеритом, довольно крупные (1—1.5 мм), чаще округлой формы, темнобурые (очень часто зональные) зерна касситерита как бы цементируются мелкозернистой массой, состоящей из кальцита (фиг. 7—9).

Путями проникновения рудных растворов являлись линии тектонических нарушений, поэтому наиболее минерализованные участки брекчированных известняков приурочены к местам наибольшего смятия. Прямолинейность зальбандов кальцитовых жилок в брекчированных известняках указывает на гидротермальный тип месторождения, в котором имели место главным образом процессы выполнения трещинок.

Фиг. 9. Разработка россыпей оловянного камня. Ключ Талый

Спектроскопический, а также химический анализы касситерита также подтверждают гидротермальный тип этого оловорудного проявления. С. А. Боровиком установлено присутствие в касситерите следующих элементов:

Линии сильной интенсивности	Sn, Ti
» средней »	V, W, Si
» слабой »	Fe, Ca, Al, Zn, Be
» очень слабой интенсивности . . .	Cu, Nb, Ga, Mn
Не обнаружено	Pb, Mo, In, Ge, As

Данные химического анализа касситерита (аналитик П. И. Васильев):[1]

	Темный	Светлый
SnO_2	99.32	99.03
SiO_2	0.16	0.45
TiO_2	0.20	0.28
Al_2O_3	0.07	следы
Fe_2O_3	0.13	0.06
ZrO_2	—	—
$(Nb, Ta)_2O_5$	—	—
CaO	0.03	0.07
MgO	0.03	0.05
MnO	—	—
As_2O_3	—	—
WO_3	0.06	—
Потеря при прокаливании	0.11	0.09
	100.11	100.03

[1] Данные химических анализов касситерита Зеренского месторождения были любезно нам предоставлены О. Д. Левицким.

Таким образом, для касситерита брекчированных известняков характерно незначительное содержание ниобия и марганца, обнаруживаемое только спектроскопом.

Искусственный шлих из брекчированных известняков состоит из следующих минералов: тремолит, пирит, гематит, касситерит. Кроме того, встречаются единичные знаки золота, рутила. Нередко наблюдаются сростки касситерита с гематитом, кальцитом. Иногда поверхность кристаллов касситерита приобретает пористый, заохренный облик, повидимому, в результате выщелачивания сульфидов. Коренное рудопроявление в верховьях пади Ильдикан имеет пока только минералогический интерес.

VIII. ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ

Оловорудные проявления Зеренского района приурочены к области развития доюрских гранитов. Содержание касситерита в самих гранитах подтверждает в какой-то мере генетическую связь с ними оловорудных проявлений. В последние годы многие исследователи пытаются установить характерные особенности оловоносных гранитов с той целью, чтобы иметь возможность в известной мере руководствоваться этими признаками при поисках оловорудных месторождений. Трудность решения этой задачи объясняется тем обстоятельством, что образование месторождений олова определяется не только наличием SnO_2 в магматическом очаге, химизмом самих гранитов и другими их особенностями (условия остывания массива, форма гранитного тела). В образовании месторождений большую роль играют также условия концентрации, т. е. наличие проводящих каналов и трещин, благоприятных условий осаждения.

В связи с этим некоторые исследователи считают, что вообще невозможно установить признаки, характеризующие именно оловоносные граниты. Так, например, Фергусон и Батман в своей сводной, весьма обстоятельной работе (Ferguson, Bateman, 1912) высказывают мысль, что очень немного найдется в оловоносных гранитах минералогических и химических особенностей, которые отличали бы их от гранитов неоловоносных. Тем не менее число исследователей, пытающихся установить характерные признаки оловоносных гранитов, возрастает. Так, например, И. А. Преображенский (рукопись) полагает, что отсутствие в гранитоидах признаков, характеризующих оловоносные граниты, может указывать на отсутствие в районах развития этих пород месторождений олова, присутствие же таких признаков указывает лишь на возможность, а не на необходимость нахождения в районе их развития олова. В литературе нередко можно встретить указание на следующие характерные для оловоносных гранитов особенности: повышенная кислотность, преобладание K_2O над Na_2O, порфировидное сложение, пологие контакты, наличие касситерита в самих гранитах.

И. А. Преображенский для гранитов Борщевочного хребта в качестве признаков оловоносности устанавливает: а) наличие пегматитовых жил в самих гранитах, б) катакластическое строение, в) замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом и кварцем, г) почти полное отсутствие хлоритизации, эпидотизации, кальцитизации. По мнению И. А. Преображенского, минералогический состав является не первостепенным признаком оловоносности гранитоидов, главное, пишет он, в катакластическом строении и в процессах замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом и кварцем. Последнее позволяет Преображенскому вывести заключение о заметном привносе в породу щелочей и кремнекислоты.

Для зеренских оловоносных гранитов достаточно определенно устанавливаются своеобразные особенности химического и минералогического их состава и структуры.

1. Для химического состава этих гранитов характерно повышенное содержание кремнекислоты, значительное преобладание щелочей над одноокисями (отношение $R_2O : RO$ обычно выше, чем 4 : 1, в то время как для гранитов вообще характерно отношение 1.4 : 1).

№ образца	Наименование породы, местонахождение	Магматическая формула	$R_2O : RO$	α
1155а	Профировидный гранит, Мотогорская грива	$0.89\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 9.35SiO_2$	5.6 : 1	4.81
113	Гранит-порфир, Мотогорская грива	$1.12\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 10.16SiO_2$	3.9 : 1	4.93
123а	Аляскит вый гранит, гора Столбы	$1.09\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 9.75SiO_2$	5.3 : 1	4.87
195	Лейкократовый гранит, Ягодная грива	$1.05\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 10.53SiO_2$	3.6 : 1	5.2
164	Аляскитовый гранит, падь Олентой	$0.84\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 7.18SiO_2$	5.4 : 1	3.74
—	Средний состав гранитов по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	$1.17\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 7.51SiO_2$	1.4 : 1	3.60

Отношение $\overline{RO}:R_2O_3$ близко к единице, что, как известно, характерно для собственно гранитов в отличие от гранититов (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу). Кроме того, для зеренских оловоносных гранитов характерно незначительное содержание кальция, идущего на образование полевых шпатов, а также избыточное содержание глинозема.

2. К характерным особенностям минералогического состава оловоносных гранитов нужно отнести следующие: а) преобладание в полевошпатовой составляющей части породы микроклин-пертита; сравнительно незначительное содержание плагиоклаза, который представлен обычно альбитом, олигоклаз-альбитом; б) большое количество турмалина и флюорита; в) пониженное содержание, нередко почти полное отсутствие, темноцветных компонентов.

Изучение искусственных шлихов из гранитов дает возможность установить целый ряд минералов, присутствующих в породе в качестве незначительных примесей. В этом отношении для зеренских оловоносных гранитов характерно присутствие в шлихах циркона, пирита, магнетита, флюорита и отсутствие сфена, роговой обманки, апатита. Состав шлиха оловоносных гранитов:

Наименование и местонахождение породы	Минералогический состав шлиха								
	Касситерит	Циркон	Пирит	Магнетит	Флюорит	Турмалин	Сфен	Апатит	Роговая обманка
Гранит-порфир, Мотогорская грива	+	+	+	+	+	+	—	—	—
Гранит-порфир, Мотогорская грива	+	+	+	+	+	—	—	—	—
Лейкократовый гранит, Ягодная грива . . .	+	—	+	+	+	+	—	—	—
Аляскитовый гранит, гора Столбы	+	+	+	+	+	—	—	—	—
Огнейсованный биотитовый гранит . . . . . Олентой	+	+	+	+	—	—	+	+	—

Процессы замещения плагиоклаза микроклином, а также кварцем, которые И. А. Преображенский для гранитов Борщевочного хребта считает основными признаками оловоносности, в гранитах нашего района имеют небольшое развитие. В последних очень широко развиты процессы мусковитизации полевых шпатов; хлоритизация и эпидотизация, как правило, отсутствуют. В качестве структурного признака характерен сильный катаклаз оловоносных гранитов.

Из общегеологических особенностей гранитов Зеренского района необходимо отметить: 1) сравнительно небольшую площадь их распространения и 2) полное отсутствие пегматитовых жил как в самих гранитах, так и во вмещающих их осадочных породах.

Вышеуказанные особенности химического и минералогического состава, геологического положения зеренских оловоносных гранитов, отсутствие в этом районе пегматитовых жил — все это дает основание говорить об отсутствии в данном районе обособившихся пегматитовых и аплитовых образований, о широком развитии процессов наложения, когда остаточный расплав в значительной мере сохраняется внутри самой охлаждающейся породы, особенно в апикальных частях массива.

Как указывает акад. А. Е. Ферсман (1933), отщепление и пространственное обособление конечного остатка расплава в виде пегматитов и аплитов происходит далеко не всегда, — оно является лишь частным случаем общего процесса застывания. Нередко можно наблюдать процесс наложения последовательных фаз кристаллизации, протекающий внутри самого гранита.

Целый ряд явлений, пишет А. Е. Ферсман, называющихся в петрографической литературе автопневматолизом, дейтерогенезом, автометаморфизмом и просто пневматолизом, должны быть отнесены к закономерному по своей геохимии и последовательности процессу осаждения минералов пегматитовых фаз гранита при условии их сохранения внутри самой охлаждающейся породы. Оловоносные граниты Зеренского района, по нашему мнению, в этом отношении представляют хорошую иллюстрацию.

IX. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Зеренском районе сравнительно широким развитием пользуются породы гранитового состава. Известные здесь оловорудные проявления генетически связаны с гранитами варисцийского возраста, что устанавливается приуроченностью к этим гранитам россыпей оловянного камня, а также наличием SnO_2 в искусственных шлихах этих гранитов. В этой связи представляют большой интерес данные, полученные в результате работ 1937 г. С. Д. Поповым и А. А. Тимофеевым (рукопись). При исследовании распространения SnO_2 в аллювиальных отложениях р. Урюмкана и его боковых притоков ими было установлено присутствие SnO_2 в 27 падях, а также приуроченность россыпей оловянного камня в большинстве случаев к областям развития варисцийских гранитов. В тех местах, где развиты юрские граниты, касситерит имеет очень слабое распространение или совершенно не встречается (падь Лугия).

Варисцийским гранитам Зеренского района присущи характерные особенности химического и минералогического состава, которые резко выделяют эти граниты среди одновозрастных гранитов верховьев Урюмкана и Газимурского района. Для химического состава гранитов Зеренского района характерно повышенное содержание кремнекислоты, преобладание щелочей над одноокисями, близкое к единице отношение $\overline{RO} : R_2O_3$, незначительное содержание кальция, идущего на образование полевых шпатов, избыточное содержание глинозема, обнаруживаемое при пересчете химического состава гранитов по методу акад. А. Н. Заварицкого.

К характерным особенностям минералогического состава гранитов нужно отнести преобладание в полевошпатовой составляющей части породы микроклин-пертита, небольшое содержание плагиоклаза, представленного альбитом и олигоклаз-альбитом, широкое развитие мусковитизации полевых шпатов, большое количество турмалина и флюорита. В искусственных шлихах из этих гранитов встречается около 100—150 зерен касситерита на 10—12 кг породы.

Причину оловянного оруденения в Зерене следует видеть в своеобразном характере интрузии варисцийских гранитов. Граниты, слагающие Мотогорскую и Ягодную гривы, представляют собою небольшие куполообразные тела, связанные с какими-то гранитными массами, не вскрытыми процессами эрозии. Огромные, повидимому, размеры этих гранитных масс обусловили более плавный процесс кристаллизации и наиболее полную дифференциацию магмы. Обособление наиболее кислой и богатой летучими компонентами фракции дало начало гранитам, которые в настоящее время слагают Мотогорскую и Ягодную гривы.

В связи с тем, что обособление богатого кремнекислотой и летучими компонентами остаточного расплава является благоприятным фактором концентрации олова, особенности зеренских гранитов в этом смысле можно рассматривать как признаки оловоносности. Мы ни в какой мере не склонны переоценивать значение этих признаков, совершенно отчетливо сознавая, что пока это лишь материалы к вопросу об оловоносных признаках гранитоидов.

ЛИТЕРАТУРА

Бесова М. В. Отчет о работе в 1931 г. Фонды Вост.-Сиб. геол. тр., рукопись.

Готман Я. Д. К вопросу о свойствах касситерита в связи с условиями его образования. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., 1938, 16.

Заварицкий В. А. Материалы к петрографии гранитов Восточного Забайкалья. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1937, № 2.

Катушенок И. И. и Нагибина М. С. Геологические исследования в районе р. Урюмкан. Отчет о работе за 1937 г. Библ. Инст. геол. наук Акад. Наук, рукопись.

Ларинов Я. и Толмачев Ю. М. О химическом составе касситеритов. Доклады Акад. Наук, 1937, 14, № 5.

Мелиоранский В. А. Материалы к истории вулканизма Восточного Забайкалья. Изв. Акад. Наук, 7 сер., 1934, № 9.

Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 91.

Обручев В. А. Геологические исследования и разведки в Забайкальской области в 1895—1898 гг. Геол.-иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., 1899, вып. 19.

Павловский Е. В. и Лучицкий В. И. Восточное Забайкалье. Геолого-петрографический очерк Газимуро-Заводского района. Очерки по геологии Сибири, 1940, вып. 10.

Попов С. Д. и Тимофеев А. А. О полезных ископаемых верхнего течения реки Урюмкан (Восточное Забайкалье). Тр. Инст. геол. наук, мин.-геохим. сер., (№ 7), 1940, вып. 38.

Преображенский И. А. Оловоносные граниты Борщевочного хребта. Отчет о работе в 1937 г. Фонды Инст. геол. наук Акад. Наук, рукопись.

Тетяев М. М. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской обл. Мат. по общ. и прикл. геол., 1918, вып. 32.

Тетяев М. М. 1. Новые данные по геологии Забайкалья. Вестн. Геол. ком., 1937, № 1.

Тетяев М. М. 2. Новые данные по геологии Забайкалья. Вестн. Геол. ком., 1927, № 8—9.

Толстихин Н. Газы Восточного Забайкалья. Тр. Геол. разв. бюро газовых м-ний, 1932, вып. 3.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд. Акад. Наук, 1933.

Худяков-Павлов Н. А. Опыт расчленения гранитоидов на Газимуре. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 20.

Ferguson H. G. a. Bateman A. M. Geologic Features of Tin Deposits. Econ. geol., 1912, 7, № 3.

I. E. SMORCHKOV

THE ACID INTRUSIONS IN ZERENSKY REGION (EASTERN TRANSBAIKAL) FROM THE STANDPOINT OF TIN PRESENCE IN THEM

Summary

In Zerensky Region the rocks of granitic composition are comparatively widely developed. Tin-ore deposits known here are genetically related to granites of Variscian age, which is established by the fact that tinstone placers are confined to these granites, as well as by the presence of SnO_2 in artificial concentrates of these granites.

In this connection of great interest are the data obtained by S. D. Popov and A. A. Timofeev as the result of the work accomplished in 1937 (manuscript).

In their study of the distribution of SnO_2 in the alluvial deposits of Uryumkan River and its side tributaries, they established the presence of SnO_2 in 27 ravines, as well as the fact that the tinstone placers are mostly confined to the areas of occurrence of Variscian granites. At those localities where Jurassic granites are developed, cassiterite is either very sparse or entirely absent (Lughia ravine).

The variscian granites of Zerensky Region are characterized by peculiar features of the chemical and mineralogical composition, which sharply distinguish these granites from contemporaneous granites in the upper course of Uryumkan River and in Gazimur Region.

Characteristic of the chemical composition of the granites of Zerensky Region is a high silica content, a prevalence of alkalies over monoxides, a $RO:R_2O_3$ ratio approximating, 1, an insignificant calcium content which is used up in the formation of feldspars, and en excess of alumina revealed in recalculating the chemical composition of the granites after A. N. Zavaritsky's method.

To the characteristic peculiarities of the mineralogical composition of the granites should be referred the predominance of microcline-perthite in the feldspar rock constituent, a low content of plagioclase represented by albite and oligoclase-albite, a wide development of muscovitization of the feldspars, and a great amount of tourmaline and fluorite.

In artificial concentrates of these granites about 100—150 grains of cassiterite per 10—12 kg of the rock are encountered.

The cause of the tin mineralization in Zerensky Region should be sought for in the peculiar nature of the intrusion of Variscian granites. The granites composing the Motogor and the Yagodnaia ridges, are small dome-shaped boides, associated with some granite masses unexposed by the erosion processes. The apparently enormous size of these granitic masses brought about a more gradual process of crystallization and a most complete differentiation of the magma. The segragation of the most acid fraction, richest in volatile components, gave rise to granites, which at present make up the Motogor and the Yagodnaia ridges.

Since the segragation of residual melt rich in silica and volatile components is a favourable factor for tin concentration, the peculiarities of Zerensky granites should be regarded, in this respect, as indicators of the tin presence.

We are by no means inclined to overestimate the value of these features, being well aware of the fact that as yet they may only serve as material on the problem of tin indications in granitoids.

Отв. редактор Б. М. Куплетский. Подписано к печати 18/IV 1941 г. Рисо № 1632 — 728.
А. 36498. Объем 2¾ печ. л., 4 уч.-изд л. Кол. печ. зн. в 1 печ. л. 61360. Тираж 600 экз.
Цена книги 3 р. 20 к.

Типо-литография Издательства Академии Наук СССР, Ленинград, В. О., 9 линия, 12. Заказ 153

СОДЕРЖАНИЕ

		Стр.
I.	Введение	1
II.	Местоположение и оро-гидрография района	1
III.	Геологическая изученность района	2
IV.	Геолого-петрографический очерк	4
	Осадочные и метаморфические породы	10
	Изверженные породы	12
V.	Некоторые данные к истории вулканизма Зеренского района	28
VI.	Петрохимическая характеристика изверженных пород Зеренского района и сравнение их с породами других районов	30
VII.	Оловорудные проявления района	34
VIII.	Характерные особенности оловоносных гранитов	40
IX.	Заключение	42
	Литература	43
	Summary	44

Цена 3 руб. 20 коп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Петрография СССР. Под редакцией акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Серия I. Региональная петрография.

Вып. 1 (СОПС). *Б. М. Куплетский.* Петрография Кольского полуострова. 1932. Стр. 152. Ц. 3 р.

Вып. 2. *А. С. Гинзберг.* Петрография республики Армении. 1934. Стр. 127. 10 фиг. 1 карта. Ц. 4 р.

Вып. 3. *В. И. Лучицкий* и *П. И. Лебедев.* Петрография Украины. 1934. Стр. 324. 1 карта. 14 табл. Ц. в пер. 6 р.

Вып. 4. *И. А. Преображенский.* Петрография Азербайджана, 1934. Стр. 161. С 27 табл. и 22 рис. Ц. 4 р.

Вып. 5. *В. М. Тимофеев.* Петрография Карелии. 1935. Стр. 256 + 1 карта. Ц. 7 р.

Вып. 6. *Н. А. Елисеев.* Петрография рудного Алтая и Калбы. 1938. Стр. 248. 8 табл. Ц. в пер. 18 р.

Вып. 7. Петрография Урала.
Ч. I. 1937. Стр. 140. с 75 карт. Ц. в пер. 6 р. 75 к.

Ч. II. *П. М. Татаринов.* Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. 1940. Стр. 40. Ц. 3 р. 50 к.

Серия II. Монографии.

Вып. 3. *Э. А. Струве.* Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР (с 1927 по 1937 г.). 1940. Стр. 590. Ц. в пер. 47 р. 50 к.

КНИГИ ВЫСЫЛАЮТСЯ НАЛОЖЕННЫМ ПЛАТЕЖОМ

Адрес: Москва, 12. Б. Черкасский пер., д. 2.
Контора «АКАДЕМКНИГА».