



**В. А. СЕРЕБРЯКОВ**

**ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ  
ИСТОРИЯ ГРАНИТОВ**

В. А. СЕРЕБРЯКОВ

# ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ГРАНИТОВ

338



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
Москва 1972

**Серебряков В. А.** Постмагматическая история гранитов. М., «Недра», 1972. 160 с.

На примере массивов Чьорго и Оханджинского — типичных представителей формации гранитных батолитов, сложенных биотитовыми гранитами, — рассмотрены вопросы формирования гранитоидных пород и тел. Особое внимание в работе уделено ранним периодам постмагматической истории формирования гранитов. Установлено, что все свойства гранитных пород (состав, структуры, свойства минералов) в послемагматическое время изменяются одновременно и находятся в парагенетических соотношениях. Факторами, определяющими эти изменения, являются количество поровых растворов и их температура. Разнообразие гранитоидов в пределах массивов обусловлено в основном неодинаковыми в различных участках гранитоидных тел условиями послемагматического преобразования. Приводятся материалы, свидетельствующие о том, что массивы образованы путем магматического замещения осадочных пород.

Таблиц 27, иллюстраций 48, список литературы — 147 названий.

899



## ВВЕДЕНИЕ

Послемагматическая история гранитоидов состоит из ряда последовательно сменяющихся периодов формирования этих пород, связанных с воздействием на них поровых растворов ранней щелочной, кислотной и иногда поздней щелочной и нейтральной стадий (в понимании Д. С. Коржинского, 1953, 1966).

Имеются многочисленные детальные исследования изменения гранитных пород в кислотную (и позднюю щелочную) стадию — процессов альбитизации, грейзенизации, хлоритизации и т. д. В формировании многих гранитоидных массивов главную роль играет кислотная стадия. С ней связано образование таких постмагматических минералов, как светлые слюды, хлориты, альбит, лучистые амфиболы, а также интенсивное окварцевание гранитоидов и образование многих рудных месторождений.

Исследования же гранитов в раннюю щелочную стадию ограничиваются, как правило, описанием отдельных явлений (микроклинизации, образования кислого плагиоклаза, в том числе мirmekитовых сростаний и некоторых других). Это объясняется тем, что метасоматические минералы ранней щелочной стадии аналогичны магматическим (полевые шпаты, биотит, амфиболы) и их чаще очень трудно отличить друг от друга. В это время образуются метасоматические зерна калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и некоторых других минералов, вследствие чего меняются структуры пород, их минеральный и часто химический состав. Одновременно в кристаллических решетках минералов активно идут процессы упорядочения, что приводит к появлению полисинтетического двойникования в щелочных полевых шпатах, к появлению или усложнению двойниковой структуры плагиоклаза, к переходу  $\beta$ -кварца в  $\alpha$ -кварц и т. п. Все эти процессы в интервале температур 700—500° обуславливают значительное уменьшение объема гранитных тел и появление в них трещин отдельности. С появлением трещин отдельности возникает возможность формирования жильной серии лейкократовых гранитов, пегматитовых и гидротермальных жил.

Таким образом, окончательный состав и структура гранитоидов, свойства минералов, строение и состав гранитных тел опре-

деляются в основном или в значительной мере процессами, протекающими в раннюю щелочную стадию постмагматического процесса. Если кислотная и поздняя щелочная стадии могут быть названы рудными, то ранняя щелочная — это прежде всего породообразующая стадия послемагматического процесса. Описанию событий этого периода в основном и посвящена настоящая работа.

В 1957—1960 гг. автором проведены исследования трех крупных гранитоидных массивов южной части Яно-Колымской складчатой области — Чьорго, Оханджинского и Негаяхского. Внимание к гранитоидным телам этого района обусловлено тем, что вокруг многих из них располагается большое число месторождений золота, генетические соотношения которых с гранитами были неясными. Геологическое строение и вопросы формирования массива также представляют немалый интерес.

Настоящая работа подготовлена по материалам изучения массивов Чьорго и Оханджинского, которые являются типичными представителями формации гранитных батолитов, сложенных биотитовыми гранитами (Кузнецов, 1964), пользующейся в центральной части Яно-Колымской складчатой области наибольшим распространением. Негаяхский массив отличается большой сложностью геологического строения и заслуживает особого рассмотрения.

Массивы Чьорго и Оханджинский находятся в пределах Сусманского района Магаданской области. Они слагают осевую часть водораздела между истоками рек Дебина, Мылги и Омулёвки, с одной стороны, и верхним течением реки Берелёх — с другой. Все эти реки входят в систему левых притоков Колымы.

Начиная с 1932 г. массивы Чьорго и Оханджинский исследовались в различных масштабах геологопоисковыми партиями Е. Т. Шаталова, Х. И. Калугина, Ю. Н. Трушкова, И. С. Лорви, А. А. Лузина, Д. М. Шаньгина, А. И. Зубова, А. И. Неймарка, В. А. Соколовского, А. И. Судакова, К. Н. Рудича, И. Н. Карбивнычева, С. Г. Котляра, К. В. Шилачёва, Б. А. Ковтуна, Б. Д. Комогорцева, В. И. Зедина и других геологов.

В результате проведенных работ установлены общие особенности строения массивов и состава гранитоидов, охарактеризованы вмещающие осадочные породы и открыты многочисленные месторождения золота за пределами массивов. Не выясненными или недостаточно изученными остались петрография, минералогия, химизм и возраст гранитоидов, соотношения массивов с вмещающими породами и малыми интрузиями, а также с золоторудными жилами. Эти вопросы были главными при проведении автором в 1957—1959 гг. специальных геолого-петрографических исследований.

Химические и минералогические анализы горных пород выполнены в лабораториях Северо-Восточного геологического управления. Определения абсолютного возраста кали-аргоновым методом

произведены в СВКНИИ\* (Магадан) под руководством Л. В. Фирсова. Рентгеноструктурные анализы выполнены Д. М. Хейкером на рентгеновском диффрактометре УРС-50И в НИИАсбестцементе. Замеры минералов на федоровском столике и подсчеты минерального состава в шлифах на интеграционном столике выполнены в основном М. П. Крутоус, Е. В. Кузнецовой, А. П. Куклиным. При подготовке рукописи большую помощь оказала Э. В. Никитина. Всем этим товарищам автор выражает признательность. Автор благодарен акад. Д. С. Коржинскому, который взял на себя труд просмотреть рукопись и дать ценные замечания.

---

\* Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт Сибирского отделения Академии наук СССР.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Сбор материала в поле в пределах массивов производился как во время обычных геологических маршрутов, так и по вертикальным разрезам в участках наибольших относительных высот. Материал по разрезам, а также собранный в различных по глубине эрозии частях массивов позволяет сравнивать одноименные граниты, залегающие на различной глубине (имея в виду, что на различных глубинах температура и концентрация постмагматических растворов могут быть различными). По вертикальным разрезам образцы гранитоидов главной фации отбирались через 30—50 м (по вертикали), причем каждый образец сопровождался сколками для изготовления шлифов в трех взаимно перпендикулярных плоскостях. Вес образца со сколками составлял около 1 кг. Через каждые два-три обнажения отбирались пробы весом до 8 кг, которые предназначались для получения протолочек на минералогический анализ, отбора мономинеральных фракций, разного рода химических, спектральных и других анализов и для определений абсолютного возраста. В пределах массива Чьорго материал обработан по двум вертикальным разрезам; в пределах Оханджинского массива — по одному.

Большое значение придавалось также сбору материала в различных по форме частях массивов и по разрезам вкрест простиранья жильных тел лейкократовых гранитов. Этот материал позволил сравнить свойства гранитоидов главной фации в различных частях массивов и сопоставить свойства жильных гранитов и гранитоидов главной фации около жил и вдалеке от них.

Камеральная обработка материала включала в себя следующие операции:

а) в трех шлифах, изготовленных из каждого изучаемого образца гранитоидов главной фации, производились подсчеты минерального состава на интеграционном столике, причем помимо главных породообразующих минералов отдельно подсчитывались мусковит, хлорит и турмалин, а также количество пертитовых вростков в сечениях калинатровых полевых шпатов, близких к (100) и (010). Минеральный состав мелкозернистых лейкократовых гранитов определялся преимущественно по подсчету в одном

шлифе. Колебания минерального состава гранитов главной фации в различно ориентированных шлифах из одного образца весьма велики. Например, в трех шлифах из обр. 508/57\* содержание плагиоклаза равно 21, 41 и 50%; каликатрового полевого шпата — 27, 18 и 12%; кварца — 31, 33 и 26%; биотита — 14, 8 и 12%. При этом длины линий для каждого подсчета равны в среднем 250—300 мм при расстоянии между линиями 1 мм, т. е. шлифы изготавливались достаточно большими. Поэтому для сравнения состава гранитоидов в различных обнажениях брались обычно средние арифметические значения из подсчетов в трех шлифах из одного образца. Средние арифметические содержания минералов вычислялись из средних длин линий. Для оценки точности определения содержаний главных минералов в шлифах (или аналитической ошибки) был использован метод Ф. Чейза (1963). Этот метод позволяет, имея определения средних размеров зерен, выраженные через число смен однородности (СО) на 25 погонных миллиметров линии подсчета, и заданную точность подсчета, определить необходимое количество шлифов. Были проведены специальные подсчеты минерального состава и установлено, что мера грубости (СО) для гранитоидов главной фации юго-западной и северо-восточной частей Оханджинского массива и массива Чьорго равны соответственно 40, 28 и 45.

Задавшись для главных минералов (плагиоклаз, калишпат, кварц) аналитической ошибкой  $\pm 2,45\%$ , по «Таблицам повторений для сохранения аналитической ошибки среднего содержания главного минерала» (Чейз, 1963) устанавливаем, что для адамеллитов Чьорго и для гранитов из эндоконтакта восточной части Оханджинского массива (обн. № 86) достаточно двух шлифов площадью по 320 мм<sup>2</sup> каждый. Имеющиеся подсчеты минерального состава гранитоидов в трех взаимно перпендикулярных шлифах обеспечивают точность определения содержаний главных компонентов  $\pm 2\%$ .

Граниты главной фации из северо-восточной части Оханджинского массива более грубозернистые (СО — 28), поэтому для того чтобы сохранить точность определения главных минералов (величину аналитической ошибки)  $\pm 2,45\%$ , необходимо произвести подсчеты в 4 шлифах площадью около 320 мм<sup>2</sup> каждый. Фактически выполненные подсчеты в трех взаимно перпендикулярных шлифах обеспечивают точность определения  $\pm 3,3—3,5\%$ . Адамеллиты главной фации из западной части Оханджинского массива близки по величине СО к адамеллитам Чьорго, и для определения содержания главных минералов с точностью  $\pm 2,45\%$  достаточно произвести подсчет в трех шлифах площадью около 320 мм<sup>2</sup> каждый. Точность  $\pm 1\%$  достигается при подсчетах в 8—20 шлифах площадью примерно по 320 мм<sup>2</sup>;

\* Номера образцов, шлифов, протоколов и т. д. здесь и далее даны с указанием года в знаменателе. В 1957 г. изучен массив Чьорго, в 1958 г. — Оханджинский, в 1959 г. — Негайский.

б) исследования свойств породообразующих минералов, и прежде всего полевых шпатов, были направлены на выяснение геологических условий образования этих минералов, так как свойства их являются отражением истории формирования горных пород. В каждом образце производились замеры на федоровском столике в среднем 5—8 зерен зональных плагиоклазов с целью установления максимальной основности и угла оптических осей. Для характеристики свойств калинатровых полевых шпатов в каждом образце производились от 4 до 15 полных замеров калинатровых полевых шпатов с определением величин  $2V$  и  $\perp(010) \wedge Ng$  (или  $[010] \wedge Ng$ ) и других углов, а также все возможные замеры угла оптических осей. Определения перечисленных углов возможны в разрезах с двумя-тремя спайностями. Точность установки спайностей контролировалась угловыми расстояниями между всеми кристаллографическими элементами — полюсами спайностей и кристаллографическими осями. Наиболее благоприятными для замеров являются разрезы, близкие к (100) или (010). Эти разрезы имеют характерные особенности и обычно легко распознаются под микроскопом.

Так как оптические свойства калинатровых полевых шпатов существенно меняются в пределах одного шлифа, то для целей сравнения гранитов различного состава и из различных частей массива использовались средние арифметические значения этих величин из возможно большого количества замеров. При этом учитывалось, что при замерах обычным способом точность определения угла оптических осей по двум выходам не выше  $\pm 2-3^\circ$ , точность определения величины  $\perp(010) \wedge Ng$  при недостаточно ясной спайности не выше  $3-4^\circ$ , а точность определения  $[010] \wedge Ng$  — еще меньшая, так как эта величина включает в себя возможные ошибки непосредственных измерений двух спайностей. Измерение свойств калинатровых полевых шпатов методом коноскопирования на федоровском столике (Марфунин, 1962) в рассматриваемых гранитоидах невозможно, так как в них содержатся в основном решетчатые микроклины.

Степень триклинности кристаллической решетки калинатровых полевых шпатов —  $\Delta$  — определялась из рентгенограмм, полученных с помощью рентгеновского дифрактометра УРС-50И. Режим работы: излучение  $CuK\alpha$ , детектор — сцинтиляционный счетчик; щель перед образцом 2 мм при  $17^\circ < 2\theta < 61^\circ$ ; щель перед счетчиком  $0,25 \times 8$ ; скорость движения счетчика 0,5 градуса в минуту; внутренний стандарт — поваренная соль; отметки на рентгенограмме — через  $2^\circ$  угла  $2\theta$ . Названия калинатровых полевых шпатов приняты в соответствии с предложенной А. С. Марфуниным (1962) классификацией этих минералов;

в) протопочки гранитоидов рассматривались под бинокулярной лупой с целью определения количества и особенностей аксессуарных минералов. Кроме того, из протопочек отбирались минералы

для химических анализов, измерений в иммерсионных жидкостях и для рентгеноструктурных исследований;

г) отобранный из протолочек биотит (реже другие минералы), а также раздробленные кусочки гранитоидов и роговиков отдавались на полный спектральный анализ с целью сравнения различных гранитоидных пород по содержанию в них элементов-примесей;

д) химические анализы образцов гранитоидов и роговиков чаще сопровождались всеми остальными видами лабораторных исследований.

## **ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

Территория Северо-Востока СССР изучена в основном за последние 35—40 лет. В настоящее время на геологическое строение рассматриваемой территории и на роль отдельных структурных элементов имеется несколько точек зрения. Одна из схем основных тектонических элементов предложена группой геологов, долгое время изучавших территорию Северо-Востока (Аникеев, Драбкин и др., 1957). В соответствии с этой схемой и последующими дополнениями геологический облик Северо-Востока определяется следующими главнейшими элементами: платформами — Сибирской на западе и Гиперборейской на севере, а также Колымским массивом в центральной части; мезозойскими складчатыми областями — Яно-Колымской и Чукотской; Охотско-Чаунским вулканогенным поясом, в основном совмещенным с мезо-кайнозойской Охотской складчатой областью; альпийской складчатой областью (Корякско-Камчатская складчатая область). Каждая из выделенных тектонических структур включает большое число структурных элементов, которые возникли и развивались в разное время и под воздействием различных тектонических причин.

В пределах Яно-Колымской складчатой области (рис. 1) выделяются три зоны, различающиеся по истории геологического развития, — Верхоянская, Эльги-Кулинская (Яно-Сугойская)\* и Адыча-Бохапчинская (Полоусно-Балагычанская).

Большая часть гранитоидных массивов находится на востоке Яно-Колымской складчатой области, вблизи ее границы с Колымским массивом и образует здесь вытянутый в северо-западном направлении на 1000 км Яно-Колымский пояс. Почти непосредственное продолжение этого пояса составляют гранитоиды Полоусненского поднятия (Полоусного антиклинория) и смежного с ним Ольджойского прогиба.

\* Здесь и ниже в скобках даны первоначальные названия структурных элементов, использованные при составлении первого варианта вышеупомянутой схемы (см. рис. 1).

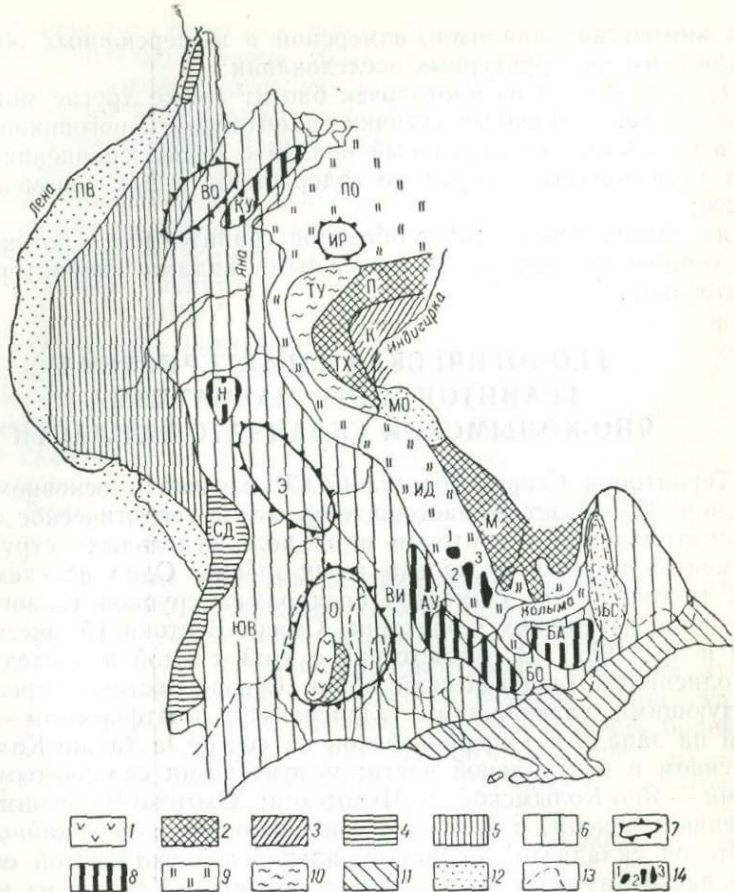


Рис. 1. Тектоническая схема Яно-Колымского района (по данным Аникеева, Драбкина и др., 1957)

1 — докембрийский складчатый фундамент; 2 — антиклинории, сложенные нижним и средним палеозоем; 3 — мезо-кайнозойский чехол Колымского среднего массива; 4 — краевые антиклинории, сложенные нижним и средним палеозоем; 5 — пермские и частично нижнетриасовые отложения Верхоянской антиклинальной зоны; 6 — верхний и средний триас, местами нижняя юра и пермь Эльги-Кулинской (Яно-Сугойской) синклиналиной зоны; 7 — площади пологих залеганий (слабых дислокаций); 8 — антиклинальные поднятия в пределах Эльги-Кулинской зоны; 9 — нижняя, средняя, частично верхняя юра Адыча-Бохапчинской (Полуосно-Балагычанской) синклиналиной зоны; 10 — антиклинории, сложенные триасом; 11 — нижняя, средняя, частично верхняя юра Арmano-Гижигинской синклиналиной зоны; 12 — верхняя юра, мел, кайнозой краевых прогибов и наложенных впадин; 13 — граница распространения мезозойских и кайнозойских эффузивов; 14 — гранитидные массивы Оханджинский (1), Чьорго (2), Негаянский (3). К — Колымский средний массив; О — Охотский массив; П — Полуосненское поднятие (Полуосный антиклинорий); ТХ — Тасхаяхтахский антиклинорий; Х — Хараулахский антиклинорий; СД — Сеттэ-Дабанский антиклинорий; КУ — Куларский антиклинорий; Н — Нельгехинский антиклинорий; АУ — Аян-Юрхский антиклинорий; ТУ — Туостакхский антиклинорий; БА — Балагычанское поднятие; ЮВ — Южно-Верхоянский синклинорий; ВИ — Верхне-Индигирский синклинорий; БО — Бохалчинский синклинорий; ПО — Полуосный синклинорий; ИД — Иньяли-Дебинский мегасинклинорий; ВО — Верхне-Омолойский район слабых дислокаций; Э — Эльгинский район слабых дислокаций; ИР — Иргычанский район слабых дислокаций; ПВ — Предверхоянский прогиб; М — Момская впадина; БС — Балагычано-Сугойский наложенный прогиб

Яно-Колымский пояс гранитоидных тел расположен, таким образом, преимущественно в пределах Адыча-Бохапчинской зоны, в том числе в наиболее прогнутой ее части — Иньяли-Дебинском мегасинклинории. В Эльги-Кулинской зоне параллельно ему располагается менее протяженный Эльги-Тарынский (Тас-Кыстабытский, по В. Т. Матвеевко) ряд; в северной части этой зоны, в Яно-Адычанском районе, отмечаются гранитоидные массивы, составляющие так называемые поперечные ряды. В целом эта зона значительно беднее гранитоидными образованиями, чем Адыча-Бохапчинская. В Верхоянской зоне гранитоиды практически отсутствуют.

В южной части Яно-Колымской складчатой области, вблизи ее границы с Охотско-Чаунским вулканогенным поясом, гранитоидные массивы распределены более равномерно на площади (рис. 2). Здесь выделяются поперечный Анначагский ряд, Утинский ряд почти широтного простирания и др.; вместе с тем многие гранитоидные тела стоят как бы вне четких линейных рядов.

Гранитоидные породы в пределах Яно-Колымской складчатой области образуют крупные батолитоподобные тела, более мелкие штокообразные тела и, вероятно, межформационные залежи. Площадь отдельных массивов достигает  $7000 \text{ км}^2$  (Чибагалахский массив), но чаще составляет  $400\text{—}800 \text{ км}^2$ . Одними исследователями эти массивы считаются позднеюрскими — раннемеловыми, другими — раннемеловыми. Тела заведомо мелового, в том числе позднемелового возраста, сосредоточенные преимущественно в Эльги-Кулинской складчатой зоне, чаще имеют меньший размер — от 20 до  $150 \text{ км}^2$ ; лишь в редких случаях их площадь достигает  $300\text{—}700 \text{ км}^2$ .

Среди гранитоидных массивов в центральной, наиболее прогнутой части Иньяли-Дебинского мегасинклинория многие крупные тела имеют простое строение и в соответствии с классификацией Ю. А. Кузнецова (1964) могут быть отнесены к формации гранитных батолитов, сложенных биотитовыми гранитами, или к формации высокоглиноземистых гранитов (Изох, 1964). Это, например, массивы Чьорго, Оханджинский, Чугулукский, Лево-Эрикитский, Порожной Цепи, Чибагалахский, Догдинский и др. Вблизи границы Иньяли-Дебинского мегасинклинория с Колымским средним массивом, нередко залегая среди распространенных здесь же вулканогенных пород и частично среди палеозойских известняков Колымского массива, протягивается цепочка гранитоидных тел более сложного строения. Наиболее крупные из них — Негайхский, Хиулчанский, Дарпирский, Барыллыэлахский, Право-Эрикитский и Чималгинский. Эти массивы могут быть отнесены к формации гранитоидных батолитов пестрого состава (Кузнецов, 1964).

В северной части Адыча-Бохапчинской зоны (правобережье р. Яны, бассейн р. Туостях) гранитоидные массивы Хадараньин-

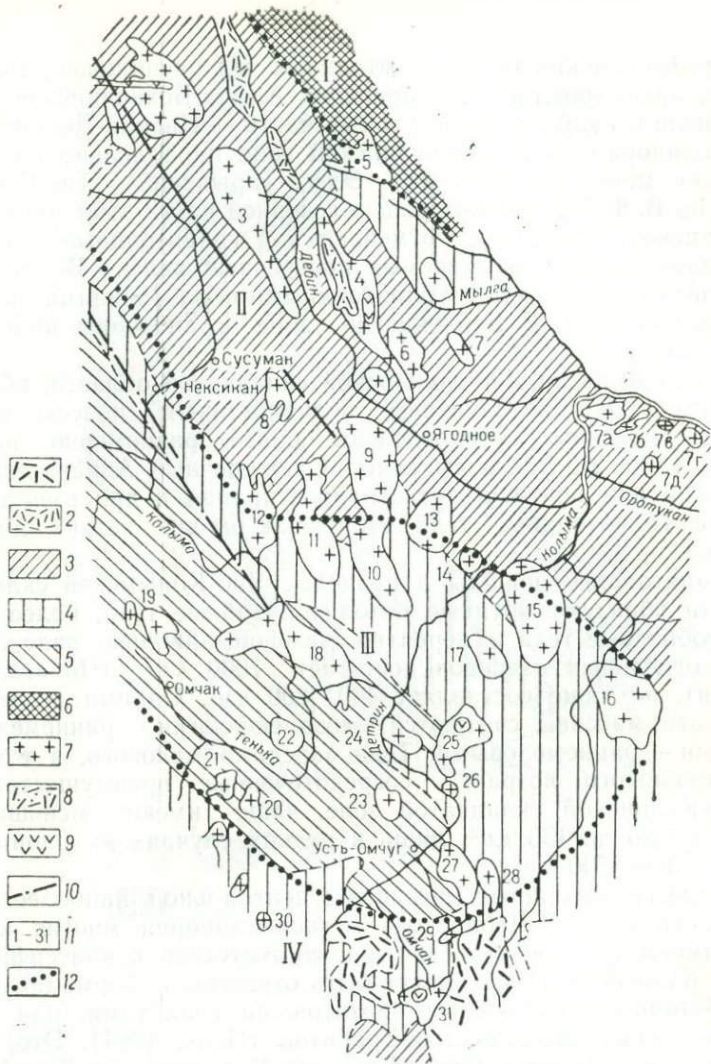


Рис. 2. Схематическая геологическая карта южной части Яно-Колымской складчатой области.

1 — меловые вулканогенные породы; 2 — верхнеюрские вулканогенные породы; 3 — юрские песчано-глинистые сланцы; 4 — триасовые песчано-глинистые сланцы; 5 — пермские песчано-глинистые сланцы; 6 — палеозойские карбонатные породы; 7 — гранитоиды; 8 — контактово-метаморфизованные вулканогенные породы в пределах массива Негаях; 9 — различные породы догранитных малых интрузий; 10 — тектонические разрывы; 11 — гранитондные массивы (1 — Оханджинский, 2 — Буркаинский, 3 — Чьорго, 4 — Негаяхский, 5 — Хиулачанский, 6 — Маяк, 7 — Хатынахский, 7а — Басугуинский, 7б — Сторожевой, 7в — Красивый, 7г — Грозовой, 7д — Столовый, 8 — Морджот; 9, 10 — северная и южная части Большого Анначага, 11 — Малый Анначаг, 12 — Тыэллахский, 13 — Уза-Ина, 14 — Хапчагай, 15 — Больших Порогов, 16 — Бохалчинский, 17 — Правобобинский, 18 — Малых Порогов; 19 — Нечинские, 20 — Улаханский, 21 — Севастопольский, 22 — Тенькинский, 23 — Бутугычагский, 24 — Ярыга, 25, 26 — северо-восточная и юго-западная части Сибердыкского, 27 — Геркулес, 28 — Тенкелийский, 29 — Ольчано-Анманмандинский, 30 — Урчачо-Буралкитский, 31 — Верхне-Омчанский); 12 — границы между тектоническими элементами: Колымским средним массивом (I), Иньяли-Дебинским мегасинклинорием (II), Адыча-Детринским мегантиклинорием (III) и Эльги-Кулинской зоной (IV).

ский, Сыачанский, Догдинский, Куреньинский, вытянутые в северо-западном направлении, косо пересекают в общем меридиональное простирание складчатых структур и переходят из Иньяли-Дебинского мегасинклинория и Туостахского антиклинория в Тас-Хаяхтахское поднятие. Аналогично в южной части Адыча-Бохапчинской зоны, в верховьях р. Колымы массивы Тыэллахский, Малый Анначаг, Большой Анначаг, Уаза-Ина, Больших Порогов, вытянутые в субмеридиональном направлении, секут складки северо-западного простирания. Некоторые из этих массивов переходят из Иньяли-Дебинского мегасинклинория в Аян-Юряхский антиклинорий — составную часть Адыча-Детринского мегантиклинория, т. е. в структуру с иной историей геологического развития. По-видимому, расположение гранитоидных тел в этих участках в какой-то мере отражает направление глубинных разломов. По мнению В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958), глубинные разломы определяют размещение практически всех гранитоидных массивов в пределах Яно-Колымской складчатой области, чем и объясняется их расположение в виде поясов, ветвей, отходящих от южной части Главного пояса, и рядов. В частности, меридиональная ветвь южной части Главного пояса образована массивами Оханджинским, Чьорго, Малый Анначаг, Большой Анначаг (южная часть), Малых Порогов, Ярыга, Сибердыкским, Геркулес, Верхне-Омчанским и некоторыми другими.

Форма гранитоидных массивов Яно-Колымской складчатой области изучена недостаточно. Геологические наблюдения и геофизические работы позволили Ю. Я. Вашилову (1961, 1963) высказать предположение, что, в частности, массивы Большой Анначаг, Хатыннахский, Нечинский и некоторые другие имеют линзообразную форму, а подошва их примерно совпадает с нижней границей верхоянского комплекса. Мощность гранитных линз в 4—5 раз меньше их длины и ширины, и для разных массивов оценивается в 4—7 км.

Комплексе геофизических (электророндирование, гравимагнитометрия) и геологических исследований по профилю между массивами Оханджинским и Буркандинским, проведенных В. А. Кирилловым, Ф. Г. Заединовым и В. А. Серебряковым в 1958 г., позволил установить, что Оханджинский и Буркандинский массивы, расстояние между которыми составляет 10 км, на глубине соединяются друг с другом. К аналогичному выводу относительно массивов Тирехтяхского, Хатыннахского и Маяк пришел в 1958—1959 гг. Е. М. Кастальский, проводивший электропрофилеирование в бассейне р. Мылги.

Глубина формирования и степень эрозии гранитоидных массивов различны. В пределах массивов Чьорго, Оханджинского, Чибакалахского и других сохранились остатки кровли, представленные среднеюрскими и верхнеюрскими терригенными породами. Это дает возможность предполагать, что массивы образовались на умеренных и малых глубинах (не более 2—3 км).

Возраст гранитоидных массивов Яно-Колымской складчатой области неодинаков. В Иньяли-Дебинском мегасинклинии, по видимому, преобладают граниты, образовавшиеся в раннемеловое время или на границе поздней юры и мела. В южной части Яно-Колымской области установлено, что по мере движения к Охотско-Чаунскому вулканогенному поясу появляются относительно все более молодые граниты, в том числе позднемеловые. Согласно со складчатыми структурами интрузии северной части Яно-Колымской области многими геологами (Падалка, 1939; Равич, 1953; Еловских, 1961; Гринберг, Мокшанцев, 1968; Лебедева, 1969 г. и др.) считаются раннемеловыми. Возраст гранитоидных массивов, образующих поперечные ряды в бассейне рек Яны и Адычи, условно считается позднемеловым.

Такие типичные представители крупных гранитоидных массивов Яно-Колымской области, как Чьорго и Оханджинский, моложе малых интрузий, часть которых считается корнями позднеюрских эффузивов. По данным К. Н. Рудича, изучавшего Буркандинский массив в 1945 г. и массив Морджот в 1951 г., порфириды, кварцевые порфиры, диориты и другие породы, залегающие в виде даек и штоков, секутся и метаморфизуются гранитами. По наблюдениям автора (Серебряков, 1966), многочисленные тела диоритов и габброидов, дайки и межпластовые тела порфиритов, кварцевых порфиритов, липаритов, а также верхнеюрские вулканогенные породы в кровле и в экзоконтактах Негаяхского массива секутся и метаморфизуются гранитами. По наблюдениям А. К. Кондратенко, который проводил изучение Дарпирского массива в 1945 г., граниты метаморфизуют субвулканические и вулканогенные породы позднеюрского возраста, а также осадочные породы раннемелового возраста. По данным В. К. Лежоева, гранитоиды Чибалахского массива метаморфизуют отложения оксфорд-ранневожского возраста. Вулканогенные породы верхней юры прорываются гранитными породами Чималгинского, Барыллыэлахского, Хаяргастахского и других крупных массивов. По данным Л. И. Лебедевой (1969), гранитоиды ряда массивов в хребте Тас-Хаяхтах секут верхнеюрские терригенные породы и нижневожские эффузивы; гальки подобных гранитоидов обнаружены в верхнемеловых конгломератах Колымского массива.

Приведенные материалы подтверждают, что нижняя граница возраста гранитоидных массивов Иньяли-Дебинского мегасинклинии не ниже конца юры или начала раннего мела. Вместе с тем некоторые данные абсолютного возраста указывают на более древний возраст крупных гранитоидных тел. Так, по данным Л. В. Фирсова, для Оханджинского массива и Чьорго установлен возраст от 125 до 162 млн. лет; для Хиулчанского массива 118—121, 167, 172 млн. лет; для Буркандинского массива 148 млн. лет; для массива Морджот 160 млн. лет, а для Негаяхского массива даже от 148 до 212 млн. лет и т. д. Это позволило Л. В. Фирсову (1963) высказать мнение о среднеюрском времени формирования

рассматриваемых тел и считать их синорогенными, образованными раньше малых интрузий.

Определения абсолютного возраста гранитоидов, проведенные в лаборатории ЯФАН СССР (руководитель Н. И. Ненашев), показывают значительные колебания цифровых значений — от 110—120 до 160 млн. лет. Относительно молодой возраст установлен для Хаяргастахского (120 млн. лет) и для Чибагалахского (120—130 млн. лет) массивов. Для гранитоидов Порожной Цепи установлен возраст 150—160 млн. лет.

Накапливаются все больше фактов, указывающих на то, что в западном направлении, при переходе к Эльги-Кулинской зоне пологих дислокаций, а также в южном, с приближением к Охотско-Чаунскому вулканогенному поясу, гранитоидные массивы становятся моложе. Так, например, гранитоиды Чингаканского, Одонканского и других массивов цепи Сарычева метаморфизуют вулканогенные и субвулканические образования Тарынского массива и считаются К. Н. Рудичем (1959) позднеюрскими — раннемеловыми. На основании данных, полученных при определении абсолютного возраста Л. В. Фирсовым в лаборатории СВ КНИИ в 1963 г. установлено, что формирование дацитов, липарито-дацитов, андезитов-дацитов и других пород субвулканического Тарынского массива происходило в позднемеловое время (65—80 млн. лет). Примерно такой же возраст имеет Тас-Кыстабытский массив. Для гранодиоритов Тас-Кыстабытского массива установлен возраст 74, 95, 102 млн. лет, для гранитов — 123 млн. лет. Молодой возраст (от 68 до 111 млн. лет) имеют тела кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов в окрестностях Тас-Кыстабытского массива, а также Хеникенджинский (83,88 млн. лет) и Харанский массивы, находящиеся южнее Тас-Кыстабытского.

При переходе от Яно-Колымской складчатой области к Охотско-Чаунскому вулканогенному поясу наблюдается постепенное омоложение магматических пород. Оно устанавливается в нескольких участках южной части Яно-Колымской складчатой области, где может быть намечена своеобразная переходная зона. Так, на правом берегу нижнего течения р. Мылги располагается массив Маяк, сложенный двуслюдяными микроклиновыми гранитами, который граничит с Негаяхским массивом. Данные, полученные Б. Н. Владимировым в 1936 г. и автором в 1959 г., позволяют считать массив Маяк моложе Негаяхского. Это подтверждается и определениями абсолютного возраста гранитов Маяка (130—134 млн. лет). Расположенный юго-восточнее Хатыннахский массив имеет возраст 105—134 млн. лет. Молодой возраст имеют массивы Утинского ряда — Басугуньинский (125, 135 млн. лет), Сторожевой, Красивый (135 млн. лет) и Грозовой, расположенные к юго-востоку от Хатыннахского.

К югу от Негаяхского массива залегает один из крупных массивов Яно-Колымской складчатой области — Большой Анначаг. В. Н. Липатовым в 1958 и 1959 гг. установлено, что северная

часть его, сложенная биотитовыми гранитами, адамеллитами и гранодиоритами (89—92 млн. лет), моложе южной, представленной двуслюдяными микроклиновыми гранитами (105—160 млн. лет).

Южнее массива Большой Анначаг, на правом берегу р. Колымы, между рр. Детрин и Обо, расположены массивы Сибердыкский, Ярыга, Корабль и несколько мелких штоков. Здесь в 1962 г. Н. В. Ичетовкиным, А. У. Филиповым и автором установлена следующая последовательность образования интрузивных пород (от древних к молодым):

а) среднезернистые биотитовые адамеллиты юго-западной части массива Сибердык (151 млн. лет) и массива Ярыга (150 млн. лет);

б) двупироксеновые кварцсодержащие диориты, секущие биотитовые адамеллиты в юго-западной части Сибердыкского массива и образующие реликтовые тела в гранитах его северо-восточной части;

в) мелкозернистые двуслюдяные граниты, которые образуют в Сибердыкском массиве секущие штокообразные тела в биотитовых адамеллитах юго-западной части и реликтовые тела среди более молодых роговообманково-биотитовых гранитов северо-восточной части;

г) крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты и адамеллиты северо-восточной части Сибердыкского массива (126 млн. лет). По-видимому, наиболее древние породы этого массива одновозрастны с гранитоидами массивов Большого Анначага (южная часть), Чьорго, Оханджинского, а наиболее молодые имеют меловой возраст.

Сложность геологической истории в рассматриваемом районе не исчерпывается теми фазами магматизма, которые установлены в пределах Сибердыкского массива. Здесь обнаружены многочисленные мелкие штоки гранитоидов, а также дайки андезитов, кварцевых порфириров, кварцевых порфириров, интрузивных липарито-дацитов и других пород. Часть дайковых пород моложе всех встречающихся в массиве гранитоидов; они аналогичны типичным дайкам Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. Другие дайки древнее всех описываемых гранитоидов. Следовательно, не только образование гранитоидных массивов в бассейне Обо и Детрин, но и образование даек связано с магматическими процессами, протекавшими как в Иньяли-Дебинском мегасинклинории, так и в Охотско-Чаунском вулканогенном поясе. Можно говорить о 10—12 фазах магматизма, проявившихся здесь, в том числе о 6—7 фазах разновозрастных гранитоидных и диоритовых пород. Из них не менее половины связана с магматическими процессами, происходившими в меловое время в Охотско-Чаунском вулканогенном поясе. Следует отметить, что в районе таких типичных верхнеюрских — нижнемеловых массивов, как Чьорго и Оханджинский,

насчитывается до 5 фаз магматизма, а в районе наиболее сложного Негаяхского массива — не более 7 фаз.

Еще южнее, в районе пос. Усть-Омчуг, кроме разновозрастных интрузивных пород появляются покровы эффузивов Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. Автором в 1953—1956 гг. здесь установлена такая последовательность образования изверженных пород:

а) палеотипные андезиты, дациты и их туфы нараулийской свиты верхнего мела, а также связанные с ними субвулканические интрузии;

б) диориты и кварцевые диориты;

в) гранитоиды массивов Геркулеса (106, 110 млн. лет), Тенкелийского (112—115 млн. лет), Ольчано-Анманманджинского (80 млн. лет), Урчано-Буралкитского и Верхне-Омчанского (94—105 млн. лет);

г) преимущественно кислые вулканогенные породы хольчанской свиты верхнего мела и связанные с ними субвулканические интрузии;

д) дайкообразные тела и штоки псевдосферолитовых гранит-порфиров с повышенной щелочностью;

е) кайнотипные липариты и игнимбриты ольской свиты и связанные с ними субвулканические интрузии (конец позднего мела);

ж) андезиты и андезито-базальты и связанные с ними субвулканические дайки (границы верхнего мела и палеогена);

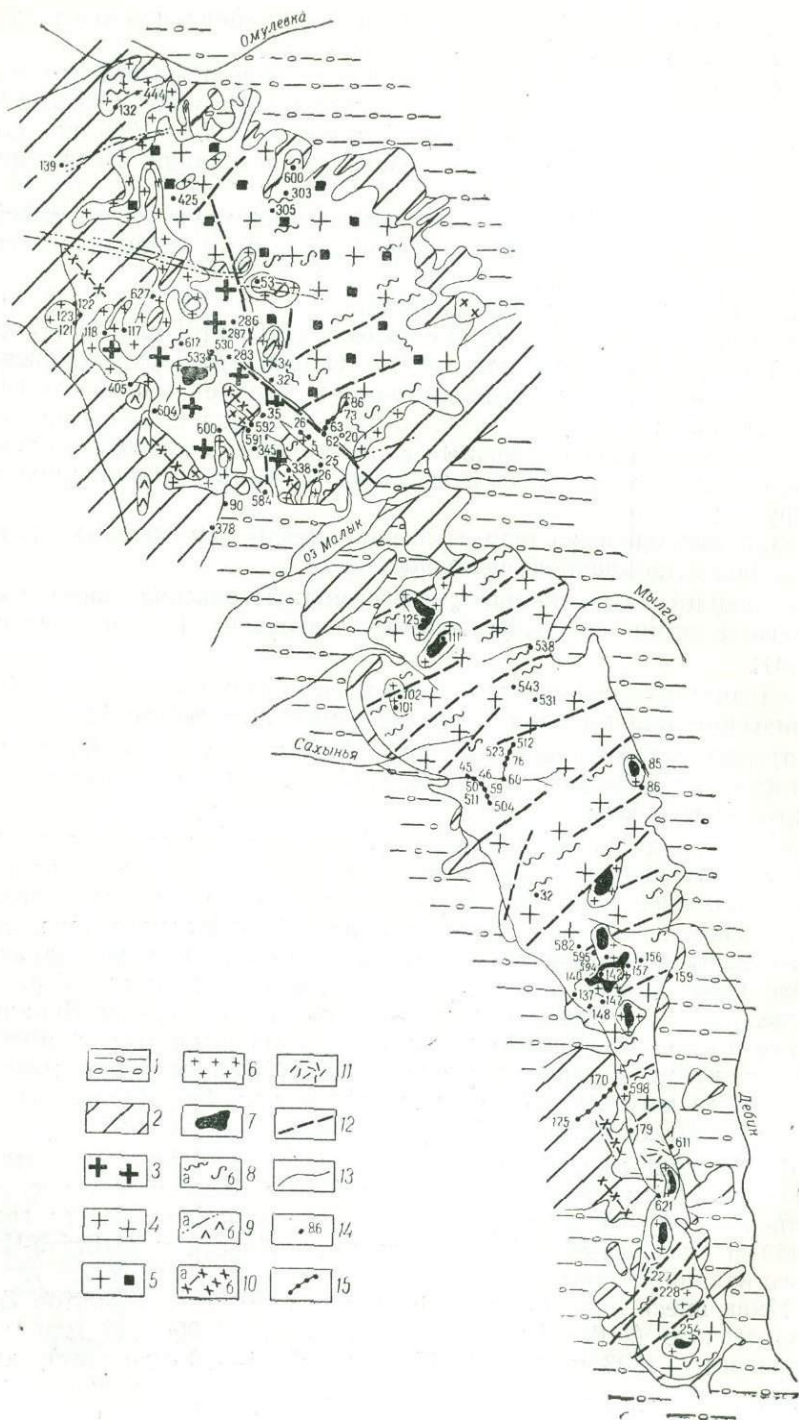
з) роговообманково-биотитовые адамеллиты и граниты молодой фазы из Верхне-Омчанского, Небуканджинского (73 млн. лет) и других массивов;

и) дайки диабазов и андезито-базальтов, являющиеся, вероятно, корнями палеогеновых эффузивов. Диориты, которые являются здесь наиболее древними интрузивными породами, по возрасту, по-видимому, сходны с диоритами из дайкообразного тела, секущего наиболее древние биотитовые адамеллиты юго-западной части Сибердыкского массива. Гранитоиды массивов Геркулес, Тенкелийского, Ольчано-Анманманджинского, Урчано-Буралкитского, Верхне-Омчанского, возможно, одновозрастны с молодыми гранитами северо-восточной части Сибердыкского массива. Еще более молодые гранитоиды района пос. Усть-Омчуг, очевидно, не имеют аналогов на более северных территориях.

Гранитоидные породы Аян-Юряхского антиклинория, который расположен в юго-восточной части Адыча-Детринского мегантиклинория, по возрасту являются промежуточными между гранитоидами Яно-Колымской складчатости области и Охотско-Чаунского вулканогенного пояса.

Имеющиеся определения абсолютного возраста гранитов Севастопольского (110—112 млн. лет), Улахана (109—108 млн. лет), Террасового (133 млн. лет), Нечинских (81—98 млн. лет), Хени-





канджинского (93—98 млн. лет), Бутугычагского и других массивов подтверждают их поздние и раннемеловой возраст.

**Массивы Чьорго и Оханджинский.** Гранитоидные массивы Чьорго и Оханджинский являются относительно простыми однофазными\* гранитными телами. Они располагаются в ядре антиклинальной складки, образованной терригенными породами верхоянского комплекса. На дневную поверхность в приконтактных частях выходят юрские, в том числе верхнеюрские породы. Массивы сложены на 90—95% биотитовыми адамеллитами, двуслюдяными адамеллитами и двуслюдяными гранитами (гранитоиды главной фации). Значительным распространением пользуются разнообразные по структуре лейкократовые и двуслюдяные граниты жильной фации\*\*. Около пологих контактов расположены разнообразные лейкократовые и двуслюдяные граниты фации эндоконтактов. На водоразделах местами сохранились участки контактово-метаморфизованных, в том числе гранитизированных осадочных пород кровли.

**Вмещающие породы.** Гранитные массивы Чьорго и Оханджинский (см. рис. 2, 3) расположены в ядре линейной антиклинальной складки с размахом крыльев 30—35 км, входящей в состав Иньяли-Дебинского мегасинклинария. Вмещающими породами являются песчано-глинистые отложения юрского возраста, среди которых выделяются три свиты различного литологического состава.

**Нижняя свита** выделена А. А. Николаевым в 1942 г. под названием берелехской. Решением стратиграфического совещания в г. Магадане (1957 г.) она отнесена к ранней юре. Свита характеризуется преобладанием в ее составе глинистых сланцев; в верхних частях в большом количестве появляются косослоистые алевролиты, реже песчаники. Породы свиты пользуются почти исключительно развитием в ближних экзоконтактах северной части массива Чьорго, а также западнее Оханджинского массива. Мощность свиты 1400—1500 м.

\* Под фазой применительно к гранитоидам понимается внедрение (или образование) магмы, отделенное от следующего внедрения (или магмаобразования) временем, достаточным для кристаллизации расплава и полного (или частичного) охлаждения.

\*\* Фация — разновидность гранитоидов, образованная в результате магматической или послемагматической дифференциации вещества одной фазы магматизма.

Рис. 3. Схематическая геологическая карта массивов Чьорго и Оханджинского 1 — четвертичные ледниковые и аллювиальные отложения; 2 — контактово-метаморфизованные юрские песчано-глинистые отложения; 3 — среднезернистые биотитовые адамеллиты; 4 — биотитовые и двуслюдяные адамеллиты; 5 — среднезернистые двуслюдяные граниты; 6 — мелкозернистые, среднезернистые, иногда крупнозернистые, обычно порфиридные лейкократовые и двуслюдяные граниты, гранит-пегматиты, гранит-аплиты; 7 — гранитизированные породы кровли; 8 — жильные тела лейкократовых и двуслюдяных гранитов (а) и пегматитов (б); 9 — догранитные дайки (а) и штоки (б) кварцевых порфиров и интрузивных липарито-дацитов; 10 — догранитные дайки (а) и штоки (б) порфиритов, диоритов, кварцевых диоритов; 11 — жильный кварц; 12 — разрывные тектонические нарушения; 13 — геологические границы; 14 — № обозначения; 15 — детальные петрографические разрезы

*Средняя свита* (сусуманская, по А. А. Николаеву, 1942) характеризуется преобладанием кослоистых алевролитов, переслаивающихся с подчиненными прослоями глинистых сланцев и песчаников. Породы свиты обнажаются южнее Оханджинского массива, а также в ближнем экзоконтакте южной части массива Чьорго, где они охарактеризованы среднеюрской фауной. Свита отнесена в корреляционной схеме (1957 г.) к позднему лейасу и средней юре. Мощность — 1400 м.

Основные разновидности пород берелехской и сусуманской свит подверглись химическому анализу, результаты которых отражены в табл. 26.

*Верхняя свита* (омулевская, по А. А. Николаеву, 1942 г.; кунтукская в корреляционной схеме отложений юры Северо-Востока СССР) состоит преимущественно из массивных серых и зеленовато-серых песчаников. Решением стратиграфического совещания в 1957 г. была отнесена к низам верхней юры (келловей). Породы свиты установлены в 500—700 м к западу от контакта южной части массива Чьорго. Мощность — 1200 м.

В северо-западном экзоконтакте Оханджинского массива при геологическом картировании в 1962 г. П. П. Лычагиным и О. Н. Омировым установлены верхнеюрские (келловей — оксфорд) терригенно-флишоидные отложения.

Форма массивов. Массив Чьорго имеет площадь 730 км<sup>2</sup> и характеризуется формой, несколько напоминающей теннисную ракетку. Массив вытянут на 73 км в северо-западном направлении, параллельно направлению складок. Ширина его изменяется от 2 до 21 км. На массиве сохранились довольно крупные остатки осадочных пород кровли, в результате метаморфизма превращенных в гранитизированные породы, в биотитовые и другие роговики. Наличие остатков кровли свидетельствует о небольшой глубине эрозионного среза. С юго-востока на северо-запад имеет место постепенный подъем кровли массива.

Оханджинский массив имеет площадь 700 км<sup>2</sup> при длине 42 и максимальной ширине 25 км. Массив вытянут в северо-западном направлении, однако это выражено не столь отчетливо, как для массива Чьорго. В пределах массива сохранились многочисленные участки кровли, сложенные ороговикованными глинистыми сланцами со слоистостью, близкой к горизонтальной. Плоскость контакта примерно параллельна слоистости. Расположение остатков кровли и геоморфологические особенности местности дают возможность составить представление о форме массива. Гипсометрически наиболее высокий участок (купол) находится в восточной части массива, т. е. на левобережье среднего и верхнего течения рч. Оханджи, где кровля почти полностью уничтожена эрозией. К западу (на правобережье рч. Оханджа) располагается крупный прогиб кровли, осложненный более мелкими куполами и прогибами. Здесь сохранились значительные по площади участки вме-

шающих глинистых сланцев. Превышение купола над этим прогибом равно примерно 0,7 км.

Падение слоистости вмещающих пород везде имеет направление от массивов. В экзоконтактах северной и южной частей массива Чьорго вмещающие породы падают круче (до  $60^\circ$ ), чем в экзоконтактах средней, наиболее узкой части этого массива, где преобладают углы падения  $10-20^\circ$ . Западнее и южнее Оханджин-

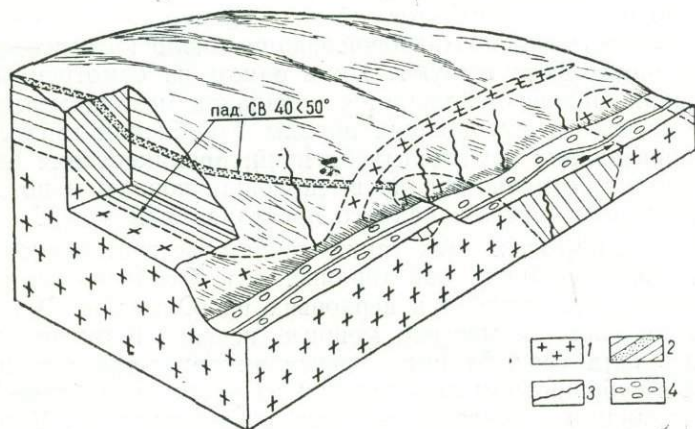


Рис. 4. Контакт массива Чьорго с вмещающими породами в обн. № 159 (правая вершина руч. Моренного)

1 — контакт адамеллитов с ороговикованными осадочными породами; 2 — глинистые и алевролитовые сланцы с прослоями песчаников; 3 — жилы аплита; 4 — аллювий

ского массива вмещающие породы характеризуются весьма пологим ( $10-30^\circ$ ) моноклиальным залеганием, тогда как восточнее они имеют более крутое (до  $60^\circ$ ) падение.

А. И. Зубов в 1942 г. на основании наблюдений согласного с осадочными породами залегания плоскости контакта массива Чьорго пришел к выводу о связи складкообразования с внедрением гранитной магмы. Однако осмотр указанных А. И. Зубовым и некоторых других обнажений позволил установить следующее. Согласно с залеганием осадочных пород положение плоскости контактов наблюдается только в руч. Щель и в правой вершине руч. Моренного (рис. 4); в левой вершине руч. Моренного плоскость контакта имеет весьма прихотливую форму. При внимательном осмотре этих обнажений удалось установить, что лишь отдельные участки плоскости контакта имеют согласное с вмещающими породами залегание, тогда как по падению эта плоскость местами сечет слоистость осадочных пород. Характерно, что в участках согласного залегания плоскости контакта гранитов и осадочных пород контакт всегда приурочивается к лежащему боку слоев глинистых сланцев.

Согласное залегание плоскости контакта и слоистости осадочных пород нередко наблюдается также в пределах Оханджинского массива. Так, плоскость южного контакта полого падает на юг согласно со слоистостью пород кровли.

Выявленные особенности формы массивов интересны в том отношении, что с ними связано распределение внутри массива разновидностей гранитных пород. Так, юго-западная часть Оханджинского массива (прогиб кровли) сложена в основном биотитовыми адамеллитами; северо-восточная (купол) — двуслюдяными гранитами; около пологих контактов обычно распространены — лейкократовые граниты эндоконтактной фации, около крутых — лейкократовые граниты отсутствуют. Ни в одном из осмотренных коренных обнажений не наблюдается признаков механического воздействия магмы на вмещающие породы (дробления вмещающих пород и образования эруптивных брекчий; проникновения расплава по трещинам отдельности во вмещающие породы и по догранитным разрывам северо-западного простирания и т. д.).

Наличие реликтовых даек также свидетельствует о спокойных условиях формирования гранитоидных тел. Особенно протяженная полоса их установлена в верховьях рч. Оханджа. В осадочных породах западнее массива мощные, нередко ветвящиеся дайкообразные тела (рис. 5) интрузивных липарито-дацитов прослеживаются в субширотном направлении на расстояние более 12 км. Ближе к западному контакту массива в верховьях рч. Буркандя и руч. Гаранджа эти дайки без изменения залегания входят в тело массива и протягиваются в нем на 20 км. Нередко вместе с дайками в гранитах сохраняются участки контактово-метаморфизованных вмещающих глинистых сланцев, которые полосой вытянуты вдоль контактов дайковых тел, подчеркивая их форму и условия залегания. В массиве интрузивные липарито-дациты метаморфизованы и перекристаллизованы, приобретая вид резко порфировидных гранитов, лишь закаленные приконтактные части даек местами изменены слабо. Повсеместно реликтовые дайки секутся жилами лейкократовых гранитов.

Установлено, что в экзоконтактах Оханджинского и Негайского массивов складчатые структуры пересекаются малыми интрузиями (см. рис. 5), которые, как отмечалось в свою очередь, метаморфизуются гранитами. Таким образом, гранитные тела являются после- или во всяком случае позднескладчатыми.

Строение и состав. Массивы Чьорго и Оханджинский состоят из следующих разновидностей гранитоидов:

а) биотитовые адамеллиты (юго-западная часть Оханджинского массива), двуслюдяные адамеллиты (массив Чьорго) и двуслюдяные граниты (северо-восточная часть Оханджинского массива) главной фации;

б) лейкократовые и двуслюдяные граниты жильной фации и фации эндоконтактов;

в) гранитизированные (фельдшпатизированные и перекристаллизованные) породы кровли и ксенолитов;

г) гидротермально-измененные граниты и гидротермальные жилы.

Гранитоиды главной фации из юго-западной и северо-восточной частей Оханджинского массива и массива Чьорго несколько различаются по своим особенностям. Массив Чьорго на современном

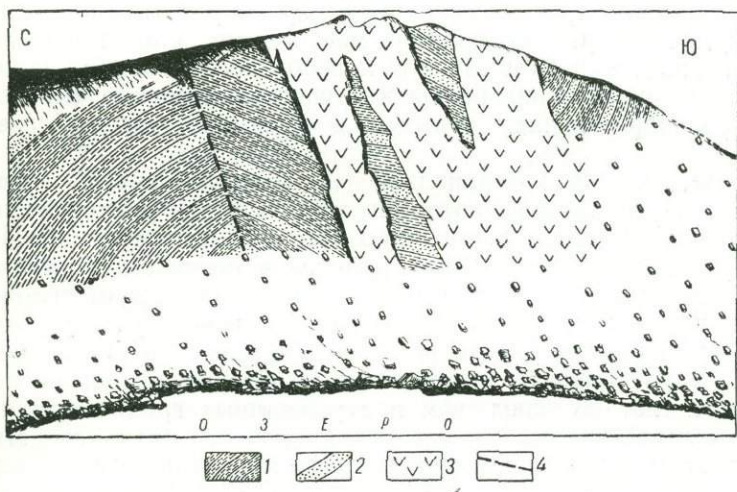


Рис. 5. Соотношение дайкообразного тела догранитных интрузивных липарито-дацитов со складками в обн. № 139, 140 (вершина рч. Левая Горанджа)

1 — глинистые сланцы и алевролиты; 2 — песчаники; 3 — интрузивные липарито-дациты; 4 — сброс

уровне эрозионного среза на 95% сложен двуслюдяными весьма однообразными адамеллитами. По внешнему виду это среднезернистые, обычно порфиоровидные, светло-серые, массивные породы, содержащие крупные кристаллы полевых шпатов и кварца. Метасоматическое или бластическое происхождение большей части таких зерен доказывается обилием включений в них полужамененных зерен других минералов и метасоматическими соотношениями с окружающими минералами. Переходы адамеллитов к более кислым разновидностям наблюдаются местами в приконтактных частях и около жильных тел лейкократовых гранитов.

Юго-западная часть Оханджинского массива сложена биотитовыми адамеллитами, а северо-восточная (восточнее и севернее рч. Оханджа) — двуслюдяными гранитами. Биотитовые адамеллиты представлены довольно однообразными среднезернистыми, массивными, светло-серыми породами, отличающимися от адамеллитов Чьорго равномерной зернистостью, почти полным отсутствием

мусковита и хлорита и несколько более темной окраской. Переходы амаеллитов к более лейкократовым разновидностям наблюдаются около контактов жильных тел лейкократовых гранитов и с приближением к контактам с вмещающими породами. В этих случаях в амаеллитах появляются крупные зерна полевых шпатов, мусковит и хлорит, и породы становятся более светлыми.

Двуслюдяные граниты представлены средне- и крупнозернистыми, обычно порфиризовидными (порфиробластовыми), светло-серыми, иногда чуть розоватыми, массивными породами, отличающимися от амаеллитов Чьорго и особенно юго-западной части Оханджинского массива большей крупнозернистостью, более светлой окраской, наличием видимых в образцах чешуек светлых слюд.

Переход между юго-западной и северо-восточной частями Оханджинского массива, которые сложены столь различающимися гранитоидами главной фации, приходится на долину рч. Оханджа, поэтому переходные разности гранитов в основном уничтожены размывом. Лишь на отдельных участках — на правом склоне долины нижнего течения рч. Оханджи и в некоторых других местах — такие граниты были встречены. В них содержится больше плагиоклаза и биотита и меньше калинатрового полевого шпата, альбита и светлых слюд, чем в двуслюдяных гранитах; калинатовый полевой шпат нередко пелитизирован (что свойственно амаеллитам и практически не встречается в типичных двуслюдяных гранитах Оханджинского массива) и т. д. Вместе с тем указанные отличия от типичных двуслюдяных гранитов северо-восточной части Оханджинского массива этих промежуточных по свойствам гранитных пород невелики, поэтому выделить их в особую группу гранитов главной фации не представляется возможным.

*Лейкократовые граниты жильной фации и фации эндоконтактов* рассматриваются совместно, так как свойства их (состав, структурные особенности и свойства минералов) практически одинаковы. В некоторых случаях жилы являются ответвлениями тел, приуроченных к эндоконтактам. Так, мощное пологое тело лейкократовых гранитов, залегающее ниже гранитизированных пород кровли в верховьях руч. Вилор, соединено с крутопадающими жилами мелкозернистых и среднезернистых лейкократовых гранитов, секущими амаеллиты ниже и гранитизированные выше пологого тела. В группу лейкократовых гранитов входят мелкозернистые, иногда аплитовидные граниты, среднезернистые и крупнозернистые лейкократовые граниты, гранит-пегматиты, реже типичные пегматиты (жильные и линзообразные обособления).

Все выделенные разности нередко наблюдаются в пределах одного тела, имея постепенные переходы друг с другом и с вмещающими гранитоидами. Значительно реже наблюдаются жильные тела, сложенные однообразными, обычно средне-мелкозернистыми гранитами. Контакты таких тел с вмещающими гранитои-

дами резкие, с иногда наблюдаемым уменьшением крупности зерна около контакта (закалка?).

Лейкократовые граниты залегают в виде крутопадающих жил и тел преимущественно северо-восточного простирания, обычная мощность которых составляет 0,2—2 м, редко до 10 м; в виде более мощных (десятки метров) пологопадающих тел и значительными по площади участками около пологих контактов. Лейкократовые граниты имеют белый или светло-серый цвет, массивное или грубо-полосчатое сложение. Массивная текстура свойственна преимущественно мелкозернистым, иногда среднезернистым разновидностям, залегающим обычно в виде маломощных и средней мощности жил. Более мощные жилы и тела или раздувы маломощных жил часто имеют полосчатое сложение, обусловленное чередованием гранитов различной структуры. В мощных, главным образом пологозалегающих телах нередко линзовидные участки метасоматически измененных вмещающих гранитов главной фации.

Пегматоидные образования представлены линзами, имеющими размеры до 25 см в поперечнике и до 3 м в длину. Довольно часто отмечаются почти изометричные формы таких линз. Более протяженные жилы гранит-пегматитов и пегматитов встречаются иногда в ближних экзоконтактах массивов. В эндоконтактах юго-западной части Оханджинского массива наблюдаются участки площадного развития двуслюдяных пегматитов, вытянутые вдоль контакта на десятки метров при мощности до 15 м. В центральных частях пегматитовых линз изредка встречаются мелкие прозрачные кристаллы горного хрусталя, иногда крупные кристаллы мориона, нередко радиально-лучистые сростания турмалина.

Средняя часть пегматитовых обособлений окружена крупнозернистыми двуслюдяными гранит-пегматитами с графическим сростанием кварца и полевых шпатов. Рудных или каких-либо редких минералов в пегматоидных обособлениях Чьорго не встречено. В пегматитовых жилах Оханджинского массива обнаружены единичные зерна арсенопирита, иногда альмандина, андалузита и кордиерита.

В мелкозернистых и среднезернистых лейкократовых гранитах из жильных тел и экзоконтактов нередко наблюдаются своеобразные шаровидные обособления размером до 10 см в поперечнике; они состоят из изометричных зерен железистого турмалина (до 75%), кварца и полевых шпатов.

Среди жил лейкократовых гранитов отмечены жилы двух типов: 1) с резкими контактами и 2) жилы, имеющие постепенные переходы к вмещающим гранитоидам. Резкие контакты имеют обычно жилы мелкозернистых, реже среднезернистых гранитов. Иногда ксенолиты фельдшпатизированных осадочных пород в алмеллитах пересекаются жилой на две части. Это свидетельствует о том, что жила была образована путем выполнения открытой трещины. Иногда в таких жилах наблюдается уменьшение крупности зерен около контакта.

Жильные тела среднезернистых, крупнозернистых, иногда мелкозернистых лейкократовых гранитов часто имеют нерезкие контакты с признаками замещения и метасоматического изменения вмещающих гранитоидов главной фации (рис. 6). Измененные вмещающие адамеллиты нередко сами становятся частями жил. При этом ксенолиты гранитизированных осадочных пород, которые содержатся в подобных лейкократовых гранитах, не потеряли своих главных особенностей и наличие их является одним из признаков метасоматической природы таких тел. Иногда метасоматическое образование лейкократовых гранитов происходит вдоль трещин в догранитных малых интрузиях.

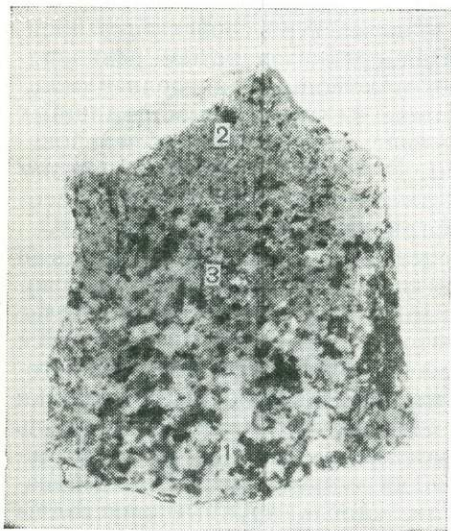


Рис. 6. Метасоматическое образование лейкократового гранита за счет среднезернистого двуслюдяного гранита главной фации (левобережье нижнего течения рч. Оханджа)

Внутри мощных жильных тел нередко линзообразные ксенолиты измененных вмещающих гранитоидов главной фации. Нередко аналогичное метасоматическое изменение отмечается также в гранитоидах главной фации около жильных тел лейкократовых гранитов. Полнейшая аналогия подобных гранитов и лейкократовых гранитов, залегающих около пологих контактов массивов, позволяет, наряду с другими фактами, считать, что эти последние

образованы за счет метасоматического изменения гранитоидов главной фации в участках концентрации растворов.

С. Г. Котляр, исследовавший в 1946 г. массив Чьорго, считал лейкократовые граниты пологозалегающих тел грейзенизированными породами, а среди лейкократовых гранитоидов крутопадающих жил выделял гранит-порфиры, гранит-аплиты и гранит-пегматиты. Однако фактически как среди лейкократовых гранитов из крутопадающих жил, так и среди таких же пород из пологозалегающих тел обычны признаки грейзенизации. В пределах массива Чьорго жилы лейкократовых гранитов распространены неодинаково. В наибольшем количестве они наблюдаются в приконтактных частях. С удалением от контакта количество и мощность жил лейкократовых гранитов отчетливо уменьшается, а в наиболее глубоко вскрытых частях массива (вершина рч. Сахынья) они отсутствуют. Местами в приконтактных частях массива жи-

лы лейкократовых гранитов встречаются через 0,2—1 м друг от друга и чаще.

Крутопадающие жильные тела лейкократовых гранитов в Оханджинском массиве аналогичны этим телам в массиве Чьорго. Они имеют мощность от нескольких сантиметров до 5 м. Нередко наблюдается выклинивание жил по простиранию. В раздвухах встречаются линзовидные пегматоидные обособления. Преимущественное простирание жил в массиве Чьорго северо-восточное 40—60°; в Оханджинском массиве жильные тела имеют как северо-восточное, так и северо-западное простирание.

Пологозалегающие тела лейкократовых гранитов параллельны трещинам отдельности *L*. Обычная мощность таких тел 5—10 м; с приближением к кровле массивов их мощность в общем увеличивается. Лейкократовые граниты фации эндоконтактов пользуются ограниченным распространением в массиве Чьорго и довольно широким — в Оханджинском массиве. В пределах обоих массивов они установлены ниже остатков кровли, сложенных гранитизированными породами, и около пологих боковых контактов. Лейкократовые граниты образуют здесь линзообразные и плитообразные тела мощностью от 5 до 120 м, имеющие нерезкие контакты с подстилающими адаметеллитами главной фации. В составе этих тел обнаружены среднезернистые, в меньшем количестве крупнозернистые и мелкозернистые граниты, линзы и изометричные обособления пегматитов, участки метасоматически измененных (альбитизированных, окварцованных, мусковитизированных) адаметеллитов главной фации. Все эти разновидности гранитоидов залегают в виде параллельных друг другу и плоскости контакта линзообразных тел, имеющих преимущественно нерезкие взаимные переходы. Значительно реже здесь встречаются секущие жилы мелкозернистых гранитов. Около боковых контактов массива Чьорго рассматриваемые граниты встречаются редко, что связано, по-видимому, с относительной крутизной контактов. В пределах Оханджинского массива, около его западного пологого контакта, эти породы распространены очень широко, протягиваясь почти непрерывной полосой на 35 км при ширине до 4 км. Преобладают здесь среднезернистые двуслюдяные граниты, однако в значительном количестве встречаются и другие разновидности (аплитовидные граниты, гранит-пегматиты, пегматиты, резко порфировидные граниты и т. д.), которые образуют субпараллельные линзовидные тела, вытянутые вдоль контакта массива и часто не имеющие резких контактов друг с другом. При этом аплитовидные граниты и гранит-пегматиты чаще располагаются в непосредственном контакте массива с вмещающими породами. Нередки здесь также секущие жилы лейкократовых гранитов. В миниатюре сложное строение эндоконтактовых участков массива показано на рис. 7.

*Гранитизированные осадочные породы кровли и ксенолитов, приближающиеся по составу к гранодиоритам и кварцевым дио-*

ритам, встречаются преимущественно в северной части массива Чьорго, реже в других его частях и в пределах Оханджинского массива. Нередко в описываемых породах содержатся реликты относительно слабо перекристаллизованных роговиков (рис. 8).

Рассматриваемые породы одинаковы как в остатках кровли, так и в ксенолитах. Площадь остатков кровли, сложенных грани-

тизованными породами, до  $8 \text{ км}^2$  при мощности от 20—30 до 100—150 м. Ксенолиты представлены мелкими (5—10 см) округлыми включениями, залегающими среди гранитов главной фации и эндоконтактов, и встречаются редко. Какой-либо закономерности в распределении ксенолитов в массивах и друг относительно друга не наблюдается.

Гранитизированные породы кровли залегают на вершинах водоразделов и часто подстилаются пластообразными телами лейкократовых гранитов, причем, чем мощнее такое тело, тем более изменены перекрывающие породы. Контакт гранитизированных осадочных пород кровли с подстилающими гранитами резкий, как это наблюдалось в верховьях ручьев Вилор и Маритичен.

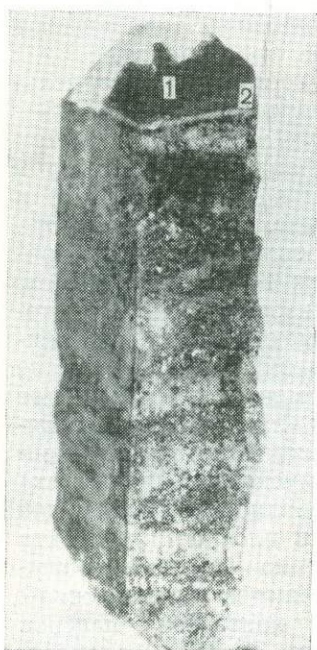
*Гидротермальные образования* представлены кварцевыми, турмалино-кварцевыми, изредка кальцитовыми жилами и гидротермально-измененными (в том числе грейзенизированными) гранитами.

Кварцевые и турмалино-кварцевые жилы распространены преимущественно в приконтактных и апикальных частях массивов и в роговиках ближнего экзоконтакта. Как правило, эти разновидности жил постепенно переходят друг в друга. Обычная мощность жил 5—15 см, протяженность — от 10 до 200 м.

Рис. 7. Метасоматическая полосчатость гранитов из контакта с вмещающими породами (обн. 5, правобережье нижнего течения рч. Оханджа)

Подавляющее большинство жил в пределах массива Чьорго имеет северо-восточное простирание при преимущественно крутом падении; в Оханджинском массиве гидротермальные образования слагают тела как северо-западного, так и северо-восточного простирания. В юго-западной части Оханджинского массива встречены мощные (до 5 м) линзовидные тела, состоящие из примерно равных количеств кварца и турмалина (см. рис. 41).

Гидротермально-измененные гранитоиды наблюдаются сравнительно редко. Обычная мощность тел этих пород — десятки сантиметров, изредка — метры и десятки метров; простирание северо-



восточное  $45-80^\circ$ , реже близкое к меридиональному, падение крутое. Наиболее мощные зоны гидротермального изменения гранитов встречены на левобережье руч. Малинового (обн. № 85/57, 86/57), в верховьях рч. Оханджа, на севере Оханджинского массива (обн. 305) и в ряде других участков. Породы здесь представлены интенсивно грейзенизированными гранитами и секутся про-

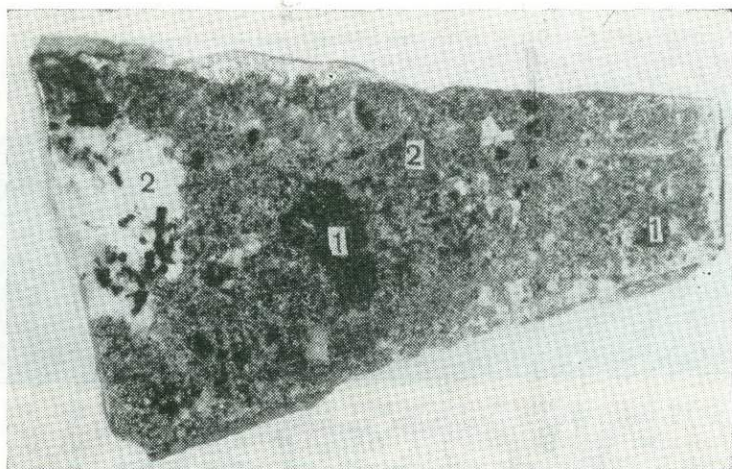


Рис. 8. Гранитизированная осадочная порода. Северная часть массива Чьорго. Видны реликты слабо перекристаллизованных пород (1) и порфиробласты полевых шпатов (2)

жилками кварца. Иногда отмечаются окварцованные породы, в которых альбит и хлорит присутствуют в количестве не более 20—25% в виде реликтов среди кварца, а также хлоритизированные, серицитизированные, турмалинизированные и карбонатизированные гранитоиды.

Необычное для рассматриваемых массивов гидротермальное изменение гранитоидов наблюдалось также и на правобережье среднего течения рч. Оханджи (обн. № 283), где биотитовые адамеллиты и трещины в них содержат новообразования пироксена, амфибола, хлорита, магнетита, титанита и апатита.

Рудная минерализация в гидротермальных образованиях незначительная. А. И. Зубовым в 1942 г. установлены в экзоконтакте массива Чьорго арсенопирит, пирит и молибденит; им же отмечены тонкие прожилки арсенопирита в гранитах. При этом наиболее обычным рудным минералом в жилах, секущих массивы, является арсенопирит. В искусственных шлихах из гидротермальных образований Оханджинского массива обнаружены единичные зерна вольфрамит, пирита, касситерита.

Возраст массивов. По данным ряда исследователей, проводивших в рассматриваемом районе поисково-съёмочные работы, дайки и интрузивные тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров и диоритовых пород, секущие средне- и верхнеюрские отложения, древнее массива Чьорго. К такому же заключению приходит и автор в 1957 г.: дайки кварцевых порфиров и порфиристов, залегающие в ближнем экзоконтакте массива, превращены в ро-

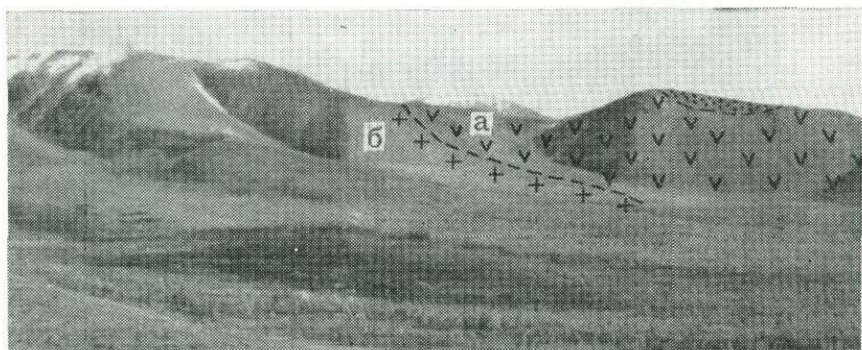


Рис. 9. Пологое тело догранитных кварцевых порфиров (а) в контакте с адалеллитами (б). Вершина руч. Ожидание. Рельеф юго-западной части Оханджинского массива (обн. 108/58—112/58)

вики. В 1958 г. в экзоконтактах Оханджинского массива установлены пересечения гранитоидами малых интрузий порфиристов, кварцевых порфиров, диоритов и интрузивных липарито-дацитов, по-видимому, позднеюрского возраста (рис. 9). Эти данные указывают на более молодой возраст рассматриваемых массивов по отношению к малым интрузиям. Даек, секущих массивы Чьорго и Оханджинский, не встречено. В 1962 г. П. П. Лычагиным и О. Н. Омировым к северо-западу от Оханджинского массива обнаружены контактово-метаморфизованные терригенные породы келловей-оксфордского возраста. Следовательно, можно предполагать, что образование массивов происходило в раннемеловое время.

Для нескольких образцов гранитоидов из массивов Чьорго и Оханджинского Л. В. Фирсовым были произведены определения абсолютного возраста кали-аргоновым методом. Для среднезернистых биотитовых адалеллитов Чьорго обр. № 50/57, 147/57 и 512—1/57 получены цифры 156, 151 и 164 млн. лет; для лейкократовых гранитов обр. № 227—1/57 и 228—2/57 — 130 млн. лет. Из юго-западной части Оханджинского массива определялся возраст биотитового адалеллита (152 млн. лет), биотитового гранита (154 млн. лет), двуслюдяного гранита из эндоконтакта (149 млн. лет), лейкократового гранита из жилы (147 млн. лет) и микроклинового пегматита (125 млн. лет). Из северо-восточной

части массива анализировались образцы среднезернистого двуслюдяного микроклинового гранита главной фации, неравномернозернистого двуслюдяного микроклинового гранита из эндоконтакта и микроклинового пегматита с турмалином из миаролового обособления, возраст которых равен соответственно 162, 146 и 142 млн. лет. Таким образом, формирование массивов происходило, по данным этих определений, в интервале времени от раннего мела до середины юры. Для однофазных массивов, какими являются рассматриваемые гранитоидные тела, эти цифры, по-видимому, не отражают точной датировки геологических событий. Разница между крайними значениями возраста — 37 млн. лет — связана или с погрешностями анализа или с геологическими процессами, которые пока не учитываются при интерпретации результатов анализа. Одной из возможных причин является различная степень постмагматической перекристаллизации гранитоидов.

**Тектоника.** Гранитоиды главной фации центральной части массивов секутся трещинами отдельности обычных пяти направлений. Наиболее отчетливы в обнажениях крутопадающие трещины, имеющие северо-восточное простирание  $60-80^\circ$ , т. е. идущие примерно под прямым углом к длинной оси массивов. Эти трещины являются наиболее протяженными; нередко к ним приурочены жилы лейкократовых гранитов и прожилки кварца; по ряду признаков они соответствуют трещинам Q Клооса.

Столь же протяженными, но обычно закрытыми и менее отчетливыми являются крутопадающие трещины, идущие в северо-западном направлении, т. е. параллельно длинной оси массива. Возможно, образование этих трещин в массиве Чьорго в условиях сжатия определило отсутствие в них жил лейкократовых гранитов и кварца, нередко приуроченных к трещинам этого направления в Оханджинском массиве. По-видимому, рассматриваемые трещины соответствуют трещинам S Клооса.

Из диагональных трещин в массиве Чьорго наиболее отчетливы трещины, имеющие простирание северо-восточное  $35-50^\circ$ . К ним приурочены жилы лейкократовых гранитов, что отличает их от диагональных трещин северо-западного направления.

Пологие трещины развиты в пределах обоих массивов. В породах апикальных частей они располагаются на расстоянии 4—8 см друг от друга, тогда как в наиболее глубинных частях массивов расстояние между ними достигает 50—70 см. Вдоль пологих трещин развиваются жилы и мощные тела лейкократовых гранитов.

Разделение трещин отдельности в массивах по Клоосу является условным, так как ни в одном случае не удалось установить однообразие ориентировки зерен в гранитоидах. Лишь в лейкократовых гранитах пологолежащих тел замерами на федоровском столике в ориентированных шлифах установлено, что оси [010] подавляющего большинства зерен полевых шпатов расположены параллельно или перпендикулярно контактам тел, т. е. имеют вертикальное или горизонтальное положение.

Разрывные тектонические нарушения в пределах массивов и во вмещающих осадочных породах встречаются очень часто. Большое количество относительно мелких, преимущественно молодых разрывных нарушений сбросового типа в пределах массивов хорошо видно на местности. Преобладающее количество таких нарушений в массиве Чьорго имеет северо-восточное направление, совпадающее с направлением трещин отдельности  $Q$ ; реже встречаются разрывные нарушения северо-западного направления. В Оханджинском массиве примерно одинаково распространены разрывы и другого направлений. Более крупные из таких нарушений сбросового характера видны на местности. В некоторых случаях они выражены мощными зонами дробления гранитов и прослеживаются в осадочных породах экзоконтакта на 2—5 км, после чего затухают. Последними подвижками по этим разрывам в некоторых случаях нарушены ледниковые отложения, как это наблюдается западнее массива Чьорго (руч. Средний).

Почти не встречаются в пределах массива Чьорго тектонические разрывы, параллельные длинной оси массива. Наоборот, во вмещающих породах многочисленны мелкие разрывные нарушения имеют преимущественно северо-западное простирание, совпадая в местах крутого падения пластов с простиранием и падением слоистости. Количество этих нарушений увеличивается с приближением к массивам, как это наблюдается в коренных обнажениях западного экзоконтакта массива Чьорго. На относительную молодость разрывных нарушений этого направления указывает отсутствие признаков минерализации даже в непосредственной близости от массивов. По-видимому, эти нарушения были образованы после полного остывания массивов, в период их воздымания и выхода на дневную поверхность. Этим, вероятно, и следует объяснять возрастание количества описываемых разрывов по направлению к массивам.

Перемещения по разрывам невелики — десятки метров, о чем свидетельствует отсутствие видимых перемещений по ним контакта массивов. При этом направленность перемещения блоков друг относительно друга в массиве Чьорго была, очевидно, совершенно определенной: от района, где массив имеет наименьшую ширину (наименее вскрыт), на север и, возможно, на юг каждый следующий блок был несколько поднят относительно предыдущего. Наиболее древними разрывными нарушениями в окрестностях массивов являются весьма протяженные разрывы северо-западного направления. Нередко они выполнены здесь догранитными дайками и кварцевыми жилами или представлены мощными зонами дробления и минерализации осадочных пород. Эти разрывы являются догранитными, хотя после их заложения они, вероятно, неоднократно возобновлялись. Их направление и распространенность в пределах Яно-Колымской складчатой области не связаны с распределением гранитоидных тел. К ним приурочены золотоносные кварцевые жилы на правобережье верхнего течения

рч. Л. Табога, золотоносные зоны дробления на левобережье рч. Перевального и золотоносность ряда других участков. Именно с подобными коренными источниками связана основная масса россыпей золота в Яно-Колымском поясе. По своему характеру рассматриваемые разрывные нарушения могут быть отнесены к разрывам надвигового и сдвигового типа.

Учитывая особенности рельефа район массива Чьорго может быть подразделен на две части. Северная часть, наибольшая по площади, и узкая южная часть резко различаются между собой. Сравнительная характеристика этих частей массива приводится в табл. 1.

Таблица 1

Особенности геоморфологического строения	Северная часть массива	Наиболее узкая южная часть массива
Абсолютные высоты. Характер и формы рельефа	До 2350 м. Резко расчлененный альпийский рельеф. Обычны цирки, кары, моренные холмы, подпрудные озера	До 1500 м. Сглаженный массивный. Ледниковые формы рельефа отсутствуют
Развитие ледниковых отложений в экзоконтактах	Мощные толщи на обширных площадях	Типичные ледниковые отложения почти отсутствуют
Характер эрозионной деятельности водотоков	Водотоки врезаются почти на всем протяжении и переживают стадию горизонтальной эрозии; участки вертикального врезания расположены в верховьях ручьев в центре массива	Водотоки начинают врезаться в нижнем течении, в экзоконтактах массива
Протяженность водотоков на 1 км <sup>2</sup>	1,3 км	0,8 км

Различие в геоморфологическом строении выделенных участков массива может быть объяснено различным по величине молодым поднятием этих участков, которое осуществлялось по большому количеству относительно мелких поперечных разрывов. По каждому из таких разрывов происходили незначительные подвижки, но суммарное поднятие северной части массива относительно наименее поднятой средней части может быть определено в 800—1000 м.

Следует отметить, что углы падения пластов во вмещающих породах наибольшие (до 60°) в северной части, наименьшие (15—20°) около наименее поднятой, южной части массива. Возможно, неотектонические движения способствовали увеличению степени дислоцированности вмещающих пород, т. е. антиклинальная структура, к которой приурочен массив Чьорго, продолжала

формироваться по тому же плану как до, так и после образования массива. Форма массива Чьорго в плане также может быть объяснена в известной степени тем, что северная часть его была поднята и вскрыта эрозией на значительно большую величину, чем южная.



Рис. 10. Рельеф в северо-восточной части Оханджинского массива

В пределах Оханджинского массива выделяются две части, резко различающиеся по рельефу: 1) юго-западная (см. рис. 9) и 2) северо-восточная (рис. 10, табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Особенности геоморфологического строения	Северо-восточная часть массива	Юго-западная часть массива
Рельеф, высоты	Резко расчлененный альпийский (см. рис. 10); высоты до 2320 м	Массивный (см. рис. 13); высоты до 2150 м
Развитие ледниковых отложений	Контакты массива и вмещающие породы перекрыты ледниковыми отложениями на обширных площадях	Ледниковые отложения размыты водотоками
Характер эрозионной деятельности водотоков	Врезание почти на всем протяжении с образованием смешанных и коренных террас	Боковая эрозия; террасы повсеместно уничтожены
Протяженность водотоков на 1 км <sup>2</sup>	1,4 км	1 км

Приведенный в табл. 2 материал позволяет предполагать, что поднятие и вскрытие юго-западной части массива начиналось раньше и к настоящему времени в основном закончено, тогда как интенсивное поднятие и вскрытие северо-восточной части начиналось позднее (чем поднятие юго-западной части) и продолжается в настоящее время. По-видимому, дифференцированное

перемещение северо-восточной и юго-западной частей массива происходило преимущественно по разрывному нарушению, к которому в настоящее время приурочена долина рч. Оханджа. Общее поднятие северо-восточной части по отношению к юго-западной можно оценить в 500—700 м.

## ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Данный раздел посвящен описанию всех разновидностей горных пород в пределах массивов\*. Для каждой разновидности пород ее описание излагается в последовательности: а) особенности структуры, б) минеральный состав, в) химический состав, г) калинатовые полевые шпаты, д) плагиоклазы, е) биотиты, ж) кварц, з) акцессорные минералы.

**Гранитоиды главной фации.** Особенности структуры. Биотитовые и двуслюдяные адамеллиты Чьорго характеризуются порфиривидной гилидиоморфнозернистой и гранитовой структурой. Порфиривидность обусловлена содержанием крупных (до 4 см в образцах) зерен полевых шпатов, изредка кварца. В общем можно говорить об идиоморфизме биотита и в меньшей степени зерен плагиоклаза. Калинатовый полевой шпат очень редко образует зерна с кристаллографическими очертаниями. Обычны метасоматические соотношения между главными минералами адамеллитов Чьорго. Так, на границе с калинатовым полевым шпатом в плагиоклазе нередки мирмекитовые вросстки. В наиболее крупных зернах калинатовых шпатов обычны включения полузамещенных зерен плагиоклаза с каемками позднего альбита с мирмекитовыми вростками; иногда наблюдаются также включения кварца, биотита, мусковита, кордиерита и некоторых других минералов (см. рис. 11). Кварц по отношению к полевым шпатам ксеноморфен, хотя встречаются идиоморфные зерна, которые имеют шестигранную форму. Обычны в крупных зернах кварца реликтовые включения полевых шпатов, биотита, иногда хлорита, мусковита и акцессорных минералов. Биотит представлен двумя генерациями. В подавляющем большинстве это наиболее ранний минерал. Однако иногда присутствует поздний биотит, тонкие чешуйки которого располагаются на стыках зерен полевых шпатов, а также замещают андалузит, силлиманит и кордиерит. Часто наблюдается замещение биотита хлоритом и светлыми слюдами.

Биотитовые адамеллиты юго-западной части Оханджинского массива отличаются от адамеллитов Чьорго лишь деталями структуры. В них более отчетлив идиоморфизм биотита и плагиоклаза. Метасоматические соотношения между зернами полевых шпатов и кварца здесь более редки, чем в адамеллитах Чьорго. Наоборот,

\* Описание гранитизированных пород дано в разделе «Контактный метаморфизм».

двуслюдяные граниты главной фации из северо-восточной части Оханджинского массива характеризуются повсеместными замещениями первичного плагиоклаза калинатовым полевым шпатом, последнего — кислым плагиоклазом, биотита — светлыми слюдами и всех перечисленных минералов кварцем. Структура местами может быть названа гранобластовой, что, по-видимому, в значительной мере объясняется большим количеством новообразованных минералов — кислого плагиоклаза, калинатового полевого шпата, светлых слюд, кварца, которые, замещая ранние минералы гранитов, нарушали первичные структурные соотношения между ними.

Ранее автором (Серебряков, 1959) были изложены результаты систематических наблюдений за изменением структурных соотношений между калинатовыми полевыми шпатами и плагиоклазами в гранитоидах из различных по глубине формирования гранитных пород. Гранитоидам, формировавшимся на большей глубине, свойственны метасоматические замещения ранних полевых шпатов более поздними при различающейся ориентировке кристаллических решеток замещаемого и замещающего минералов. В гранитоидах, формировавшихся на меньших глубинах, ранний плагиоклаз замещается калинатовым полевым шпатом и калинатовые полевые шпаты — более поздним плагиоклазом при одинаковой ориентировке кристаллических решеток обоих минералов. Одновременно изменяются и все другие свойства гранитоидов.

В рассматриваемых массивах имеют место обе формы метасоматического замещения одних полевых шпатов другими.

Калинатовый полевой шпат в адамеллитах Чьорго и юго-западной части Оханджинского массива замещает более ранний плагиоклаз при различающейся взаимной ориентировке кристаллической решетки (т. е. одноименных плоскостей спайности) обоих полевых шпатов. По-видимому, при этом происходит разрушение кристаллической решетки замещаемого плагиоклаза. Одновременно калинатовым полевым шпатом замещаются биотит и иногда кварц. В результате такого замещения образуются крупные зерна калинатового полевого шпата (порфиробласты или метасомы) с включением большого числа реликтов замещаемых минералов (рис. 11). Этот тип замещения аналогичен процессу микроклинизации (Афанасьев, 1949; Грум-Гржимайло, 1956 и др.).

В двуслюдяных гранитах главной фации из северо-восточной части Оханджинского массива, наряду с вышеописанным типом замещения плагиоклаза калинатовым полевым шпатом, нередко наблюдается замещение, при котором одноименные плоскости спайности в обоих минералах имеют одинаковое положение в пространстве.

Образование метасоматического плагиоклаза всегда является более поздним, чем образование калинатового полевого шпата. Это выражается в образовании метасоматических пертитовых вростков, в замещении и обрастании ранних зерен плагиоклаза и калинатового полевого шпата альбитом и олигоклазом, в боль-

шей или меньшей альбитизации первичного плагиоклаза. При этом замещение калинатрового полевого шпата плагиоклазом в адамеллитах Чьорго и юго-западной части Оханджинского массива происходит преимущественно при различающейся ориентировке



Рис. 11. Крупные зерна калинатрового полевого шпата с включениями по-разному ориентированных реликтовых зерен плагиоклаза, биотита, кордиерита (x) и других минералов.

Шлиф 271/57, увел., 25, николи+

обоих минералов, с разрушением кристаллической решетки замещаемого полевого шпата, т. е. таким же образом, как происходило замещение раннего плагиоклаза калинатровым полевым шпатом. Только при таком типе замещения в плагиоклазе появляются мирмекитовые вростки. В гранитах из северо-восточной части Оханджинского массива, наряду с таким типом замещения калинатрового полевого шпата плагиоклазом, наблюдается замещение при одинаковой ориентировке обоих полевых шпатов. По-видимому, только при таком типе замещения одних минералов другими образуются гомоосевые псевдоморфозы.

*Мирмекитовые сростания.* Происхождение мирмекитов рассматривалось в литературе неоднократно. Обзор ранних работ по этому вопросу (И. Седергольма, Ф. И. Бекке, П. Н. Чирвинского, В. И. Лучицкого, Н. Оллинга и др.) имеется у Р. Н. Соболева (1958) и поэтому здесь не приводится.

Д. С. Коржинский (1953) отмечает, что образование мирмекитов свидетельствует о начинающемся понижении щелочности постмагматических растворов при переходе от ранней щелочной стадии постмагматического процесса к кислотной. Однако с окварцеванием или с другими проявлениями кислотного выщелачивания мирмекитизация не связана. Образование мирмекитов сопровождается привнесением кальция. Представления Д. С. Коржинского об условиях образования мирмекитов в общем аналогичны представлениям Ф. Бекке. По мнению обоих исследователей, мирмекиты образуются при метасоматическом замещении калинатрового полевого шпата кислым плагиоклазом согласно реакции:

$$(1+2n)KAlSi_3O_8 + n(CaO) + \frac{1}{2}Na_2O = NaAlSi_3O_8 \times n CaAl_2Si_2O_8 + 4n SiO_2 + \left(\frac{1}{2} + n\right)(K_2O).$$

При этом содержание кварца в мирмеките отвечает тому количеству кремнезема, которое оказывается избыточным, что в свою очередь зависит от основности метасоматического плагиоклаза.

Р. Н. Соболев (1958) считает, что мирмекиты образуются при реакции остаточной магмы, богатой летучими компонентами, с калиевым полевым шпатом, который замещается плагиоклазом и кварцем, находящимися в мирмекитовом прорастании.

Автором (Серебряков, 1959, 1963) получены некоторые новые данные об условиях образования мирмекитовых сростаний. Нами установлено, что образование мирмекитовых вростков происходит только в плагиоклазе, который метасоматически замещает калинатровый полевой шпат при различающейся ориентировке кристаллических решеток обоих минералов. Ориентировка мирмекитовых вростков определяется ориентировкой как замещаемого калинатрового шпата, так и замещающего плагиоклаза. Основность плагиоклаза в мирмекитовых сростаниях возрастает с возрастанием средней основности плагиоклаза в гранитоидах, а объем мирмекитовых вростков, по-видимому, почти не зависит от основ-

ности плагиоклаза, так как и чистый альбит содержит, подчас, обильные вростки. Возможно, количество мирмекитовых вростков зависит от степени несходства ориентировки кристаллической решетки плагиоклаза и замещаемого им калинатрового полевого шпата и часть кремнекислоты для вростков заимствуется из раствора.

Г. Волл (Uoll, 1960), обсуждая метасоматические соотношения между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, пришел к заключению, что: а) мирмекиты появляются только там, где есть несходство ориентировок между замещаемым и замещающим полевым шпатами; б) ранние мирмекиты появляются при замещении плагиоклаза микроклином, поздние — при замещении микроклина кислым плагиоклазом, который образует мелкие самостоятельные зерна и каемки на раннем плагиоклазе за счет распада твердого раствора и последующей сегрегации пертитовых образований.

Первое положение об условиях образования мирмекитов аналогично выводу автора (Серебряков, 1959, 1963); второе основано только на наличии резких границ между ранней и поздней мирмекитовыми каемками, что совершенно недостаточно для доказательства различного способа образования подобных мирмекитовых сростаний.

Д. Шелли (Shelley, 1964) объясняет появление мирмекитовых прорастаний следующим образом. При распаде калинатрового полевого шпата на калиевую и натровую фазы альбит выносятся и отлагается самостоятельными зернами на стыках зерен калинатрового полевого шпата, а также нарастает каемками на зерна плагиоклаза. Предполагается, что там, где до образования этого альбита имел место катаклиз, существуют мелкие обломки кварца, как наиболее хрупкого минерала. Этот кварц, попадая в нарастающий альбит, разъедается и перекристаллизовывается, образуя мирмекитовые вростки. Позднее Д. Шелли (1966) описаны зональные мирмекитовые и гранофировые сростания. При этом мирмекитовые вростки появляются только в зонах плагиоклаза, который нарастает на первичный магматический плагиоклаз, замещая калинатровый полевой шпат. Стяжения мирмекитовых вростков приводит к образованию гранофировых сростаний; замещение плагиоклаза с мирмекитовыми вростками калинатровым полевым шпатом происходит при повторной перекристаллизации гранитов под воздействием молодых фаз вулканической деятельности и сопровождается сегрегацией мирмекитовых вростков с образованием гранофировых сростаний кварца с калинатровым полевым шпатом. В 1967 г. Д. Шелли описывает мирмекитоподобные прорастания кварца в амфиболе, эпидота в слюде и нефелина в калинатровом полевым шпате в гнейсах Левизиана и изверженных породах Лох-Боролан (Новая Зеландия).

В. В. Бродин (1966), рассматривая мирмекитовые сростания различных минералов, считает, что в большинстве случаев эти сростания образуются в результате взаимодействия кристалли-

ческих решеток минералов при различных процессах (при одновременной кристаллизации из расплава или раствора, при диффузионном замещении минералов, при распаде твердых растворов). При этом в сосуществующих минералах возникают всесторонние растягивающие или сжимающие напряжения, обусловленные различной плотностью кристаллического каркаса минералов. Эти напряжения определяют возникновение и расположение вростков. Постоянство количественных соотношений вростков и минерала-хозяина обусловлено различными причинами.

Ф. Хабэрд (Hubbard, 1967) считает, что мирмекитовые вростки возникают при распаде твердого раствора калинатровых полевых шпатов. Предполагается, что при высокой температуре существовал неупорядоченный калинатрово-кальциевый полевой шпат, в котором форма вхождения кальция выражена молекулой  $\text{Ca}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_2$ . Корман и Таттл в 1963 г. доказали возможность существования такой молекулы и определили, что степень растворения этой молекулы в полевом шпате при высоких температурах возрастает. При понижении температуры происходит распад твердого раствора с образованием плагиоклазовых пертитов. Кислый плагиоклаз пертитов в результате сегрегации может образовать самостоятельные зерна и каемки на зернах первичного плагиоклаза. При этом молекула  $\text{Ca}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_2$  распадается на  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 4\text{SiO}_2$  с образованием мирмекитовых сростаний.

Близкие к этим представления об условиях образования мирмекитовых прорастаний высказывали Х. Карстенс (Carstens, 1967), Р. Кэстл (Castle, 1966), Е. Филлипс (Phillips, 1964, 1967), Е. Филлипс, Д. Рансом (Phillips, Ransom, 1968).

О формировании мирмекитовых сростаний в результате распада молекулы  $\text{Ca}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_2$  на анортит и кварц можно высказать некоторые соображения. При таком образовании мирмекитовые вростки должны были бы содержаться и в плагиоклазе, который замещает калинатровый полевой шпат при одинаковой ориентировке обоих минералов, а также в пертитах распада, чего практически не наблюдается.

Условия образования мирмекитовых сростаний иллюстрируются рис. 12—14. На рис. 12 в зернах плагиоклаза, имеющих с калиевым полевым шпатом различную ориентировку, видны мирмекитовые вростки, а в плагиоклазе, имеющем одинаковую ориентировку, они отсутствуют. В одном и том же зерне плагиоклаза, замещающем два различно ориентированных зерна калинатрового полевого шпата, ориентировка мирмекитовых вростков различна. Кроме того, в различно ориентированных зернах плагиоклаза, замещающих одно зерно калинатрового полевого шпата, ориентировка мирмекитовых вростков также несколько различна.

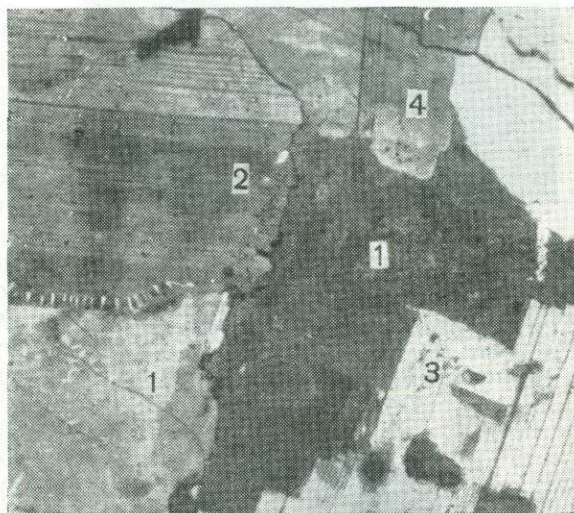
На рис. 13 изображено зерно калинатрового полевого шпата, замещающееся двумя зернами плагиоклаза. В случае, когда плагиоклаз (3) имеет одинаковую с калинатровым полевым шпатом ориентировку, мирмекитовые сростания не образуются, тогда как

в плагиоклазе (2), имеющем иную ориентировку кристаллической решетки, видна каемка мирмекита.

Особенно характерно появление мирмекитовых вростков в зернах альбита, развивающихся на стыке двух зерен калинатрового полевого шпата. В таких случаях поздний альбит, замещая зерно калишпата, с которым он имеет одинаковую ориентировку, не со-

Рис. 12. Замещение калинатрового полевого шпата (1) плагиоклазом (2, 4) при различающейся ориентировке и плагиоклазом (3) при одинаковой ориентировке обоих полевых шпатов. В плагиоклазе 2 и 4 мирмекитовые вростки содержатся. В плагиоклазе 3 они отсутствуют. Видна различная ориентировка мирмекитовых вростков около различных по ориентировке зерен калинатрового полевого шпата

Увел. 60, николи +



держит мирмекитовых вростков, а при замещении смежного, иначе ориентированного зерна, в альбите появляются мирмекитовые вростки (рис. 14).

Как нетрудно понять, образование в альбите мирмекитовых вростков за счет избытка кремнекислоты в калинатровом полево м шпате, вообще говоря, невозможно, так как количество кремнекислоты в обоих щелочных полевых шпатах теоретически одинаково. Поэтому возникает предположение, что недостающее количество кремнекислоты заимствовало сь в этом случае из раствора.

Структурные соотношения кварца с полевыми шпатами и другими минералами в двуслюдяных адамеллитах массива Чьорго характеризуются следующими особенностями: 1) крупные зерна кварца и скопления зерен этого минерала содержат, как правило, включения полевых шпатов, биотита, нередко мусковита и аксессуарных минералов; 2) границы зерен кварца с остальными минералами часто неровные, с признаками разъедания и замещения этих минералов кварцем; 3) в некоторых случаях включения располагаются цепочками, примерно параллельными контурам зерен кварца; 4) иногда агрегаты мелкозернистого кварца располагаются преимущественно на стыках зерен полевых шпатов.

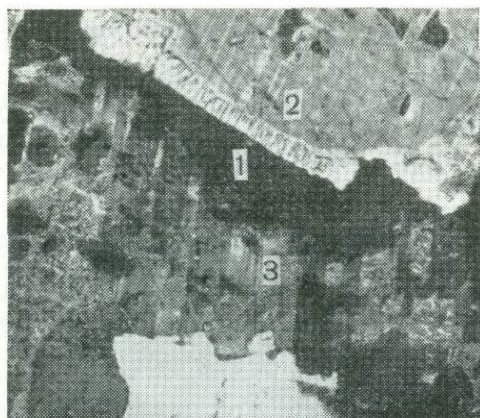


Рис. 13. Калинатровый полевой шпат (1) замещается плагиоклазом (2) при различающейся ориентировке и плагиоклазом (3) при одинаковой ориентировке кристаллических решеток. В плагиоклазе 2 образуется каемка мirmekитовых сростаний.

Увел. 80, николи +

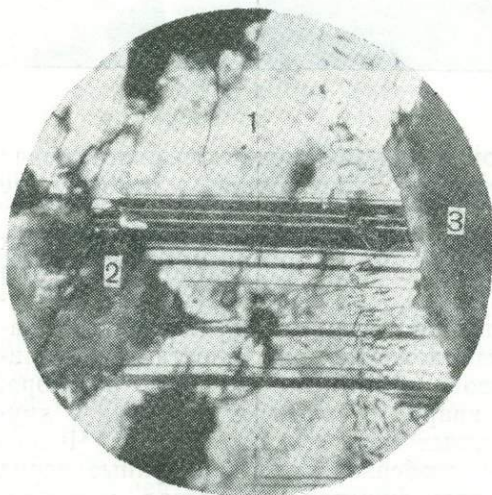


Рис. 14. Альбит (1) замещает одно зерно калинатрового полевого шпата (2) при одинаковой, другое (3) — при различающейся ориентировке. При втором типе замещения в альбите появляются мirmekитовые вроски.

Шлиф 32-3/58, увел. 80, николи +

Представляется, что по крайней мере для части зерен кварца наиболее вероятен бластический или метасоматический способ образования.

В биотитовых адамеллитах юго-западной части Оханджинского массива кварц почти не образует крупных зерен, значительно реже замещает окружающие минералы и редко содержит их включения. Это позволяет считать, что бластическое или метасоматическое образование кварцевых зерен здесь имеет меньшее распространение по сравнению с адамеллитами массива Чьорго. Наоборот, двуслюдяные граниты северо-восточной части Оханджинского массива характеризуются тем, что большая часть кварца образует крупные зерна, которые замещают окружающие минералы и часто содержат реликтовые включения этих последних, в том числе мусковита и альбита. Биотит в адамеллитах массива Чьорго частично замещается хлоритом и светлыми слюдами. В адамеллитах из юго-западной части Оханджинского массива по биотиту в незначительных количествах развивается хлорит, а в гранитах из восточной части не менее половины биотита замещено светлыми слюдами. При этом биотит замещается свет-

ло-зеленым фенгитом, а фенгит в свою очередь замещается мусковитом.

Минеральный состав. На диаграммах минерального состава (рис. 15, 16) нанесены фигуративные точки составов всех

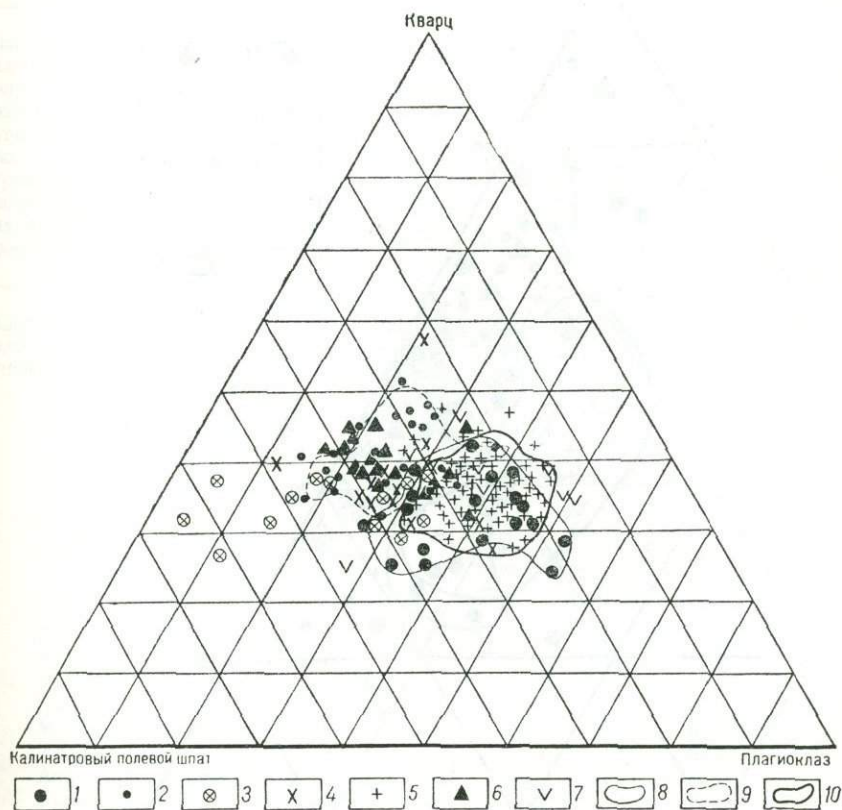


Рис. 15. Минеральный состав гранитоидов массивов Чьорго и Оханджинского

1, 2 — биотитовые адамеллиты из юго-западной (1) и двуслюдяные граниты из северо-восточной (2) частей Оханджинского массива; 3, 4 — лейкократовые граниты из юго-западной (3) и северо-восточной (4) частей Оханджинского массива; 5 — биотитовые и двуслюдяные адамеллиты из массива Чьорго; 6 — лейкократовые граниты из массива Чьорго; 7 — гранитизированные осадочные породы; 8, 9, 10 — границы поля адамеллитов юго-западной (8), двуслюдяных гранитов северо-восточной (9) частей Оханджинского массива и адамеллитов массива Чьорго (10)

разновидностей гранитоидов из различных частей рассматриваемых массивов. Из этих диаграмм видно, что адамеллиты главной фации из юго-западной части Оханджинского массива очень близки по составу к адамеллитам массива Чьорго. В то же время минеральный состав двуслюдяных гранитов главной фации из северо-восточной части Оханджинского массива существенно отличается от

состава адамеллитов, что особенно хорошо видно на рис. 16, где поле двуслюдяных гранитов занимает обособленное положение. Средние составы гранитоидов главной фации из описываемых массивов приведены в табл. 3.

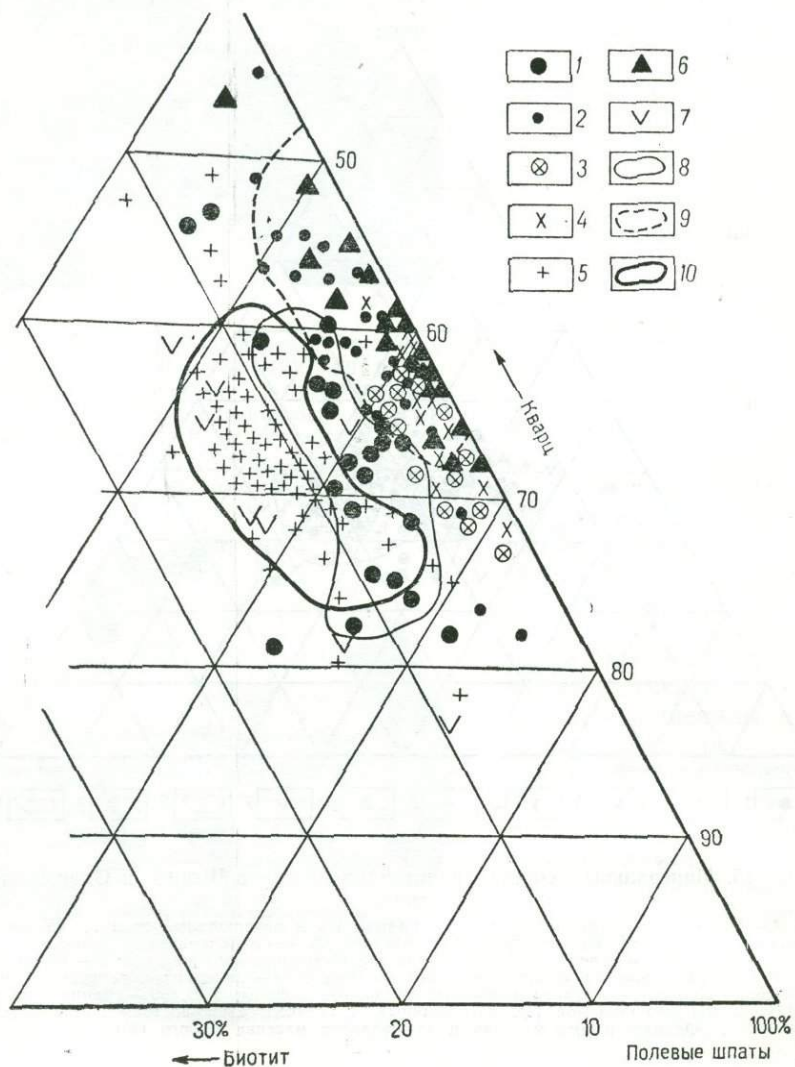


Рис. 16. Минеральный состав гранитоидов массивов Чьорго и Оханджинского (условные обозначения см. рис. 15)

Количественные соотношения главных минералов в адамеллитах из различных по глубине эрозионного среза частей массива Чьорго несколько различны. Это наблюдается как при сопостав-

Минеральный состав	Массив Оханджинский		Массив Чьорго
	юго-западная часть	северо-восточная часть	
Плагиоклаз . . . . .	35,6	23,4	34,2
Калинастровый полевой шпат . . . . .	24,1	32,5	22,2
Кварц . . . . .	31,6	36,9	32,3
Биотит . . . . .	8,2	3,4	10,0
Мусковит и фенгит . . . . .	0,1	2,8	0,6
Хлорит . . . . .	0,3	0,5	0,4
Турмалин . . . . .	Нередок	Обычен	Обычен
Альмандин . . . . .	Редок	»	»
Андалузит, силлиманит, кордиерит . . . . .	Редки	Редки	»
Прочие аксессуарные минералы . . . . .	0,5	0,5	0,3
Количество подсчетов . . . . .	17	55	180
Количество пертитовых вростков в калинастровом полевом шпате . . . . .	8,1	24,3	14,0

Таблица 4

Минеральный состав	Массив Чьорго	
	северная, глубоко эродированная часть	южная, наименее вскрытая часть
Плагиоклаз . . . . .	34,4	31,0
Калинастровый полевой шпат . . . . .	22,0	24,0
Кварц . . . . .	32,0	35,0
Биотит . . . . .	10,2	8,0
Мусковит и фенгит . . . . .	0,6	0,9
Хлорит . . . . .	0,4	0,8
Аксессуарные минералы . . . . .	0,3	0,2
Турмалин . . . . .	0,1	0,1
Гранат (альмандин) . . . . .	Обычен	Обычен
Кордиерит, андалузит, силлиманит . . . . .	Нередки	Нередки андалузит и кордиерит
Количество подсчетов . . . . .	137 в 44 обнажениях	13 в 7 обнажениях

лении состава гранитоидов в пределах выделенных выше частей массива (табл. 4), так и по разрезам в пределах северной части массива Чьорго.

Минеральный состав адамеллитов по разрезу № 2 в массиве Чьорго (рис. 17) в общем изменяется так, что в адамеллитах верхней половины разреза, по сравнению с его нижней половиной, в среднем несколько уменьшается количество плагиоклаза

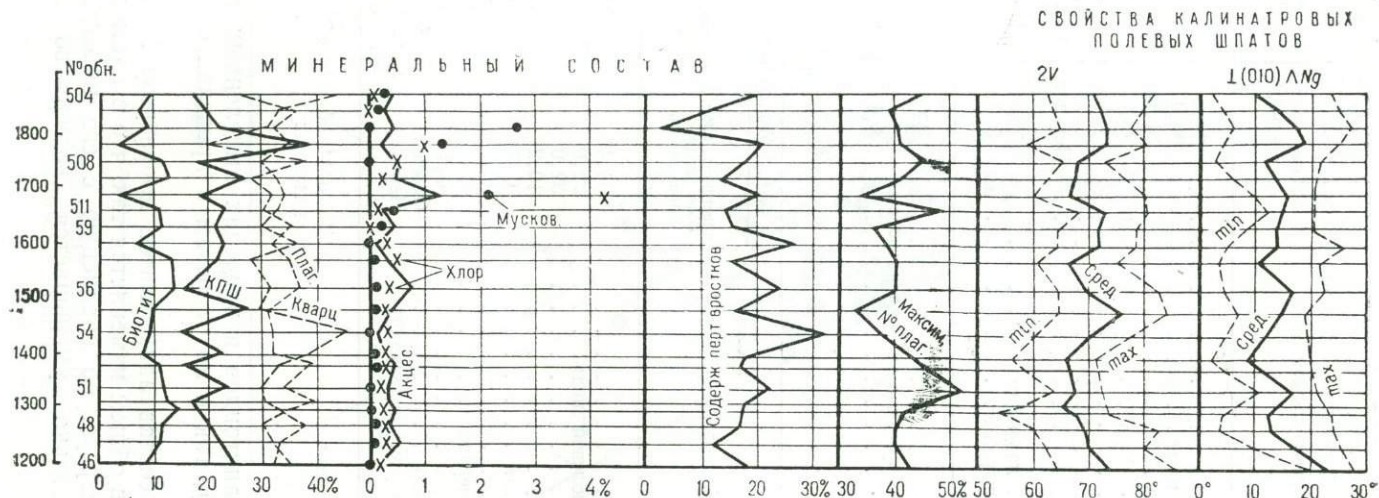


Рис. 17. Изменение состава адамеллитов и свойств полевых шпатов по вертикальному разрезу (северная часть массива Чьорго)

(с 34,4 до 33,2%) и биотита (с 11,0 до 8,6%) и возрастает количество калинатрового полевого шпата (с 20,2 до 23,3%), мусковита, хлорита и аксессуарных минералов (в сумме с 0,7 до 1,6%).

Минеральный состав адамеллитов по разрезу № 3 в массиве Чьорго (правобережье руч. Сыханья) изменяется таким же образом.

По разрезу в пределах северо-восточной части Оханджинского массива (рис. 18) минеральный состав гранитов остается практически постоянным. Устанавливается лишь некоторое уменьшение в гранитах верхней части количества биотита при одновременном возрастании количества мусковита, хлорита и аксессуарных минералов, а также количества новообразованного альбита.

Приведенные различия в содержании минералов из гранитоидов разных по глубине вскрытия участков массивов невелики и в каждом отдельном случае не позволяют делать определенных выводов, но одинаковая направленность изменения состава как по разрезам, так и при сопоставлении различных по глубине эрозии частей, по-видимому, не является случайной.

Химический состав адамеллитов главной фации массива Чьорго приведен в табл. 5.

Химический состав гранитоидов главной фации Оханджинского массива определен для четырех образцов, из которых три анализа характеризуют граниты северо-восточной и один анализ — адамеллиты юго-западной части. В табл. 6, помимо этих анализов, приведен анализ гранитов из верхней части вертикального разреза (обр. № 86), который с большим правом можно отнести к лейкократовым гранитам из эндоконтактов, а также (для сопоставления) средний состав адамеллитов массива Чьорго.

На основании данных, полученных при проведении химических анализов гранитоидов, можно сделать следующие выводы:

1) в биотитовых адамеллитах юго-западной части Оханджинского массива калия, натрия и кремния меньше, чем в гранитах северо-восточной части, а кальция, магния, железа, алюминия, титана и фосфора больше. При этом резко возрастает относительное количество окисного железа (соответственно с 9 до 22—62% по отношению к суммарному количеству окислов железа);

2) адамеллиты массива Чьорго и юго-западной части Оханджинского массива близки по составу; некоторое отличие состоит в том, что в адамеллитах массива Чьорго несколько меньше кальция и кремнекислоты и больше щелочей, железа, магния и алюминия, при этом здесь возрастает относительное количество окисного железа (до 14%);

3) вверх по вертикальным разрезам в гранитоидах главной фации несколько увеличивается количество щелочей и в общем уменьшается количество кальция, магния и железа.

Отмеченные различия химического состава сравниваемых гранитоидов главной фации находятся в соответствии с установленными особенностями минерального состава этих пород.

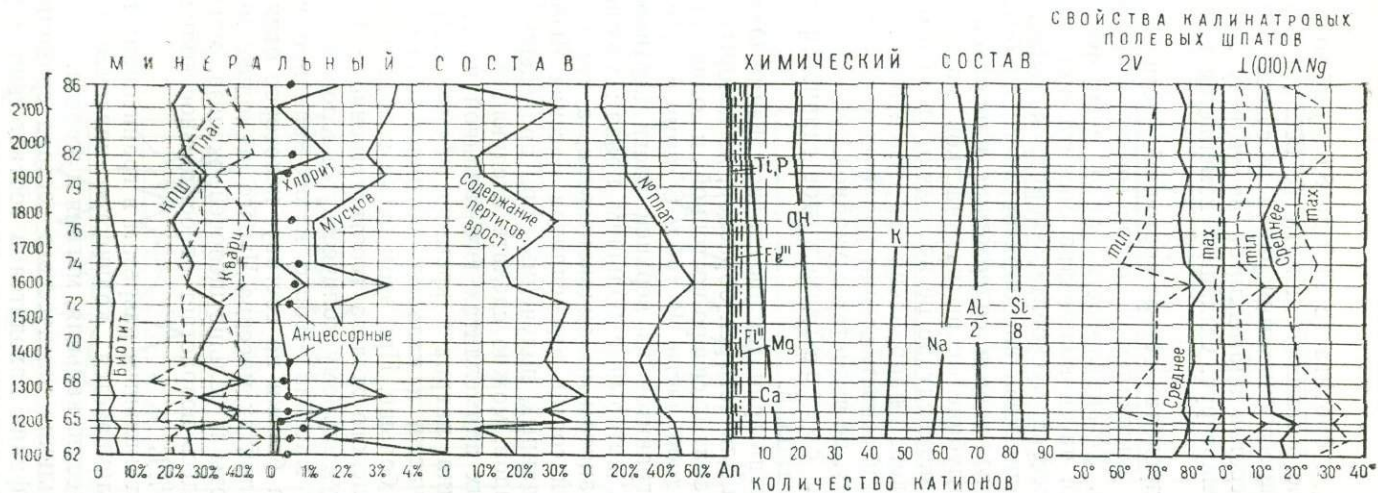


Рис. 18. Изменение состава гранитов и свойств полевых шпатов по вертикальному разрезу в северо-восточной части Оханджинского массива

Компо- ненты	Разрез № 2				Обр. № 157-2	Обр. № 137
	обр. № 47	обр. № 56	обр. № 59	обр. № 507		
SiO <sub>2</sub>	68,19	69,43	70,00	69,15	68,62	70,21
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,58	0,54	0,55	0,58	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,67	15,56	15,39	15,24	15,93	15,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,54	0,51	0,57	0,23	0,60
FeO	3,06	2,60	2,54	3,00	2,82	2,12
MnO	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,04
CaO	1,98	2,42	1,81	1,73	2,10	1,90
MgO	0,91	0,86	0,85	0,93	0,96	0,79
K <sub>2</sub> O	4,26	3,60	4,06	4,34	4,34	4,08
Na <sub>2</sub> O	3,35	3,34	3,06	3,00	3,08	3,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,18	0,16	0,19	0,16	0,21
S (общ.)	0,04	0,00	0,00	0,08	0,08	0,02
As	Следы	0,00	0,00	0,0003	0,001	Следы
Cl	Следы	0,05	Следы	0,02	Следы	»
F	0,12	0,05	0,04	0,08	0,08	0,04
CO <sub>2</sub>	0,04	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
-H <sub>2</sub> O	0,18	0,06	0,12	0,14	0,09	0,13
+H <sub>2</sub> O	0,77	0,51	0,69	0,63	0,42	0,52
Сумма	100,28	99,83	99,86	99,70	99,55	99,62
П. п. п.	0,58	0,36	0,71	0,83	0,48	0,56
Sn*	Следы	0,001—0,005	Следы	Следы	Следы	Следы
Li*	0,03—0,05	0,03—0,05	0,03—0,05	0,03—0,05	0,01—0,03	0,03—0,05

\* Спектральные анализы.

Примечание. Образцы № 47, 56, 59 и 507 — среднезернистые порфириновые двуслюдяные адамеллиты из северной части массива Чьорго (см. рис. 17), образцы № 157-2 и 137 — среднезернистые порфириновые двуслюдяные адамеллиты с кордиеритом из средней части массива Чьорго. Аналитики Г. Гормашова, Р. Донская.

### Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ обр.	a	c	b	S	a'	f'	m'	n'	t	φ	Q
47	13,3	2,4	8,1	76,2	46,0	36,0	18,0	54,0	0,5	0,0	23,4
56	12,4	3,0	6,6	78,0	36,3	42,5	21,2	66,8	0,7	6,0	28,2
59	12,6	2,1	8,1	77,2	39,6	41,3	19,1	50,8	0,6	5,8	27,1
507	12,2	2,1	7,9	77,8	46,6	35,6	17,8	53,5	0,6	5,1	29,1
157-2	12,9	2,5	7,4	77,2	40,1	38,1	21,8	57,2	0,7	1,8	26,1
137	12,9	2,2	6,4	78,5	41,3	38,1	20,6	54,1	0,5	8,2	29,0

### Формулы пород по Т. Барту

Обр. № 47	Количество электроположительных ионов—973 $K_{47}Na_{55}Ca_{18}Mg_{11}Fe_{22}Fe''_{0}Al_{168}Ti_3Si_{591}P_1O_{1546}(OH)_{54}$
Обр. № 56	Количество электроположительных ионов—974

Обр. № 59	$K_{41}Na_{57}Ca_{23}Mg_{11}Fe_{19}Fe_4''''Al_{163}Ti_4Si_{617}P_1O_{1566}(OH)_{34}$ Количество электроположительных ионов—958
Обр. № 507	$K_{45}Na_{51}Ca_{17}Mg_{11}Fe_{18}Fe_3''''Al_{157}Ti_4Si_{605}P_1O_{1554}(OH)_{46}$ Количество электроположительных ионов—960
Обр. № 157—2	$K_{49}Na_{51}Ca_{16}Mg_{12}Fe_{22}Fe_4''''Al_{156}Ti_4Si_{600}P_1O_{1555}(OH)_{45}$ Количество электроположительных ионов—951
Обр. № 137	$K_{48}Na_{53}Ca_{20}Mg_{13}Fe_{22}Fe_1''''Al_{164}Ti_4Si_{602}P_1O_{1577}(OH)_{33}$ Количество электроположительных ионов—959
	$K_{46}Na_{55}Ca_{18}Mg_{10}Fe_{15}Fe_4''''Al_{157}Ti_3Si_{616}P_1O_{1571}(OH)_{29}$

Примечание. Здесь и ниже в число электроположительных ионов в формулах включено количество гидроксильных групп.

Таблица 6

Компоненты	Вертикальный разрез			Обр. № 32-12	Обр. № 600-2	Массив Чьорго (среднее из 6 анализов)
	обр. № 63	обр. № 82	обр. № 86			
SiO <sub>2</sub>	75,45	76,41	75,88	75,74	71,90	69,26
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,05	0,05	0,05	0,26	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,67	13,49	13,80	13,82	14,71	15,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,20	0,27	0,23	0,18	0,42
FeO	0,77	0,70	0,61	0,37	1,85	2,69
MnO	0,03	0,06	0,04	0,03	0,03	0,07
CaO	1,39	0,56	0,61	0,34	2,57	1,96
MgO	0,23	0,19	0,16	0,49	0,43	0,88
K <sub>2</sub> O	3,93	4,41	4,51	5,02	3,64	4,11
Na <sub>2</sub> O	3,18	3,78	3,88	3,82	3,10	3,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,09	0,06	0,06	0,14	0,17
S (общ.)	0,11	Следы	0,01	Следы	0,03	0,03
As	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0003
Cl	—	—	—	—	—	0,01
F	—	—	—	—	—	0,07
Sn*	—	0,05—0,1	0,01—0,05	0,01—0,05	0,01—0,05	0,01
Li*	—	—	—	—	—	0,03—0,05
—H <sub>2</sub> O	0,8	0,12	0,10	0,12	0,13	0,12
+H <sub>2</sub> O	0,43	0,30	0,32	0,22	0,59	0,59
Сумма	99,55	100,36	100,29	100,31	99,56	—
П. п. п.	0,48	0,53	0,52	0,42	0,48	0,58

Примечание. Образцы № 63, 82 — среднезернистые двуслюдяные граниты из нижней и средней частей вертикального разреза северо-восточной части Оханджинского массива (см. рис. 18); обр. № 86 — мелкозернистый двуслюдяной гранит из верхней части вертикального разреза (эндоконтакт); обр. № 32-12 — среднезернистый двуслюдяной гранит из северо-восточной части Оханджинского массива; обр. № 600-2 — среднезернистый биотитовый адамеллит из юго-западной части Оханджинского массива. Аналитики Н. Морозова, Л. Артеменко.

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ обр.	a	c	b	s	a'	f'	m'	n	f	φ	Q
63	12,2	1,7	3,3	82,8	62,7	25,5	11,8	55,7	0,08	3,9	39,5
82	14,0	0,6	2,9	82,5	60,7	28,3	10,9	56,5	0,08	4,3	36,2
86	14,4	0,7	2,6	82,3	58,9	27,5	13,6	56,7	0,1	9,0	34,7
32—12	14,8	0,4	3,0	81,8	55,5	19,0	25,5	53,5	0,07	6,4	33,6
600—2	11,9	3,1	4,0	81,0	32,7	48,4	18,9	56,4	0,3	3,4	35,0
Средний состав адамеллитов Чьорго	12,8	2,3	7,4	77,5	41,6	38,8	19,6	54,0	0,47	4,0	27,1

## Формулы пород по Т. Барту

Обр. № 63	Количество электроположительных ионов—937** $K_{43}Na_{54}Ca_{13}Mg_2Fe_5^{\prime\prime}Fe_1^{\prime\prime\prime}Al_{139}Ti_1Si_{653}P_1O_{1575}(OH)_{25}$
Обр. № 82	Количество электроположительных ионов—931 $K_{48}Na_{62}Ca_5Mg_3Fe_5^{\prime\prime}Fe_3^{\prime\prime\prime}Al_{136}Ti_1Si_{649}P_1O_{1582}(OH)_{18}$
Обр. № 86	Количество электроположительных ионов—934 $K_{49}Na_{69}Ca_6Mg_2Fe_4^{\prime\prime}Fe_2^{\prime\prime\prime}Al_{137}Ti_1Si_{645}P_1O_{1582}(OH)_{18}$
Обр. № 32—12	Количество электроположительных ионов—943 $K_{55}Na_{63}Ca_3Mg_6Fe_2^{\prime\prime}Fe_2^{\prime\prime\prime}Al_{142}Ti_1Si_{655}P_1O_{1587}(OH)_{13}$
Обр. № 600—2	Количество электроположительных ионов—946 $K_{40}Na_{52}Ca_{24}Mg_6Fe_{13}^{\prime\prime}Fe_1^{\prime\prime\prime}Al_{149}Ti_2Si_{622}P_3O_{1566}(OH)_{34}$
Среднее из 6 анализов дву- слудяных адамеллитов Чьорго.	Количество электроположительных ионов—937 $K_{50}Na_{55}Ca_7Mg_4Mn_1Fe_7^{\prime\prime}Fe_1^{\prime\prime\prime}Al_{145}Ti_1Si_{642}P_1O_{1577}(OH)_{23}$

\* Спектральные анализы.

\*\* Здесь и ниже в количестве электроположительных ионов включено количество (ОН).

Спектральные анализы 44 образцов гранитоидов главной фашии не выявили сколько-нибудь интересных геохимических особенностей этих пород. В гранитоидах содержатся никель, медь, скандий, ванадий, хром, кобальт, цинк, галлий, олово, лантан, свинец, титан, цирконий, барий и стронций. При этом незначительные геохимические различия гранитоидов Чьорго и Оханджи сводятся к следующему: а) в адамеллитах юго-западной части Оханджинского массива и массива Чьорго содержится в 1,5—5 раз больше скандия, ванадия, хрома, цинка; б) в гранитах северо-восточной части Оханджинского массива примерно во столько же раз выше содержание олова и свинца.

Таблица 7

Свойства калина- тровых полевых шпатов в гранитоидах главной фации	Массив Оханджинский						Массив Чьюрго	
	юго-западная часть		северо-восточная часть					
Преобладающая модификация	Нерешетчатые промежуточные микроклин-пер- титы		Груборешетчатые, главным образом близкие к мак- симальным микроклин- пертиты				Тонкорешетча- тые промежу- точные, реже близкие к мак- симальным мик- роклин-пертиты	
Химический состав	№ обр.							
	600—1	425	72	73	74	80	585	62
SiO <sub>2</sub>	64,00	64,40	64,63	63,13	63,05	63,30	64,58	66,42
TiO <sub>2</sub>	—	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,68	19,24	19,91	20,89	20,91	20,69	19,44	18,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	0,16	0,24	0,19	0,17	0,29	0,26	0,14	0,15
MgO	0,08	Следы	0,13	0,08	0,12	0,14	0,06	0,12
CaO	0,46	0,17	0,20	0,29	0,49	0,41	0,26	0,26
MnO	0,004	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0,007	0,008
K <sub>2</sub> O	11,62	11,05	10,55	11,18	10,65	10,42	12,28	10,76
Na <sub>2</sub> O	3,71	3,98	3,87	3,69	4,19	4,02	3,08	3,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	—	—	—	—	—	0,32	0,10
BaO	Следы	—	—	—	—	—	Следы	Следы
H <sub>2</sub> O±	0,80	—	—	—	—	—	0,48	0,50
П. п. п.	—	0,60	0,23	0,20	0,40	0,35	—	—
Сумма	100,60	99,68	99,71	99,63	100,10	99,59	100,64	100,45
Формулы	Or <sub>66—67</sub> Ab <sub>32—33</sub> Ap <sub>1—2</sub>		Or <sub>63—72</sub> Ab <sub>26—36</sub> Ap <sub>1—2</sub>				Or <sub>68—72</sub> Ab <sub>28—33</sub> Ap <sub>0—0,3</sub>	
Средний угол 2V	68°		80°				70°	
Обычные углы 2V (см. рис. 19,20)	64—74		74—89				64—76	
Средняя оптическая триклинность — $\perp (010) \wedge Ng$ и $[010] \wedge Ng$	10°		16°				14°	
Обычные значения оптической три- клинности (см. рис. 19, 21)	4—12°		8—20°				10—20°	
Структурная три- клинность— $\Delta^*$ (см. рис. 22)	0—0,5		0,7—0,9				0—0,9	
Среднее количест- во пертитовых вростков в кали- натровых полевых шпатах	8%		24%				14%	

Свойства калинатровых полевых шпатов в гранитоидах главной фации	Массив Оханджинский		Массив Чьорго
	Юго-западная часть	Северо-восточная часть	
Характер и расположение пертитовых вростков в минерале-хозяине	Сложены преимущественно монокристалльным альбитом; располагаются по (1502), реже по (100) и (001)	Сложены сдвойникованным альбитом; располагаются по (001), (010) и (1502)	Сложены как сдвойникованным, так и монокристалльным альбитом; располагаются по (1502), реже по (001) и (010)
Прочие особенности	Обычно пелитизированы, изредка (главным образом в контактах с жилами лейкократовых гранитов) прозрачные; простые двойники редки, спайность (010) и (001) заметна плохо	Прозрачные, изредка (вдали от пертитовых вростков) видны пелитизированные участки нерешетчатого строения; простые двойники обычные, спайность (010) и (001) заметна хорошо	Слабо пелитизированы, редко с чередованием пелитизированных и прозрачных участков; простые двойники встречаются реже, чем в северо-восточной части Оханджи, спайность (010) и (001) обычно заметна хорошо
Показатели светопреломления $N_m$ $N_p$	1,523—1,525 1,521—1,523	1,521—1,524 1,520—1,523	[1,523—1,524 1,522—1,524

\* Степень триклинности (Гольдсмит и Лавес, 1954);  $\Delta = 12,5 (d_{131}^- - d_{131}^+)$ . Для максимального микроклина расстояние  $d_{131}^- - d_{131}^+ = 0,08$  или  $\Delta = 0,08 \times 12,5 = 1$ . Для структурно-моноклиновых калинатровых полевых шпатов  $\Delta = 0$ .

Калинатровые полевые шпаты присутствуют в гранитоидах главной фации как в виде относительно мелких ксеноморфных зерен, так и в виде крупных, иногда идиоморфных зерен, содержащих большое количество полузамещенных включений плагиоклаза, биотита, изредка кварца, кордиерита и акцессорных минералов. Внешние, видимые под микроскопом особенности, а также оптические свойства и состояние кристаллической решетки в калинатровых полевых шпатах из различных гранитоидов различны (табл. 7, рис. 19—22).

Ранее автором (Серебряков, 1963) отмечалось, что все свойства калинатровых полевых шпатов — оптические, структурные и внешние (видимые под микроскопом) — изменяются одновременно и взаимосвязано. Приведенный в табл. 7 материал подтверждает этот вывод. Такая закономерность объясняется тем, что измене-

ние всей совокупности разноименных свойств обусловлено одними причинами — температурным режимом при остывании гранитоидов и количеством поровых постмагматических растворов.

Содержание в рассматриваемых полевых шпатах альбита в количестве от 26 до 36% позволяет определить температуру кри-

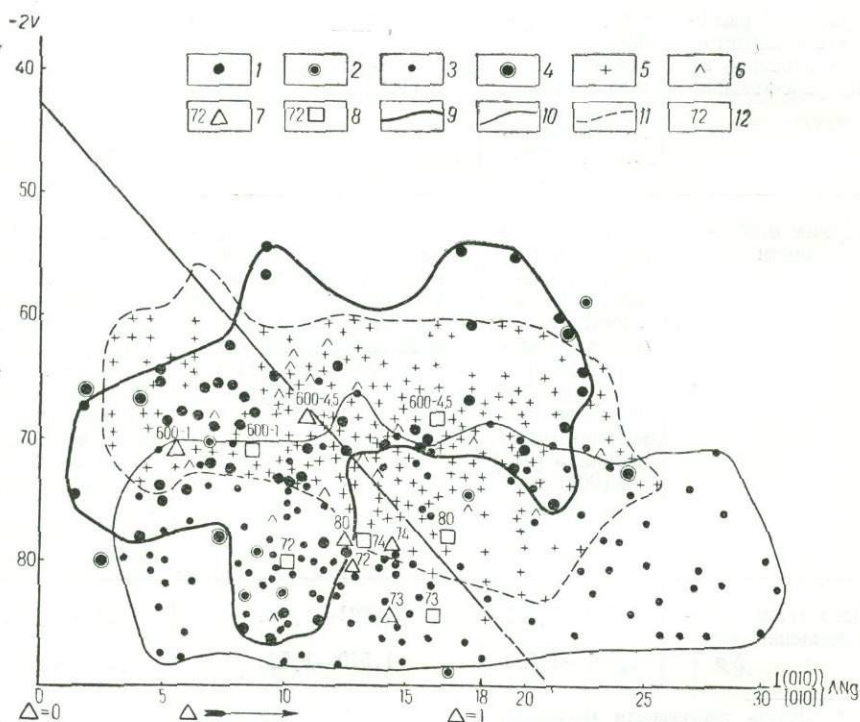


Рис. 19. Оптические свойства каликатровых полевых шпатов из гранитов главной фации

1—2 — пелитизированные (1) и прозрачные (2) каликатровые полевые шпаты из биотитовых адамеллитов юго-западной части Оханджинского массива; 3—4 — прозрачные (3) и пелитизированные (4) каликатровые полевые шпаты из двуслюдяных гранитов северо-восточной части Оханджинского массива; 5 — каликатровые полевые шпаты из адамеллитов Чьорго; 6 — каликатровые полевые шпаты из гранитизированных пород; 7 — структурная триклинность  $\Delta$  и угол оптических осей (среднее из 15—25 замеров в каждом образце); 8 — оптическая триклинность (среднее из 10—15 определений в каждом образце) и средний угол  $2V$  в тех же образцах, где определена  $\Delta$ ; 9—10—11 — пределы изменения оптических свойств пелитизированных каликатровых полевых шпатов из адамеллитов юго-западной части Оханджинского массива (9), прозрачных каликатровых полевых шпатов из двуслюдяных гранитов северо-восточной части Оханджинского массива (10) и каликатровых полевых шпатов из массива Чьорго (11); 12 — номера образцов

сталлизации этих минералов в интервале 500—600° (Ингерсон, 1958). При этом валовый состав определяется составом магматических и послемагматических зерен каликатровых полевых шпатов, а полученные значения температур кристаллизации являются

промежуточными между температурами кристаллизации магматических и послемагматических зерен. Минимальная температура плавления гранита (и, следовательно, магматической кристаллизации), по мнению ряда исследователей (Соболев, 1964), равна

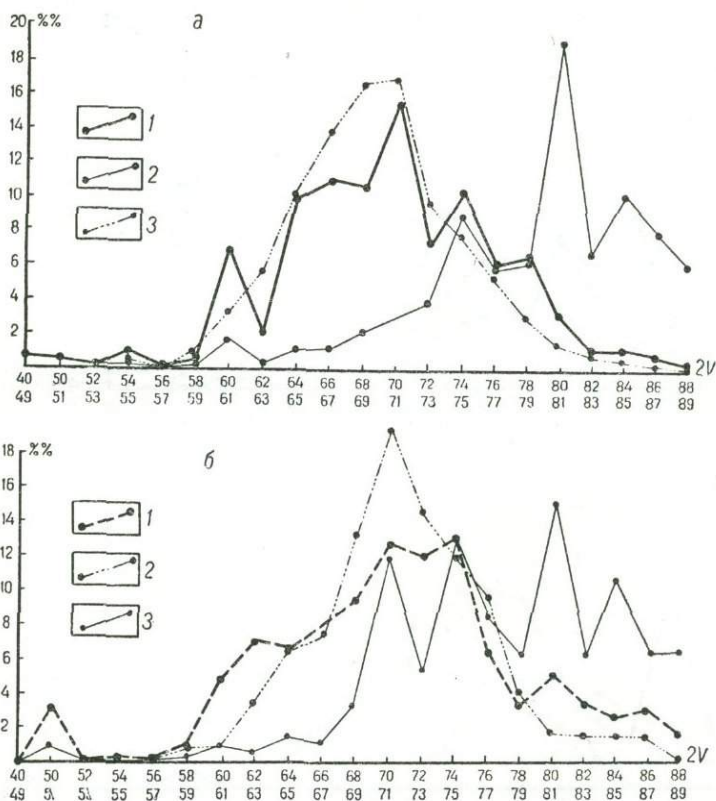


Рис. 20. Частота встречаемости различных значений угла оптических осей в каликатровых полевых шпатах из гранитоидов главной фации (а) и лейкократовых гранитов (б)

1 — юго-западная часть Оханджинского массива (222 замера каликатровых полевых шпатов в адамеллитах и 125 замеров в лейкократовых гранитах); 2 — северо-восточная часть Оханджинского массива (370 замеров в двуслюдяных и 209 замеров в лейкократовых гранитах); 3 — массив Чьорго (541 замер в адамеллитах и 122 замера в лейкократовых гранитах)

примерно  $750^{\circ}$ . Поэтому температура кристаллизации значительной части зерен послемагматического каликатрового полевого шпата была, вероятно, ниже  $500^{\circ}$ , в том числе ниже температуры моноклинно-триклинного перехода (тогда как кристаллизация магматического каликатрового полевого шпата происходила при значительно более высокой температуре).

На рис. 19—21 представлены диаграммы, построенные по замерам каликатровых полевых шпатов на федоровском столике, а на рис. 22 — рентгенограммы, которые (по расстоянию между пиками  $1\bar{3}1-131$ ) позволяют определять структурное состояние минералов. Обращает на себя внимание совпадение результатов изучения каликатровых полевых шпатов на федоровском столике

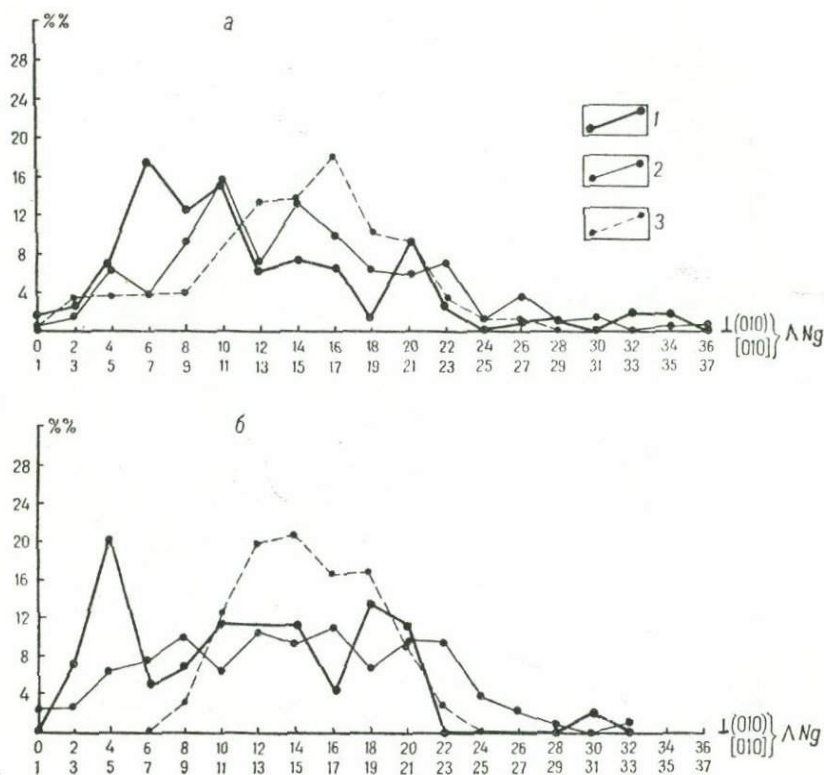


Рис. 21. Частота встречаемости различных значений оптической триклинности в каликатровых полевых шпатах из гранитоидов главной фации (а) и лейкократовых гранитов (б)

1 — каликатровые полевые шпаты из гранитоидов юго-западной части Оханджинского массива (71 замер в адамеллитах и 48 замеров в лейкократовых гранитах); 2 — каликатровые полевые шпаты из гранитов северо-восточной части Оханджинского массива (142 замера в двуслюдяных и 82 замера в лейкократовых гранитах); 3 — каликатровые полевые шпаты из гранитоидов Чьорго (233 замера в адамеллитах и 48 замеров в лейкократовых гранитах)

ортоскопическим методом и результатов рентгеноструктурных исследований. В обоих случаях вывод об относительно неупорядоченном (высокотемпературном\*) характере рассматриваемых минералов юго-западной части Оханджинского массива, более упорядоченном в массиве Чьорго и еще более упорядоченном

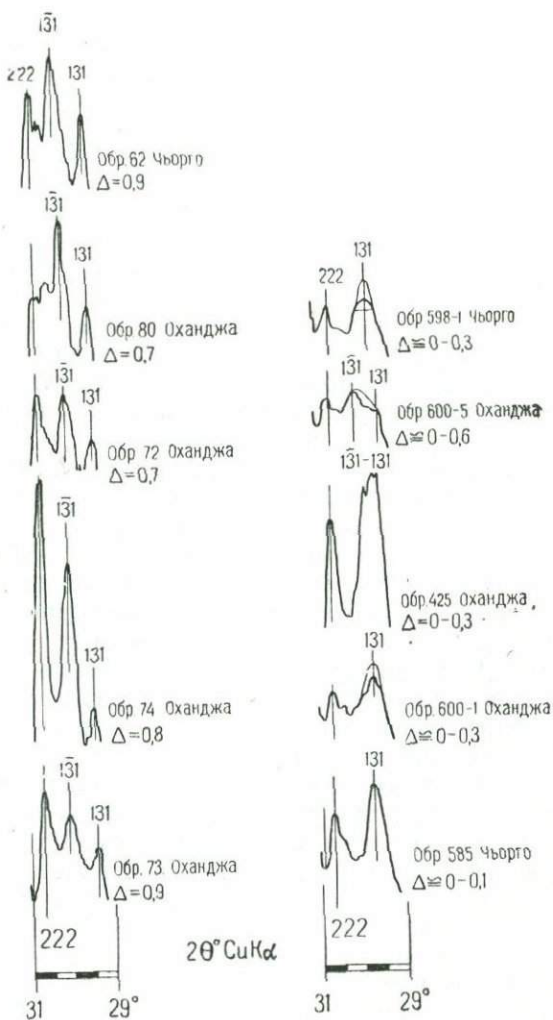


Рис. 22. Порошкограммы по методу рентгеновского дифрактометра каликатровых полевых шпатов из гранитоидов массивов Чьорго и Оханджинского. Характеристика структурной триклинности (степени упорядоченности) по пикам  $\bar{131}$ —131

(низкотемпературном\*) в северо-восточной части Оханджинского массива, является бесспорным и единственно возможным. Такое различие свойств при близком валовом составе калинатровых полевых шпатов может быть объяснено только условиями охлаждения горных пород в послемагматический период.

При построении диаграммы «угол оптических осей — оптическая триклинность» (см. рис. 19) использована схема А. С. Марфунина (1962) для чистых калишпатов (рис. 23), основанная на следующих положениях:

1) с понижением температуры происходит упорядочение Al—Si и связанное с ним изменение [увеличение при положении плоскости оптических осей  $\perp (010)$ ] угла оптических осей;

2) каждому значению температуры должна соответствовать (в случае очень медленного охлаждения) определенная степень упорядочения Al—Si и, следовательно, определенная величина  $2V$ ;

3) упорядочение Al—Si до степени, соответствующей величине  $2V$  примерно  $44^\circ$ , идет в пределах моноклинной симметрии;

4) в случае равновесного с дальнейшим понижением температуры упорядочения направление изменения структурного состояния и оптических свойств калишпатов должно проходить так, как это показано на диаграмме наклонной линией;

5) максимально возможному упорядочению Al—Si ( $\Delta=1$ ) соответствуют значения  $2V=84-85^\circ$  и оптической триклинности —  $18^\circ$ .

А. С. Марфунин (1962) указывает, что триклинные ортоклазы являются субмикроскопически и субрентгеновски сдвойникованными полевыми шпатами, оптическая триклинность которых определяется как степенью триклинности двойниковых индивидов, так и степенью неуравновешенности правых и левых индивидов в блокристалле. При равенстве объемов индивидов правого и левого положения структурно триклинный полевой шпат может быть оптически моноклинным; при наличии индивидов одного положения (монокристалл) оптическая триклинность будет соответствовать структурной. В случае, когда калишпат кристаллизуется при низких температурах, т. е. из растворов, образуются метастабильные моноклинные ортоклазы. Упорядочение этих калишпатов обусловит появление двойников, структурная триклинность которых будет вначале ниже, чем триклинность соответствующих тем же условиям стабильных микроклинов. Однако при благоприятных

---

\* Высокотемпературные полевые шпаты характеризуются неупорядоченным расположением Al и Si в кристаллической решетке. Однако кристаллизация этих минералов при любой температуре обуславливает образование структурно неупорядоченных разностей. Например, кристаллизующиеся при высоких температурах санидин и при низких температурах адуляр обладают одинаково неупорядоченной «высокотемпературной» структурой. Употребление термина «низкотемпературный» обозначает, что хотя вначале полевые шпаты могли кристаллизоваться при высокой температуре, они охлаждались достаточно медленно для перехода в низкотемпературную, т. е. структурно упорядоченную форму. Быстрое охлаждение закалило бы полевой шпат в высокотемпературной форме.

условиях процесс упорядочения и здесь может закончиться образованием максимального микроклина.

Таким образом, оптическая триклинность в калишпатах в соответствии с диаграммой А. С. Марфунина (1962) не может быть выше  $18^\circ$  при  $2V=85^\circ$ ;  $12^\circ$  при  $2V=70^\circ$  и т. д. Вместе с тем на

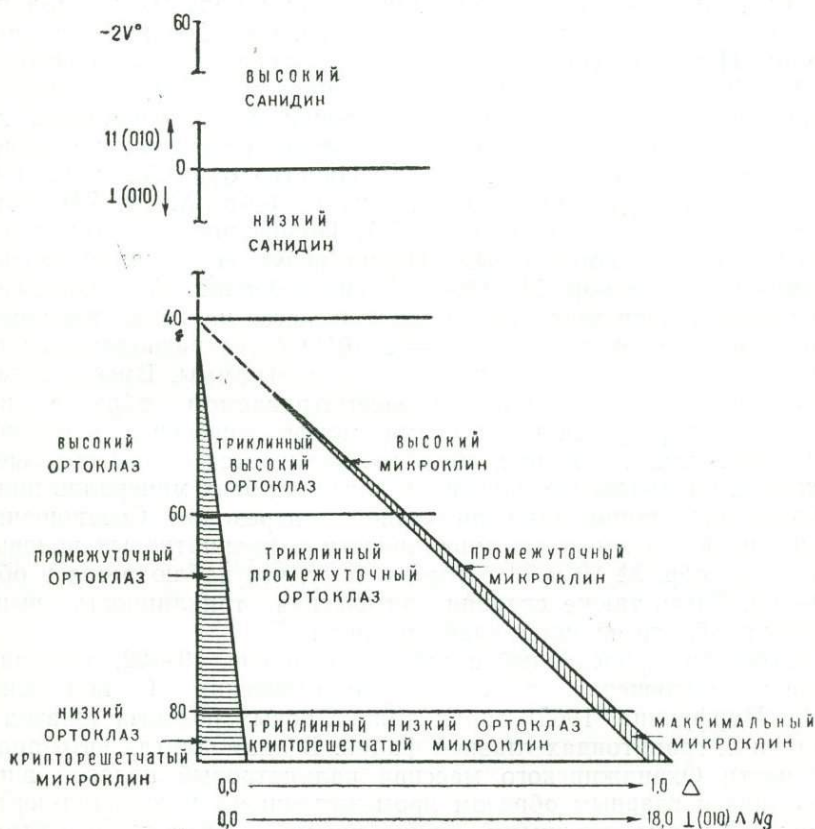


Рис. 23. Схема соотношения различных разновидностей существенно калиевых полевых шпатов (по Марфунину, 1962)

рис. 19 нанесены замеры, около половины которых обнаруживают оптическую триклинность более высокую, чем это допускается диаграммой; значительное количество замеров обнаруживают  $2V$  от  $85$  до  $90^\circ$ . Часть таких «запрещенных» значений триклинности и возможно угла оптических осей объясняется неточностью замеров ортоскопическим методом. Вместе с тем ошибки в измерениях, завышающие триклинность на  $10$ — $20^\circ$ , при той тщательности замеров, которая имела место, практически исключены (так как правильность установки всех кристаллографических элементов контро-

лировалась измерением угловых расстояний между ними). Ошибки могли достигать 6—8°, но не больше. Поэтому объяснение большого числа «запрещенных» значений оптической триклинности следует искать в другом.

На диаграмму (см. рис. 19) нанесены точки  $\Delta-2V$  ср. и  $\perp (010) \wedge Ng$  ср.— $2V$  ср. для калинатровых полевых шпатов из образцов, где производилось рентгеновское исследование этих минералов. При этом средние значения  $2V$  определялись на основании 15—30 замеров, а оптической триклинности — 10—20 замеров в каждом образце. Все нанесенные точки  $\Delta$  расположились на линии равновесного упорядочения или левее ее, а средние значения оптической триклинности в большинстве образцов примерно соответствуют структурной триклинности (обр. № 73, 74) или меньше этой последней (обр. № 72). Положение этих точек является в общем нормальным. Иначе ведут себя калинатровые полевые шпаты в обр. № 600—4,5 (мелкозернистый лейкократовый гранит). Если точка  $2V-\Delta$  располагается на линии равновесного упорядочения, то точка  $2V-\perp (010) \wedge Ng$  располагается на 6° правее, т. е. в «запрещенной» части диаграммы. Вместе с тем калинатровый полевой шпат в рассматриваемом образце нередко характеризуется необычными морфологическими и оптическими свойствами (см. рис. 36), что связывается со своеобразием процессов упорядочения при кристаллизации этих минералов ниже температуры моноклинно-триклинного перехода. Соотношения структурной и оптической триклинности в калинатровых полевых шпатах из обр. № 80 и 73 близки к тому, что наблюдается в обр. 600—4,5. Здесь также средняя оптическая триклинность выше структурной, что является «запрещенным».

Материал, приведенный в табл. 8 и на рис. 19—22, позволяет сделать заключение о структурно-оптических (в понимании А. С. Марфунина, 1962) типах калинатровых полевых шпатов в различных гранитоидах главной фации. В адамеллитах юго-западной части Оханджинского массива калинатровый полевой шпат представлен главным образом промежуточными микроклин-пертитами и промежуточными триклинными ортоклаз-пертитами (см. рис. 23)\*. Единичные замеры указывают на наличие также высоких микроклин-пертитов, промежуточных (моноклинных) ортоклаз-пертитов и триклинных низких ортоклаз-пертитов. Максимальные микроклины здесь не установлены. Таким образом, калинатровые полевые шпаты из адамеллитов юго-западной части Оханджинского массива относятся к сравнительно высокотемпера-

---

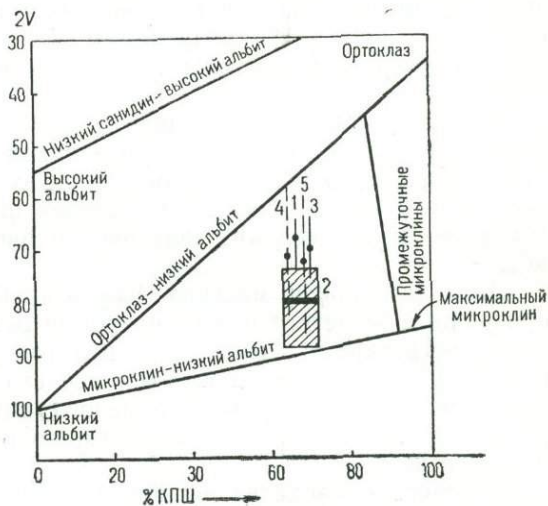
\* Результаты рентгеноструктурных анализов указывают на практически полное обособление альбита из твердого раствора в пертиты и микропертиты. Для калинатровых полевых шпатов из гранитов всегда устанавливается почти полное обособление альбита (Марфунин, 1962). Поэтому схема А. С. Марфунина (см. рис. 23), предложенная для существенно калиевых полевых шпатов, применима для калинатровых полевых шпатов из гранитоидных пород.

турным разностям, т. е. к разностям с относительно невысокой степенью упорядочения  $Al-Si$ .

Калинатровые полевые шпаты из адамеллитов массива Чьорго представлены главным образом промежуточными микроклинпертитами и триклинными промежуточными ортоклаз-пертитами.

Рис. 24. Диаграмма, показывающая связь угла оптических осей с составом и структурным состоянием щелочных полевых шпатов (несколько измененный фрагмент диаграммы Таттла, 1952)

1, 2 — наиболее обычные калинатровые полевые шпаты из адамеллитов юго-западной (1) и северо-восточной (2 — заштрихованное поле) частей Оханджинского массива; 3 — то же, из адамеллитов Чьорго; 4, 5 — то же, из лейкократовых гранитов юго-западной части Оханджинского массива (4) и массива Чьорго (5). Точками и толстой линией показаны средние арифметические значения углов оптических осей; вертикальные линии и высота заштрихованного поля показывают пределы изменения угла оптических осей



Изредка устанавливаются максимальные микроклин-пертиты, триклинные низкие ортоклаз-пертиты и высокие микроклин-пертиты. Следовательно, при некотором сходстве свойств рассматриваемых минералов из юго-западной части Оханджинского массива и из массива Чьорго, в последнем из них калинатровые полевые шпаты отличаются в среднем большей триклинностью ( $\Delta$ ) кристаллической решетки, обусловленной более высокой степенью упорядоченности  $Al-Si$  и, как следствие, более высокими значениями  $2V$ .

Существенно отличаются по всем своим свойствам калинатровые полевые шпаты из гранитов главной фации северо-восточной части Оханджинского массива. Они представлены преимущественно максимальными и промежуточными микроклин-пертитами, а также низкими и промежуточными триклинными ортоклаз-пертитами, иначе говоря преобладающими здесь являются разности, отличающиеся высокой триклинностью кристаллической решетки и, как следствие, — большими углами оптических осей.

На диаграмме (рис. 24), которую В. Мак-Кензи и Д. Смит (Mac Kenzie and Smith, 1956) считают лучшей для классификации щелочных полевых шпатов, нанесены данные химических анализов и результаты измерения угла оптических осей калинатровых полевых шпатов из гранитоидов рассматриваемых массивов. Как уже отмечалось (табл. 7), в биотитовых адамеллитах из западной

части Оханджинского массива калинатовые полевые шпаты представлены нерешетчатыми зернами с обилием бурого пелитового вещества. Иногда вдоль трещин спайности, по краям зерен и около наиболее крупных пертитовых вростков пелитового материала становится меньше или он исчезает совсем. Изредка в таких очищенных, прозрачных участках появляется слабо заметная микроклиноватая решетка. Природу пелитовых частиц установить не удалось, хотя крупные частицы более всего похожи на пузырьки жидкости.

Калинатовые полевые шпаты из гранитов северо-восточной части массива представлены прозрачными решетчатыми микроклинами. Изредка в них сохраняются небольшие участки пелитизации, в которых калинатовый полевой шпат лишен микроклиновой решетки и содержит меньшее количество пертитовых вростков.

Для адамеллитов массива Чьорго наиболее характерны водяно-прозрачные решетчатые калинатовые полевые шпаты и лишь изредка встречаются типичные пелитизированные нерешетчатые разности. Нередко наблюдаются все стадии образования водяно-прозрачного калинатового полевого шпата в зернах пелитизированного вдоль трещин спайности, по периферии зерен, пятнами и полосами.

Оптические свойства пелитизированных и водяно-прозрачных зерен различаются весьма существенно (см. рис. 19). Это устанавливается даже в участках одного и того же зерна. При этом пелитизированные зерна или участки зерен в двуслюдяных гранитах юго-восточной части Оханджинского массива и в массиве Чьорго имеют оптические и другие свойства, аналогичные свойствам таких же минералов из адамеллитов юго-западной части. Наоборот, прозрачные калинатовые полевые шпаты, изредка встречающиеся в адамеллитах юго-западной части Оханджинского массива, имеют свойства, аналогичные свойствам этих минералов в гранитах северо-восточной части (см. рис. 19). Следовательно, можно предполагать, что прозрачные калинатовые полевые шпаты образовались позднее пелитизированных, главным образом за счет их перекристаллизации. При этом новообразованный прозрачный с пертитовыми вростками калинатовый полевой шпат представлен обычно более низкотемпературной, упорядоченной разностью.

При сравнении оптических свойств калинатовых полевых шпатов по разрезам через жильные тела гранитов (во вмещающих гранитоидах вдалеке от жил, на контакте с ними и в гранитах жильного тела) устанавливается следующее:

а) с приближением к жилам калинатовые полевые шпаты чаще становятся более прозрачными, содержат большее количество пертитовых вростков, чаще встречаются зерна с волнистым или пятнистым угасанием;

б) средние значения оптической триклинности и угла оптических осей иногда уменьшаются с приближением к жилам. Это

чаще отмечается в разрезах из юго-западной части Оханджинского массива (см. рис. 32, 33) и почти не заметно в разрезах из его северо-восточной части.

Изменение свойств калинатовых полевых шпатов в адамеллитах из различных по глубине эрозии частей массива Чьорго показано в табл. 8.

Т а б л и ц а 8

Массив Чьорго	Средние содержания калинатового полевого шпата	Угол оптических осей	$\perp (010) \wedge Ng$ и $[010] \wedge Ng$
Северная часть	22,4%	69° (среднее из 389 замеров)	14° (среднее из 113 замеров)
Южная, наименее вскрытая часть	24,0%	73° (среднее из 42 замеров)	12° (среднее из 18 замеров)

Свойства калинатовых полевых шпатов по вертикальным разрезам (см. рис. 17, 18) изменяются незначительно. Так, в массиве Чьорго в гранитах из верхних частей разрезов содержится несколько большее количество зерен с пертитовыми вростками из сдвойникового альбита, расположенными по (001) и (010) минерала-хозяина; чаще встречаются простые двойники, уменьшается относительное количество зерен с ясной микроклиновой решеткой. Незначительность изменения оптических свойств калинатовых полевых шпатов по разрезам так же, как и в различных по глубине эрозии частях массива Чьорго (см. табл. 8), наряду с отмеченными выше незначительными изменениями состава адамеллитов, позволяют сделать вывод об очень близких условиях формирования гранитоидов в различных по глубинности частях массива в раннюю щелочную стадию послемагматического периода, т. е. об очень малом градиенте температуры и о примерно одинаковом количестве поровых растворов.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что при переходе из юго-западной части Оханджинского массива в северо-восточную рассматриваемые минералы приобретают более низкотемпературный комплекс свойств: увеличивается угол оптических осей, оптическая и структурная триклинность; появляется микроклиновая решетка; увеличивается количество пертитовых вростков и возрастает относительное количество сдвойникового альбита в пертитовых вростках; исчезает пелитизация и т. д. Калинатовые полевые шпаты из адамеллитов массива Чьорго имеют промежуточные свойства. Установлено также, что с уменьшением глубины залегания гранитоидов калинатовые полевые

шпаты в них становятся несколько более низкотемпературными, хотя это проявляется очень неотчетливо.

Плагиоклазы гранитоидов главной фации юго-западной и северо-восточной частей Оханджинского массива и массива Чьорго различаются по составу, оптическим и внешним (видимым под микроскопом) особенностям. Биотитовые адамеллиты юго-западной части Оханджинского массива содержат в среднем более основной плагиоклаз, а при одинаковой основности этот плагиоклаз имеет более высокотемпературную оптику, чем плагиоклаз из гранитов северо-восточной части. Наибольшая установленная основность плагиоклаза из адамеллитов юго-западной части — 74% анортитовой молекулы, из гранитов северо-восточной части — 60% и из адамеллитов массива Чьорго — 70%.

Для адамеллитов юго-западной части Оханджинского массива свойственны резко зональные плагиоклазы, причем зональность чаще повторная, иногда прямая; в некоторых зернах в ядрах отмечается обратная зональность, а в периферических частях повторная или прямая. Так, зерно в шлифе 600-3/58 (рис. 25) имеет основность центральной части ядра № 44, периферической — № 40; затем повторная зональность проявлена в чередовании зон плагиоклаза № 54, 44 и 40 с углами оптических осей соответственно  $80^{\circ}+$ ,  $78^{\circ}+$ ,  $84^{\circ}+$ . Кайма сложена плагиоклазом № 14. В шлифе 591-2 (см. рис. 31) ядро зерна сложено плагиоклазом № 52 ( $2V=90^{\circ}$ ); затем идут зоны № 44 и 41, трижды повторяются зоны № 35, 41 и 44, а периферическая часть сложена зонами № 30 и 16. Углы оптических осей изменяются от  $-78$  до  $90^{\circ}$ . Большая часть зон сложена оптически монокристалльным, местами с еле заметными тонкими двойниковыми полосками плагиоклазом.

Плагиоклазы из адамеллитов массива Чьорго характеризуются чаще прямой зональностью с ядром, сложенным плагиоклазом № 35—55 (в шлифе 63/57 в ядре установлен плагиоклаз № 70) и каймой № 7—24. Установлено, что в зернах с повторной зональностью в одних случаях ядро и вторая зона имеют наибольшую основность, а зона первая, непосредственно прилегающая к ядру, является более кислой, тогда как в других наибольшую основность имеет первая зона, а ядро и вторая зона являются более кислыми. Чаще границы между зонами резкие.

Зональное строение плагиоклазов из гранитов северо-восточной части Оханджинского массива выражено не столь отчетливо (см. рис. 25). Обычна прямая зональность, образованная тремя-четырьмя зонами; иногда встречается обратная зональность. Крупные зерна плагиоклаза в гранитах северо-восточной части Оханджинского массива сложены в основном двойниковыми индивидами обычной толщины. Лишь местами периферические части таких зерен не имеют двойникового строения. В юго-западной части Оханджинского массива и в массиве Чьорго в адамеллитах передки зерна андезина, центральные части которых лишены двойникового строения или составлены чрезвычайно тонкими двойни-

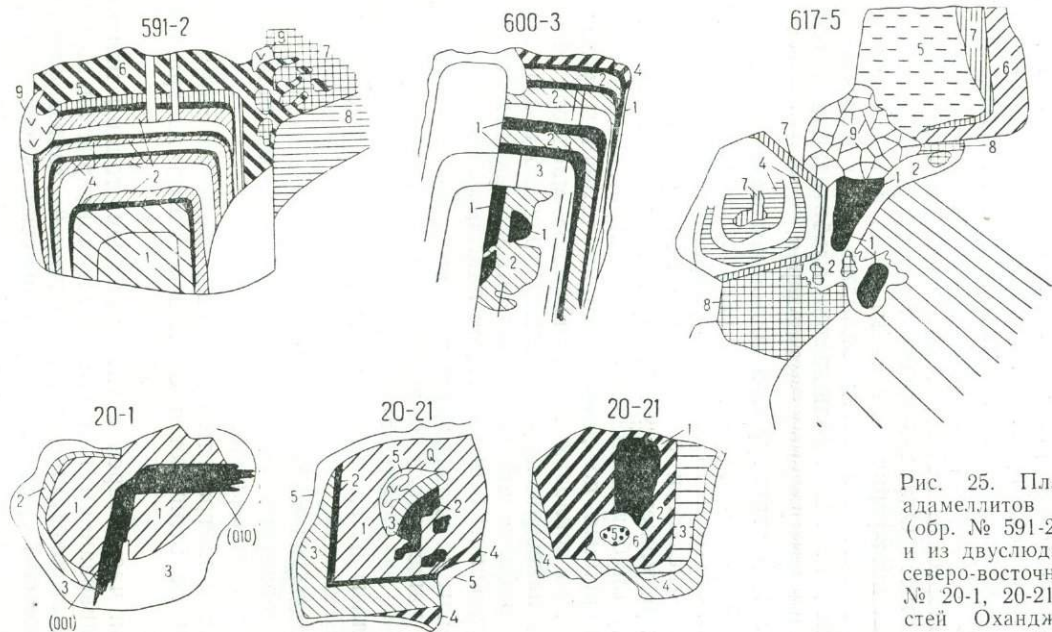


Рис. 25. Плагиоклазы из адалмелитов юго-западной (обр. № 591-2, 600-3, 617-5) и из двуслюдяных гранитов северо-восточной (обр. № 20-1, 20-21, 20-21а) частей Оханджинского массива

Обр. № 591-2 (1 — № 52;  $2V = +90^\circ$ ; 2 — № 41;  $2V = -86^\circ$ ; 3 — № 35;  $2V = -78^\circ$ ; 4 — № 44;  $2V = -86^\circ$ ; 5 — № 30;  $2V = -78^\circ$ ; 6 — № 16;  $2V = 88^\circ$ ; 7 — калиналовый полевой шпат; 8 — биотит; 9 — кварц); обр. № 600-3 (1 — № 44;  $2V = 78^\circ+$ ; 2 — № 40;  $2V = 84^\circ+$ ; 3 — № 54;  $2V = 80^\circ+$ ; 4 — № 14); обр. № 617-5 (1 — № 41;  $2V = -88^\circ$ ; 2 — № 20;  $2V = 78^\circ-$ ; 3 — № 44;  $2V = +72^\circ$ ; 4 — № 50;  $2V = 74^\circ+$ ; 5 — № 45;  $2V = +82^\circ$ ; 6 — № 24;  $2V = 78^\circ+$ ; 7 — № 10;  $2V = 78^\circ+$ ; 8 — калиналовый полевой шпат; 9 — раздробленный плагиоклаз). Обр. № 20-1 (1 — № 42;  $2V = 88^\circ+$ ; 2 — № 24;  $2V = 90^\circ$ ; 3 — № 10;  $2V = 82^\circ+$ ); обр. № 20-21 (1 — № 38;  $2V = 87^\circ+$ ; 2 — № 29;  $2V = 86^\circ-$ ; 3 — № 22;  $2V = 86^\circ-$ ; 4 — № 8;  $2V = 70^\circ+$ ; 5 — № 43;  $2V = 80^\circ+$ ; 6 — № 33;  $2V = 90^\circ$ ). Обр. № 20-21а (1 — № 33;  $2V = +80^\circ$ ; 2 — № 25;  $2V = +80^\circ$ ; 3 — № 20;  $2V = 82^\circ+$ ; 4 — № 15;  $2V = 72^\circ+$ ; 6 — № 5;  $2V = 68^\circ+$ ). Здесь и дальше знак перед значением угла оптических осей означает, что замер произведен по двум выходам оптических осей; знак после цифры означает, что замер произведен по одному выходу оптических осей. На зарисовке шлифов 591-2 и 617-5 замер 3 — участки без штриховки.

ковыми индивидами. Нередки также зерна с центральной частью, образованной сдвойникованным лабрадором, и периферической, сложенной монокристалльным андезином и олигоклазом. Крупные (до 4 см) зерна плагиоклаза часто содержатся в гранитоидах эндоконтактовых частей массива Чьорго; в таких зернах обычны включения кварца, более раннего плагиоклаза, биотита, иногда циркона, антипертитовых вросков.

Наиболее обычными для адамеллитов юго-западной части Оханджинского массива являются плагиоклазы № 25—50, для адамеллитов Чьорго № 20—45 и для двуслюдяных гранитов северо-восточной части Оханджинского массива № 10—40.

Как правило, периферические части зерен плагиоклаза из гранитоидов северо-восточной части Оханджи и из массива Чьорго альбитизированы; иногда наблюдается альбитизация вдоль трещин спайности и в центральных частях зерен.

Для определения структурного состояния кристаллической решетки плагиоклазов замерены углы оптических осей. Диаграмма, которая позволяет оценить степень упорядоченности кристаллической решетки кислых и средних (до № 50) плагиоклазов по значению  $2V$ , предложена А. С. Марфуниным (1957 г.). Д. Смит (Smith, 1958 г.) опубликовал подобную диаграмму для всех плагиоклазов. Замеренные по двум выходам величины угла оптических осей в плагиоклазах из гранитоидов массивов Чьорго и Оханджинского нанесены на диаграммы (рис. 26 и 27). Из этих диаграмм и из наблюдений за связью оптических свойств с видимыми под микроскопом особенностями плагиоклазов следует:

а) плагиоклазы из адамеллитов юго-западной части Оханджинского массива чаще имеют более высокотемпературную оптику, чем плагиоклазы из двуслюдяных гранитов его северо-восточной части; плагиоклазы из адамеллитов Чьорго имеют промежуточное положение;

б) плагиоклазы из лейкократовых гранитов в общем имеют более низкотемпературные оптические свойства, чем плагиоклазы из гранитоидов главной фации;

в) плагиоклазы из гранитизированных пород по своим оптическим свойствам не отличаются от плагиоклазов из гранитоидов главной фации;

г) зерна или части зерен с еле заметным, тонким полисинтетическим двойникованием или оптически монокристалльные обладают наиболее высокотемпературной оптикой; таким плагиоклазом нередко сложены средние и периферические части зерен, изопертитовые вроски (см. рис. 27), метасоматические прожилки вдоль трещин. Наиболее часто подобный высокотемпературный плагиоклаз, имеющий основность № 20—40, образует зерна или части зерен в адамеллитах юго-западной части Оханджинского массива (шлиф 617-5, рис. 25); иногда ясно видно образование такого плагиоклаза за счет более раннего (рис. 28);

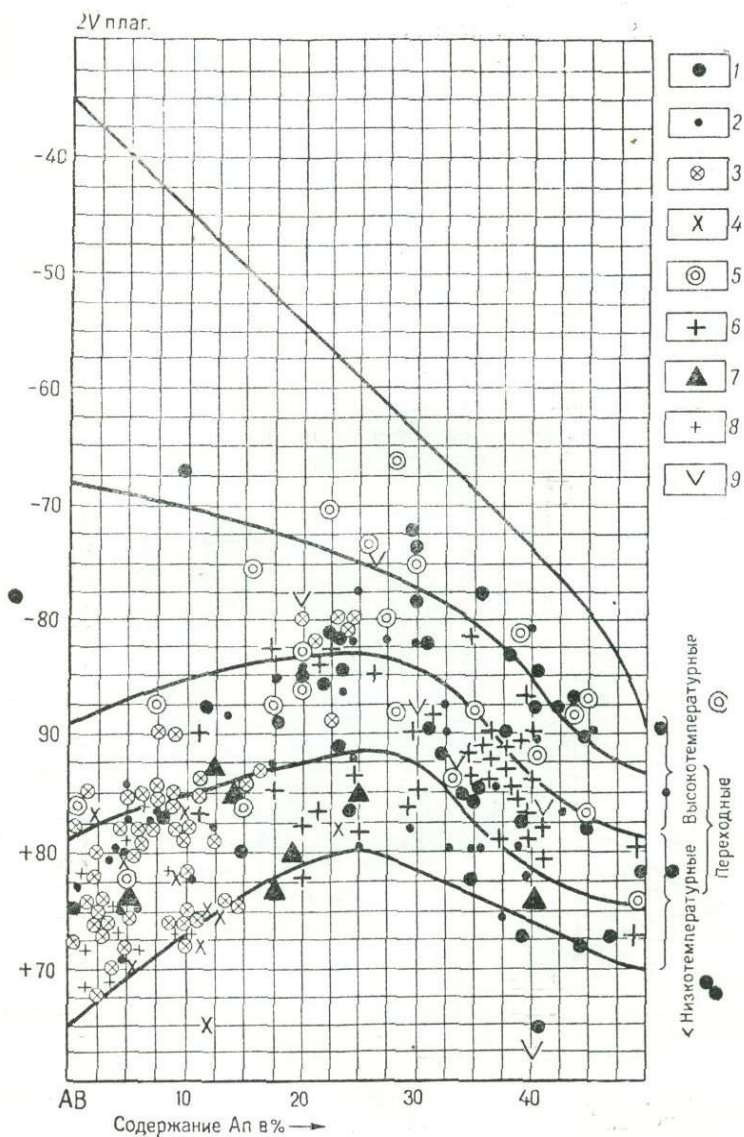


Рис. 26. Зависимость величины угла оптических осей от структурного состояния и состава плагиоклазов в гранитоидах массивов Чьорго и Оханджинский (на диаграмме А. С. Марфушина, 1957)

1 — плагиоклазы из адамеллитов юго-западной части Оханджинского массива; 2 — плагиоклазы из двуслюдяных гранитов северо-восточной части Оханджинского массива; 3, 4 — плагиоклазы из лейкократовых гранитов юго-западной (3) и северо-восточной (4) частей; 5 — плагиоклазы из гранитоидов главной фации, залегающих в контакте с жилами лейкократовых гранитов; 6 — плагиоклазы из адамеллитов Чьорго; 7 — плагиоклазы из лейкократовых гранитов Чьорго; 8 — плагиоклазы из гидротермально измененных гранитоидов; 9 — плагиоклазы из гранитизированных осадочных пород

д) наиболее высокотемпературной оптикой отличаются плагиоклазы из гранитоидов главной фации в непосредственном контакте с жилами лейкократовых гранитов (см. рис. 26, 40).

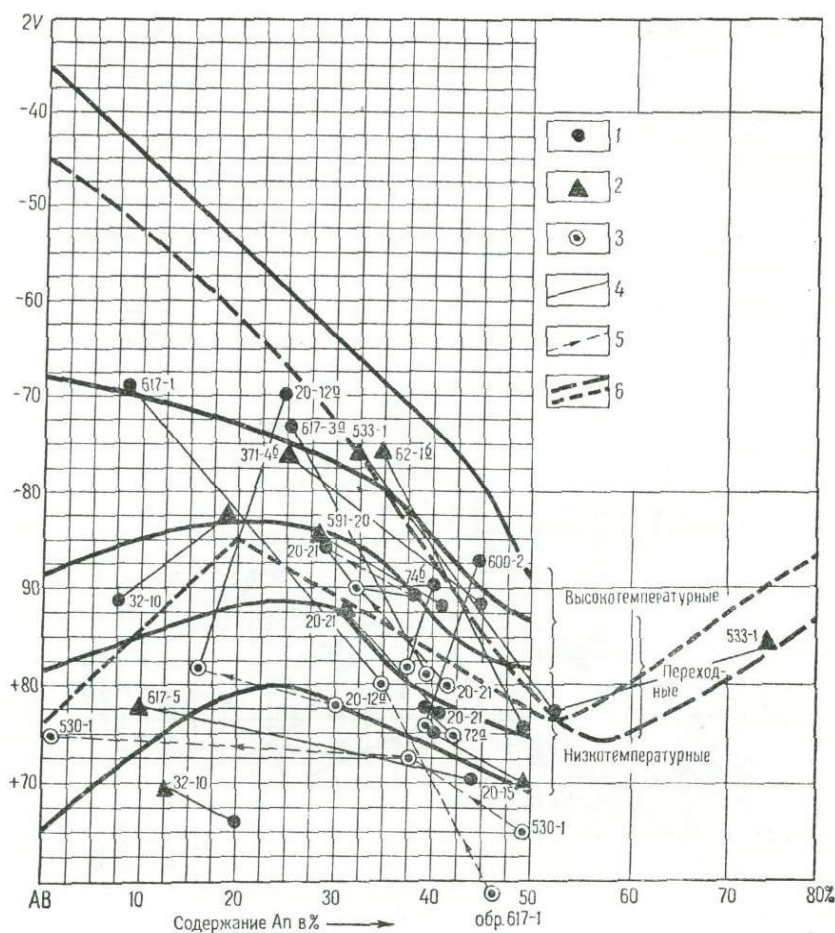


Рис. 27. Оптические свойства плагиоклазов в изопертитовых и пойкилитовых вростках

1 — вмещающий плагиоклаз; 2 — изопертитовые вростки; 3 — пойкилитовые вростки; 4 — линии, соединяющие плагиоклаз вросток с плагиоклазом — хозяином; 5 — линии, соединяющие различные зоны плагиоклаза пойкилитовых вросток; 6 — высоко- и низкотемпературные плагиоклазы (по J. V. Smith, 1958)

е) центральные части зерна, имеющие основность 45% анортита и выше, и все пойкилитовые вростки (см. рис. 25, 27), обычно сложены плагиоклазом с нормальной шириной двойниковых индивидов и с низкотемпературной оптикой.

При сопоставлении максимальной основности плагиоклаза в породах различных частей массива Чьорго и по вертикальным разрезам выявляется следующее:

а) по разрезу № 2 (см. рис. 17) максимальная в каждом обнажении основность плагиоклаза несколько уменьшается снизу вверх;

б) по разрезу № 3 и по разрезу в пределах Оханджинского массива (рис. 18) подмечается более отчетливое уменьшение максимальной основности плагиоклаза снизу вверх;

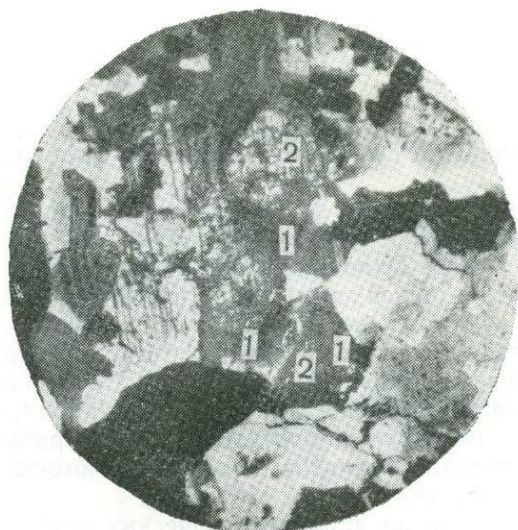


Рис. 28. Монокристалльный высокотемпературный плагиоклаз (1) слагает периферические части зерен и иногда имеет резкие границы с низкотемпературным плагиоклазом центральных частей (2), который местами как бы замещается монокристалльным плагиоклазом

в) изменение средних арифметических значений из всех замеров максимальной основности плагиоклаза в адамеллитах различных частей массива Чьорго видно из табл. 9.

Следовательно, основность плагиоклаза уменьшается в породах менее эродированной части массива по сравнению с породами северной глубокой эродированной части, т. е. изменяется таким же образом, как это наблюдается по разрезам. Эти выводы находятся в согласии с результатами химических анализов, которые устанавливают уменьшение содержания извести в гранитоидах с уменьшением глубины их залегания.

Биотиты. Биотиты из гранитоидов рассматриваемых массивов несколько различаются по своим особенностям. В табл. 10

Таблица 9

	Массив Чьорго	
	Северная, наиболее поднятая часть	Южная, узкая часть
Средние арифметические значения максимальной основности . . . . .	№ 41	№ 37
Количество замеров . . . . .	33	30
Пределы изменения максимальной основности . . . . .	от № 32 до № 70	от № 30 до № 44

приведены важнейшие свойства биотитов из гранитондов главной фации.

На диаграмме (рис. 29) для определения общей железистости биотита из гранитов (Соболев, 1950) видно, что биотиты из гранитов главной фации Оханджинского и Чьоргского массивов отличаются высокой общей железистостью; причем несколько более высокие показатели светопреломления отмечаются для биотитов из юго-западной части массива, тогда как светопреломление биотитов из северо-восточной части Оханджинского массива и из массива Чьорго в среднем более низкое. Наиболее низким светопреломлением отличаются биотиты из лейкократовых и гидротермально-измененных гранитов апофизы в юго-западной части Оханджинского массива (обн. № 118).

Точки, нанесенные по данным химических анализов и замеров светопреломления биотитов (северо-восточная часть Оханджи, Чьорго), располагаются правее линии для биотитов из «нормальных гранитов», что, по-видимому, связано с высоким содержанием фтора в анализируемых минералах. Не подмечено каких-либо однозначных изменений оптических свойств биотитов по вертикальным разрезам и в различных по глубине эрозии частях массива Чьорго.

Результаты химического анализа и кристаллохимические формулы биотитов из гранитондов главной фации массива Чьорго и Оханджинского приведены в табл. 11.

В табл. 12 приведены сведения об относительной железистости изученных биотитов, степени окисления в них железа и содержании титана.

Все вышеприведенные сведения о биотитах из массивов Чьорго и Оханджинского позволяют сделать вывод, что эти минералы отличаются от «среднего биотита из гранитов и пегматитов» большим содержанием титана, закисного железа, высоким содержанием фтора и меньшим содержанием магния и натрия. Высокое содержание, в частности, титана объясняет появление значитель-

Свойства биотитов	Массив Оханджинский		Массив Чьорго
	юго-западная часть	северо-восточная часть	
Плеохроизм	От темно-желтого до густо коричневого	От желтого до красно-коричневого	От желтого до темно-коричневого с красноватым оттенком
Включения аксессуарных минералов	Апатит, ильменит, циркон	Циркон, ксенотим, монацит, апатит, редко ильменит	Апатит, циркон, ильменит; очень редко ксенотим и монацит
Замещающие минералы	В среднем 4% всего количества биотита замещается хлоритом	В среднем 50% всего количества биотита замещено фенгитом, мусковитом и хлоритом	В среднем 10% всего количества биотита замещено мусковитом, фенгитом и хлоритом
Показатель светопреломления (рис. 29)	1,669*	1,661—1,667. Изредка присутствует зеленовато-коричневый биотит с $N_m=1,669—1,680$	1,651—1,667
Прочие особенности	Нередки изогнутые, катаклазированные таблички. Размер от 0,5 до 4—6 мм		
Наиболее обычные содержания характерных элементов-примесей (в %):			
литий	0,1—1	1	0,1—1
олово	0,0015	0,003	0,005
свинец	0,0015	0,003	0,003
Структурные соотношения с окружающими минералами	Широкие, почти изометричные, реже удлинённые таблички, более идиоморфные, чем кварц и калишпат. С плагиоклазом имеет равный идиоморфизм	Широкие таблички, более идиоморфные, чем все бесцветные минералы	Широкие, нередко удлинённые таблички, имеющие равный идиоморфизм с основным и средним плагиоклазом, но более идиоморфные, чем калишпат и кварц

Здесь и далее точность  $\pm 0,003$ .

ных количеств титанита и иногда рутила (при хлоритизации биотита).

По В. С. Соболеву (1950), повышенное количество железа (закисного) и титана свидетельствует о высокотемпературных условиях образования биотита.

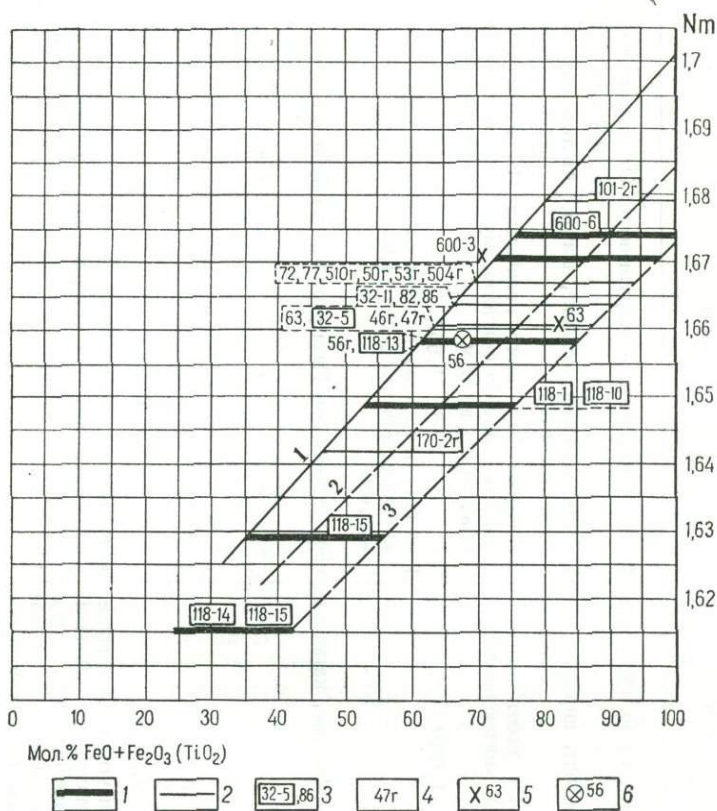


Рис. 29. Диаграмма для определения общей железистости биотита из гранитов (1), обычных (2) и богатых фтором (3) пегматитов по показателю светопреломления  $N_m$  (Соболев, 1950)

1—2— биотиты из гранитоидов главной фации юго-западной (1) и северо-восточной (2) частей Оханджинского массива; 3— биотиты из лейкократовых гранитов (в рамке) и гранитоидов главной фации (без рамки или в пунктирной рамке); 4— биотиты из гранитоидов Чьорго; 5— химические анализы биотитов из Оханджинского массива; 6— химический анализ биотита из Чьорго

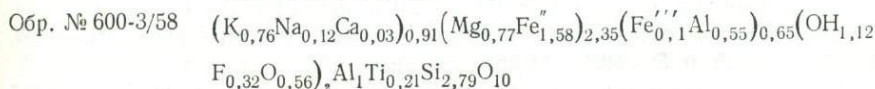
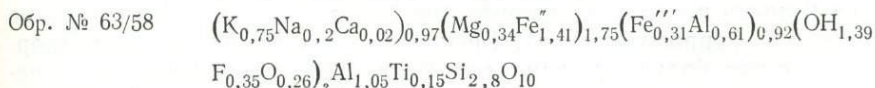
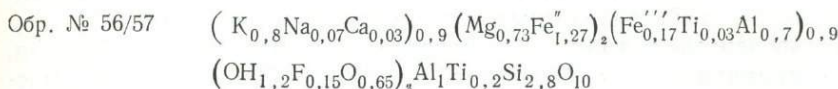
Кварц, светлые слюды, хлорит. Кварц в гранитоидах главной фации представлен ксеноморфными зернами среднего размера, более крупными, с резким волнистым угасанием в северо-восточной части Оханджинского массива и более мелкими, с не-

Таблица 11

Компоненты	Обр. № 56/57 (массив Чьорго)	Обр. № 63/58 (северо-восточная часть Оханджин- ского массива)	Обр. № 600-3/58 (юго-западная часть Оханджин- ского массива)	Средний состав биотита из гра- нитов и пегматитов (по данным П. Н. Червин- ского)
Весовые %				
SiO <sub>2</sub>	36,44	36,16	35,51	36,38
TiO <sub>2</sub>	4,04	2,62	3,35	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,35	18,36	16,22	16,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,95	5,45	1,81	7,58
FeO	19,57	20,80	23,68	14,61
MnO	0,24	0,45	0,32	0,48
MgO	6,38	3,06	6,43	9,28
CaO	0,38	0,30	0,39	0,88
Na <sub>2</sub> O	0,50	1,28	0,82	1,12
K <sub>2</sub> O	8,11	7,56	7,92	8,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,07	0,05	—
+H <sub>2</sub> O	2,36	2,69	2,11	—
-H <sub>2</sub> O	—	0,40	0,24	—
F <sub>2</sub>	0,64	1,42	1,30	—
Сумма	99,96	100,22*	99,91*	—
П. п. п.	—	1,77	1,40	—
Уд. вес	—	3,08 (при 20°)	3,08 (при 110°)	—
Поправка на F <sub>2</sub> =0	0,26	0,61	0,54	—
Сумма	99,70	99,61	99,37	—

Аналитики — Р. Лаговская, Г. Гормашова.

#### Кристаллохимические формулы



\* В сумму не входит количество —H<sub>2</sub>O.

Таблица 12

	Массив Оханджинский		Массив Чьорго, обр. № 56/57
	западная часть, обр. № 600-3/58	восточная часть, обр. № 63/58	
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2} \times 100\%$	71%	83%	68%
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO}}$	2,1	4,4	1,8
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{FeO}}$	0,03	0,1	0,06
$\frac{\text{TiO}_2}{\text{TiO}_2}$	3,35%	2,62%	4,04%

отчетливым волнистым угасанием в юго-западной его части. Кварц из адамеллитов массива Чьорго имеет промежуточные свойства.

В гранитах северо-восточной части Оханджинского массива, в адамеллитах Чьорго и реже в адамеллитах юго-западной части первого массива встречаются случаи замещения кварцем окружающих минералов. Иногда в результате замещения кварцем калинатрового полевого шпата образуются грубые пегматоидные сростания этих минералов. Нередко крупные по величине зерна кварца содержат реликты замещенных минералов, являясь, по-видимому, порфиробластами.

Светлые двуосные слюды в значительных количествах встречаются в гранитах северо-восточной части Оханджинского массива и в меньшем количестве — в адамеллитах Чьорго. Они представлены светло-зеленой и бесцветной разновидностями. Светло-зеленый мусковит развивается по биотиту, а бесцветный — по полевым шпатам и по светло-зеленому мусковиту. В типичных биотитовых адамеллитах из юго-западной части Оханджинского массива очень редко содержатся незначительные количества бесцветных слюд. Оптические свойства светлых слюд приведены в табл. 13.

Приведенные в табл. 13 константы определяют (Винчелл, 1953) принадлежность бесцветной слюды из Оханджинского массива к почти чистому мусковиту (не более 15% пикрофенгита и не более 5% ферримусковита). Бесцветные слюды из массива Чьорго содержат больше магния (от 40 до 70% пикрофенгита) и несколько больше железа (от 10 до 20% ферримусковита). Светло-зеленая слюда относится к пикрофенгиту с примесью 10—20% мусковитовой и 5—10% ферримусковитовой молекул.

В гранитоидах из северо-восточной и юго-западной частей Оханджинского массива встречается зеленый, с аномальными голубыми цветами интерференции хлорит-вероятно, пеннин), заме-

№ обр.	Массив Оханджинский						Массив Чьорго		
	юго-западная часть			северо-восточная часть			Ng	Nm	-2V
	Ng	Nm	-2V	Ng	Nm	-2V			
Бесцветная слюда									
63/58				1,595	1,589	—			
72/58				1,595	1,588	~45°			
						r < v			
82/58				1,589	1,582	—			
86/58				1,592	1,585	47°			
						r < v			
600-3/58	1,590	1,585	—				1,596	1,560	40°
60/57								(Np')	
512/57							—	1,560	~30°
								(Np')	
50/57							1,589	—	35—
507/57									-40°
156/57							1,596	—	—
							—	1,590	—

## Светло-зеленая слюда

82/58, 86/58				1,680 (Nm)	1,588 (Np)	30°			
510-1/57							1,612	—	—

Примечание. Точность определений  $\pm 0,001-0,002$ .

щающий чешуйки биотита. Содержания его очень малы. Оптические свойства хлорита в обр. № 63/58:  $Ng=1,645$ ;  $2V$  — очень мал; в обр. № 72/58 и 77/58:  $Ng=1,643$ ;  $2V=-15^\circ$ .

В адамеллитах из массива Чьорго по биотиту развивается хлорит, имеющий в одних случаях зеленый, в других темно-зеленый цвет. Светло-зеленый хлорит имеет меньший показатель преломления ( $Ng=1,621-1,634$ ; 6 определений), темно-зеленый хлорит отличается более высоким светопреломлением ( $Ng=1,639-1,644$ ; 4 определения). Приведенные оптические свойства свидетельствуют о высокой железистости и высоком содержании алюминия в хлоритах из гранитоидов массивов Чьорго и Оханджинского.

Акцессорные минералы. Состав и количество акцессорных минералов в сравниваемых гранитоидах главной фации неодинаковы. Здесь установлены апатит, циркон, монацит, ксенотим, альмандин, турмалин, количество которых наименьшее в гранитоидах юго-западной части Оханджинского массива.

Судя по показателям преломления, состав турмалина изменяется от драгита с 40% шерловой молекулы до чистого шерла (Вин-

Свойства гранитоидов главной фации	Юго-западная часть Оханджинского массива (биотитовые адамеллиты)	Массив Чьорго (биотитовые и двуслюдяные адамеллиты)	Северо-восточная часть Оханджин- ского массива (двуслюдяные граниты)
Особенности структуры	Среднезернистая гипидиоморфно-зернистая. Метасоматические соотношения между минералами пользуются ограниченным распространением. Взаимозаменения полевых шпатов происходят при различающейся ориентировке обоих минералов	Среднезернистая, иногда порфировидная гипидиоморфно-зернистая. Метасоматические соотношения между минералами обычны. Взаимозаменения полевых шпатов происходят, главным образом, при различающейся, редко при одинаковой ориентировке обоих минералов	Средне-крупнозернистая неотчетливо гипидиоморфнозернистая, местами гранобластовая. Метасоматические соотношения между минералами наблюдаются повсеместно. Имеют место обе формы замещения одних полевых шпатов другими
Средний минеральный состав (в %): плаггиоклаз кальциевый полевой шпат в т. ч. количество пертитовых врос- тков кварц биотит мусковит и фенгит хлорит акцессорные минералы	35,2 24,1 8,1 31,6 8,0 0,1 0,3 0,5	34,0 22,0 14,0 32,0 10,0 0,6 0,4 0,3	23,4 32,3 24,3 36,6 3,4 2,8 0,5 0,5
Андалузит, силлиманит, кордиерит	Редки	Обычны	Редки
Наиболее обычные свойства кали- натровых полевых шпатов	Нерешетчатые пелитизированные промежуточные микроклин-пертиты; альбит в пертитовых вростках монокристалльный, среднее количество вростков 8%; $2V_{ср} = -68^\circ$ ; средняя оптическая триклинность $-10^\circ$ ; структурная триклинность $\Delta = 0-0,5$	Решетчатые, тонкорешетчатые промежуточные микроклин-пертиты; альбит в пертитовых вростках монокристалльный и сдвойникованный, среднее количество вростков 14%; $2V_{ср} = -70^\circ$ ; средняя оптическая триклинность $-14^\circ$ ; структурная триклинность $\Delta = 0-0,9$	Груборешетчатые максимальные и промежуточные микроклин-пертиты; альбит в пертитовых вростках сдвойникованный; среднее количество вростков 24%; $2V_{ср} = -80^\circ$ ; средняя оптическая триклинность $-16^\circ$ ; $\Delta = 0,7-0,9$

Наиболее обычные свойства плагиоклаза	Обычная основность № 20 —50 максимальная № 74; альбит редок; 2V= от +80 до —80°; нередко встречаются монокристалльные или тонкодвойникованные части зерен и отдельные зерна; зональность резкая—прямая в центральных частях, прямая, повторная и обратная — в средних и периферических	Обычная основность № 15 —45, максимальная № 70; альбит содержится в заметном количестве; 2V=от +80 до —80°; монокристалльные и тонкодвойникованные части зерен и отдельные зерна встречаются довольно редко; зональность отчетливая	Обычная основность № 10—40; максимальная № 56. альбит содержится в большом количестве; 2V= от +75 до —85°; монокристалльный и тонкодвойникованный плагиоклаз редок; зональность нерезкая
Свойства биотита	Плеохроизм от темно-желтого до густо-коричневого; TiO <sub>2</sub> =3,35; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =1,81; FeO=23,68; MgO=16,43%	Плеохроизм от желтого до темно-коричневого; TiO <sub>2</sub> =4,04%; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =2,9; FeO=19,57; MgO=6,38%	Плеохроизм от желтого до красновато-коричневого; TiO <sub>2</sub> =2,62%; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =5,45; FeO=20,80; MgO=3,06%
Химический состав гранитоидов	Обр. № 600-2	Среднее из 6 анализов	Среднее из 3 анализов
SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO CaO MgO K <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O +H <sub>2</sub> O —H <sub>2</sub> O P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> S <sub>общ.</sub>	71,90 0,26 14,71 0,18 1,85 0,03 2,57 0,43 3,64 3,10 0,59 0,13 0,14 0,03	69,26 0,54 15,68 0,42 2,69 0,07 1,96 0,88 4,11 3,17 0,59 0,12 0,17 0,03	75,77 0,07 13,66 0,20 0,61 0,04 1,76 0,80 4,45 3,59 0,32 0,11 0,09 сл.
Сумма П. п. п.	99,56 0,48	99,86 0,58	99,97 0,51

челл, 1953). Преимущественным распространением пользуются выскожелезистые турмалины.

Кроме перечисленных выше минералов, в пробах гранитов из северо-восточной части Оханджинского массива установлены арсенопирит, пирит, вольфрамит, халькопирит, молибденит, флюорит и рутил. Все эти минералы не обнаружены в биотитовых адамеллитах из юго-западной части и только некоторые из них (арсенопирит, вольфрамит, молибденит) встречены в массиве Чьорго. Наоборот, ильменит обнаружен в гранитах юго-западной части в значительно больших количествах, чем в гранитах северо-восточной части Оханджинского массива и в массиве Чьорго. Установлено увеличение количества монацита, ксенотима и циркона в гранитах верхних частей вертикальных разрезов.

Общей особенностью акцессорных минералов Оханджинского массива, отличающих их от акцессорных минералов в гранитоидах массива Чьорго, является то, что они часто представлены бесформенными, с округлыми очертаниями зернами. Наиболее крупные из таких зерен содержат иногда реликты биотита в центральных частях.

В табл. 14 приведена сводка основного петрографического материала о гранитоидах главной фации массивов Чьорго и Оханджинского.

Свойства разновозрастных гранитоидов главной фации из юго-западной части Оханджинского массива и из его северо-восточной существенно различаются; адамеллиты массива Чьорго занимают промежуточное положение. Двуслюдяные и лейкократовые гранитоиды эндоконтактовой фации и метасоматических жильных тел отличаются от адамеллитов главной фации в общем так же, как граниты главной фации из северо-восточной части Оханджинского массива отличаются от адамеллитов из юго-западной части. Иначе говоря, все свойства гранитоидов из эндоконтактов и метасоматических жильных тел аналогичны или очень близки к свойствам гранитов главной фации северо-восточной части Оханджинского массива. При переходе от адамеллитов главной фации юго-западной части Оханджинского массива к гранитам северо-восточной части, а также к гранитам эндоконтактов и метасоматических жильных тел, в них увеличивается содержание кремнекислоты, щелочей, окисного железа; изменяются формы метасоматических соотношений полевых шпатов; калинатровые полевые шпаты становятся оптически и структурно более низкотемпературными при одновременном определенном изменении внешних свойств; плагиоклаз становится более кислым и оптически более низкотемпературным при одновременном изменении внешних свойств; биотит — более светлым, что связано с изменением его состава; увеличивается количество всех постмагматических минералов как ранних (калинатрового полевого шпата, плагиоклаза), так и более поздних (светлых слюд, альбита, кварца, хлорита и др.); увеличивается количество и разнообразие акцессорных ми-

нералов; определенным образом изменяется количество некоторых элементов-примесей.

При сопоставлении гранитоидов по вертикальным разрезам (см. рис. 17) и из различных частей массива Чьорго устанавливается, что с уменьшением глубины многие свойства этих пород меняются, хотя и неотчетливо, но принципиально так же, как при переходе из юго-западной в северо-восточную часть Оханджинского массива.

Таким образом, с изменением условий формирования гранитоидов их петрографические и некоторые петрохимические особенности меняются одновременно, взаимосвязано и в одном направлении: чем интенсивнее изменен гранитоид в постмагматический период, тем более «низкотемпературный» комплекс свойств он приобретает (Серебряков, 1964в, 1966а, 1967). Ранее отмечалось (Серебряков, 1959), что одновременно с появлением в гранитоидах все более «низкотемпературных» свойств в результате постмагматического изменения оловоносные жилы становятся более низкотемпературными и располагаются не в экзоконтакте, а в центральных частях массивов. Подобная взаимосвязь свойств представляет интерес в том отношении, что позволяет, определив лишь некоторые из особенностей гранитоидов, делать обоснованные предположения об остальных.

В гранитоидах рассматриваемых массивов содержатся андалузит, силлиманит, кордиерит, шпинель, серпентино-хлорит(?), которые образуются в той последовательности, в какой они перечислены, и встречаются совместно.

**Лейкократовые граниты.** Особенности структуры. Лейкократовые граниты жильных тел и эндоконтактов включают в себя большое разнообразие структурных разновидностей. Мелкозернистым гранитам свойственна аллотриоморфная структура; среднезернистым и крупнозернистым — аллотриоморфная, гипидиоморфно-зернистая и гранобластовая; пегматоидам — грубая пегматитовая, изредка графическая.

Мелкозернистые (аплитовидные) граниты, встречающиеся в обоих массивах в виде маломощных жил выполнения, характеризуются везде примерно одинаковыми особенностями структуры. Это аллотриоморфные, обычно равномернозернистые породы с незначительной ролью метасоматических соотношений между минералами.

Лейкократовые и двуслюдяные граниты мощных жильных тел в пределах северо-восточной части Оханджинского массива и массива Чьорго — это почти всегда средне- и крупнозернистые, отчетливо порфириовидные породы, характеризующиеся аллотриоморфной, иногда гранобластовой и гипидиоморфно-зернистой структурами; нередко участки грубой пегматоидной структуры. Широко развиты метасоматические соотношения между минералами. Жильные тела в юго-западной части Оханджинского массива сложены гранитами, в которых более обычна равномернозерни-

стая гипидиоморфно-зернистая и гранитовая структуры, а метасоматические соотношения между минералами наблюдаются реже, чем в таких же гранитах из массива Чьорго и особенно из северо-восточной части Оханджинского массива.

Лейкократовые и двуслюдяные граниты эндоконтактов представлены большим количеством структурных разновидностей, но в общем эти граниты аналогичны гранитам мощных жильных тел.

Взаимоотношение минералов и явления аутометасоматоза в среднезернистых и крупнозернистых лейкократовых и двуслюдяных гранитах характеризуются следующими особенностями:

1) в лейкократовых гранитах, образовавшихся в результате изменения гранитоидов главной фации (в эндоконтактовых участках, в мощных жильных телах), обычны крупные кристаллы калинатрового полевого шпата, содержащие включения замещаемых минералов. При этом в отличие от гранитоидов главной фации здесь более часто наблюдаются замещения плагиоклаза калинатровым полевым шпатом при одинаковой ориентировке кристаллических решеток обоих минералов (рис. 30);

Рис. 30. Замещение плагиоклаза калинатровым полевым шпатом при одинаковой ориентировке кристаллических решеток обоих минералов

2) метасоматический кислый плагиоклаз, в том числе альбит, содержится в лейкократовых гранитах в значительно больших количествах, чем в адаметелитах массива Чьорго и юго-западной части Оханджинского массива, причем образование его происходит главным образом за счет замещения калинатрового полевого шпата при одинаковой ориентировке кристаллических решеток обоих минералов (рис. 31). С таким типом замещения связано отсутствие или незначительное развитие в лейкократовых гранитах мирмекитовых сростаний;

3) всем разновидностям лейкократовых гранитов свойственно отчетливое замещение полевых шпатов и биотита кварцем; нередко в результате такого замещения образуются порфиробласты кварца с реликтами замещаемых минералов (см. рис. 44);

4) обычным для лейкократовых гранитов является полная или частичная хлоритизация биотита и замещение этого минерала, а иногда и полевых шпатов, мусковитом и фенгитом.

Минеральный состав. Несмотря на значительные колебания минерального состава лейкократовых гранитов на диаграммах (см. рис. 15, 16) выделяются пространственно обособленные поля рассматриваемых пород. При этом состав всех лейкократовых гранитов наиболее близок к составу гранитов главной фации

из северо-восточной части Оханджинского массива. В табл. 15 приводится средний минеральный состав выделенных в массивах разновидностей лейкократовых гранитов.

Из табл. 15 и из диаграмм (см. рис. 15, 16) можно сделать следующие заключения:



Рис. 31. Замещение калинатрового полевого шпата плагиоклазом (1) при одинаковой ориентировке кристаллических решеток обоих минералов. Зерно калинатрового полевого шпата (3) имеет различающуюся с плагиоклазом (2) ориентировку и в этом последнем появляются тонкие микрелитовые вроски (4)

а) лейкократовые граниты из различных по форме залегания тел мало отличаются по содержанию главных компонентов. Лишь лейкократовые граниты из эндоконтактов и жильных тел метасоматического происхождения отличаются в среднем более высокими содержаниями биотита и плагиоклаза и занимают на диаграммах состава (см. рис. 15, 16) промежуточное между адамеллитами и лейкократовыми гранитами положение;

б) обычно в лейкократовых гранитах калинатрового полевого шпата больше, чем плагиоклаза; в тех случаях, когда плагиоклаза больше, значительная часть его является метасоматическим альбитом и альбит-олигоклазом;

в) по сравнению с адамеллитами, в рассматриваемых породах значительно больше кварца;

Минералы	Разновидности лейкократовых гранитов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Плагиоклаз . . . . .	25,3	25,8	28,0	25,8	25,7	18,5	28,6	21,9
Калишпат . . . . .	35,9	28,9	30,0	32,9	21,5	46,9	30,9	35,2
Кварц . . . . .	33,2	36,6	36,9	35,4	48,4	31,8	34,9	38,8
Биотит . . . . .	3,5	2,7	1,3	2,2	2,6	2,1	1,4	1,1
Мусковит и фенгит . . . . .	2,0	3,6	3,5	3,5	0,1	0,1	3,3	2,8
Хлорит . . . . .	0,4	1,9	3,5	0,6	0,1	0,2	0,6	
Турмалин . . . . .	Обы- чен	Редок	Обы- чен	Редок	Обы- чен	Обы- чен	Обы- чен	Обы- чен
Гранат . . . . .	То же	»	То же	»	То же	То же	То же	То же
Андалузит, силлиманит, кордиерит . . . . .	Редки	Редки	Обыч- ны	Редки	Обыч- ны	Редки	Не установлены	
Прочие акцессорные мине- ралы . . . . .	0,3	0,5	0,3	0,4	0,1	0,4	0,3	0,2
Количество подсчетов . . . . .	5	3	7	4	3	10	14	9
Количество пертитовых вростков в калинатро- вом полевоом шпате . . . . .	28,4	10,0	20,0	23,6	10,9	17,0	16,5	20,0

Примечания: 1, 2, 3 — двуслюдяные граниты из эндоконтакта юго-западной части Оханджинского массива (1), из эндоконтакта северо-восточной части Оханджинского массива (2), из эндоконтакта массива Чьорго (3); 4 — метасоматически измененные граниты главной фации из ксенолитов (линз) в телах лейкократовых гранитов северо-восточной части Оханджинского массива; 5 — двуслюдяные граниты из метасоматических жильных тел в массиве Чьорго; 6, 7, 8 — лейкократовые и двуслюдяные граниты из жил выполнения юго-западной части Оханджинского массива (6), северо-восточной части Оханджинского массива (7), массива Чьорго (8).

г) количество биотита не превышает 3,5%; нередко биотит отсутствует совершенно;

д) характерно почти повсеместное присутствие мусковита и хлорита; частично эти минералы замещают биотит, особенно в лейкократовых гранитах, образованных в результате метасоматического изменения адамеллитов;

е) количество пертитовых вростков в калинатовых полевых шпатах из различных лейкократовых гранитов различное, но чаще значительно более высокое, чем в адамеллитах главной фации;

ж) лейкократовые граниты из эндоконтактов имеют состав почти одинаковый с составом гранитов главной фации из северо-восточной части Оханджинского массива.

В соответствии с данными Б. М. Куплетского (1953), большая часть гранитов из жильных тел и эндоконтактов относится к нормальным гранитам, меньшая часть — к лейкократовым.

Особо следует остановиться на примерах образования лейкократовых гранитов за счет метасоматического изменения гранитоидов главной фации.

В обнажении № 157/57 (верховье руч. Моренного) наблюдаются относительно слабые признаки метасоматического изменения адамеллитов. Здесь среди обычных среднезернистых порфировид-

ных адамеллитов залегает двухметровая крутопадающая жила лейкократовых гранитов с пегматоидным обособлением в центральной части. В экзоконтакте жилы вмещающие адамеллиты становятся более лейкократовыми и более светлыми. Признаки изменения с удалением от жилы слабеют и в 2 м исчезают совсем. В адамеллитах около жилы увеличивается количество кварца, альбита, мусковита и хлорита (табл. 16).

Таблица 16

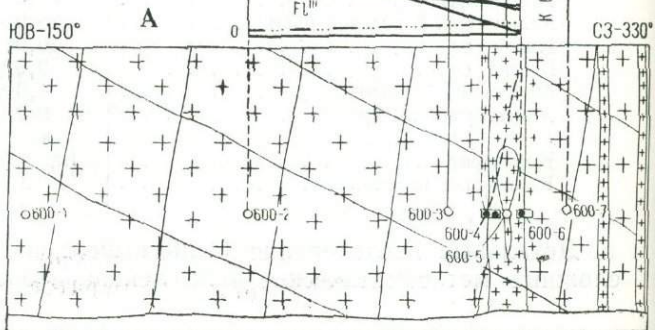
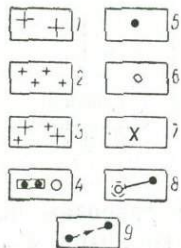
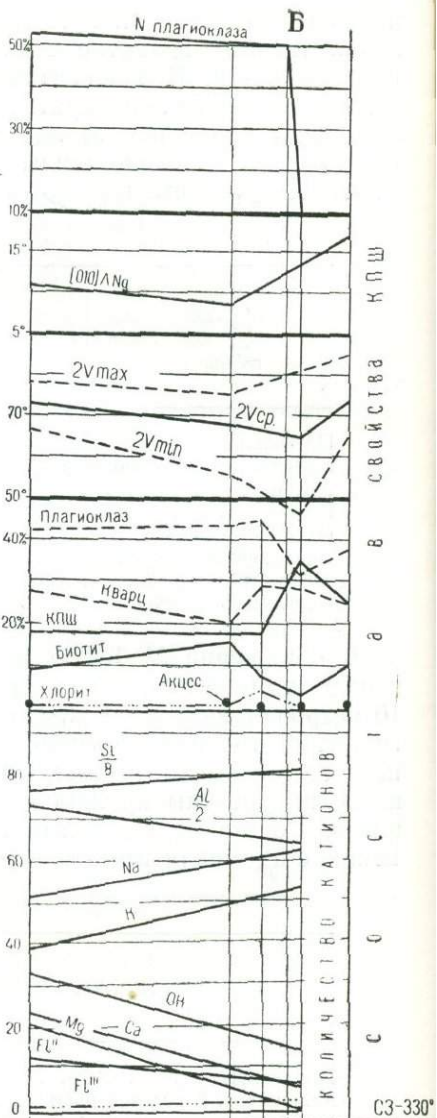
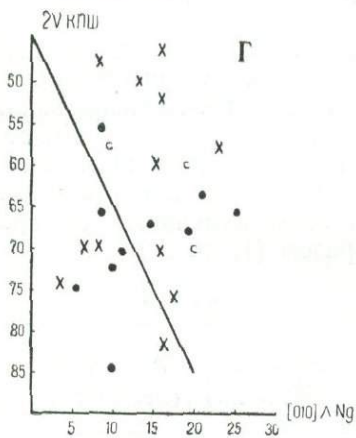
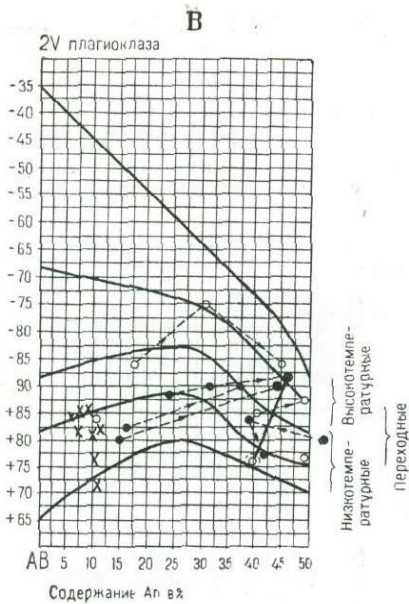
Минералы	Среднезернистый адамеллит вдалеке от контакта с жилой (обр. № 157-2)	Среднезернистый адамеллит в контакте с жилой (обр. № 157-3)
Плагиоклаз . . . . .	38,6%	34%
Каликатровый полевой шпат . . . . .	26%	26%
Кварц . . . . .	27%	35%
Биотит . . . . .	8,3%	4%
Мусковит+хлорит . . . . .	—	0,9%
Акцессорные минералы . . . . .	0,1%	0,1%
Кордиерит . . . . .	Ед. зерна	Отсутствует
Количество подсчетов . . . . .	3	3

В обнажении № 137/57 наблюдается более интенсивное изменение адамеллитов. Здесь среди обычных адамеллитов залегает 10-метровая зона лейкократовых, частично грейзенизированных гранитов, имеющих совершенно постепенные переходы к вмещающим адамеллитам. В центральной части зоны к трещинам отдельности приурочены прожилки крупнозернистых лейкократовых гранитов. Состав двуслюдяных гранитов зоны изменяется по сравнению с адамеллитами следующим образом (табл. 17).

Таблица 17

Минералы	Вмещающий адамеллит (обр. № 137)	Двуслюдяной гранит из зоны (обр. № 137-1)
Плагиоклаз . . . . .	31,3%	29,7%
Каликатровый полевой шпат . . . . .	25,0%	31,6%
Кварц . . . . .	30,00	33,4%
Биотит . . . . .	9,6%	1,1%
Мусковит + хлорит . . . . .	4,0%	4,1%
Акцессорные минералы . . . . .	0,1%	0,1
Кордиерит . . . . .	Ед. зерна	(турмалин)
Количество подсчетов . . . . .	3	Отсутствует

Детальные исследования были выполнены по разрезам через сложные метасоматические тела лейкократовых гранитов в пре-



делах Оханджинского массива. На рис. 32, 33 показано не только изменение состава, но и изменение всех остальных свойств гранитов по двум из таких разрезов.

Таким образом, приведенный материал позволяет прийти к выводу, что лейкократовые и двуслюдяные граниты из жил и участков перекристаллизации гранитоидов главной фации отличаются от вмещающих амаделлитов и в меньшей степени от двуслюдяных гранитов из северо-восточной части Оханджинского массива более высоким содержанием кварца, калинатового полевого шпата и более низким — плагиоклаза и биотита, а также более кислым составом плагиоклаза.

Химический состав лейкократовых гранитов Чьорго изменяется в широких пределах, что видно из табл. 18, в которой для сравнения приведены также составы амаделлитов главной фации из обнажений № 137/57 и 157/57.

В табл. 19 приведен химический состав лейкократовых гранитов из Оханджинского массива.

Приведенные в табл. 5, 6, 18, 19 анализы, числовые характеристики и формулы позволяют сделать следующие выводы:

1) количество щелочей примерно одинаково во всех разновидностях лейкократовых гранитов;

2) количества кальция, магния, железа и титана изменяются в значительных пределах, являясь наименьшими в гранитах из жил выполнения;

3) в лейкократовых гранитах жил выполнения количество кремния несколько более высокое, чем в остальных разновидностях этих гранитов, что связано с высоким содержанием здесь кварца и с более кислым составом плагиоклаза;

4) при образовании лейкократовых гранитов (обр. № 157-3/57, 137-1/57) за счет метасоматического изменения гранитоидов главной фации (обр. № 157-2/57, 137/57) происходит вынос кальция, магния, железа, алюминия, титана и привнос преимущественно кремния и щелочей;

5) химический состав различных лейкократовых гранитов и двуслюдяных гранитов главной фации северо-восточной части Оханджинского массива почти одинаков;

6) лейкократовые граниты из эндоконтакта юго-западной части Оханджинского массива очень близки по составу к гранитам

Рис. 32. Зависимость свойств гранитов от положения по отношению к жильному телу лейкократовых гранитов в обн. № 600/58 (юго-западная часть Оханджинского массива)

1 — среднезернистые биотитовые амаделлиты; 2 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 3 — среднезернистые биотитовые амаделлиты из контакта с жилой лейкократовых гранитов; 5—7 — оптические свойства полевых шпатов: 5 — из биотитовых амаделлитов, 6 — из амаделлитов в контакте с жилой лейкократовых гранитов; 7 — из лейкократовых гранитов; 8 — оптические свойства плагиоклаза из пойкилитового вроска (двойной кружок); 9 — из различных зон одного зерна (стрелки в сторону ядра). А — зарисовка обнажения № 600; Б — диаграммы состава горных пород и свойств полевых шпатов; В — диаграмма зависимости угла оптических осей от структурного состояния и состава плагиоклаза в обн. № 600; Г — оптические свойства калинатовых полевых шпатов

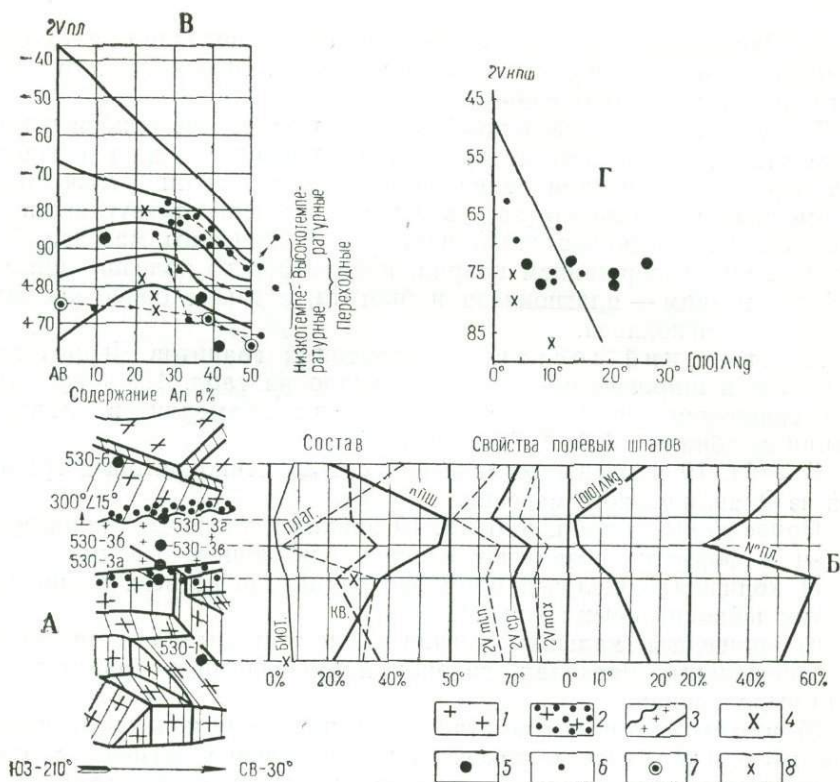


Рис. 33. Зависимость свойств гранитов от положения по отношению к жильному телу лейкократовых гранитов в обн. № 530/58 (юго-западная часть Оханджинского массива)

1 — среднезернистые биотитовые адамеллиты; 2 — то же, из контакта с жилой лейкократовых гранитов; 3 — жила лейкократовых гранитов (в высшем контакте лейкократовых гранитов и вмещающие адамеллиты перекристаллизованы в пегматиты); 4 — количество пертитовых вростков в каликатровых полевых шпатах; 5 — оптические свойства полевых шпатов из адамеллитов; 6 — то же, из адамеллитов в контакте с жилой; 7 — оптические свойства плагиоклаза из пойкилитовых вростков; 8 — оптические свойства полевых шпатов из лейкократовых гранитов. Пунктирными линиями на диаграмме соединены различные зоны в зернах плагиоклаза; стрелки — в сторону ядра; А — обн. № 530; Б — диаграммы состава горных пород и свойств полевых шпатов; В — диаграмма зависимости угла оптических осей от структурного состояния и состава плагиоклаза в обн. № 530; Г — оптические свойства каликатровых полевых шпатов в обн. № 530

главной фации из северо-восточной части, отличаясь лишь несколько более высоким содержанием щелочей и алюминия;

7) лейкократовые граниты из жильных тел массива Чьорго очень близки к гранитам северо-восточной части Оханджинского массива;

8) отмеченные особенности химического состава лейкократовых гранитов находятся в соответствии с особенностями их минерального состава.

Таким образом, минеральный и химический состав лейкократовых гранитов из различных жильных тел и из эндоконтактов, а

Компоненты	№ обр.						
	157-3	157-2	156	137-1	137	143	170-2
SiO <sub>2</sub>	73,79	68,62	74,51	75,32	70,21	76,13	76,43
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,58	0,07	0,04	0,47	0,00	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,52	15,93	14,44	13,88	15,29	14,23	14,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,23	0,00	0,15	0,60	0,30	0,030
FeO	1,54	2,28	0,96	0,56	2,12	0,20	0,65
CaO	1,52	2,10	0,59	0,40	1,90	0,30	0,46
MgO	0,51	0,96	0,23	0,11	0,79	0,19	0,01
MnO	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04	0,01	0,03
K <sub>2</sub> O	3,72	4,34	4,72	4,96	4,08	4,46	3,52
Na <sub>2</sub> O	3,12	3,08	3,30	3,34	3,20	3,72	3,26
+H <sub>2</sub> O	0,44	0,42	0,46	0,41	0,52	0,36	0,37
-H <sub>2</sub> O	0,12	0,09	0,10	0,10	0,13	0,13	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,16	0,10	0,11	0,21	0,11	0,13
CO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
S(общ.)	0,00	0,08	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
As	0,001	0,001	Следы	0,00	Следы	0,00	0,005
Cl	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0,02	Следы
F	0,04	0,08	0,04	0,06	0,04	0,04	0,10
Сумма	100,13	99,01	99,56	99,62	100,62	100,23	99,82
П. п. п	0,50	0,48	0,52	0,47	0,56	0,58	0,69
Sn*	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0,001—0,005

\* Спектральные определения.

Обр. № 157-3 — метасоматически измененный адамеллит из контакта с жилой лейкократовых гранитов; обр. № 157-2 — биотитовый адамеллит вдалеке от жилы лейкократовых гранитов; обр. № 156 — метасоматически измененный адамеллит из линзы (ксенолита) в пологом теле лейкократовых гранитов; обр. № 137-1 — метасоматически измененный двуслюдяной адамеллит из зоны трещиноватости; обр. № 137 — среднезернистый двуслюдяной адамеллит с кордиеритом в 1,5 м от зоны метасоматического изменения; обр. 143 — средне-мелкозернистый лейкократовый гранит из жилы выполнения; обр. № 170-2 — гранит-пегматит из жилы выполнения. Аналитики: Г. Гормашова, Р. Донская.

Числовые характеристики А. Н. Заварицкого и формулы пород по Т. Барту (1956) приводятся для рассматриваемых гранитоидов в той же последовательности как в табл. 18.

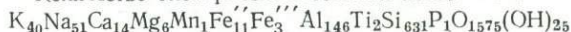
### Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ обр.	a	c	b	s	d'	f'	m'	n	t	φ	Q
157-3	11,7	1,7	5,8	80,8	57,7	28,8	13,5	56,1	0,3	4,4	36,5
157-2	12,9	2,5	7,4	77,2	40,1	38,1	21,8	57,2	0,7	1,8	26,1
156	13,3	0,7	6,1	79,9	79,2	14,5	6,3	51,4	0,1	0,0	32,8
137-1	13,9	0,5	3,7	81,9	77,3	17,5	5,2	50,4	0,1	3,5	35,2
137	12,9	2,2	6,4	78,5	41,3	38,1	20,6	54,1	0,5	8,2	29,0
143	13,8	0,3	4,2	81,7	81,9	10,6	7,5	56,0	0,0	6,1	35,5
170-2	11,5	0,6	6,3	81,6	86,3	12,7	1,0	58,9	0,1	4,3	39,6

### Формулы гранитоидов по Т. Барту (1956)

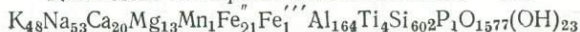
Обр. 157-3/57

Количество электроположительных ионов — 931



157-2/57

Количество электроположительных ионов — 951



156/57	Количество электроположительных ионов — 937 $K_{52}Na_{55}Ca_6Mg_3Mn_1Fe_7''Al_{145}Ti_1Si_{640}P_1O_{1574}(OH)_{26}$
137-1/57	Количество электроположительных ионов — 938 $K_{55}Na_{55}Ca_4Mg_2Mn_1Fe_4''Fe_1'''Al_{141}Ti_1Si_{650}P_1O_{1571}(OH)_{23}$
137/57	Количество электроположительных ионов — 959 $K_{46}Na_{55}Ca_{18}Mg_{10}Mn_1Fe_{15}''Fe_4'''Al_{157}Ti_3Si_{616}P_1O_{1571}(OH)_{29}$
143/57	Количество электроположительных ионов — 931 $K_{49}Na_{61}Ca_3Mg_3Fe_2''Fe_2'''Al_{142}Si_{648}P_1O_{1580}(OH)_{20}$
170-2/57	Количество электроположительных ионов — 920 $K_{38}Na_{54}Ca_5Fe_4''Fe_2'''Al_{144}Ti_1Si_{650}P_1O_{1579}(OH)_{21}$

п

Таблица 19

Компоненты	№ обр.				
	600-6	32-6	32-3	86	118-1
SiO <sub>2</sub>	76,28	74,48	75,16	75,88	73,98
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,09	0,07	0,05	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,75	13,64	13,64	13,80	14,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,71	0,17	0,27	0,32
FeO	0,72	0,65	0,90	0,61	1,00
MnO	0,08	0,03	0,05	0,04	0,07
CaO	0,53	0,52	0,91	0,61	0,49
MgO	He обн.	0,62	0,28	0,16	0,21
K <sub>2</sub> O	4,84	4,94	4,30	4,51	4,81
Na <sub>2</sub> O	3,74	3,45	3,73	3,88	3,91
+H <sub>2</sub> O	0,24	0,52	0,41	0,32	0,26
-H <sub>2</sub> O	0,05	0,24	0,17	0,10	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,09	0,06	0,06	0,11
S(общ.)	0,03	0,13	Следы	0,01	Следы
Сумма	99,61	99,98	99,85	100,29	99,65
П. П. п.	0,30	0,78	0,51	0,52	0,55
Уд. вес	2,593	2,68	2,67	2,64	2,66

Обр. № 600-6 — мелкозернистый аплитовидный гранит из жилы выполнения в юго-западной части массива; обр. № 32-6 — мелко-среднезернистый порфировидный лейкократовый гранит из пологой мощной жилы в северо-восточной части массива; обр. № 32-3 — метасоматически измененный среднезернистый двуслюдяный гранит главной фации из линзовидного ксенолита в жиле лейкократовых гранитов (обр. № 32-6) северо-восточной части массива; обр. № 86 — неравнозернистый двуслюдяный гранит из апикальной части (эндоконтакта) северо-восточной части массива; обр. № 118-1 — двуслюдяный гранит из эндоконтакта юго-западной части массива. Аналитики: Н. Морозова, Артеменко. Числовые характеристики А. Н. Заварицкого и формулы пород по Т. Барту (1956) приводятся для рассматриваемых гранитов в той же последовательности, как они помещены в табл. 19.

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому.

№ обр.	a	c	b	s	a'	f'	m'	n	t	φ	Q
600-6	14,4	0,6	1,5	83,5	43,5	56,5	0,0	54,0	0,0	8,7	37,6
32-6	14,2	0,6	3,4	81,8	38,6	32,6	28,8	51,4	0,1	15,3	34,6
32-3	13,9	1,2	2,8	82,1	50,0	34,1	15,9	56,6	0,1	4,5	35,0
86	14,4	0,7	2,6	82,3	58,9	27,5	13,6	56,7	0,1	9,0	34,7
118-1	14,9	0,6	3,9	80,6	60,1	31,1	8,3	55,2	0,1	6,6	30,8

## Формулы гранитов по Т. Барту

Обр. 600-6	Количество электроположительных ионов — 936 $K_{54}Na_{63}Ca_5Mg_0Fe_6Fe_2''Al_{130}Si_{661}P_1O_{1586}(OH)_{14}$
Обр. 32-6/58	Количество электроположительных ионов — 949 $K_{54}Na_{58}Ca_5Mg_8Fe_5Fe_4'''Al_{138}Ti_1Si_{645}P_1O_{1570}(OH)_{30}$
Обр. 32-3/58	Количество электроположительных ионов — 945 $K_{48}Na_{63}Ca_8Mg_4Fe_6Fe_1'''Al_{139}Ti_1Si_{651}P_1O_{1577}(OH)_{23}$
Обр. 86/58	Количество электроположительных ионов — 929 $K_{49}Na_{64}Ca_6Mg_2Fe_4Fe_2'''Al_{137}Ti_1Si_{645}P_1O_{1582}(OH)_{18}$
Обр. 118-1/58	Количество электроположительных ионов — 954 $K_{54}Na_{67}Ca_5Mg_3Fe_5Fe_2'''Al_{148}Ti_1Si_{653}P_1O_{1585}(OH)_{15}$

также из гранитов главной фации северо-восточной части Оханджинского массива (купол) различаются незначительно и существенно отличаются от состава адамеллитов массива Чьорго и юго-западной части Оханджинского массива.

На основании спектральных исследований 38 образцов лейкократовых гранитов установлено содержание: титана, бария, стронция, олова, скандия, ванадия, галлия, свинца, никеля, цинка, молибдена, лантана, висмута. В среднем в лейкократовых гранитах юго-западной части Оханджинского массива и массива Чьорго содержится больше титана, цинка и меньше олова, чем в таких же гранитах из северо-восточной части Оханджинского массива.

Калинатровые полевые шпаты присутствуют в рассматриваемых гранитах в виде зерен различного размера — от десятых долей миллиметра в мелкозернистых до 2—3 см в крупнозернистых и порфириовидных разновидностях. Как правило, это ксеноморфные зерна; лишь в шлифах из мелкозернистых гранитов жил выполнения встречены разрезы с кристаллографическими гранями. Характерно различие внешних, видимых под микроскопом свойств калинатровых полевых шпатов из различных лейкократовых гранитов. В юго-западной части Оханджинского массива они представлены нерешетчатыми, в различной степени пелитизированными, редко прозрачными зернами со значительным (от 8 до 34%) количеством пертитовых вростков, расположенных главным образом по (001), (1502) и (010) и сложенных полисинтетически сдвойникованным и монокристалльным альбитом. С увеличением количества пертитовых вростков уменьшается количество пелитового материала, и зерно или его часть становится прозрачным. Иногда в таких зернах появляется микроклиновая решетка. Кроме того, в лейкократовых гранитах из жил выполнения нередко встречаются прозрачные, нерешетчатые, почти без пертитовых вростков калинатровые полевые шпаты. Некоторые из таких зерен имеют конвертообразное или секториальное строение (см. рис. 36).

Калинатовые полевые шпаты из лейкократовых гранитов северо-восточной части представлены, как и в гранитах главной фации, водяно-прозрачными решетчатыми микроклинами обычно со значительным количеством сдвойникованных пертитовых вростков. Калинатовые полевые шпаты из лейкократовых гранитов массива Чьорго почти одинаковы по своим свойствам с такими же минералами из гранитов северо-восточной части Оханджинского массива. Некоторые отличия состоят в том, что в лейкократовых гранитах первого массива чаще встречаются нерешетчатые, слабо литтизированные зерна.

В табл. 20 приведены основные свойства калинатовых полевых шпатов из лейкократовых гранитов.

Различия свойств калинатовых полевых шпатов из лейкократовых гранитов различных частей Оханджинского массива и из массива Чьорго видны на рис. 20, 21 и в табл. 20, из которых можно сделать следующие заключения:

а) углы оптических осей (см. рис. 20) калинатовых полевых шпатов из лейкократовых гранитов северо-восточной части Оханджинского массива в среднем на  $10^\circ$  выше, чем из лейкократовых гранитов юго-западной части;

б) оптическая триклинность (см. рис. 21) калинатовых полевых шпатов в лейкократовых гранитах северо-восточной части массива также в среднем более высокая, чем калинатовых полевых шпатов юго-западной части;

в) калинатовые полевые шпаты из лейкократовых гранитов массива Чьорго по углам оптических осей (см. рис. 20) близки к калинатовым полевым шпатам из лейкократовых гранитов юго-западной части Оханджинского массива, а по триклинности (см. рис. 21) — к калинатовым полевым шпатам из лейкократовых гранитов северо-восточной части;

г) оптические свойства калинатовых полевых шпатов во многих образцах лейкократовых гранитов изменяются более широко, чем в гранитоидах главной фации.

При сопоставлении кристаллооптических свойств калинатовых полевых шпатов из лейкократовых гранитов и из гранитоидов главной фации поблизости от жил лейкократовых гранитов и вдалеке от них устанавливается следующее:

1) калинатовые полевые шпаты из лейкократовых гранитов и двуслюдяных гранитов главной фации в северо-восточной части Оханджинского массива имеют в среднем одинаково высокие значения триклинности и угла оптических осей. Из рис. 20 видно, что в лейкократовых и двуслюдяных гранитах северо-восточной части Оханджинского массива наиболее обычны калинатовые полевые шпаты с  $-2V=80-81^\circ$ . Однако в лейкократовых гранитах часто встречаются также разности с  $-2V=70-71$  и  $74-75^\circ$ . На рис. 21 видно, что оптическая триклинность калинатовых полевых шпатов из лейкократовых гранитов от  $4$  до  $23^\circ$  встречается одинаково часто, тогда как эти же минералы из двуслюдяных грани-

Таблица 20

Свойства каликатровых полевых шпатов из лейкократовых гранитов	Массив Оханджинский		Массив Чьорго
	юго-западная часть	северо-восточная часть	
Преобладающая модификация	Промежуточные, редко высокие микроклинопертиты	Максимальные и промежуточные микроклинопертиты	Промежуточные, часто максимальные микроклинопертиты
Химический состав:	Обр. № 600-5. Аплитовидный гранит из жилы выполнения	—	Обр. № 598-1 Неравномерно-зернистый лейкократовый гранит из жилы выполнения
SiO <sub>2</sub>	66,50	—	64,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,60	—	19,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	0,13	—	0,13
MgO	0,06	—	0,08
CaO	0,54	—	0,52
MnO	0,012	—	0,005
K <sub>2</sub> O	10,76	—	11,89
Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,37	—	3,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	—	0,11
BaO	Следы	—	Следы
±H <sub>2</sub> O	0,40	—	0,52
Сумма	100,39	—	100,48
Формулы	Or <sub>65,7</sub> Ab <sub>31,5</sub> An <sub>2,8</sub>	—	Or <sub>68,3</sub> Ab <sub>30</sub> An <sub>1,7</sub>
Средний угол 2V	71°	81°	73°
Средняя оптическая триклинность	12°	15°	15°
Структурная триклинность Δ	От 0 до 0,6 в обр. № 600-4, 5	—	От 0 до 0,4 в обр. № 598-1
Наиболее обычное количество пертитовых вростков	20—29%	17—25%	20%
Прочие особенности	Нерешетчатые, чаще пелитизированные, реже прозрачные с микроклиновой решеткой. Пертитовые вростки приурочены к (010), (001), (1502) и сложены монокристалльным и сдвойникованным альбитом	Прозрачные решетчатые. Пертитовые вростки приурочены к (010), (001) и сложены сдвойникованным альбитом	Обычно прозрачные решетчатые, изредка пелитизированные нерешетчатые. Пертитовые вростки приурочены к (001) и (010), редко — к (1502) и сложены преимущественно сдвойникованным альбитом

тов главной фации обычно имеют триклинность от 8 до 18°. Средние значения триклинности практически одинаковы;

2) калинатовые полевые шпаты лейкократовых гранитов из юго-западной части Оханджинского массива имеют несколько более высокие (на 4°) средние углы оптических осей и средние значения оптической триклинности по сравнению с этими минералами в адамеллитах главной фации. При этом наибольшую триклинность и самые высокие углы оптических осей имеют прозрачные разности. На рис. 20 и 21 видно, что калинатовые полевые шпаты из лейкократовых гранитов юго-западной части Оханджинского массива наиболее часто имеют углы  $2V=68-74^\circ$  и оптическую триклинность от 4 до 20°; те же минералы из биотитовых адамеллитов имеют обычно меньшие (64—74°) углы оптических осей, а наиболее обычная триклинность колеблется в пределах 4—12°;

3) калинатовые полевые шпаты из лейкократовых гранитов массива Чьорго в среднем имеют на 3—4° более высокие углы оптических осей и несколько более высокие значения оптической триклинности, чем калинатовые полевые шпаты из адамеллитов главной фации;

4) при сопоставлении свойств гранитных пород из разрезов, аналогичных рис. 33, устанавливается, что в гранитоидах главной фации, расположенных поблизости от лейкократовых гранитов, более обычные калинатовые полевые шпаты с относительно высокотемпературными свойствами, т. е. с наименьшими углами оптических осей и значениями оптической триклинности (рис. 34).

В некоторых гранитоидах массивов Чьорго, Оханджинского и Негаяхского (чаще всего в лейкократовых разностях) изредка содержатся зерна калинатовых полевых шпатов с необычными свойствами, характеристика которых приводится ниже.

*Калинатовые полевые шпаты с необычными свойствами.* В лейкократовых, реже других разновидностях гранитоидов в пределах рассматриваемых массивов содержатся зерна калинатовых полевых шпатов с необычным строением и оптическими свойствами. Здесь нередки своеобразные зональные зерна, в которых наблюдается многократное чередование двух-трех зон, различающихся по оптическим свойствам. Реже содержатся зерна с полосчатым строением. Наконец, в единичных шлифах отмечены зерна с конвертообразным и секториальным строением (Серебряков, 1964б).

Зональное строение зерен калинатового полевого шпата наблюдается преимущественно в адамеллитах массива Чьорго и двуслюдяных гранитах Оханджинского массива. Подобные зерна содержатся также в лейкократовых гранитах жил и эндоконтактов. Зональность выражена чередованием узких и широких зон, причем все широкие зоны имеют одну, а все узкие — другую оптическую ориентировку. В участках, где появляются пертитовые

востки, зональность становится менее отчетливой или исчезает совсем.

Довольно часто встречаются зональные зерна в гранитоидах массива Негаях, причем в гранитизированных вулканогенных породах кровли такие зерна содержатся довольно часто. Зональность здесь выражена чередованием двух-трех тонких зон, имею-

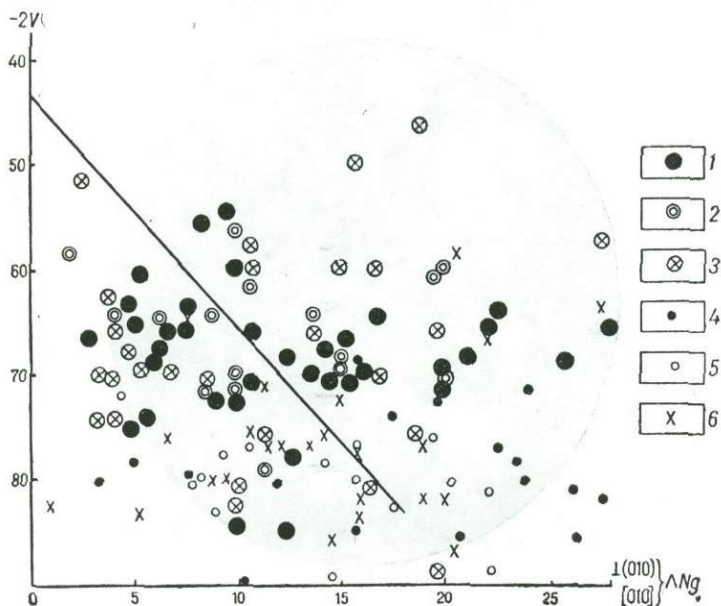


Рис. 34. Свойства калинатровых полевых шпатов из гранитных пород в разрезах через жильные тела лейкократовых гранитов и вмещающие гранитоиды главной фации

1 — биотитовые адамеллиты из юго-западной части Оханджинского массива в 1—5 м от жильных тел; 2 — то же, в контакте с жильными телами лейкократовых гранитов; 3 — лейкократовые граниты из жил в юго-западной части Оханджинского массива; 4 — двуслюдяные граниты из северо-восточной части Оханджинского массива в 1—5 м от жильных тел; 5 — то же, в контакте с жильными телами лейкократовых гранитов; 6 — лейкократовые граниты из жильных тел

щих различную оптическую ориентировку, причем границы между зонами то резкие, то с постепенными переходами. В этом последнем случае картина несколько напоминает знаки ряби в осадочных породах (рис. 35).

Конвертообразное и секториальное строение зерен чаще отмечается в мелкозернистых лейкократовых гранитах жильной серии, а также в фельдшпатизированных догранитных магматических породах из экзоконтактов массивов.

В гранит-аплите из юго-западной части Оханджинского массива (обр. № 600-4,5) встречено несколько зерен калинатрового полевого шпата, имеющих конвертообразное и секториальное

строение (рис. 36). Отдельные участки таких зерен имеют неодинаковую оптическую ориентировку и разделены прямолинейными границами, обычно не совпадающими ни с одной из возможных плоскостей спайности.

Из обр. № 600-4,5 был отобран калинатровый полевой шпат для рентгеноструктурного анализа и изготовлено несколько шли-

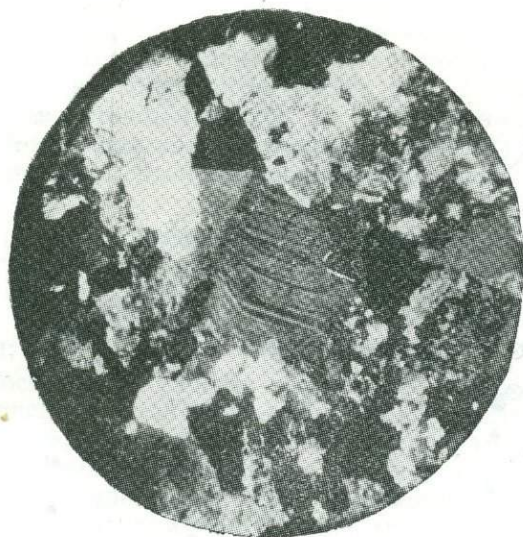


Рис. 35. Зональное строение калинатрового полевого шпата.

Шлиф 155-1/59, увел. 21, николи +

фов. Замеры на федоровском столике выявили широкие пределы изменения оптических свойств калинатрового полевого шпата ( $2V=44-82^\circ$ , 12 замеров;  $[010] \wedge Ng=2-28^\circ$ , 10 замеров). Рентгеноструктурный анализ (см. рис. 22) установил значительные пределы колебания степени триклинности  $\Delta$ . Диффузный пик (131), распавшийся по существу на два пика, указывает на колебание степени триклинности от 0 до 0,6. Иначе говоря, в образце содержатся как близкие к моноклинным калинатровые полевые шпаты, так и различные триклинные разновидности этих минералов. Калинатровый полевой шпат из вмещающих адамеллитов (обр. № 600-1; рис. 22) характеризуется меньшей структурной триклинностью ( $\Delta=0-0,3$ ).

Порфиробластические зерна конвертообразного или секториального строения часто встречаются в ороговикованных интрузивных липарито-дацитах из даек в экзоконтакте Оханджинского массива. В таких зернах нередко отмечается не только конвертообразное, но и зональное строение (рис. 37).

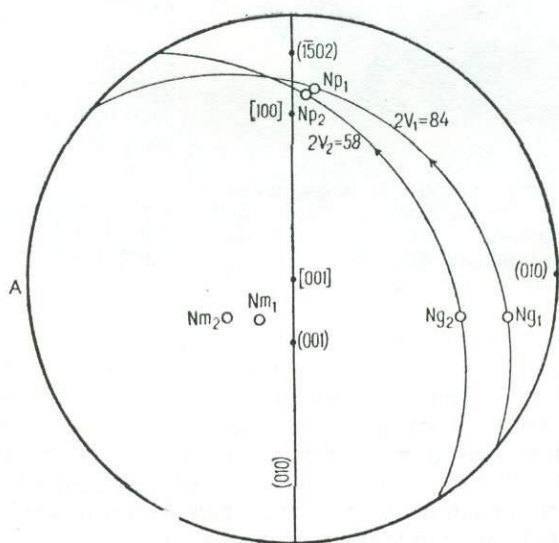
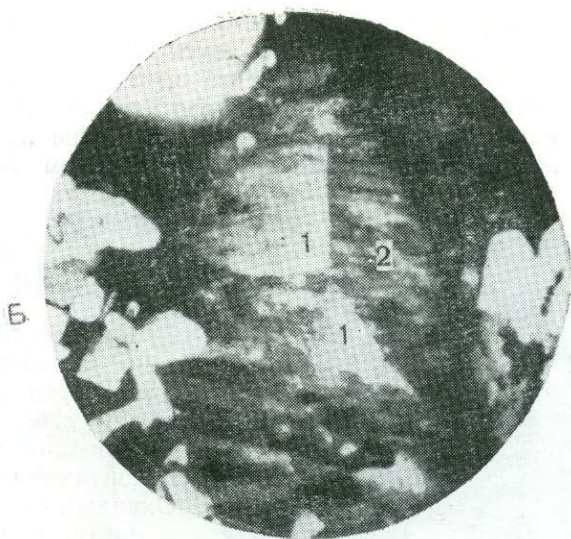
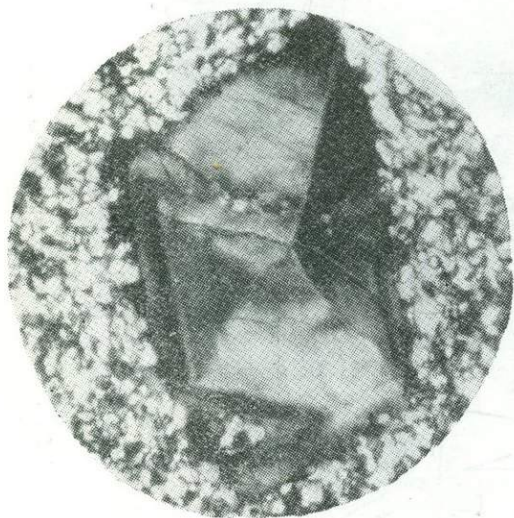


Рис. 36. Оптическая ориентировка индикатрисы (А) в различных частях зерна каликатрового полевого шпата, имеющего секториальное строение (Б)

$Ng_1$ ,  $Nm_1$ ,  $Np_1$  — ориентировка в 1-й части зерна (1);  $Ng_2$ ,  $Nm_2$ ,  $Np_2$  — ориентировка во 2-й части зерна (2).  
Шлиф 600-4,5/58, увел. 120, николи +

Полосчатое строение зерен калинатрового полевого шпата чаще отмечается в лейкократовых и двуслюдяных гранитах из эндоконтактов. Полосчатость выражена чередованием полос двух типов, имеющих различную оптическую ориентировку и резкие границы между собой, в общем не совпадающие ни с одним из возможных направлений спайности. С появлением значительного



количества пертитового альбита полосчатость становится менее заметной или исчезает совсем.

На рис. 38, 39 показано полосчатое строение зерен калинатрового полевого шпата из двуслюдяного гранита эндоконтактовой части Оханджинского массива.

Оптические свойства различных зон, полос и частей рассматриваемых калинатровых полевых шпатов показаны на диаграммах (см. рис. 36, 39), из которых видно, что ориентировка индикатриссы и углы оптических осей различных участков одних и тех же зерен изменяются в значительных пределах. Несмотря на различия в строении зерен с необыч-

Рис. 37. Комбинация зонального и секториального строения порфиробластического зерна калинатрового полевого шпата в ороговиком-ванном интрузивном липарито-даците.

Шлиф 53-5/58, увел. 120, николи +

ным строением всем им свойственны следующие общие особенности: а) границы зон, полос, участков являются прямолинейными, резкими и в общем случае не совпадают ни с одной из возможных плоскостей спайности полевого шпата; б) необычное строение имеет место в участках зерен, лишенных или содержащих незначительное количество пертитовых вростков, и исчезает с появлением большого количества пертитового альбита; в) оптическая ориентировка различных полос, зон и частей конвертообразных и секториальных зерен существенно различна, а пределы изменения свойств весьма значительны; г) наибольшее количество зерен с необычными свойствами содержится в различных лейкократовых гранитах и в метаморфизованных (фельдшпатизированных) древних магматических породах.

Одинаковое происхождение зерен полевых шпатов с необычным строением доказывается сочетанием различных типов строе-

ния в одном зерне и совместным нахождением зерен с различными особенностями в одном шлифе. Поэтому зональное, полосчатое, конвертообразное и секториальное строения зерен следует считать различными по форме следствиями одних и тех же причин.

У. Чейссон (1952), занимавшаяся изучением триклинных адуляров, установила, что этим разновидностям щелочных полевых



Рис. 38. Полосчатое строение калинатрового полевого шпата.  
Шлиф 300-1/58, увел. 15, николи+

шпатов свойственно конвертообразное, секториальное и зональное строение зерен. Различия в оптической ориентировке смежных участков таких зерен она связывает с неодинаковой внутренней структурой (степенью упорядоченности Al—Si в кристаллической решетке): «...чрезвычайно малые структурные различия... вызывают резкие изменения и в форме, и в ориентировке индикатриссы в одном и том же кристалле». Как известно, неустойчивость моноклинного адуляра связана с тем, что он кристаллизуется в поле устойчивости микроклина, т. е. значительно ниже температуры моноклинно-триклинного перехода калинатровых полевых шпатов. Поэтому нередко еще до окончания кристаллизации всего зерна центральные его части, стремясь приспособиться к низкой температуре, начинают приобретать триклинную форму решетки. Этот

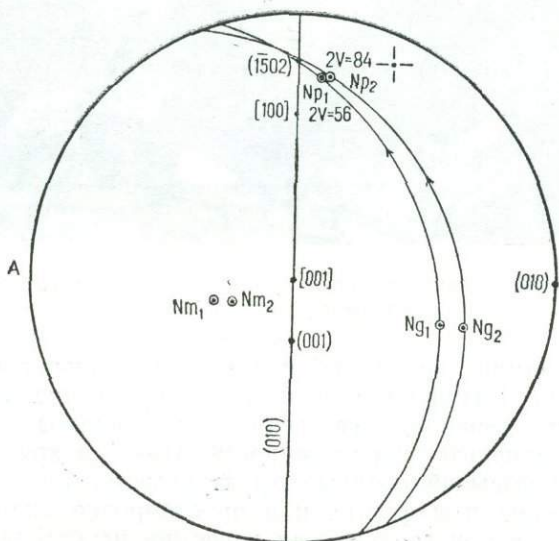
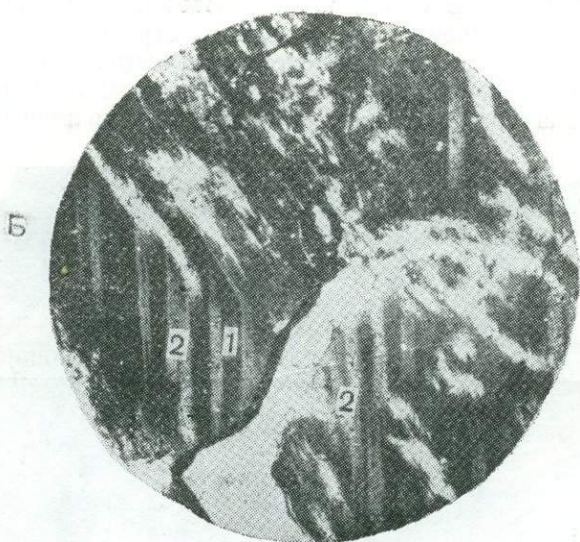


Рис. 39. Оптическая ориентировка (А) в двух системах полос зерна калинатового полевого шпата (Б)

$Ng_1$ ,  $Nm_1$ ,  $Np_1$  — ориентировка во 2-й системе полос;  $Ng_2$ ,  $Nm_2$ ,  $Np_2$  — ориентировка в 1-й системе полос.

Шлиф 300-1/58; увел. 41, николи +

процесс приводит к переходу моноклинного адуляра в триклинную его модификацию, приближающуюся по многим свойствам к микроклину. В изученных У. Чейссон (1952) кристаллах переход адуляра в триклинную форму вызывает постепенное отклонение плоскости оптических осей от положения, нормального к (010), до положения, параллельного (010)\*. Одновременно наблюдается уменьшение угла оптических осей.

Зональные калинатровые полевые шпаты с высокотемпературной оптикой известны также в кварцевых диоритовых порфиритах и гранодиорит-порфирах Станового хребта (Гуров, Гурова, 1967), в нордмаркитах Минусинской котловины (Лазаренко, 1964), в сиенит-порфирах р. Чу (Белянкин, 1958 г.), в трахит-порфирах Монтаны (Boettcher, Pivinskii, Knowles, 1967) и в других районах. Обычно зональность калинатровых полевых шпатов объясняется изменением состава этих зон в связи с особенностями магматической кристаллизации. Так, А. Боутчер (Boettcher) и др. (1967) установили, что зональность обусловлена изменением содержания бария при неизменном содержании щелочей. Е. П. Гуров и Е. П. Гурова (1967) объясняют зональность изменением содержания натрия в зонах; причем о количественной стороне такого изменения судят по изменению угла  $2V$  и изменению показателя светопреломления на 0,001. Не оспаривая выводов этих исследователей, следует тем не менее заметить, что угол оптических осей в значительно большей степени зависит от структурного состояния, чем от состава калинатровых полевых шпатов, а разница в показателях светопреломления 0,001 не выходит за пределы точности определений. Это не позволяет считать интерпретацию авторов окончательной.

Калинатровые полевые шпаты из рассматриваемых массивов по особенностям строения аналогичны адулярам, изученным У. Чейссон (1952). Оптические свойства некоторых зерен также не совсем обычны. Так, например, в полосчатом зерне в шлифе 300-1/58 (рис. 39) установлена оптическая триклинность  $35^\circ$ . Широкие пределы изменения  $2V$  и  $\Delta$  в обр. № 600-5/58 свидетельствуют о том, что процесс упорядочения Al—Si проходил в различных зернах и частях зерен с неодинаковой скоростью или начинался в разное время и заканчивался на разных стадиях. Только этим можно объяснить сосуществование в одном образце калинатровых полевых шпатов, близких и к моноклинным и к максимально триклинным.

Исчезновение зонального, полосчатого, конвертообразного и секториального строения в тех зернах и частях зерен, которые содержат заметное количество пертитовых вростков, можно объяснить следующим образом. Экспериментально установлено, что диффузия ионов Al и Si, а также Na и K в кристаллической ре-

\* А. С. Марфуин (1962) считает эти выводы спорными, так как они были получены в результате замеров на федоровском столике ортоскопическим методом.

шетке полевых шпатов значительно ускоряется в присутствии растворов. При этом оба вида упорядочения идут примерно одновременно. Концентрация растворов в периферических или относительно проницаемых частях зерен калинатовых полевых шпатов вызывала ускорение как распада твердого раствора с образованием пертитовых вростков, так и процесса упорядочения Al—Si в кристаллической решетке. Поэтому появление большого количества пертитовых вростков свидетельствует о наибольшем приспособлении кристаллической решетки полевых шпатов к понижению температуры, т. е. о наибольшем упорядочении как твердого раствора, так и Al—Si. В том случае, если зерно имело вначале необычное строение, последующее упорядочение Al—Si привело к стиранию здесь тех незначительных структурных различий, которые возникли в начальные стадии упорядочения и обусловили появление полос, зон или секторов. Одновременно происходило упорядочение Na—K и появление здесь пертитовых вростков.

Ранее автором (Серебряков, 1963) были рассмотрены соотношения между оптическими и внешними (видимыми под микроскопом) свойствами обычных калинатовых полевых шпатов в различных гранитоидах. В частности, установлено, что калинатовым полевым шпатом с высокими углами оптических осей свойственно высокое содержание пертитовых вростков, сложенных сдвойникованным альбитом; размещение этих вростков по (010) и (001) минерала-хозяина; большое количество сдвойникованных зерен и некоторые другие особенности. Разностям калинатовых полевых шпатов с небольшими углами оптических осей свойственно невысокое содержание пертитовых вростков, расположенных главным образом по  $(\bar{1}502)$ , реже по (100) и некоторым другим направлениям спайности; монокристалльный альбит в пертитовых вростках; относительная редкость сдвойникованных зерен, но большое разнообразие двойниковых законов и другие свойства. На материале рассматриваемых массивов эти наблюдения подтверждаются и несколько дополняются (табл. 7).

Необычные свойства рассматриваемых полевых шпатов и исчезновение этих свойств с появлением пертитовых вростков можно рассматривать как частный случай взаимосвязи оптических и морфологических особенностей в этих минералах. По-видимому, необычные свойства возникли в начальные стадии приспособления калинатовых полевых шпатов к условиям, в которых первичные, моноклинные их разности неустойчивы. Это могло иметь место в случае кристаллизации калишпатов при температурах более низких, чем температура моноклинно-триклинного перехода — 500—540°, по данным Ф. Лавеса (1956), или 375—450°, по данным Р. Штейгера и С. Харта (Steiger, Hart, 1967) и Т. Брайта (Bright, 1967). Рассматриваемые зерна следует считать, по-видимому, реликтами тех зерен, кристаллизация которых происходила в поздние периоды ранней щелочной стадии постмагматического

процесса. Содержание подобных полевых шпатов в метаморфизованных древних магматических породах в виде порфиробластических образований с этой точки зрения понятно. Появление этих полевых шпатов в лейкократовых гранитах из жил и эндоконтактов позволяет, наряду с другими данными, предполагать немагматический способ образования этих гранитов.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что свойства калинатровых полевых шпатов из лейкократовых и двуслюдяных гранитов более низкотемпературны, чем свойства этих минералов в адаметлитах главной фации. Известно (Марфуни, 1962; Таттл, 1956; Лавес, 1956; Dannay, Wyart, Sabatier, 1959 и др.), что оптические свойства полевых шпатов определяются главным образом температурой кристаллизации, скоростью охлаждения и количеством остаточных паровых растворов. Можно допустить, что во всех разновидностях рассматриваемых гранитоидов основная часть калинатровых полевых шпатов кристаллизовалась при температурах выше температуры моноклиннотриклинного перехода (магматическая кристаллизация и кристаллизация в ранние периоды ранней щелочной стадии). Следовательно, эти полевые шпаты имели примерно одинаковые первичные свойства (свойства санидинов). Время охлаждения всех гранитоидов также было примерно одинаковым и поэтому не могло вызвать существенных различий свойств полевых шпатов. Следовательно, остается единственное объяснение: значительные изменения свойств калинатровых полевых шпатов в гранитоидах рассматриваемых массивов обусловлены концентрацией постмагматических растворов. Около пологих контактов, в зонах трещиноватости, в куполах имелись благоприятные условия для концентрации растворов, в результате чего скорость упорядочения  $Al-Si$  в кристаллической решетке и скорость обособления альбитовой составляющей в калинатровых полевых шпатах будут большими. В связи с этим степень триклинности кристаллической решетки и, как следствие, угол оптических осей в рассматриваемых полевых шпатах из этих участков будут большими, количество пертитовых вростков — более высокое, количество первичных «пелитовых» частиц уменьшится и т. д. и калинатровые полевые шпаты станут более низкотемпературными, т. е. структурно более упорядоченными.

Плагноклазы из различных лейкократовых гранитов как по составу, так и по структурному состоянию различны. Плагноклазы мелкозернистых лейкократовых гранитов из жил выполнения юго-западной части Оханджинского массива представлены преимущественно мелкими полисинтетически сдвойникованными ксеноморфными зернами, имеющими основность от альбита № 5—8 до олигоклаза № 25. Структурное состояние плагноклазов (см. рис. 26, 27, 40), изменяется в значительных пределах, но обычно это все же низкотемпературные альбиты и олигоклазы. В лейкократовых гранитах из эндоконтактов и мощных жильных

тел основность плагиоклаза изменяется от № 5—8 до 40—45; причем плагиоклаз здесь характеризуется прямой зональностью и представлен относительно идиоморфными, иногда монокристалльными или тонко полисинтетически сдвойникованными зернами. Часть плагиоклаза представлена «пелитизированной» разностью, имеющей весьма высокотемпературную оптику. Сдвойникованные прозрачные зерна имеют чаще более низкотемпературные оптические свойства. Нередко устанавливается метасоматическое образование прозрачного плагиоклаза на стыке зерен калинатрового полевого шпата. Иногда такой плагиоклаз содержит мирмекитовые вrostки.

Лейкократовые граниты из жил северо-восточной части массива (см. рис. 26, 40) содержат обычно более кислый, чем из юго-западной части массива, изредка неочетливо зональный, как правило, полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз преимущественно с низкотемпературной оптикой. Обычная основность плагиоклазов — № 5—15, редко до № 30.

Плагиоклаз из мелкозернистых лейкократовых гранитов жил выполнения массива Чьорго присутствует обычно в виде ксеноморфных зерен, не имеющих отчетливой зональности. Наибольшая основность центральных частей зерен плагиоклаза в таких породах не превышает № 35. В среднезернистых жильных гранитах, особенно образовавшихся в результате метасоматического изменения адамеллитов, основность плагиоклазов достигает № 42, причем такие зерна имеют чаще прямую зональность.

При рассмотрении диаграмм зависимости угла оптических осей плагиоклаза от состава и структурного состояния (см. рис. 26, 40) можно сделать следующие выводы:

а) плагиоклазы из лейкократовых гранитов имеют в целом более низкотемпературную оптику, чем плагиоклазы из гранитоидов главной фации; б) плагиоклазы из лейкократовых гранитов северо-восточной части Оханджинского массива и массива Чьорго в общем имеют более низкотемпературную оптику, чем плагиоклазы из лейкократовых гранитов юго-западной части; в) наиболее высокотемпературная оптика свойственна плагиоклазам из частично перекристаллизованных гранитоидов главной фации в контакте с жилами лейкократовых гранитов (см. рис. 40).

**Биотит.** В лейкократовых гранитах биотит встречается в виде мелких табличек, обычно в той или иной степени замещаемых кварцем, полевыми шпатами, хлоритом и мусковитом. Изредка (главным образом в пегматитах) тонкие чешуйки явно более позднего, чем все полевые шпаты, биотита располагаются на стыках зерен бесцветных минералов и в трещинах спайности. Этот биотит имеет обычно более светлую окраску. В некоторых случаях наблюдается пересечение поздним биотитом раннего. В биотите из лейкократовых гранитов эндоконтактов и жильных тел метасоматического происхождения содержатся акцессорные включения циркона, монацита, ксенотима, ильменита и апатита, причем под-

мечается, что зерна аксессуарных минералов здесь более крупные, чем в гранитоидах главной фации. При хлоритизации биотита образуется большое количество титана. Светопреломление биотита

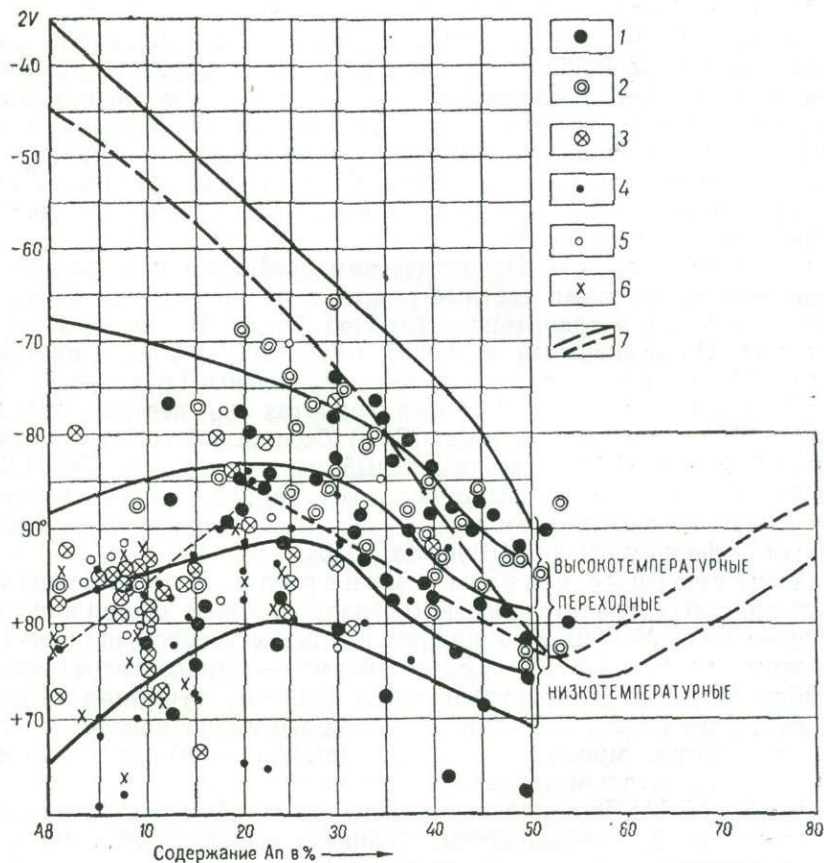


Рис. 40. Свойства плагиоклазов из гранитных пород в разрезах через жильные тела лейкократовых гранитов и вмещающие гранитоиды главной фации

1, 4 — граниты главной фации из юго-западной (1) и северо-восточной (4) частей Оханджинского массива; 2, 5 — то же, в контакте с жильными телами лейкократовых гранитов; 3, 6 — лейкократовые граниты из жильных тел юго-западной (3) и северо-восточной (6) частей Оханджинского массива; 7 — высоко- и низкотемпературные плагиоклазы (по J. V. Smith, 1958).

из лейкократовых гранитов Чьорго в обр. № 102-2/57  $N_p=1,600$ ,  $N_m=1,679$ ; в обр. № 170-2/57 (гранит-пегматит) биотит имеет  $N_p=1,588$ ,  $N_m=1,642$ . Следовательно, в первом образце светопреломление больше, во втором меньше, чем у биотита из адамеллитов. Еще более ясно видны значительные ( $N_m$  — от 1,615 до 1,675) колебания светопреломления биотитов из лейкократовых гра-

нитов Оханджинского массива (см. рис. 29). По-видимому, это следует связывать в основном с неодинаковой общей железистостью и главным образом с неодинаковым содержанием окисного железа.

**Кварц.** Кварц лейкократовых гранитов имеет волнистое угасание, метасоматически замещает окружающие минералы с образованием порфиروبласт и гломеробласт и нередко содержит включения реликтов бесцветных минералов и зерен акцессорных минералов. По сравнению с гранитоидами главной фации, метасоматические соотношения кварца с остальными минералами в лейкократовых гранитах проявлены обычно более отчетливо. Лишь в аплитовидных гранитах из жил выполнения подобные соотношения относительно редки.

**Светлые слюды.** По оптическим свойствам и соотношению с другими минералами светлые слюды в лейкократовых гранитах такие же, как и в гранитоидах главной фации. В обр. № 118-1/58 (см. рис. 41) бесцветный мусковит имеет  $Ng=1,594$ ,  $Nm=1,589$ ;  $-2V=45^\circ$ ; свойства светло-зеленой слюды  $Nm=1,621$ ,  $-2V=35^\circ$ . В мелкозернистых лейкократовых гранитах из северо-восточной  $-2V=35^\circ$  части массива (обр. 32/58) бесцветный мусковит имеет  $Ng=1,595$ ;  $Nm=1,590$ ; светло-зеленый мусковит имеет  $Ng=1,642$ .

Приведенные константы определяют принадлежность бесцветной слюды к почти чистым мусковитам, а светло-зеленой — к ряду фенгит — ферримусковит (Винчелл, 1953).

**Акцессорные и прочие минералы.** В мелкозернистых лейкократовых гранитах из юго-западной части Оханджинского массива (обр. № 600/58) в шлифах и в искусственном шлихе установлены: альмандин ( $N=1,83\pm$ ; форма — тетрагонтриоктаэдр в комбинации с ромбододекаэдром) и голубой турмалин ( $Nm=1,662$ ,  $Np=1,632$ ). Обращает на себя внимание полное отсутствие ксенотима, монацита, апатита, циркона — обычных минералов во всех остальных разнovidностях гранитоидов массива.

В обн. № 118/58 (эндоконтакт юго-западной части Оханджинского массива) в двуслюдяных гранитах обнаружены единичные зерна циркона, апатит, альмандин, высокожелезистый турмалин ( $Nm=1,668$ ,  $Np=1,635$ ).

В мелкозернистых лейкократовых гранитах из пологой жилы в обн. № 32/57 (северо-восточная часть Оханджинского массива) встречены: апатит, альмандин ( $N=1,83\pm$ ), ксенотим, монацит, турмалин ряда шерл — дравит ( $Nm=1,659$ ;  $Np=1,631$ ), ильменит, флюорит.

В обн. № 338/58, 592/58 и 123/58 в мелкозернистых гранитах из жил установлены зерна дюмортьерита. Размер их не превышает 0,3—0,4 мм, формы — короткостолбчатые; плеохроизм — от бесцветного ( $Ng$ ) до голубого и сиреневого ( $Np$ ); окраска зерен пятнистая. Нередко встречаются сростки дюмортьерита, в которых плоскость срастания для одного индивида является плоскостью 010, для второго — плоскостью 110 ( $PNg=23$ ,  $PNm=67$ ,

$Pn\rho=90^\circ$ ). Угол оптических осей— $56^\circ$ . По соотношению с окружающими минералами и по времени образования дюрмюртерит аналогичен турмалину.

В двухслюдяных гранитах мощных жильных тел из массива Чьорго нередко содержится повышенное количество аксессуарных минералов (например, ильменита в обр. № 137-1/57 и 592-1/57), причем отмечается одновременно увеличение размера зерен этих минералов. Встречаются также циркон, апатит и титанит. Ксенотим и монацит в лейкократовых гранитах Чьорго не установлены.

Мелкозернистые лейкократовые граниты жил выполнения отличаются, как правило, резко пониженным количеством аксессуарных минералов. Чаще других встречается здесь фторопатит. В единичных образцах лейкократовых гранитов Чьорго установлены цеолиты ( $N=1,503-1,505$ ), обыкновенная роговая обманка ( $Ng=1,680$ ;  $cNg=1,660$ ,  $cNg=19^\circ$  в обр. № 170—2), дюрмюртерит ( $2V=-30^\circ$ ,  $Ng=1,689$ ,  $Nm\leq 1,687$ ,  $N\rho=1,678$ ; дисперсия от заметной до сильной  $r<v$ ; цвет голубой, розовый, фиолетовый).

**Пегматиты.** В пределах рассматриваемых массивов нередко встречаются мелкие пегматитовые тела. В северо-восточной части Оханджинского массива и в массиве Чьорго—это изометричные или линзовидные обособления типа миарол с игольчатыми кристаллами или радиально-лучистыми агрегатами черного турмалина в центре. При этом большая часть хорошо образованных пегматитовых обособлений залегает среди гранитоидов главной фации.

В юго-западной части Оханджинского массива пегматиты с турмалином также являются наиболее распространенной разновидностью. Однако залегают они здесь как в виде изометричных обособлений, так и в виде жил (обн. № 284; устье руч. Потеря) и значительных по площади участков около пологих контактов (обн. № 121—123). Изометричные обособления типа миарол встречаются здесь реже и преимущественно в эндоконтактовых частях, но достигают крупных размеров, как это устанавливается по делювиальным развалам в обн. № 444 (приустьевая часть руч. Горанджа). Помимо турмалинов, в центральных частях обособлений встречаются крупные кристаллы дымчатого и бесцветного кварца. Как правило, блоковая зона пегматитовых обособлений в юго-западной части массива сложена крупными кристаллами полевого шпата в сростании с кварцем и имеет значительную мощность. Около пологих контактов и в куполовидных поднятиях кровли пегматиты сложены преимущественно микроклинпертитом в сростании с кварцем. В небольших количествах содержится турмалин, мусковит, биотит, альмандин, единичные зерна дюрмюртерита (обн. № 123/58). Описание некоторых обнажений пегматитов приводится ниже.

В обн. № 25/58 (правобережье нижнего течения р. Оханджи) встречена маломощная (от 5 до 12 см) выклинивающаяся по простиранию жила турмалинового пегматита. В центральной час-

ти жилы среди блокового микроклин-пертита залегает прожилок черного игольчатого турмалина. Микроклин-пертит характеризуется грубым решетчатым строением; количество сдвойникового альбита в пертитовых вростках около 35%;  $-2V=72-75^\circ$ ,  $[010] \wedge Ng=18^\circ$ .

В обн. № 66/58 встречается крутопадающая жила гранит-пегматита мощностью до 10 см, имеющая северо-западное простирание. Крупнозернистые участки сложены микроклин-пертитом, иногда в пегматитовом сростании с кварцем. Мелкозернистые участки состоят из плагиоклаза — 9%, микроклина — 36%, кварца — 49%, биотита — 1,5%, мусковита и хлорита — 3,5%, аксессуарных — 0,3%. В решетчатом микроклин-пертите содержится до 20% пертитовых вростков,  $-2V=68-88^\circ$ ,  $(010) \wedge Ng$  до  $12^\circ$ . Отдельные участки зерен не содержат пертитового альбита, водяно-прозрачны, лишены микроклиновой решетки и местами имеют полосчатое строение, подобное описанному выше (см. рис. 38).

В обн. 117/58 (юго-западная часть Оханджинского массива) среди двуслюдяных и лейкократовых гранитов эндоконтакта встречены участки гранит-пегматитов, состоящие из пелитизированного нерешетчатого калинатрового полевого шпата с 15—20% пертитовых вростков, тонкосдвойникованных зерен метасоматического альбита, единичных зерен кварца, чешуек мусковита и биотита и нередко встречающихся крупных (до 1 мм) зерен альмандина. Более мелкие зерна граната часто встречаются и в окружающих пегматиты мелкозернистых гранитах. Аналогичные по составу пегматиты залегают значительными по площади (до 1000 м<sup>2</sup>) участками в обн. № 121—123.

В обн. № 284/58 (устье руч. Потеря) линзовидные участки пегматита залегают в средней части жилы лейкократовых гранитов. Калинатровые полевые шпаты представлены более ранним нерешетчатым пелитизированным микроклином ( $-2V=68^\circ$ ;  $[010] \wedge Ng=14^\circ$ ) и поздним решетчатым водяно-прозрачным микроклином ( $-2V$  от  $74$  до  $86^\circ$ ). К стыкам зерен полевых шпатов приурочены тонкие чешуйки биотита. Сростания кварца и микроклина имеют графическую структуру, причем ихтиоглипты кварца пересекают альбит и биотит.

В обн. № 530/58 (приустьевая часть руч. Потеря; см. рис. 33) среди биотитовых адамеллитов залегает пологая жила мелкозернистых лейкократовых гранитов мощностью до 20 см. К всяческому контакту лейкократовые граниты становятся более крупнозернистыми и переходят постепенно в пегматиты, имеющие состав: полисинтетически сдвойникованный, реже монокристалльный альбит-олигоклаз — 10%; нерешетчатый калинатровый полевой шпат (содержащий до 10% пертитовых вростков) — 58%, кварц — 35%, биотит — 2%, мусковит, хлорит, аксессуарные минералы — около 1%. Калинатровый полевой шпат имеет:  $-2V=70-83^\circ$ ;  $[010] \wedge Ng=4-10^\circ$ . Плагиоклаз № 5—25 имеет  $2V$  от  $+75$  до  $-80^\circ$ .

**Гидротермальные образования** в пределах рассматриваемых массивов представлены различными гидротермально измененными гранитоидами и турмалино-кварцевыми и кварцевыми жилами.

Гидротермально измененные гранитоиды. Гидротермальное изменение гранитоидов в пределах массива Чьорго выражается в окварцевании, хлоритизации, мусковитизации, альбитизации, турмалинизации, редко — в амфиболитизации, появлении цеолитов, карбоната и некоторых других минералов. Во всех наиболее измененных разностях рассматриваемых пород наблюдается почти полное замещение калинатрового полевого шпата альбитом и почти полная альбитизация раннего плагиоклаза. Замещение калинатрового полевого шпата альбитом происходит исключительно при одинаковой ориентировке того и другого минерала, поэтому в гидротермально измененных гранитах почти никогда не образуются мirmekитовые срастания. Столь же отчетливо и повсеместно наблюдается замещение полевых шпатов, биотита, хлорита и мусковита кварцем с образованием порфиробласт и отдельных участков из этого минерала. В кварце обычны реликты замещаемых минералов, иногда встречается подобие грубых пегматоидных структур.

В пределах Оханджинского массива гидротермальные образования значительно больше распространены, чем в массиве Чьорго.

Вблизи обн. № 118/58 (рис. 41) приконтактные участки массива сложены двуслюдяными гранитами и гранит-пегматитами. В роговики кровли проникает гранитная апофиза широтного простирания. Мощность ее в основании достигает 18 м, уменьшаясь через 70—100 м по восстанию до 8—10 м. В центре апофизы, иногда приближаясь к ее южному контакту, залегает кварцевая жила мощностью 15—20 см, содержащая редкие крупные (до 5 см в длину) кристаллы черного турмалина. Вдоль северного контакта кварцевой жилы располагаются линзообразные тела, состоящие из примерно равных количеств кварца и турмалина. Турмалин в них представлен изометричными зернами размером до 7 мм в поперечнике. Мощность линзообразных кварц-турмалиновых тел до 6 м; в вертикальном направлении они вытянуты до 15—20 м. Граниты в экзоконтакте кварцевой жилы и кварц-турмалиновых тел интенсивно окварцеваны, альбитизированы, содержат округлые турмалиновые обособления, арсенопирит и мусковит. Вмещающие апофизу глинистые сланцы превращены в турмалино-цоизитовые роговики с хлоритом и арсенопиритом.

Необычное для рассматриваемых массивов гидротермальное изменение адамеллитов наблюдалось в обн. № 283—287 (устье руч. Потеря, Оханджинский массив). В этом участке прослеживается серия сближенных субширотных разрывов. Адамеллиты около разрывов разбиты многочисленными тонкими трещинами, которые секут все минералы. Трещины в одном случае выполнены роговой обманкой с реликтами авгита ( $cNg=35-45^\circ$ ;  $+2V=60^\circ$ ;  $Ng-Np=0,022$ ), альбитом, рудным минералом; в другом — зе-

ленным хлоритом, альбитом, рудным минералом и титанитом. Нередко роговая обманка и хлорит содержатся и во вмещающих адамеллитах.

Роговая обманка плеохроирует от желтовато-зеленого до темно-зеленого цвета и имеет  $N_g=1,685$ ;  $N_m=1,673$ ;  $cN_g=12$ —

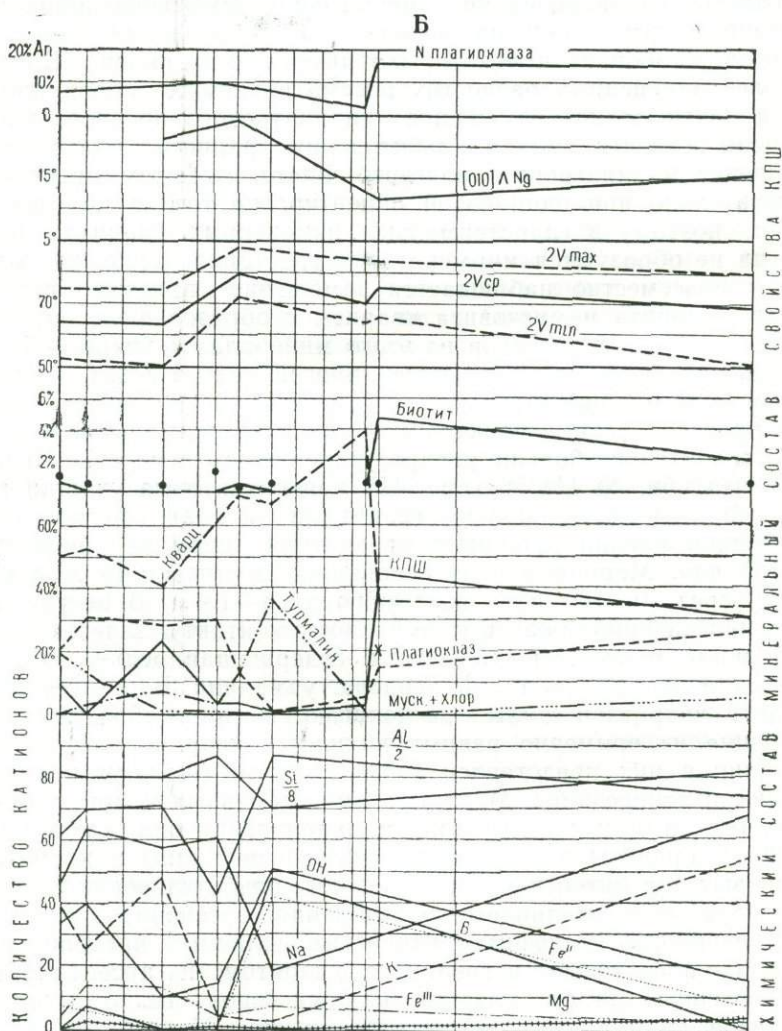
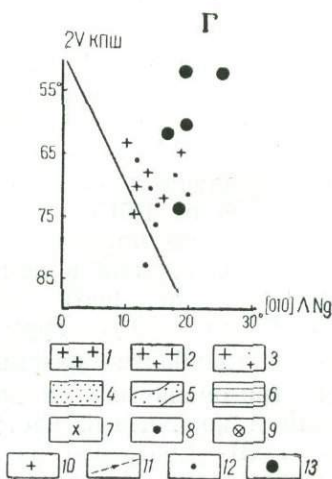
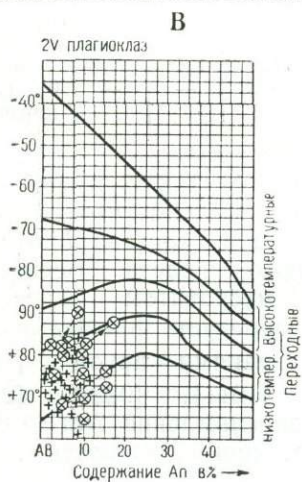
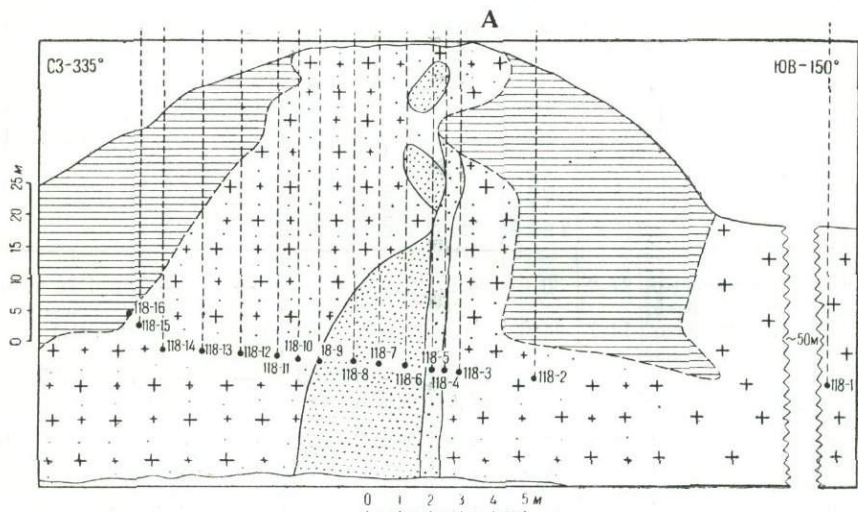


Рис. 41. Свойства горных пород по разрезу через турмалино-кварц-  
 1 — среднезернистые двухслюдяные граниты эндоконтактной фации; 2 — ги-  
 псовые граниты с турмалином и арсенопиритом; 4 — турмалино-кварцевые  
 вилки кровли; 7 — содержание пертитовых вростков в каликатровых полевых  
 из двухслюдяных гранитов; 10 — свойства полевых шпатов из гидротермально  
 плаггиоклаза; 12 — свойства водянопрозрачных каликатровых полевых шпатов;  
 № 118; Б — диаграмма состава горных пород и свойств полевых шпатов; В —  
 плаггиоклаза в обн. № 118; Г — оптические свойства каликатровых полевых

18°; —  $2V = 72-78^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,030$ , что свидетельствует о ее высокой железистости; ее следует отнести к обычной роговой обманке или к кунингтониту с высоким содержанием грюнеритовой молекулы (Винчелл, 1953). Во вмещающих гранитах плагиоклаз альбитизируется, местами замещается флюоритом и цеолитами.



цеовое тело (обн. № 118)

дротермально измененные двуслюдяные граниты из апофизы; 3 — гидротермально измененные турмалины; 5 — турмалино-кварцевая жила с небольшим содержанием турмалина; 6 — роговошпатах; 8 — содержание в гранитах акцессорных минералов; 9 — свойства плагиоклаза измененных гранитов; 11 — линии, соединяющие значения угла оптических осей в зонах 13 — свойства пелитизированных каликатровых полевых шпатов. А — зарисовка обн. диаграмма зависимости угла оптических осей от структурного состояния и состава шпатов в обн. № 118

тами; калинатовый полевой шпат замещается альбитом. По биотиту развивается хлорит и амфибол.

Минеральный состав. Количественные соотношения между главными минералами в рассматриваемых породах изменяются в широких пределах. Изменение минерального состава гидротермально измененных гранитов вкосте простираения жилы и апофизы в обн. №118/58 (см. рис. 41) показано в табл. 21.

Таблица 21

№ шлифа, порода	Содержание, %							аксессуары минералы
	плаггио- оклаз	кали- натовый полевой шпат	кварц	биотит	мусковит	хлорит	турмалин	
118-1, среднезернистый двуслюдяной гранит	27,2	30,8	34,2	2,3	5,3	—	—	0,1 (в т. ч. гранат)
118-3, гидротермально измененный гранит	14,7	44,6	35,7	4,8	—	0,1	—	0,1
118-4, то же	3,8	3,2	90,6	—	0,05	—	—	0,05
118-8, турмалино-квар- цевая жила	—	—	62,6	0,02	—	—	36,9	0,4
118-9, то же	11,9	3,7	69,3	0,3	—	—	14,5	0,3
118-10, гидротермаль- но измененный гранит	30,3	2,9	62,1	—	0,4	0,6	2,3	0,6
118-12, то же	28,5	23,1	41	0,1	0,1	—	7,2	0,3 (в т. ч. арсенопирит и вольфра- мит)
118-14, »	30,8	0,1	52,9	—	11,9	1,1	3,2	0,02
118-15, »	20,5	9,2	49,8	0,4	19,3	—	—	0,7 (в т. ч. кордиерит)

Биотит в различных образцах из обн. № 118/58 имеет свето-преломления  $N_m$  от 1,615 до 1,659 (см. рис. 29), что возможно связано с широкими пределами изменения состава биотита и прежде всего содержания в нем окисного железа. Бесцветная слюда представлена почти чистым мусковитом ( $N_g=1,594$ ,  $N_m=1,589$ ;  $2V=45-50^\circ$ ). Турмалин образует призматические кристаллы с наиболее развитыми гранями призм  $\{10\bar{1}0\}$ ,  $\{1\bar{1}20\}$  и тригональных дипирамид  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{02\bar{2}1\}$   $\{2021\}$ , имеет синий и коричневый цвет; светопреломление  $N_m=1,650-1,676$ ;  $N_p=1,631-1,637$ , что определяет принадлежность турмалина к высокожелезистым разновидностям.

Химический состав гидротермально измененных гранитов Оханджинского массива изучен по разрезу в обн. № 118/58 (см. рис. 41, табл. 22).

Приведенные результаты анализов и их пересчетов позволяют сделать следующие заключения о выносе и привносе элементов при гидротермальном изменении гранитов: а) калий выносился

Таблица 22

Компоненты	Содержание, %					
	обр. № 118-1, двуслю- дяной гранит	гидротермально-измененные граниты				обр. № 118-8, кварцево- турмали- новая порода
		обр. № 118-15	обр. № 118-14	обр. № 118-12	обр. № 118-10	
SiO <sub>2</sub>	73,98	78,25	74,84	74,73	88,05	67,53
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,03	0,06	0,03	0,02	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,38	12,26	13,86	13,96	8,75	17,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,42	2,10	2,04	0,62	1,03
FeO	1,00	0,99	0,72	0,15	0,20	5,98
MnO	0,07	0,05	0,06	0,03	0,02	0,14
CaO	0,49	0,20	0,24	0,29	0,27	0,36
MgO	0,21	0,00	0,05	0,02	0,14	0,00
K <sub>2</sub> O	4,81	3,92	2,43	4,32	0,39	0,21
Na <sub>2</sub> O	3,91	2,66	3,91	3,52	3,79	1,14
B <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,51	0,49	0,02	3,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,08	0,08	0,10	0,09	0,06
+H <sub>2</sub> O	0,26	0,59	0,70	0,16	0,26	0,92
—H <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,11	0,07	0,05	0,26
Сумма	99,65	99,55	100,09	99,91	99,65	99,98
П. п. п.	0,55	0,77	1,17	0,45	0,30	—
S (общ.)	Следы	0,00	0,03	0,00	Следы	0,00
F	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,55
CO <sub>2</sub>	»	—	0,02	»	»	0,11
As	»	—	0,27	»	»	0,001
Уд. вес	2,66	2,62	—	—	2,67	—

Аналитики: Л. Артеменко, Н. Морозова

Формулы пород по Т. Барту (1956)

Обр. № 118-1	Количество электроположительных ионов — 954. K <sub>54</sub> Na <sub>67</sub> Ca <sub>5</sub> Mg <sub>3</sub> Mn <sub>1</sub> Fe <sub>4</sub> Fe <sub>2</sub> ''Al <sub>148</sub> Ti <sub>1</sub> Si <sub>653</sub> P <sub>1</sub> O <sub>1585</sub> (OH) <sub>15</sub>
Обр. № 118-15	Количество электроположительных ионов — 909. K <sub>41</sub> Na <sub>44</sub> Ca <sub>2</sub> Mg <sub>0</sub> Fe <sub>7</sub> 'Fe <sub>3</sub> '''Al <sub>122</sub> Ti <sub>0,2</sub> Si <sub>656</sub> P <sub>1</sub> O <sub>1567</sub> (OH) <sub>33</sub>
Обр. № 118-14	Количество электроположительных ионов — 938. K <sub>26</sub> Na <sub>64</sub> Ca <sub>3</sub> Mg <sub>1</sub> Fe <sub>5</sub> 'Fe <sub>13</sub> '''Al <sub>138</sub> B <sub>6</sub> Ti <sub>0,5</sub> Si <sub>639</sub> As <sub>2</sub> P <sub>0,5</sub> O <sub>1560</sub> (OH) <sub>40</sub>
Обр. № 118-12	Количество электроположительных ионов — 925. K <sub>47</sub> Na <sub>58</sub> Ca <sub>3</sub> Mg <sub>0,3</sub> Fe <sub>1</sub> 'Fe <sub>13</sub> '''Al <sub>142</sub> B <sub>6</sub> Ti <sub>0,2</sub> Si <sub>645</sub> P <sub>1</sub> O <sub>1591</sub> (OH) <sub>9</sub>
Обр. № 118-10	Количество электроположительных ионов — 877. K <sub>4</sub> Na <sub>61</sub> Ca <sub>3</sub> Mg <sub>2</sub> Fe <sub>1</sub> 'Fe <sub>4</sub> '''Al <sub>85</sub> B <sub>0,1</sub> Ti <sub>0,1</sub> Si <sub>703</sub> P <sub>1</sub> O <sub>1586</sub> (OH) <sub>14</sub>
Обр. № 118-8	Количество электроположительных ионов — 924. K <sub>2</sub> Na <sub>18</sub> Ca <sub>3</sub> Mg <sub>0</sub> Fe <sub>42</sub> 'Fe <sub>7</sub> '''Al <sub>174</sub> B <sub>48</sub> Ti <sub>0,2</sub> Si <sub>562</sub> P <sub>1</sub> C <sub>1</sub> O <sub>1534</sub> (OH) <sub>51</sub> F <sub>15</sub>

из всех зон изменения; количество натрия остается примерно одинаковым; лишь при полном замещении гранитов кварцем и турмалином (обр. № 118-8/58) происходит вынос большей части щелочей); б) магний выносился из всех зон изменения; очень небольшое количество кальция остается почти постоянным; в) количество железа несколько увеличивается в гидротермально измененных гранитах и резко возрастает при образовании кварц-турмалиновых пород; г) алюминий из гидротермально измененных гранитов выносился; при образовании кварц-турмалиновых пород отмечается привнос алюминия; д) при образовании кварц-турмалиновых пород устанавливается привнос бора и фтора.

*Гидротермальные жилы, генетически связанные с массивами.*

По особенностям минерального состава в эту группу гидротермальных образований входят кварцевые и турмалино-кварцевые жилы. В северо-восточной части Оханджинского массива чаще встречаются жилы с незначительным содержанием турмалина или чисто кварцевые, а в эндоконтактах его западной части — турмалино-кварцевые жилы и линзы с большим количеством турмалина. Особенно мощные жилы и линзы турмалино-кварцевых пород обнаружены в центре апофиз гранитов в обн. № 118/58 (см. рис. 41), 132/58 и 444/58 и среди пегматитов в обн. № 121/58. В последнем случае рассматриваемые породы образуют пологолежащие тела среди пегматитов.

В пределах массива Чьорго более обычны турмалиносодержащие разности кварцевых жил; изредка количество турмалина в них достигает 20%. Чисто кварцевые жилы встречаются редко. Многие гидротермальные жилы рассматриваемых массивов образованы метасоматическим путем. В жильном кварце часто содержатся реликты полевых шпатов, хлоритизированного биотита, а также зерна циркона и апатита. В некоторых случаях обнаружено замещение кварцем турмалина. Метасоматическое образование турмалина происходит за счет полевых шпатов и в первую очередь за счет пертитовых вростков в калинатровых полевых шпатах. В некоторых крупных зернах турмалина из обн. № 118 встречаются включения удлиненных табличек альбита, и структура таких участков становится бластопойкилитовой. Турмалин содержится в виде крупных изометричных зональных зерен, окрашенных преимущественно в густокоричневый и сине-зеленоватый цвет, и в виде мелких светло-зеленых или светло-голубых, иногда почти бесцветных удлиненных и игольчатых зерен. В искусственных шлихах из турмалино-кварцевой породы в обн. 118/58 установлены биотит ( $Nm=1,648$ ), мусковит, турмалин ( $Nm=1,668$ ;  $Np \leq 1,637$ ), альбит, хлорит. Из рудных минералов в кварцевых жилах встречаются арсенопирит и изредка молибденит.

В пределах массива Чьорго отсутствуют всякие оловоносные образования, однако проявления оловоносности в экзоконтакте его северной части установлены в 1946 г. С. Г. Котляром. Касситерит в шлифах обнаружен в гидротермально измененных грани-

тах, а также в аллювии в эндо- и экзоконтактах Оханджинского массива.

Химический состав кварц-турмалиновых пород (обр. № 118-8) приведен в табл. 22.

## КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

**Роговики.** Вмещающие осадочные породы изменены в экзоконтактах массивов в условиях фации роговообманковых роговиков и альбит-эпидот-роговиковой фации. Метаморфизму подверглись также кварцевые порфиры, порфириты, интрузивные липарито-дацнты и диоритовые породы догранитных малых интрузий. Наиболее широкие поля контактово-метаморфизованных пород располагаются западнее и южнее Оханджинского массива, а также западнее массива Чьорго, где плоскость контакта массивов падает полого. Глинистые сланцы и алевролиты поблизости от контакта преобразованы в условиях фации роговообманковых роговиков и содержат: 1) кварц, мусковит, андалузит, кордиерит; 2) кварц, мусковит, биотит, кордиерит; 3) диопсид, тремолит, кальцит, эпидот; 4) кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, мусковит (в гранитизированных породах).

Ширина зоны метаморфизма в условиях фации роговообманковых роговиков западнее массива Чьорго (руч. Поперечный) и южнее Оханджинского массива не превышает 500—700 м. Значительно большие площади заняты метаморфическими породами альбит-эпидот-роговиковой фации, а также породами, которые характеризуются минеральными парагенезисами, переходными к фации роговообманковых роговиков.

В экзоконтактах рассматриваемых массивов установлены следующие разновидности роговиков: биотитовые (наиболее распространены), мусковит-биотитовые, андалузитовые, кордиеритовые, тремолит-эпидотовые, эпидотовые, полевошпатовые и некоторые другие, в том числе с гранатом и турмалином. А. И. Зубовым в 1942 г. обнаружены также корундово-андалузитовые и цоизит-диопсидовые роговики.

Разрез по руч. Поперечному в массиве Чьорго (рис. 42) начинается в 150 м от контакта, так как приконтактные его части перекрыты рыхлыми отложениями.

В обн. № 170, в 150 м от контакта массива, залегают однообразные темные мусковитизированные роговики. Мусковит и отдельные чешуйки почти изотропного серпентино-хлорита (?) образуют псевдоморфозы по кордиериту и, вероятно, по андалузиту. Мелкозернистый кварц-полевошпатовый материал между псевдоморфозами содержит отдельные чешуйки мусковита и густо импреньирован арсенопиритом. Изредка встречаются мелкие зерна коричневого турмалина и реликты биотита, замещаемого мусковитом. Среди мусковитизированных роговиков залегают маломощные (10—30 см) прослои более светлых грубозернистых роговиков, состоящих из кварца, эпидота, андезина, единичных

зерен титанита, арсенопирита, кальцита (обр. № 170-1). Около секущих эти роговики прожилков кварца эпидот образует более крупные зерна; здесь же присутствуют единичные иголки тремолита. По-видимому, первичная порода была представлена известковистым алевролитом. В роговиках нередко залегают крутопадающие и пологие жилы лейкократовых гранитов и жилы андалузит- и турмалинсодержащего гранит-пегматита, в котором иногда встречается корунд.

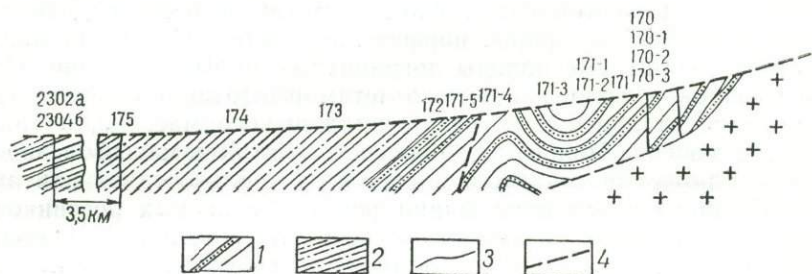


Рис. 42. Схематический геологический разрез через зону контактово-метаморфических пород в вершине ручья. Поперечный

1 — глинистые сланцы с прослоями алевролита и песчаников; 2 — пелоалеврогранитов и пегматитов; 3 — жилы лейкократовых гранитов; 4 — разрывные тектонические нарушения. Крестами обозначены граниты

По всей видимости, андалузитовые и кордиеритовые роговики являются в приконтактных частях массивов Чьорго и Оханджинского наиболее обычными. Во всяком случае в тех участках, где удалось наблюдать непосредственный контакт массивов с вмещающими породами (ручьи Щель, Моренный, рч. Оханджа) глинистые сланцы превращены в кордиерито-андалузитовые роговики, в которых кордиерит и андалузит полностью или в значительной степени замещены биотитом и мусковитом. Прослой алевролитов и песчаников около контакта иногда фельдшпатизированы, причем фельдшпатизация в 2—5 м от контакта обычно затухает (руч. Моренный, см. рис. 4).

После обн. № 170 с удалением от контакта массива в мусковитизированных роговиках уменьшается количество мусковита и за этот счет возрастает (иногда до 20—30%) количество биотита (обр. № 171—3). Около прослоев окварцеванных песчаников (обр. № 171-2) роговики по глинистым сланцам содержат, кроме биотита, кристаллы кордиерита (обр. № 171-1). Кордиерит сдвойникован (шестерники, тройники) и имеет угол оптических осей 75—78°. С удалением от прослоев окварцеванных пород количество кордиерита уменьшается и через 2—3 м кордиерит исчезает совсем. Далее почти до обн. № 171 встречаются коренные выходы, в которых наблюдается переслаивание кордиеритовых и биотитовых роговиков с прослоями более грубозернистых окварцеванных пород.

В обн. № 171 (500 м от контакта массива) встречены биотитовые роговики по глинистым сланцам и алевролитам (обр. № 171-5). При этом более грубозернистые алевролитовые прослои окварцеваны интенсивнее и почти лишены биотита, тогда как прослои глинистых сланцев содержат до 20% темно-коричневого биотита, количество и крупность которого увеличиваются около алевролитовых прослоев и прожилков кварца. Присутствуют пирит и серицит. Породы в общем метаморфизованы слабее, чем в предыдущих обнажениях.

Почти на всем протяжении от обн. № 171 до обн. № 172 (650 м от контакта массива) коренные выходы сложены тонкослоистыми глинистыми сланцами и алевролитами, превращенными в биотитовые роговики. Нередки слои окварцеванных и альбитизированных песчаников. В обн. № 173 распространены кордиеритовые роговики по глинистым сланцам, пласт которых залегает среди слоистых алевролитов. Кордиерит представлен плохо оформленными зернами, которые имеют волнистое угасание, переполнены включениями и замещаются мусковитом.

От обн. № 172 до обн. № 173 (900 м от контакта) залегают преимущественно биотитовые роговики по тонкослоистым глинистым сланцам и алевролитам. Признаки контактового изменения постепенно ослабевают. В обнажении в роговиках содержится не более 10% светлого мелкочешуйчатого биотита. Обломки кварца и альбита сохранили первичную остроугольную форму.

Между обн. № 173 и 174 (1100 м от контакта) продолжают встречаться тонкослоистые глинистые и алевролитовые сланцы. Степень контактового метаморфизма пород продолжает ослабевать, что выражается в дальнейшем уменьшении количества биотита, в его более светлой, нередко с зеленоватым оттенком желтой окраске.

От обн. № 174 до обн. № 175 (1320 м от контакта) характер первичных осадочных пород остается прежним. В обнажении из новообразований в алевролитах присутствует лишь незначительное количество мелкочешуйчатого бледно-желтого биотита и серицита.

Образцы № 2302 и 2304б взяты в 3,5 км от обнажения № 175, вне пределов зоны контактового метаморфизма.

Образец № 2302а представлен неяснослоистым глинистым сланцем, в котором по плоскостям сланцеватости наблюдаются скопления окислов железа, лейкоксена, единичных чешуек серицита и светлого зеленовато-желтого биотита. Контактные изменения в породе отсутствуют.

В обр. № 2304б (тонкослоистый глинистый сланец) из новообразований присутствуют единичные мелкие агрегаты серицита, а также бурые окислы железа и лейкоксена, располагающиеся по плоскостям слоистости. Химический анализ образцов описываемого разреза дал следующие результаты (табл. 23):

Компоненты	№ обр.							
	170/57	171—1/57	171-2/57	174/57	175/57	2302/57	23046/57	186/57
	мусковит- зрелый роговик	кордери- товый роговик	мусковит- кварцевый роговик	биотитовый роговик	биотитовый роговик	глинистый сланец	глинистый сланец	известко- выстый алевролито- вый сланец
SiO <sub>2</sub>	58,71	58,25	61,65	64,57	63,13	65,57	61,22	58,48
TiO <sub>2</sub>	0,84	1,04	0,70	0,80	0,68	0,81	0,79	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,78	19,57	15,46	16,72	16,09	17,47	20,86	14,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO в том числе	5,97	5,81	5,59	4,89	3,23	4,57	3,68	2,94
FeO	4,72	4,50	4,96	3,35	2,33	3,13	2,92	0,65
MnO	0,07	0,03	0,05	0,08	0,12	Следы	Следы	0,15
CaO	0,73	1,21	4,04	3,91	6,77	0,58	0,41	8,15
MgO	2,14	1,85	3,88	2,11	1,50	1,62	1,94	0,66
K <sub>2</sub> O	3,54	6,07	2,82	2,40	1,73	3,63	4,21	3,14
Na <sub>2</sub> O	2,10	3,04	1,05	2,88	3,15	3,28	3,14	2,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,13	0,37	0,19	0,21	0,19	0,18	0,26
S (общ.)	1,36	0,60	0,00	0,21	0,00	0,02	0,00	0,00
As	Следы	0,0016	0,00	Следы	Следы	0,0008	0,0015	0,0005
Cl	»	Следы	0,00	0,00	»	0,00	0,00	0,00
F	0,02	0,06	0,30	0,10	0,06	0,06	0,04	0,10
CO <sub>2</sub> (карб.)	0,52	0,26	1,40	0,10	2,06	0,00	0,00	6,20
C (орг.)	1,24	1,95	—	0,43	0,20	0,26	0,84	0,10
+H <sub>2</sub> O	2,36	—	2,65	—	—	—	—	—
-H <sub>2</sub> O	0,20	0,12	0,16	0,44	0,13	0,21	0,30	0,27
Сумма*	99,79	99,99	100,12	99,93	99,06	98,27	97,61	98,64
H <sub>2</sub> O (общ.)	2,95	1,76	—	1,48	1,35	2,61	3,61	2,25
П.п.п.	4,69	2,93	4,21	1,06	3,32	2,67	3,93	8,19
Sn	—	Следы	—	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
Li	—	0,03	—	0,3	—	0,3	0,01	Не обн.
		-0,05	—	-0,05		-0,05	-0,03	

Аналитик Р. Донская.

\* В сумму по анализам образцов 171-1, 174, 175, 2302, 2304 и 186 не вошла +H<sub>2</sub>O, которая является частью H<sub>2</sub>O (общ.), поэтому сумма занижена.

Формулы пород по Т. Барту (1956)

Обр. № 170	Количество электроположительных ионов — 1011 K <sub>36</sub> Na <sub>36</sub> Ca <sub>7</sub> Mg <sub>27</sub> Mn <sub>1</sub> Fe <sub>34</sub> Fe <sub>8</sub> Al <sub>204</sub> Ti <sub>5</sub> Si <sub>513</sub> P <sub>1</sub> O <sub>1461</sub> (OH) <sub>139</sub>
Обр. № 171-1	Количество электроположительных ионов — 1040 K <sub>70</sub> Na <sub>52</sub> Ca <sub>11</sub> Mg <sub>25</sub> Fe <sub>34</sub> Fe <sub>9</sub> Al <sub>206</sub> Ti <sub>6</sub> Si <sub>521</sub> P <sub>1</sub> O <sub>1505</sub> (OH) <sub>95</sub>
Обр. № 171-2	Количество электроположительных ионов — 1013 K <sub>31</sub> Na <sub>18</sub> Ca <sub>36</sub> Mg <sub>49</sub> Mn <sub>1</sub> Fe <sub>36</sub> Fe <sub>4</sub> Al <sub>155</sub> Ti <sub>5</sub> Si <sub>522</sub> P <sub>3</sub> O <sub>1447</sub> (OH) <sub>153</sub>
Обр. № 174	Количество электроположительных ионов — 976 K <sub>26</sub> Na <sub>49</sub> Ca <sub>37</sub> Mg <sub>27</sub> Mn <sub>1</sub> Fe <sub>24</sub> Fe <sub>10</sub> Al <sub>171</sub> Ti <sub>5</sub> Si <sub>563</sub> P <sub>1</sub> O <sub>1538</sub> (OH) <sub>62</sub>

Обр. № 175	Количество электроположительных ионов — 982 $K_{19}Na_{54}Ca_{63}Mg_{19}Mn_{11}Fe'_{16}Fe''_{6}Al_{163}Ti_5Si_{542}P_1O_{1331}(OH)_{69}C_{24}$
Обр. № 2302a	Количество электроположительных ионов — 1009 $K_{38}Na_{52}Ca_7Mg_{20}Fe''_{22}Fe'''_{9}Al_{175}Ti_5Si_{546}P_1O_{1467}(OH)_{133}$
Обр. № 2304б	Количество электроположительных ионов — 1050 $K_{49}Na_{51}Ca_3Mg_{24}Fe''_{20}Fe'''_{4}Al_{202}Ti_5Si_{516}P_1O_{1419}(OH)_{181}$
Обр. № 186	Количество электроположительных ионов — 999 $K_{34}Na_{47}Ca_{37}Mg_8Mn_{11}Fe'_5Fe''_{14}Al_{142}Ti_5Si_{487}P_1O_{1490}(OH)_{116}C_{72}$

Из приведенных данных можно сделать следующие выводы:

1) количество калия в роговиках дальнего экзоконтакта (обр. № 174, 175) меньше, чем в роговиках ближнего экзоконтакта и меньше, чем в глинистых и алевролитовых сланцах. Вероятно, в роговики ближнего экзоконтакта калий привносился из массива;

2) количество магния в породах несколько уменьшается с удалением от контакта массива, что, очевидно, связано с некоторым обогащением роговиков ближнего экзоконтакта магнием, вынесенным из массива постмагматическими растворами;

3) количество кальция (главным образом, в виде карбоната) наименьшее в глинистых сланцах (обр. № 2302a, 2304б), резко увеличивается в роговиках дальнего экзоконтакта, что, по-видимому, обусловлено выносом кальция из ближнего экзоконтакта и из массива в зоны с невысокой и средней степенью метаморфизма пород;

4) количество окисного железа увеличивается по направлению от контакта массива, что, вероятно, связано с увеличением количества кислорода (Бетехтин, 1955) при понижении температуры растворов;

5) отмечается увеличение количества алюминия в кордиеритовом роговике (обр. № 171-1) по сравнению с расположенным рядом прослоем мусковито-кварцевого роговика (обр. № 171-2) и с большей частью рассматриваемых пород;

6) одинаковое содержание титана и фосфора в породах по разрезу объясняется, вероятно, инертным поведением этих элементов в процессе контактового метаморфизма.

В результате изучения искусственных шлихов под микроскопом в них установлены мусковит, биотит, турмалин, магнезит, кордиерит, абдалузит, циркон, хлорит, ильменит, сфен, корунд, карбонат, гранат. При этом андалузит, турмалин, гранат, кордиерит и корунд свойственны роговикам преимущественно ближнего экзоконтакта; биотит свойствен всем разновидностям роговиков; хлорит, карбонат и ильменит проявляются в роговиках в некотором удалении от массива. Спектральные анализы тех же образцов, которые подверглись химическому и минералогическому анализам, не устано-

вили существенной разницы в содержании элементов-примесей по разрезу.

Как отмечалось выше, кордиерит наиболее часто образуется в глинистых сланцах около прослоев алевролитов и песчанников, причем с удалением от таких прослоев количество и крупность зерен этого минерала убывают. Это же наблюдается в экзоконтак-

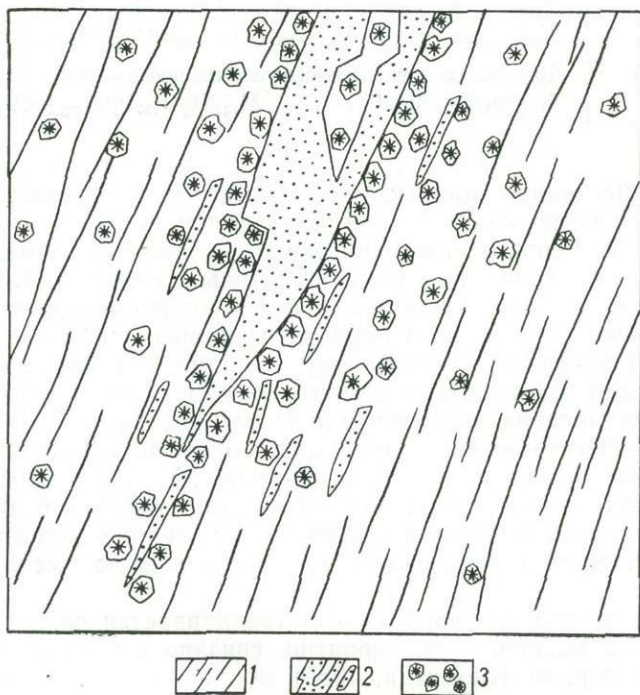


Рис. 43. Образование кордиерита около прожилка окварцованного алевролита среди слабо метаморфизованных (с серицитом и биотитом) глинистых сланцев.  
Шлиф 378-3/58, увел. 20

1 — слабо метаморфизованный глинистый сланец с серицитом и биотитом; 2 — окварцованный алевролит; 3 — кордиерит

те Оханджинского массива (обн. № 90,378). Так, в обн. № 90/58 среди ороговикованных глинистых сланцев залегают прослои окварцованных алевролитов. Глинистые сланцы около прослоев этих пород превращены в кордиеритовые роговики, переходящие с удалением от прослоев в биотитовые роговики.

В 5 км южнее Оханджинского массива в обн. № 378-3 наблюдается концентрация мелких зерен кордиерита в слабо метаморфизованном глинистом сланце около прослоев и линз окварцованного алевролита (рис.43).

Контактный метаморфизм кварцевых порфиров, порфиритов, диоритовых и других пород из догранитных малых интрузий обусловил перекристаллизацию этих пород, биотитизацию, амфиболизацию, фельдшпатизацию и окварцевание. Иногда в них появляются турмалин, андалузит, топаз, гранат, эпидотовые и некоторые другие минералы.

**Гранитизированные осадочные породы.** Гранитизированными породами сложены ксенолиты в гранитоидах и остатки кровли массивов; изредка фельдшпатизация алевролитов устанавливается около боковых контактов массивов.

**Особенности структуры.** Состав и структура гранитизированных пород весьма разнообразны и меняются в зависимости от близости к гранитам и от мощности подстилающих тел лейкократовых гранитов. Так, в массиве Чьорго на левобережье руч. Вилор гранитизированные породы подстилаются мощным пологим телом лейкократовых гранитов и в контакте с ним становятся более лейкократовыми и крупнозернистыми, аналогичными по облику гранитоидам. Вдалеке от контакта породы скорее могут быть названы фельдшпатизированными роговиками. Севернее оз. Маритичен крупные участки перекристаллизованных пород кровли, подстилающиеся маломощным пологим телом лейкократовых гранитов, сложены преимущественно серыми и темно-серыми неравномернозернистыми породами (см. рис. 8), менее измененными, чем эти породы в бассейне руч. Вилор (обн. № 595, 142).

Текстура гранитизированных пород обычно массивная, структура порфиробластовая с гипидиоморфной, аллотриоморфной или гранобластовой мелко- и среднезернистой основной массой. Порфиробласты представлены короткопризматическими зернами полевых шпатов, ксеноморфными зернами кварца, зернами андалузита и кордиерита. Взаимоотношения главных минералов в гранитизированных породах близки к таковым в гранитоидах главной фации. Калинатровый полевой шпат, образуя крупные порфиробластические зерна, замещает биотит и плагиоклаз. Крупные зональные зерна андезина чаще не содержат включений других минералов, тогда как более поздние зерна альбит-олигоклаза содержат включения реликтов биотита. На границе калинатрового полевого шпата и плагиоклаза обычны мирмекитовые срастания, образующиеся в результате замещения калинатрового полевого шпата олигоклазом и альбитом. Часто между мирмекитовой каемкой и центральной частью зерен плагиоклаза наблюдаются резкие границы. Замещение полевых шпатов и биотита кварцем приводит к образованию порфиробласт кварца с включениями реликтов замещаемых минералов и грубых пегматоидных структур.

Характерным для всех бесцветных минералов гранитизированных пород, и особенно для кварца, является значительное количество включений мелких игольчатых и длиннопризматических зерен апатита и силлиманита (?). Наиболее поздними минералами

№ шлифа	Содержание минералов, %							Примечание
	плагиоклаз	калинатровый полевой шпат	кварц	биотит	мусковит	хлорит	акцессорные минералы	
65-2/57	41,8	13,9	28,8	15,5	—	—	—	Есть корднерит
68-2/57	43,5	12,7	29,0	14,0	—	0,2	0,6	
125/57	24,9	18,2	35,2	13,2	7,8	—	0,7 (турмалин, апатит, циркон, рудный минерал	
140/57	31,1	19,5	34,4	14,7	—	0,1	0,2	Порода близка к обычным биотитовым адалмеллитам
140-2/57	34,4	18,1	28,3	18,2	0,3	0,2	0,5	В подсчет вошел гломмеробласт калинатрового полевого шпата
143-1/57	40,5	12,9	34,7	4,7	6,7	0,2	0,3	
254-1/57	24,0	41,5	21,1	12,6	0,2	0,1	0,5	
611/57	53,2	19,2	15,5	10,5	—	1,4	0,2	Образец из коллекции К. Н. Рудича (1945 г.)
378/45	46,2	24,1	24,1	5,3	0,2 мусковит + + хлорит		0,3	
371-46/58	35,7	24,4	32,8	5,9	0,55		0,5	Образцы из участка гранитизированных пород кровли в верховьях рч. Курбелях
372-1/58	32,7	21,2	31,5	13,5	0,3		0,6	
372-2/58	25,6	25,5	34,7	12,3	1,3		0,7	

в рассматриваемых породах являются мусковит, турмалин, хлорит, часть биотита. Кордиерит и андалузит образуются раньше мусковита, альбита, турмалина, позднего биотита.

**Минеральный состав.** Гранитизированные породы сложены теми же минералами, что и гранитоиды главной фации, но количественные соотношения их изменяются в значительных пределах (табл. 24).

Из табл. 24 и рис. 15, 16 видно, что: а) в рассматриваемых породах плагиоклаза, как правило, больше, чем калинатрового полевого шпата; б) биотита и плагиоклаза в гранитизированных породах в среднем больше, чем в гранитоидах главной фации; в) по Б. М. Куплетскому (1953), большая часть гранитизированных пород относится к гранодиоритам, меньшая — к гранитам.

**Химический состав** гранитизированных осадочных пород, так же как и минеральный, зависит от степени метасоматического преобразования. Состав наименее измененных разновидностей этих пород близок к составу осадочных пород; состав интенсивно измененных разновидностей приближается к составу обычных биотитовых адамеллитов (табл. 25).

Приведенные анализы о изменении пород в процессе гранитизации и результаты их пересчетов позволяют сделать следующие выводы:

1) в начальные стадии изменения осадочных пород происходит привнос кальция, кремния, небольшого количества калия и увеличение относительного количества закисного железа при уменьшении количества окисной его формы, выносится при этом главным образом вода;

2) при дальнейшем изменении продолжает привноситься кальций, кремний и некоторое количество щелочей; одновременно выносятся магний, железо, алюминий, возможно титан;

3) состав интенсивно измененных пород (обр. № 140/57) аналогичен составу адамеллитов главной фации массивов Чьорго и Оханджинского.

Невысокая степень изменения осадочных пород по характеру привноса может быть сопоставлена с первой фазой гранитизации Д. Рейнольдс (1950 г.), тогда как интенсивное изменение (обр. № 140) аналогично по характеру привноса и выноса второй фазе гранитизации.

**Калинатровые полевые шпаты** рассматриваемых пород представлены крупными зернами с большим или меньшим количеством включений плагиоклаза и биотита. Свойства их в общем близки к свойствам калинатровых полевых шпатов в гранитоидах главной фации (см. рис. 19). Гранитизированные породы массива Чьорго содержат главным образом промежуточные микроклиноптериты с  $-2V=$  от  $59$  до  $76^\circ$  (среднее арифметическое  $68^\circ$  и с оптической триклинностью от  $9$  до  $26^\circ$ ).

**Плагиоклаз** присутствует в гранитизированных породах как в виде мелких удлиненных зерен, обычно включенных в крупные

Компоненты	№ обр.			
	2302а/57	140-2/57	140/57	378/45
SiO <sub>2</sub>	65,57	66,00	69,24	68,84
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,70	0,44	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,47	16,87	15,71	15,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	0,40	0,47	1,54
FeO	3,13	3,50	2,14	2,94
MgO	1,62	1,60	1,05	0,95
MnO	Следы	0,07	0,05	0,06
CaO	0,58	1,82	2,43	2,45
K <sub>2</sub> O	3,63	4,34	3,92	3,50
Na <sub>2</sub> O	3,38	2,90	3,20	3,90
+H <sub>2</sub> O	—	1,07	0,36	0,34
-H <sub>2</sub> O	0,21	0,21	0,13	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,16	0,14	0,08
CO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	0,03	—
S (общ.)	0,02	0,02	0,02	—
As	0,0008	Следы	Следы	—
Cl	Не обн.	0,05	0,07	—
F	0,06	0,08	0,04	—
Сумма	98,11	99,79	99,44	100,34
П. п. п.	2,68	1,29	0,76	—
H <sub>2</sub> O (общ.)	2,61	—	—	—
Sp*	Следы	Следы	Следы	—
Li*	0,03—0,05	0,03—0,05	0,01—0,03	—

\* Спектральные определения. Обр. № 2302а/57 — глинистый сланец; обр. № 140-2/57 — гранитизированная осадочная порода (средняя степень гранитизации); обр. № 140/57 — интенсивно гранитизированная порода; обр. № 378/45 — гранитизированная порода (из коллекции К. Н. Рудича за 1945 г.).

Аналитики Г. Гармашова, Р. Шадская.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	c	b	S	a'	f'	m'	n	t	φ	Q
140-2/57	12,4	2,1	11,8	73,7	46,1	31,5	22,4	50,5	0,8	3,3	20,5
140/57	12,6	2,9	6,6	77,9	36,4	37,4	26,2	55,9	0,4	6,1	27,7
378/45	13,4	3,0	6,0	77,6	8,9	25,6	65,5	63,0	0,5	2,0	25,2

Формулы пород по Т. Барту

Обр. 2302а/57	Количество электроположительных ионов — 1009 K <sub>38</sub> Na <sub>53</sub> Ca <sub>7</sub> Mg <sub>20</sub> Fe <sub>22</sub> Fe <sub>9</sub> Al <sub>175</sub> Ti <sub>5</sub> Si <sub>546</sub> P <sub>1</sub> O <sub>1467</sub> (OH) <sub>133</sub>
Обр. 140-2/57	Количество электроположительных ионов — 981 K <sub>48</sub> N <sub>49</sub> Ca <sub>17</sub> Mg <sub>21</sub> Mn <sub>1</sub> Fe <sub>26</sub> Fe <sub>3</sub> Al <sub>173</sub> Ti <sub>5</sub> Si <sub>574</sub> P <sub>1</sub> O <sub>1537</sub> (OH) <sub>63</sub>

Обр. 140/57	Количество электроположительных ионов — 946 $K_{43}Na_{55}Ca_{23}Mg_{14}Mn_1Fe'_{15}Fe''_{3}Al_{163}Si_{605}P_1O_{1577}(OH)_{23}$
Обр. 378/45	Количество электроположительных ионов — 982 $K_{40}Na_{63}Ca_{24}Mg_{12}Mn_1Fe'_{23}Fe''_{10}Al_{160}Ti_3Si_{619}P_1O_{1579}(OH)_{21}$

порфиробластические зерна калинатового полевого шпата, так и крупными, нередко идиоморфными зональными зернами. Наибольшая установленная основность в ядрах таких зерен — № 56. Имеющиеся замеры плагиоклазов, нанесенные на диаграмму (см. рис.26), свидетельствуют о примерно одинаковой оптике плагиоклазов из рассматриваемых пород и из гранитоидов главной фации.

*Биотит* гранитизированных пород чаще представлен мелкими чешуйками и табличками красновато-коричневого цвета. Так же, как в гранитоидах главной фации, в нем присутствуют мелкие включения циркона, ильменита, апатита, иногда ксенотима и монацита; при хлоритизации появляются титанит и рутил. Нередок катаклаз биотита. Светопреломление биотита в обр. № 140/57:  $Np = 1,599$ ,  $Nm = 1,659$ , т. е. такое же, как в адамеллитах главной фации.

Для гранитизированных пород характерно увеличение, по сравнению с гранитоидами главной фации, количества акцессорных минералов — монацита, ксенотима и фторapatита — и увеличение размеров зерен этих минералов. Остальные особенности акцессорных минералов здесь такие же, как и в гранитоидах главной фации. Бесцветные слюды и хлорит по своим особенностям не отличаются от этих минералов в гранитоидах главной фации.

### ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ И АССОЦИИРУЮЩИЕСЯ С НИМИ МИНЕРАЛЫ В ГРАНИТОИДАХ МАССИВОВ ЧЬОРГО И ОХАНДЖИНСКОГО

**Геологическое положение гранитоидов с высокоглиноземистыми минералами.** В массивах Чьорго и Оханджинском установлены андалузит, силлиманит, кордиерит, шпинель, корунд и некоторые другие минералы, обычно находящиеся в ассоциации друг с другом. Перечисленные минералы содержатся в адамеллитах, гранитизированных породах и иногда в лейкократовых и двуслюдяных гранитах Чьорго. Значительно реже они содержатся в гранитоидах Оханджинского массива. Кордиерит и андалузит установлены также в роговиках экзоконтакта. В расположении рассматриваемых минералов внутри массивов подмечается определенная закономерность. Наиболее часто они содержатся в гранитоидах главной

фации и в гранитизированных породах кровли поблизости от метасоматических тел двуслюдяных и лейкократовых гранитов. Кроме того, нередко кордиерит и андалузит встречаются в участках окварцевания гранитоидов, около крупных порфиробластических зерен кварца (см. рис. 44, 45).

На левобережье верхнего течения руч. Вилор в верхней части склона располагается пологолежачее тело двуслюдяных и лейкократовых гранитов (обн. № 594, 595). Во вмещающих адамеллитах и главным образом в вышележащих гранитизированных породах кровли обнаружено большое количество крупных зерен андалузита и кордиерита (до 4—5 штук в образце нормального размера). В адамеллитах нижней части склона около жил встречаются преимущественно андалузит и силлиманит и лишь изредка кордиерит.

Севернее руч. Маритичен (обн. № 111, 125) в гранитизированных породах андалузит и кордиерит содержатся в значительно меньших количествах, чем в предыдущем участке. Вместе с тем эти породы подстилаются здесь телом двуслюдяных и лейкократовых гранитов эндоконтактной фации значительно меньшей мощности.

В вершине руч. Пиритового (обн. № 157/57) вмещающие адамеллиты в непосредственном контакте с крутопадающей жилой среднезернистых лейкократовых гранитов кислее ( $\text{SiO}_2 = 73,79\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,52\%$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 1,88\%$ ,  $\text{Mg} = 0,51\%$ , см. табл. 18), чем в удалении от жилы, где они становятся нормальными ( $\text{SiO}_2 = 68,62\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,93\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 2,51\%$ ,  $\text{MgO} = 0,96\%$ ); в этих последних содержатся довольно крупные (до 2 см) кристаллы кордиерита.

В обн. № 137/57 кристаллы кордиерита содержатся в адамеллитах (обр. № 137 —  $\text{SiO}_2 = 70,21\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,29$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 2,72\%$ ,  $\text{MgO} = 0,79\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7,28\%$ ), около мощного (10—12 м) крутопадающего метасоматического тела двуслюдяных гранитов (обр. № 137-1 —  $\text{SiO}_2 = 75,32\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,88\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 0,71\%$ ;  $\text{MgO} = 0,11\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8,3\%$ ). Двуслюдные графиты связаны с адамеллитами постепенным переходом.

В лейкократовых гранитах эндоконтакта нередко встречаются крупные (до 2 см) гломеробласты и порфиробласты кварца. Мелкие зерна кордиерита встречаются в гранитах только около таких гломеробласт (рис. 44). В отдельных случаях в гранитоидах вдоль систем тонких трещин наблюдается окварцевание. В таких участках появляются зерна андалузита (рис. 45).

В гранитоидах Оханджинского массива андалузит, силлиманит и кордиерит также установлены преимущественно в гранитоидах главной фации поблизости от тел двуслюдяных и лейкократовых гранитов или около участков окварцевания (обн. № 118/58; рис. 41). Следует отметить, что в массиве Чьорго в тех участках, где тела двуслюдяных, гидротермально измененных и лейкократовых гранитов, а также участки окварцевания отсутствуют, анда-

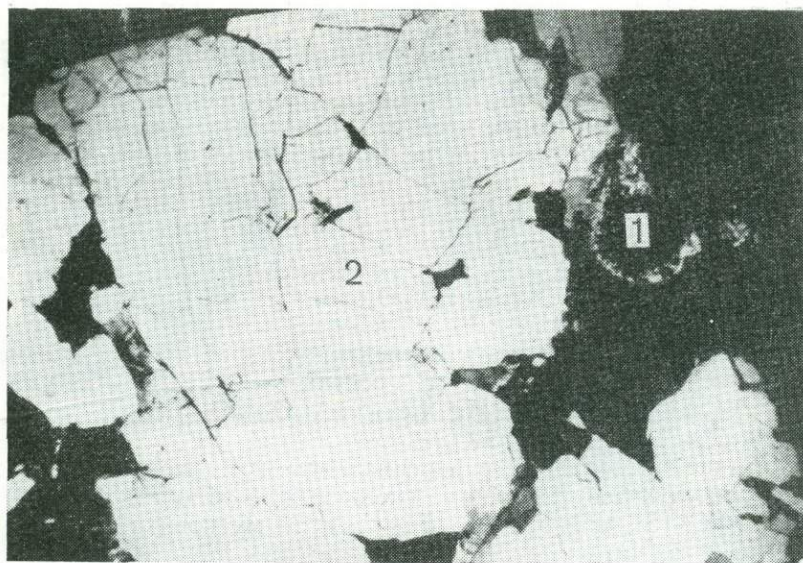


Рис. 44. Порфиробласт кварца (2) с реликтами биотита. С краю — зерно кордиерита (1), замещаемого слюдястыми минералами.  
Увел. 20, николи +

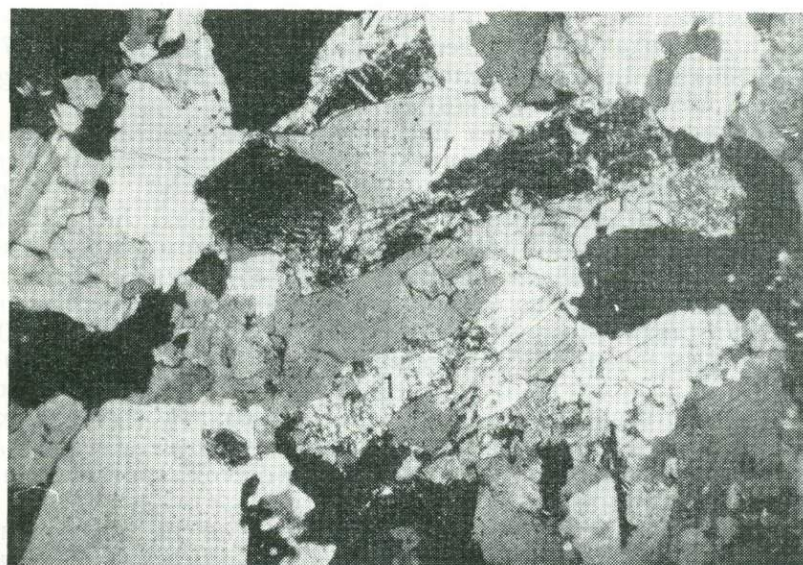


Рис. 45. Зерна андалузита (1), замещаемые слюдястыми минералами, в участке окварцевания адамеллита.  
Шлиф 538-1/57, увел. 40, николи +

лузит, силлиманит и кордиерит в гранитоидах не обнаружены (например, в верховьях руч. Сахынья, где массив вскрыт наиболее глубоко).

**Последовательность образования высокоглиноземистых и ассоциирующихся с ними минералов.** В гранитоидах рассматриваемых массивов содержатся следующие высокоглиноземистые и некоторые другие минералы:

андалузит (АНД) —  $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$ ;

силлиманит (СИЛ) —  $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$ ;

кордиерит (КОРД) —  $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$ ;

шпинель (ШП) —  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_2\text{O}_4$ ;

корунд (КОР) —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ;

слюдистый минерал типа серпентино-хлориста (?), имеющий переменные свойства и состав — (СЕРП — ХЛОП) —  $(\text{Mg}, \text{Fe})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_8 - (\text{Mg}, \text{Fe})_4[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_{18}$ ;

альмандин (ГР) —  $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ .

В обычной ассоциации с перечисленными минералами находятся гломеробластические скопления биотита (БИ) —  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$  и мусковита (МУ) —  $\text{KA}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$ .

*Андалузит* в образцах представлен преимущественно крупными (до 2—3 см) призматическими зернами, в той или иной степени замещенными слюдистыми минералами. В гранитоидах глубоко вскрытых частей массива Чьорго он не имеет розового плеохроизма, тогда как в экзоконтакте этому минералу свойствен ясный розовый плеохроизм. Координаты спайности (110) имеют обычные для андалузита значения; углы оптических осей:  $-79^\circ$ ;  $-81^\circ$ ; показатели светопреломления:  $N_p=1,633-1,634$ ,  $N_g=1,643-1,644$  (обр. № 125, 170).

*Силлиманит* представлен призматическими кристаллами размером до 2—3 см, но содержится в гранитах значительно реже. Оптические свойства силлиманита:  $+2V=25-30^\circ$ ,  $N_g-N_p=0,018-0,021$ ,  $N_p=1,651-1,654$ ,  $N_g=1,672$  (обр. № 584в/57, рис. 47; обр. № 740-2/57). Образование его происходило позднее андалузита. Так, в шлифе № 595в/57 (рис. 46) крупное зерно андалузита замещается по трещинам силлиманитом. Замещение происходит таким образом, что  $N_g$ ,  $N_m$ ,  $N_p$  и (100), (010), (001) силлиманита совпадают соответственно с  $N_p$ ,  $N_g$ ,  $N_m$  и с (001), (100), (010) андулизита. В гранитоидах массива Негая установленное иное соотношение андалузита и силлиманита, находящегося в сростании:  $N_p$  и (110) андалузита совпадают соответственно с  $N_g$  и (010) силлиманита;  $N_m$  и  $N_g$  андалузита отстоят соответственно от  $N_m$  и  $N_p$  силлиманита на  $45^\circ$ .

*Кордиерит* присутствует в гранитоидах в виде короткопризматических зерен размером до 3 см, значительно или полностью замещенных слюдистыми минералами (см. рис. 48). Нередко отмечается образование кордиерита в участках окварцевания гранитов, в том числе около порфиробласт кварца (см. рис. 44). Свой-

А

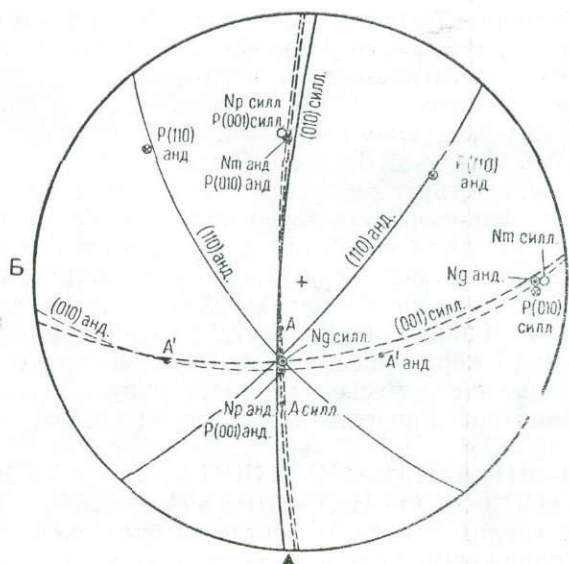
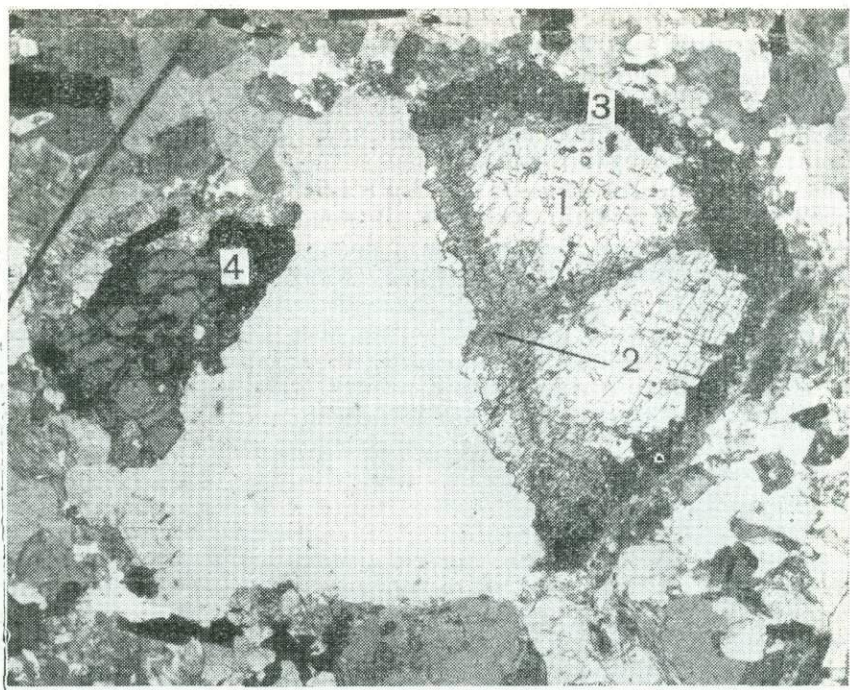


Рис. 46. Закономерная ориентировка андалузита (1) и силлиманита (2), замещающего андалузит (1). Оторочка (3) состоит преимущественно из серпентино-хлорита (?) и шпинели. Видно зерно граната (4). Шлиф 595/в/57, увел. 15, николи +. А — микрофотография; Б — стереограмма

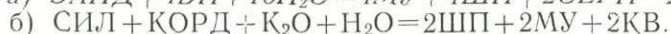
ства кордиерита в гранитах относительно глубоко вскрытых и периферических частей массива Чьорго, а также в роговиках экзоконтакта различны. Кордиерит наиболее глубоких частей лишен двойникового строения, иногда включает мелкие игольчики силлиманита и не содержит плеохроичных дворики. Оптические свойства его:  $-2V=65-71^\circ$ ,  $Np'=1,543$ ,  $Nm'=1,546$ ,  $Ng=1,552$  (шлиф № 584в/57 595а/57). В кордиерите из приконтактовых частей массива Чьорго иногда появляется двойниковое строение (некоторые зерна представлены частями шестерников), почти не встречаются игольчатые включения силлиманита, иногда содержатся лимонно-желтые плеохроичные дворики. Оптические свойства:  $-2V=69-73^\circ$  (шлиф № 159-5/57). В кордиерите из роговиков обычно двойниковое строение (тройники и шестерники), содержатся включения минералов роговика и плеохроичные дворики, отсутствуют игольчатые включения силлиманита. Оптические свойства:  $-2V=75-78^\circ$ ,  $Np=1,543$ ;  $Ng=1,555$  (шлиф № 171-1/57).

Кордиерит образует как самостоятельные зерна, так и зерна в ассоциации с андалузитом и силлиманитом. В этом последнем случае устанавливается, что он образован позднее андалузита и силлиманита. Так, в шлифе № 584в/57 (рис. 47) крупное зерно силлиманита окружено каймой из зерен кордиерита и биотита, причем кордиерит развивается, по-видимому, по силлиманиту и, в свою очередь, замещается биотитом, который образует внешнюю часть каймы. Местами кордиерит и силлиманит замещаются серпентино-хлоритом (?) и мусковитом, среди которых видны единичные мелкие зерна зеленой шпинели. Таким образом, последовательность минералообразования здесь: силлиманит — кордиерит — биотит — серпентино-хлорит (?) + мусковит + шпинель.

Образование кордиерита за счет андалузита и силлиманита могло происходить следующим образом:



*Шпинель* присутствует в гранитоидах в виде мелких (0,05—0,2 мм), обычно идиоморфных зерен светло-зеленого цвета. Наиболее обычна ассоциация шпинели с мусковитом, замещающим одновременно силлиманит + кордиерит или андалузит + биотит, причем за счет силлиманита шпинель образуется всегда; при наличии андалузита шпинель нередко отсутствует, а при замещении мусковитом одного кордиерита или биотита шпинель не образуется. В этом случае с мусковитом ассоциирует серпентино-хлорит (?). Образование шпинели могло происходить следующим образом:



*Серпентино-хлорит* (?) имеет светло-желтый, желтый, красновато-желтый, оранжевый цвет и в соответствии с изменением интенсивности окраски меняющееся двупреломление (от 0,002 до 0,015); содержится в виде мелких чешуек, полусферолитовых

образований и мелкочешуйчатых агрегатов. Почти повсеместно образуется совместно с мусковитом за счет кордиерита (см. рис. 48) или за счет биотита+андалузита. Образование серпентино-хлорита (?) могло происходить следующим образом:

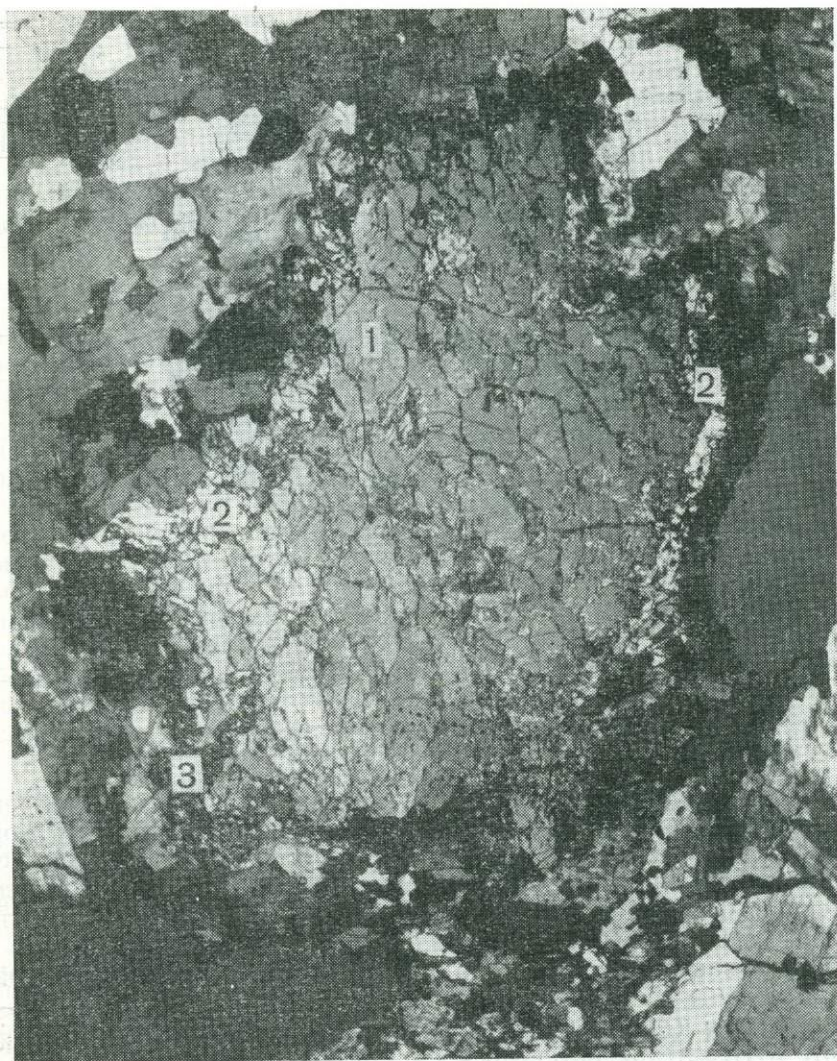


Рис. 47. Зерно силлиманита (1) с каемкой из кордиерита (2) во внутренней части и биотита, серпентино-хлорита (?) и шпинели — во внешней (3).  
Шлиф 584в/57, увел. 20, николи +

- а)  $6\text{КОРД} + 2\text{K}_2\text{O} + 7\text{H}_2\text{O} = 4\text{МУ} + 3\text{СЕРП} - \text{ХЛОП} + 12\text{КВ}$ ;  
 б)  $10\text{АНД} + 4\text{БИ} + 12\text{H}_2\text{O} = 4\text{МУ} + 3\text{СЕРП} - \text{ХЛОП}$ .

*Корунд* установлен в единичных случаях. В шлифе № 717а/57 мелкие зерна этого минерала содержатся в агрегате мусковита и серпентино-хлорита (?), замещающих андалузит и биотит. Образование корунда могло происходить следующим образом:

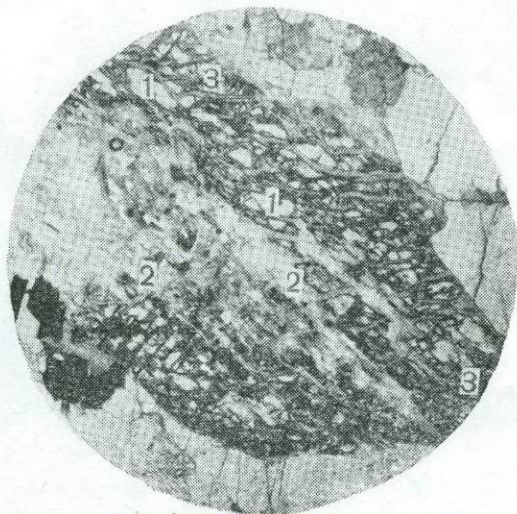
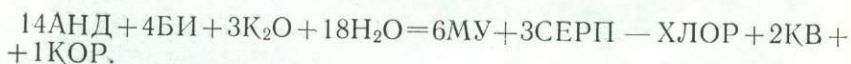


Рис. 48. Замещение кордиерита (1) мусковитом (2) и серпентино-хлоритом (?) (3).  
 Шлиф 6216/57, увел. 20, николи +



*Биотит* представлен агрегатами мелких (до 0,3 мм) чешуек, образующими оторочками на зернах андалузита, силлиманита, кордиерита (см. рис. 46, 47). По оптическим свойствам он аналогичен обычному крупночешуйчатому биотиту гранитоидов, но иногда содержит большое количество включений ильменита и почти всегда меньшее количество других акцессорных минералов.

Образование биотита могло происходить следующим образом:

- а)  $\text{АНД} + \text{КОРД} + 16(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} + 3\text{K}_2\text{O} + 6\text{H}_2\text{O} = 6\text{БИ}$ ;  
 б)  $\text{АНД} + 6(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} + 5\text{КВ} + \text{K}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{БИ}$ .

*Мусковит*, находящийся в ассоциации с вышеперечисленными минералами, представлен почти всегда агрегатом мелких (0,5 мм и мельче) чешуек. Обычно бесцветный, иногда (при замещении

биотита) слабо-зеленоватый. В том случае, когда мусковит развивается по андалузиту или силлиманиту, реакция может протекать следующим образом:



*Альмандин* иногда встречается совместно с андалузитом, силлиманитом и кордиеритом (см. рис. 46), но наиболее часто образует самостоятельные мелкие (до 1 мм) зерна в лейкократовых гранитах. В образцах имеет розовый цвет, в шлифах изотропен;  $N = 1,830 \pm 0,001$ . Условия и время образования альмандина в гранитоидах не совсем ясны, однако наличие пространственной связи граната с андалузитом и силлиманитом позволяет предполагать одинаковый способ и близкое время образования этих минералов. Последовательность образования рассматриваемых минералов: андалузит — силлиманит — кордиерит — биотит — мусковит + шпинель + корунд + серпентино-хлорит (?).

Для более обоснованного суждения об условиях образования андалузита, силлиманита и кордиерита в гранитах необходимо остановиться на образовании этих минералов в породах других типов.

Д. С. Коржинский (1953), рассматривая метасоматические процессы кислотной стадии, указывает, что алюминий является одним из наиболее инертных компонентов. Во вторичных кварцитах это приводит к образованию около центральной кварцевой зоны зон, обогащенных высокоглиноземистыми минералами. Алюминий для образования зерен андалузита освобождается при замещении первичных минералов породы кварцем, причем величина перемещения алюминия обуславливается скоростью падения температуры и понижением кислотности растворов. Чем быстрее остывает раствор с удалением от зоны окварцевания, тем ближе к последней образуются высокоглиноземистые минералы. В том случае, когда инертным становится одновременно и магний, происходит образование кордиерита. Следовательно: а) образование высокоглиноземистых минералов и кордиерита происходит в основном в кислотную стадию послемагматического процесса, следующую после ранней щелочной стадии; б) образование рассматриваемых минералов связано с окварцеванием исходных пород и выносом в результате этого всех компонентов, среди которых алюминий и магний являются одними из наименее подвижных.

Более поздние работы Д. С. Коржинского (1966, 1967) позволяют объяснить образование рассматриваемых минералов несколько иначе. Гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами в ряде случаев могут рассматриваться в качестве тыловой зоны метасоматической колонки: грейзен — двуслюдяной лейкократовый гранит — адамеллит с высокоглиноземистыми минералами. Образование этой колонки может быть связано с прохождением кислотной волны компонентов, с выносом кремнезема из материн-

ских пород и осаджением в этих зонах оснований, главным образом глинозема.

Г. В. Ицксон (1956), изучавшая гидротермально измененные вмещающие породы оловорудных месторождений Малого Хингана, установила, что андалузито-мусковито-кварцевые породы слагают периферические части метасоматитов, прилегающие к центральной существенно кварцевой с топазом или мусковитом зоне.

Н. И. Наковник (1954) при описании вторичных кварцитов подчеркивает, что рядом с чисто кварцевыми породами нередко залегают породы, обогащенные андалузитом и корундом.

Согласно описанию Р. Роуза (Rose, 1957) андалузит и корунд приурочены к периферическим частям некоторых пегматитовых тел, в центре которых резко проявлено окварцевание. Корунд образуется при замещении андалузита мусковитом (при недостатке калия); андалузит кристаллизовался, по мнению Роуза, из пегматитовой расплава, но такой вывод практически ничем не подкреплен.

Е. М. Захаровой (1956) описаны кварцевые жилы Дальненского массива, в контакте с которыми граниты превращены в мусковито-андалузито-кварцевые породы.

И. К. Никифорова (1966) считает, что андалузит и кордиерит в двуслюдяных гранитах западной части Бикинского прогиба на Дальнем Востоке образованы в результате постмагматического окварцевания гранитов.

Г. В. Александровым и И. П. Ратман (1966), изучавшими автometасоматическое изменение гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья и других районов, установлено, что в результате окварцевания гранитоидов образуются кварц-андалузитовые метасоматиты, иногда с ортоклазом, силлиманитом, кордиеритом, шпинелью, флогопитом и мусковитом; при дальнейшем привносе кремнекислоты андалузит замещается кварцем.

Таким образом, все вышеуказанные исследователи отмечают, что образование андалузита, силлиманита и кордиерита происходило поблизости от участков окварцевания и выноса всех компонентов исходных пород, в том числе алюминия и магния.

Появление высокоглиноземистых минералов и кордиерита в гранитоидах преимущественно около метасоматических тел лейкократовых и двуслюдяных гранитов и около участков окварцевания (см. рис.44, 45) становится понятным в свете изложенных фактов. Как отмечалось, образование метасоматических лейкократовых и гидротермально измененных гранитов сопровождается привносом кремнекислоты и щелочей и выносом алюминия, магния и железа. Следовательно, положение гранитоидов с высокоглиноземистыми минералами и кордиеритом поблизости от тел лейкократовых гранитов и участков окварцевания аналогично положению всех других пород, содержащих эти минералы: как в метасоматитах, так и в гранитах они располагаются в непосредственной близости от участков окварцевания, т. е. выноса глинозема

и других компонентов. Поэтому образование андалузита, силлиманита и кордиерита в гранитоидах естественно считать аналогичным образованию тех же минералов во вторичных кварцитах, пегматитах и других породах, в том числе в некоторых роговиках (обн. № 386/58, рис. 43). Наиболее обогащены андалузитом гранитоиды около мощных пологих тел лейкократовых гранитов. Это можно объяснить тем, что при образовании таких тел вынос компонентов во вмещающие гранитоиды был большим, чем при метасоматическом образовании жил малой мощности.

Более позднее образование кордиерита связано, по-видимому, с несколько большей подвижностью магния и железа, чем алюминия. Преимущественное развитие кордиерита в породах относительно менее глубинных частей массива Чьорго связано возможно с более низкими, по сравнению с андалузитом с силлиманитом, температурами образования этого минерала.

Имеются вместе с тем и различия между условиями образования рассматриваемых минералов в гранитоидах и в метасоматитах. В изученных гранитоидах андалузит, силлиманит, кордиерит появились несколько позднее начальных стадий формирования зерен постмагматического калинатрового полевого шпата, т. е. в раннюю щелочную стадию, так как образование полевого шпата продолжалось и после появления в гранитоидах перечисленных минералов. По-видимому, в раннюю щелочную стадию режим кислотности — щелочности послемагматических растворов не был стабильным. В отдельных участках (главным образом около трещин) растворы временами становились кислыми (возможно, в результате прохождения кратковременных опережающих волн кислотных компонентов), и это отразилось на образовании минералов, характерных для кислотной стадии. После этого растворы вновь становились щелочными и продолжалось образование зерен калинатрового полевого шпата, в которых иногда видны включения кордиерита (см. рис. 11).

Случай совместного нахождения андалузита и силлиманита позволяют сделать вывод о более позднем времени образования последнего нередко за счет замещения андалузита. Подобные соотношения рассматриваемых минералов, имеющих одинаковый химический состав, не являются обычным метасоматическим замещением, а скорее напоминают приспособление андалузита к новым физико-химическим условиям путем внутренней перегруппировки атомов в кристаллической решетке. Переход андалузита в силлиманит происходит чаще вдоль трещин — путей относительно свободного движения поровых растворов в андалузите.

В метаморфических породах последовательность минералообразования мусковит — биотит — кордиерит — андалузит — силлиманит является наиболее обычной (Питчер, 1967). Г. Винклер (1969) и У. С. Питчер (1967) рассматривают примеры эпитахсического замещения андалузита и кианита силлиманитом, образование последнего за счет биотита и мусковита, а также случаи

примерно одновременной кристаллизации рассматриваемых минералов.

Если в условиях прогрессивного метаморфизма образование силлиманита за счет андалузита понятно (повышение температуры), то в условиях автometасоматоза, когда в общем происходит понижение температуры, замещение андалузита силлиманитом — явление не совсем обычное. По-видимому, такое замещение обусловлено локальным изменением температуры, давления или щелочности растворов (Соболев, 1949, 1955), что можно себе представить при возобновлении трещин отдельности и поступлении в них материала из глубоких частей массива.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ

Проблема образования гранитов включает два взаимосвязанных и в то же время достаточно самостоятельных аспекта: 1) образование гранитоидных пород и 2) формирование гранитоидных тел.

**Образование гранитоидных пород.** Основными свойствами горных пород, необходимыми для их характеристики, являются минеральный и химический состав, структурные особенности, свойства минералов. Поэтому для того, чтобы знать происхождение изучаемых горных пород необходимо знать эти свойства и причины их появления. Особенно это относится к гранитоидам, происхождение которых до настоящего времени является одной из важнейших проблем геологии.

В настоящее время широким признанием пользуются идеи Д. С. Коржинского (1959, 1966) о четырех стадиях послемагматического процесса: ранней щелочной, кислотной (кислотного выщелачивания), поздней щелочной и нейтральной. В различных гранитоидных породах на основании минеральных ассоциаций устанавливаются все стадии послемагматического изменения, однако наиболее часто наблюдаются проявления ранней щелочной и кислотной стадий. Различия между разными гранитоидами в этом отношении заключаются лишь в формах и в интенсивности проявления той или иной фазы послемагматического минералообразования, что связано с геологическими условиями становления гранитоидных тел. Иначе говоря, всем гранитоидам свойственны признаки изменения минерального состава растворами как ранней щелочной, так и кислотной стадий. Реже встречаются признаки воздействия растворов поздней щелочной стадии. Так, А. А. Беус (1963) устанавливает следующую обобщенную последовательность постмагматического минералообразования в кислых гранитах: ранняя микроклиннизация — ранняя альбитизация — высокотемпературное выщелачивание — топазизация, ослюдечение — поздняя альбитизация — поздняя микроклиннизация. Если ранняя микроклиннизация проявляется в раннюю щелочную ста-

дия, то поздняя микроклинизация и, возможно, поздняя альбитизация обусловлены растворами поздней щелочной стадии постмагматического процесса. При этом в обычных гранитоидах, как правило, не устанавливается проявлений поздней микроклинизации и поздней альбитизации. Эти процессы свойственны апогранитам, грейzenам и некоторым гидротермальным жилам.

Следует отметить, что в последнее время Д. С. Коржинский (1966, 1967 и др.) высказывает предположение, что ранняя щелочная стадия постмагматического минералообразования в гранитоидах начинается еще под воздействием трансмагматических растворов на раскристаллизованные части гранитных тел, а собственно автометасоматические процессы начинаются с мирмекитизации. Это положение представляется спорным. Минералообразование ранней щелочной стадии, включая «преимущественно калиевый автометасоматоз» (Серебряков, 1959) или «раннюю микроклинизацию» (Беус, 1963) по структурным особенностям, последовательной смене одних минеральных ассоциаций другими, постепенному переходу к минералообразованию кислотной стадии является таким же автометасоматическим процессом, как и минералообразование более поздних стадий. Послемагматическое минералообразование сопровождается замещением более ранних минералов более поздними, в результате чего в гранитоидах обычны метасоматические соотношения между главными породообразующими минералами. Именно это и придает структурам гранитов сходство со структурами метаморфических пород, что являлось одним из оснований возникновения гипотезы о чисто метасоматическом происхождении гранитоидов.

Метасоматические соотношения между минералами гранитных пород характеризуются разной формой (Серебряков, 1959) и неодинаковой распространенностью в породах различных массивов. Образование послемагматических минералов сопровождается частичным перемещением вещества даже в тех случаях, когда этот процесс не связан с привнесом и выносом, т. е. не является следствием метасоматоза. Поэтому по соотношениям с окружающими минералами бластические и метасоматические зерна одних и тех же минералов не отличаются друг от друга (Григорьев, 1956, 1961).

Оптические, а также внешние, видимые под микроскопом свойства минералов различны. Применительно к полевым шпатам и некоторым другим минералам эти свойства определяются преимущественно условиями охлаждения гранитоидов в послемагматический период.

Химический состав гранитоидов обусловлен совокупностью магматических и послемагматических процессов, принимавших участие в формировании этих пород. Поэтому судить о характере магматических процессов на основании химизма гранитов без учета их послемагматического преобразования в большинстве случаев невозможно.

Таким образом, все гранитоиды в той или иной степени преобразованы в постмагматическое время. Этот вывод соответствует взглядам В. Н. Лодочникова об автометаморфической природе гранитов, а также А. Н. Заварицкого. Последний в 1947 г. писал «...действие этого (постмагматического — В. С.) раствора на насыщающие его минералы горной породы может происходить в любом месте... Поэтому мы вправе ожидать явлений, приводящих к образованию и дальнейшему развитию пегматитов в зачаточном виде во многих, иногда и почти в любом месте материнской породы. Вероятно, во многих случаях сходство структур гранитных пород... с кристаллобластическими обязано своим появлением такого рода перекристаллизации».

В настоящее время все большее число геологов придают ранним периодам постмагматической истории гранитов первостепенное значение (Коржиковский, 1953; Таттл, 1956, 1961; Беус, 1963; Менерт, 1963 и др.). Ими признаются два основных периода формирования гранитоидных пород — магматический и постмагматический. При таком подходе многие основные противоречия магматистов и трансформистов по поводу образования гранитов теряют свое значение, так как граниты выступают с одной стороны, как породы магматические, а с другой — как породы метасоматические (автометасоматические). Несколько перефразируя слова Н. Л. Боуэна\*, которыми он как бы подвел итог дискуссии о происхождении гранитов, можно было бы сказать, что в настоящее время вопрос состоит не в том, какое происхождение имеют граниты — магматическое или метасоматическое, а в том, насколько граниты являются магматическими и насколько — метасоматическими. Именно на этом пути решаются в настоящее время многие главные вопросы проблемы.

Изучение постмагматической истории гранитоидов неизбежно приводит к вопросу, какой была гранитоидная порода до начала постмагматического процесса? Какие свойства гранитов являются первичномагматическими и какие приобретены в постмагматическое время?

Автор считает, что можно установить, какие из рассматриваемых гранитоидных пород изменены постмагматическими процессами более интенсивно и какие изменены слабее и, следовательно, более близки по своим свойствам к той магматической породе, которая существовала непосредственно после магматической кристаллизации. Гранитоиды с первичномагматическими свойствами невозможны, так как длительное охлаждение в присутствии поровых растворов всегда вызывает постмагматическое преобразование первичномагматических пород. В шлифах, как правило, наблюдаются и измеряются признаки изменения структур, минерального состава и свойств минералов. При этом однозначная

\* В настоящее время вопрос состоит не в том, какое происхождение имеют граниты, — магматическое или метасоматическое, а в том, сколько гранитов магматических и сколько метасоматических (Tuttle and Keith, 1954).

интерпретация тех или иных постмагматических изменений структуры и состава гранитоидов возможна лишь в некоторых случаях. Например, отчетливая «микроклиннизация» устанавливается лишь в некоторых гранитах, где калинатровый полевой шпат образует крупные зерна, замещающие ранние минералы, или образует каемки на зернах замещаемого плагноклаза. Однако в большинстве случаев зерна послемагматического калинатрового полевого шпата не имеют бесспорных признаков метасоматического (или бластического) происхождения. На основании структурных признаков невозможно также определить, какие из зерен имеют и магматическое происхождение; не помогают здесь и свойства рассматриваемых полевых шпатов (медленное охлаждение гранитов в присутствии растворов обуславливает нивелировку свойств разновременных калинатровых полевых шпатов, и в настоящее время граниты содержат зерна полевых шпатов, свойства которых хотя и не одинаковы, однако это все же не позволяет выделить магматические и послемагматические среди них; свойства полевых шпатов определяются главным образом не условиями образования, а условиями охлаждения после их кристаллизации).

Структурные соотношения зерен кварца с окружающими минералами гранитов нередко позволяют установить их метасоматическое (или бластическое) происхождение. Однако в большинстве случаев условия образования в гранитных породах кварца однозначно не определяются.

Несколько лучше дело обстоит с плагноклазом. Послемагматическое время образования кислого плагноклаза (в том числе альбита) на стыках зерен калинатрового полевого шпата, в меркитовых срастаниях, в каемках на калинатровом полевом шпате (срастание типа оводов) признается большей частью исследователей. В ряде случаев устанавливаются четкие границы или достаточно резкое различие между ранним плагноклазом внутренних частей зерен и поздним — периферическим. Часто определяются высокотемпературные свойства плагноклаза периферических частей и низкотемпературные — внутренних (более ранних), что указывает на различную историю их образования.

Структурные соотношения биотита с окружающими минералами лишь в отдельных случаях (оторочки биотита на андалузите) позволяют установить наличие послемагматических зерен этого минерала. Об условиях образования большей части биотита можно говорить лишь предположительно.

Таким образом, в гранитоидах нередко наблюдаются зерна бесспорно метасоматического или бластического происхождения; в единичных случаях можно предполагать магматическое происхождение центральных частей зерен плагноклаза. Для большей же части зерен невозможно определить, в каких условиях — магматических или постмагматических — они были образованы. Поэтому определить значение постмагматических процессов и отделить их от магматических (т. е. определить, какие соотношения и какие

зерна минералов являются магматическими и какие — постмагматическими) в гранитоидах невозможно.

Рассматривая главные особенности гранитоидов как следствия ранних стадий послемагматического развития, а рудные тела в качестве более поздних стадий того же процесса, представляется возможным с большим успехом связать особенности оруденения и местоположение руд с петрографическими свойствами рассматриваемых пород.

Ниже приводятся основные выводы по петрографическому материалу.

1. В гранитоидах северо-восточной части Оханджинского массива (крупный купол), около пологих контактов с вмещающими породами и в метасоматических жильных телах, т. е. в участках, где была возможна концентрация послемагматических растворов, содержится значительно большее количество таких минералов, как альбит, светлые слюды, хлорит, турмалин и др. Появление этих минералов обычно связывается с постмагматическими растворами кислотной стадии (Коржинский, 1953, 1966). Увеличение количества калинатровых полевых шпатов в этих гранитах, по-видимому, связано с деятельностью послемагматических растворов ранней щелочной стадии. Около пологих контактов, в куполовидных выступках, в зонах трещиноватости и в апикальных частях массивов эти растворы могли концентрироваться так же, как и более поздние послемагматические производные, вызывая интенсивное изменение («микроклинизацию») первичных гранитоидов. Возможно, кроме того, что концентрация воды, щелочей и некоторых других компонентов связана здесь с частичным привнесом их трансмагматическими растворами в конечные периоды магмаобразования.

В результате концентрации послемагматических растворов около пологих контактов и в апикальных частях образуются двуслюдяные и лейкократовые граниты эндоконтактной фации. Образование их около пологих контактов, а также их более низкотемпературный комплекс свойств, по сравнению с гранитоидами главной фации, понятны с точки зрения автометасоматической природы этих гранитов. Еще более благоприятными для концентрации растворов были купольные структуры; интенсивному послемагматическому изменению здесь подверглись большие массы гранитоидов с образованием пород по многим свойствам аналогичных гранитам фации эндоконтактов. Такими гранитами сложена северо-восточная часть Оханджинского массива. При этом лейкократовые граниты эндоконтактов и жильных тел в северо-восточной части Оханджинского массива отличаются от двуслюдяных гранитов главной фации в основном структурами. Все остальные качества — минеральный и химический состав (см. рис. 15, 16; табл. 3, 6, 15, 18), свойства калинатровых полевых шпатов (см. рис. 19—22), структурное состояние плагиоклазов (см. рис. 26) — в тех и других гранитных породах очень близки или одинаковы. Это связано,

по мнению автора, с тем, что постмагматическое преобразование всех разновидностей гранитов в северо-восточной части Оханджинского массива было весьма интенсивным, близким к максимально возможному, что обусловило нивелировку свойств этих гранитов. На основании изучения гранитоидных массивов, сложенных лейкократовыми гранитами, иногда близкими к апогранитам, например Верхне-Омучанский и Негаяхский массивы (Серебряков, 1966б, 1967), можно утверждать, что в подобных массивах свойства гранитных пород главной фации, с одной стороны, и фаций эндоконтактов и жильных тел — с другой, практически одинаковы. Различаются эти граниты лишь структурами.

Зоны трещиноватости и открытые трещины отдельности также могли являться участками концентрации постмагматических растворов. Представление об образовании части жильных тел, сложенных «низкотемпературными» двуслюдяными лейкократовыми гранитами, в результате метасоматоза и перекристаллизации вмещающих гранитоидов подтверждается имеющимся фактическим материалом и соответствует взглядам ряда исследователей (Дмитриевский, 1953; Таттл, 1956, 1961; Абдулаев, Свириденко, 1956; Шенгелия, 1967 и многие другие).

Таким образом, граниты эндоконтактовой фации, куполов и жильных тел метасоматического происхождения образованы в одно время, под воздействием одних причин и поэтому имеют одинаковые свойства. По мнению автора, подобные лейкократовые граниты имеют такое же происхождение, как и пегматиты, но образованы в общем несколько раньше этих последних. При этом взгляды А. Н. Заварицкого (1947) и В. Д. Никитина (1960, 1965 и др.) на генезис пегматитов представляются наиболее обоснованными.

Как уже отмечалось, помимо жильных тел сложного строения (которые аналогичны по своим особенностям эндоконтактовым участкам, образованным лейкократовыми и двуслюдяными гранитами) в массивах установлены жильные тела однородных мелко- или среднезернистых гранитов. Контакты этих жил с вмещающими гранитами резкие, около контактов в некоторых случаях устанавливается уменьшение крупности зерен. Мелкозернистые аплитовидные граниты образуют, как правило, маломощные жилы, которые являются наиболее поздними, пересекая все другие разновидности гранитов. Более крупнозернистыми (близкими к среднезернистым) гранитами образованы более мощные жильные тела. Обычно в этих гранитах содержится больше, чем в аплитовидных, биотита и мусковита. По простиранию такие жильные тела нередко переходят в тела сложной формы с признаками метасоматического происхождения.

Если формирование жильных тел сложной формы за счет перекристаллизации гранитов главной фации или вообще более ранних гранитов в зонах трещиноватости представляется наиболее вероятным, то формирование жил выполнения происходит несколько иным образом.

Постмагматические поровые растворы ранней щелочной стадии характеризовались, вероятно, высокой концентрацией компонентов и имели свойства, промежуточные между магмой и гидротермальными растворами [мобилизаты, по К. Менерту (1963) или расплавы-растворы по терминологии многих исследователей]. Поэтому они могут образовывать газово-твердые включения в минералах лейкократовых гранитов (Захарченко, 1968). В зонах трещиноватости или около пологих контактов эти ранние постмагматические продукты проявили себя как растворы, метасоматически изменяя гранитонды главной фации. Попадая в открытые трещины — участки пониженного давления — растворы-расплавы образуют однообразные граниты жил выполнения. Если этот материал был перемещен по трещине в верхние, более остывшие части массивов, кристаллизация его могла обусловить появление частично закаленных разностей. Там, где граниты жил выполнения подвергались воздействию более поздних постмагматических растворов, в них появляются шпилы крупнозернистых гранитов, пегматитовые обособления и секущие жилы аплитовидных гранитов, т. е. жилы становились более сложными.

Таким образом, жильные тела лейкократовых гранитов обеих разновидностей образованы примерно одновременно и, по мнению автора, принципиально одинаково — в результате деятельности поровых растворов ранней щелочной стадии. Эти растворы в зонах трещиноватости метасоматически изменяли граниты; а в открытых трещинах (в участках резкого падения давления) вели себя как расплавы-растворы, кристаллизация которых обусловила появление однообразных гранитов жил выполнения.

Изменение содержания калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и биотита в гранитоидах главной фации по вертикальным разрезам весьма невелики. Это свидетельствует о том, что в ранние периоды охлаждения раскристаллизовавшихся пород градиент температуры был незначительным, и имела место в основном перекристаллизация гранитоидов без существенного привноса и выноса компонентов, как это предполагали А. Н. Заварицкий (1947) и В. Д. Никитин (1960 и др.). Об увеличении градиента температуры в кислотную стадию постмагматического процесса свидетельствует увеличение количества снизу вверх таких более поздних минералов, как светлые слюды, хлорит, турмалин.

Более кислый средний состав плагиоклаза в гранитах верхних частей массивов, в том числе в гранитах эндоконтактов и куполов, а также метасоматических жильных тел связан преимущественно с интенсивной альбитизацией первичного плагиоклаза, что обусловлено привносом постмагматическими растворами в указанные участки повышенного количества натрия. Возможно также, что в эндоконтактах и куполах концентрация натрия происходила частично уже в магматическую стадию формирования массивов. Однако в жильных телах гидротермально измененных, двуслюдяных и лейкократовых гранитов, образованных путем метасоматическо-

го изменения гранитоидов главной фации, появление более высоких, чем во вмещающих гранитоидах, количеств альбита, а также калинатрового полевого шпата, мусковита, хлорита, турмалина, кварца и других минералов может быть обусловлено только послемагматическими растворами. С ранними фазами этого процесса связан вынос во вмещающие гранитоиды главной фации алюминия, магния, железа, которыми образованы около метасоматических жильных тел андалузит, силлиманит, кордиерит и некоторые другие минералы.

2. В настоящее время доказано (Гольдсмит и Лавес, 1956; Лавес, 1956; Марфуни, 1956, 1957, 1960, 1962 и др.; Таттл и Боуэн, 1952; Таттл, 1956; Donney, Wyart a. Sabatier, 1959; MacKenzie, a. Smith, 1956; Smith a. MacKenzie, 1955, 1959 и др.), что первичными калинатровыми полевыми шпатами могут быть только моноклинные их разновидности (санидины, структурно моноклинные ортоклазы и адуляры)\*. Все разнообразие свойств природных калинатровых полевых шпатов связано главным образом с многочисленными промежуточными состояниями кристаллической решетки при переходе ее от моноклинной к максимально триклинной и определяется условиями остывания горных пород после их кристаллизации (магматической, метаморфической или гидротермальной). Температура образования, время охлаждения и количество растворов (т. е. степень заполнения пор и трещинок в породах) в совокупности определяют характер и степень перестройки кристаллической решетки первичных полевых шпатов в результате упорядочения Al—Si, распада твердого раствора, а также изменения эффективного радиуса катионов (Donnay, Wyart, Sabatier, 1959). В свою очередь состояние кристаллической решетки определяет оптические свойства полевых шпатов, причем угол оптических осей является наиболее надежным показателем структурного состояния (главным образом степени упорядоченности Al—Si). Теми же причинами определяется степень и характер обособления натрового компонента, характер альбита в пертитах (Smith a. MacKenzie, 1958, 1959, Smith, 1958 и др.). Таким же образом и под влиянием тех же причин происходит изменение свойств первичных высокотемпературных плагиоклазов.

Имея в виду, что условия охлаждения различных частей массивов были примерно одинаковыми, более низкотемпературные свойства полевых шпатов в лейкокатровых, двуслюдяных и гидротермально измененных гранитах из метасоматических жильных тел, эндоконтактов, а также в гранитах главной фации из северо-восточной части Оханджинского массива могут быть объяснены в основном повышенной концентрацией послемагматических растворов в этих участках.

Если рассматривать мелкозернистые лейкокатровые граниты

---

\* В единичных случаях установлена первичная природа аутигенных микроклинов.

эндоконтактов в качестве закаленных краевых частей массивов или в качестве «дополнительных интрузий», внедренных в частично остывшие приконтактовые участки массивов, то следовало бы ожидать здесь сохранения (в результате частичной закалки) структурно неупорядоченных (высокотемпературных) полевых шпатов. Наблюдается, как отмечено, противоположная картина, что можно объяснить лишь автометасоматической природой лейкократовых и двуслюдяных гранитов. Между тем явления, аналогичные закалке краевых частей гранитоидных тел, иногда имеют место. По данным В. Н. Липатова (1958—1959 гг.), западный контакт массива Большой Аничаг имеет вертикальное падение. Гранодиориты эндоконтакта почти не несут признаков автометасоматического преобразования: они более мелкозернисты, чем гранитоиды других участков массива, имеют более основной состав, не содержат минералов стадии кислотного выщелачивания, характеризуются высокотемпературными свойствами калинатрового полевого шпата (высокие ортоклазы и микроклины) и плагноклаза, биотит отличается густой коричневой окраской и незначительной степенью окисления железа и т. д. Иначе говоря, эти породы имеют свойства, наиболее близкие к свойствам первичномагматических пород; это связано с частичной закалкой и с отсутствием условий для концентрации постмагматических растворов.

При описании калинатровых полевых шпатов из гранитов главной фации было отмечено (см. рис. 19), что в образцах № 600-4/58, 73/58 и 80/58 средние значения оптической триклинности рассматриваемых шпатов —  $\perp (010) \wedge Ng$  — выше значений структурной триклинности  $\Delta$ . Такое соотношение величин  $\perp (010) \wedge Ng$  и  $\Delta$  является «запрещенным», так как оптическая триклинность может соответствовать структурной (когда зерно калинатрового полевого шпата представлено монокристаллом) или быть меньше ее (если полевой шпат состоит из двойниковых индивидов, т. е. является блок-кристаллом, что свойственно подавляющему большинству природных полевых шпатов).

В различных гранитоидах рассматриваемых массивов, в том числе и в гранитоидах главной фации, по мнению автора, зерна калинатровых полевых шпатов с сохранившимся необычным строением (секториальным, зональным, иногда полосчатым) встречаются сравнительно часто (см. рис. 35, 36, 38, 39). Нередко такие зерна характеризуются аномально высокими значениями оптической триклинности. Автор (Серебряков, 1964б) считает, что подобные зерна полевых шпатов кристаллизуются при температурах ниже температуры моноклиально-триклинного перехода. Это определяет своеобразие процесса упорядочения и, как следствие, необычное строение, а в результате возникающих в кристаллической решетке напряжений — и необычные оптические свойства. Можно высказать предположение, что значительная часть калинатровых полевых шпатов в гранитах в постмагматический период кристаллизовалась при температурах ниже температуры моно-

клинно-триклинного перехода, т. е. как метастабильные минералы. В некоторых зернах сохранились признаки необычного строения, но большая часть их, не имея в настоящее время таких признаков, характеризуется тем не менее необычными свойствами (главным образом аномально высокими значениями оптической триклинности).

Кроме того, частные замеры полевых шпатов на федоровском столике в тонких шлифах характеризуются ошибками чаще в сторону завышения оптической триклинности (Марфунин, 1962). Поэтому естественно, что средняя арифметическая из всех частных замеров величина  $\perp (010) \wedge Ng$  может оказаться завышенной.

Наконец, не следует исключать возможность уточнения диаграммы А. С. Марфунина. Так, Ф. Лавес и К. Висвантан (Laves, Viswanthan, 1967), определяя зависимость между  $\Delta$  и  $2V$ , установили, что наиболее высокое значение  $2V$  для низкого санидина равно  $63^\circ$  (по данным А. С. Марфунина  $44^\circ$ ), и нет уверенности, что  $63^\circ$  является максимальным значением. Возможно, что дальнейшие исследования позволят прийти к заключению о «законности» более высокой (чем  $18^\circ$ ) оптической триклинности в калинаторовых полевых шпатах.

Автор считает, что наличие «запрещенных» средних и частных значений оптической триклинности в разных конкретных случаях может быть объяснено или наличием полевых шпатов с необычными свойствами, или неточностью замеров, или тем и другим одновременно; нельзя исключать и возможность уточнения диаграммы А. С. Марфунина (1962).

Высокотемпературная оптика в плагиоклазах из вмещающих гранитоидов, расположенных в контакте с телами лейкократовых гранитов (см. рис. 40), может быть объяснена следующим образом. При появлении в гранитоидах трещин отдельности в них устремлялись высокотемпературные поровые растворы. При этом боковые породы как бы осушались, т. е. количество поровых растворов в них уменьшалось. В результате осушенные участки гранитоидов изменялись с меньшей интенсивностью, и особенно это отразилось на свойствах плагиоклазов, которые сохранили относительно неупорядоченную структуру. Возможно и другое объяснение. Появление в трещинах отдельности высокотемпературных постмагматических растворов (растворов-расплавов) из глубоких частей массива могло обусловить локальный прогрев и, как следствие, частичное разупорядочение уже упорядоченных полевых шпатов, которые содержались в прилегающих гранитоидах. Высокотемпературная оптика часто свойственна здесь зернам или частям зерен плагиоклаза с тонкой, чуть намечающейся двойниковой структурой или зернам, образованным оптически монокристалльным плагиоклазом. Обычно такой плагиоклаз как бы замещает ранний сдвойникованный плагиоклаз или нарастает на него (см. рис. 28), что свидетельствует о частичном растворении и переотложении материала ранних зерен плагиоклаза, т. е. об уча-

сти послемагматических растворов. По-видимому, значительно остывшие к тому времени окружающие граниты обусловили относительно быстрое последующее охлаждение прогретых около контакта с жилами гранитоидов главной фации, что в свою очередь обусловило сохранность плагиоклаза с высокотемпературными свойствами.

Некоторую аналогию с описываемым явлением можно увидеть в работе Р. Штейгера и С. Харта (Steiger a. Hart, 1967). Эти исследователи изучали поведение калинатрового полевого шпата в докембрийских кристаллических сланцах в экзоконтакте штока третичных гранитоидов. Максимальные микроклины сланцев с приближением к контакту становятся промежуточными по структурному состоянию и около контакта превращаются в моноклинные ортоклазы. Одновременно в них уменьшается количество пертитовых вростков за счет гомогенизации пертитов и частично за счет выноса натрия, и калинатровый полевой шпат становится более калиевым, чем в неизмененных кристаллических сланцах. Установленное изменение свойств полевых шпатов объясняется термальным воздействием гранитоидной магмы, которое вызвало разупорядочение Al—Si и Na—K в кристаллической решетке микроклинов.

Аналогичные изменения свойств полевых шпатов в докембрийских пегматитах около штока кварцевых монцититов установлены Т. Брайтом (Bright, 1967).

Расчет теплового потока, проведенный указанными исследователями, позволил им прийти к заключению, что микроклин-ортоклазовый (моноклинно-триклинный) переход имел место при температуре 375—450°.

Высокотемпературные оптические свойства изопертитовых вростков плагиоклаза (см. рис. 27) могут быть объяснены растворением и переотложением плагиоклаза вдоль трещин спайности и катаклаза постмагматическими растворами. Переотложенный материал будет всегда неупорядоченным, высокотемпературным и, как следствие, лишенным двойникового строения. Аналогичным образом Ф. Лавес (1956) объясняет появление в некоторых случаях высокотемпературных свойств в калинатровых полевых шпатах около пертитовых вростков и трещин спайности.

По-видимому, растворением периферических частей зерен раннего плагиоклаза и последующим нарастанием растворенного материала на сохранившиеся центральные части этих зерен следует объяснить высокотемпературную оптику средних и иногда периферических зон плагиоклаза, что наиболее часто устанавливается в адамеллитах на юго-западной части Оханджинского массива (см. рис. 25, 26, 28). Наличие низкотемпературной оптики в центральных частях сложных зерен плагиоклаза, а также в пойкилитовых вростках (см. рис. 25, 27, 28) связано с длительностью процессов упорядочения в кристаллической решетке этих последних, так как в постмагматический период перестройка (упорядочение) кристал-

лической решетки этих частей зерен не прерывалась их растворением.

3. Появление в гранитоидах и в биотитах из эндоконтактов, метасоматических жильных тел и куполов большого количества окисного железа можно объяснить степенью окисления закисного железа под воздействием послемагматических растворов, которые с понижением температуры (что можно предполагать в верхних частях гранитных массивов) содержат все больше кислорода (Бетехтин, 1953). В участках повышенной концентрации таких послемагматических растворов происходит, по-видимому, наибольшее окисление железа.

4. Различный характер структурных соотношений полевых шпатов в различных условиях, следует, по-видимому, связывать главным образом с температурой послемагматических растворов. Д. С. Коржинский (1953) считает, что мирмекитовые сростания свойственны глубинным, т. е. высокотемпературным зонам метаморфизма. Вместе с тем установлено (Серебряков; 1959, 1963; Voll, 1960), что мирмекитовые вростки появляются в плагиоклазе только при замещении им зерен калинатрового полевого шпата, имеющих неодинаковую с плагиоклазом ориентировку. Следовательно, замещение одного полевого шпата другим при различающейся ориентировке кристаллических решеток указывает на более высокие температуры послемагматического процесса, тогда как замещения при одинаковой ориентировке кристаллических решеток замещающего и замещаемого полевых шпатов свидетельствуют, вероятно, об относительно низких температурах, при которых происходил процесс. То обстоятельство, что в измененных более поздними и более низкотемпературными послемагматическими растворами (альбитизированных, грейзенизированных) гранитах кислый плагиоклаз и альбит замещают калинатровый шпат только при одинаковой ориентировке замещающего и замещаемого полевых шпатов, подтверждает высказанное выше предположение.

Мирмекитовые сростания обычны в глубинных метаморфических породах (кристаллических сланцах, мигматитах), нередко они в фельдшпатизированных роговиках и в гранитизированных породах ксенолитов и кровли (например, в массиве Чьорго). Следовательно, мирмекиты здесь имеют метаморфическое (в широком смысле) происхождение. Мирмекиты встречаются также в обычных гранитоидах, сиенитах и в некоторых других интрузивных породах, генезис которых продолжает обсуждаться. Автометасоматическое образование кислого плагиоклаза с мирмекитовыми вростками в гранитоидах в некоторых случаях очевидно. Мирмекиты не встречаются в эффузивных и других породах вулканического происхождения.

Таким образом, мирмекитовые сростания как бесспорно метаморфические образования — обычны, а как бесспорно магматические — не встречаются. Поэтому среди существующих гипотез происхождения мирмекитовых прорастаний в гранитоидах наибо-

лее вероятными могут считаться две: 1) мирмекиты появляются при метасоматическом замещении калинатрового полевого шпата плагиоклазом и 2) мирмекиты образуются при метасоматическом замещении плагиоклаза калинатровым полевым шпатом, как это считает Г. Д. Афанасьев (1949) и некоторые другие геологи.

Д. С. Коржинский (1953) отмечает, что мирмекитовые прорастания присутствуют в явно метасоматическом кислом плагиоклазе в щелочных породах, совершенно лишенных первичного плагиоклаза. Автор (Серебряков, 1963) неоднократно наблюдал мирмекиты в явно метасоматическом альбите в микроклиновых пегматитах, также лишенных раннего плагиоклаза. Метасоматическое происхождение альбитовых прожилков и мелких зерен на стыках зерен калинатровых полевых шпатов в гранитах представляется очевидным; в этом альбите обычны мирмекитовые вроски (см. рис. 14).

Таким образом, во всех однозначно интерпретирующихся структурных соотношениях полевых шпатов устанавливается появление мирмекитов при метасоматическом замещении калиевого полевого шпата плагиоклазом. Представление о появлении мирмекитов при замещении плагиоклаза калинатровым полевым шпатом возникло, по-видимому, на основании интерпретации недостаточно определенных структурных соотношений между полевыми шпатами. Кроме того, появление мирмекитовых прорастаний при замещении плагиоклаза калиевым полевым шпатом, как неоднократно отмечалось в литературе, было бы невозможно без дополнительного привноса значительных количеств кремнекислоты, необходимой для образования мирмекитовых вросток и для построения кристаллической решетки калишпата.

Таким образом, можно считать доказанным, что мирмекитовые срастания в гранитах появляются только при замещении калинатрового полевого шпата плагиоклазом и только в том случае, если ориентировка кристаллических решеток замещаемого и замещающего полевых шпатов различна.

При дальнейшем изучении мирмекитовых прорастаний необходимо:

а) определить зависимость количества мирмекитовых вросток от величины угла между одноименными кристаллографическими элементами полевых шпатов при равной основности плагиоклаза, а также от различной основности плагиоклаза при одинаковом различии ориентировок полевых шпатов;

б) установить зависимость ориентировки мирмекитовых вросток от ориентировки включающего плагиоклаза и от ориентировки замещаемого калиевого полевого шпата; индуцирующее влияние этого последнего на скорость роста метасоматического альбита отмечает Г. Волл (Voll, 1960); зависимость ориентировки мирмекитовых вросток от ориентировок калинатрового полевого шпата и плагиоклаза наблюдается нередко (см. рис. 12);

в) выяснить, почему мирмекитовые вростки появляются при различной и практически отсутствуют при одинаковой ориентировке полевых шпатов.

5. При образовании послемагматических зерен калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, кварца, мусковита и других минералов происходит замещение первичных или вообще более ранних, в том числе темноцветных минералов. Содержащиеся в них элементы частью выносятся раствором, частью же (главным образом наиболее инертные — титан, цирконий, фосфор) образуют новые, преимущественно акцессорные минералы. Именно этим только и можно объяснить тот факт, что иногда полевые шпаты и кварц, явно заместившие зерна биотита, содержат значительно больше акцессорных минералов, чем в любом из сохранившихся зерен биотита. Поэтому в участках массивов или в массивах, где концентрация послемагматических растворов была наибольшей, т. е. там, где происходила наибольшая перекристаллизация и замещение наибольшего количества цветных минералов, там и количество акцессорных минералов оказалось наибольшим, как, например, в северо-восточной части Оханджинского массива.

Изменение химического состава гранитоидов, формировавшихся в различных участках одного массива, соответствует изменению минерального состава. Сопоставление состава адамеллитов из юго-западной части Оханджинского массива с гранитами из его северо-восточной части показывает, что в граниты северо-восточной части массива было привнесено больше кремнекислоты примерно на 4% и щелочей в сумме на 1,3% (в том числе окиси калия на 0,8%) при одновременном выносе окислов титана (0,19%), алюминия (1,05%), железа (1,22%), кальция (1,74%) и магния (0,4%). По-видимому, среди всех гранитов Оханджинского массива и массива Чьорго адамеллиты главной фации юго-западной части первого из них по составу и по другим свойствам наиболее близки к первичным магматическим породам, т. е. к тем породам, которые существовали после магматической кристаллизации до начала постмагматического процесса. Вместе с тем, так как явления постмагматического преобразования устанавливаются и в этих, наименее измененных гранитоидах, то можно ожидать, что первично-магматические породы характеризовались не только иными, более высокотемпературными, чем в настоящее время, свойствами минералов, но и несколько иным, вероятно, более основным составом.

Таким образом, все главные свойства гранитоидных пород в послемагматический период изменяются в зависимости от одних и тех же причин — количества поровых растворов и температуры. При этом насыщенность гранитоидов поровыми растворами выступает в качестве определяющего фактора интенсивности изменения, что хорошо согласуется с установленными фактами первостепенного значения воды при метаморфических процессах (Коржинский, 1953 и др.; Йодер, 1954, 1957; Соболев, 1949). Различия температур постмагматического процесса на разных его стадиях и в раз-

личных участках гранитоидных тел определяют преимущественно некоторые качественные различия минерального состава гранитоидов, структур и свойств минералов. Именно единством причин, управляющих изменением всей совокупности свойств, только и можно объяснить взаимосвязанность главных петрографических особенностей гранитоидов.

По данным Х. С. Йодера (1954), кордиерит в присутствии кварца образуется при температуре выше  $525^{\circ}$ . С. Г. Винклер (1969) приводит сведения о получении кордиерита за счет хлорита + мусковита + кварца при температурах  $525 \pm 5^{\circ}$  и  $535 \pm 5^{\circ}$  и  $\text{PH}_2\text{O}$  соответственно 2 и 4 тыс. бар. Андалузит и силлиманит, образование которых в рассматриваемых гранитоидах происходило раньше кордиерита, получены Коэссом (Wyllie a. Tuttle, 1961) при температурах 600—900° и давлении до 20 тыс. бар. Р. Рой и Е. Осборн (1954) получали андалузит и силлиманит при температурах 450—700°. По сведениям, приводимым Г. Винклером (1969), андалузит за счет мусковита + биотита + кварца был получен при температурах 600, 630 и  $690 \pm 10^{\circ}$  и  $\text{PH}_2\text{O}$  соответственно 1,2 и 4 тыс. бар. Е. Альтаус (Althaus, 1967) на основании экспериментов с природными силикатами алюминия получил почти идентичные с Г. Винклером (1969) результаты определения тройной точки андалузит — силлиманит — кианит ( $P = 6,5 \pm 0,5$  тыс. бар;  $t = 595 \pm 10^{\circ}$  С).

По-видимому, температура образования андалузита не ниже  $475\text{—}500^{\circ}$  при  $\text{PH}_2\text{O}$  1—4 тыс. бар. По данным Е. Альтауса (Althaus, 1967) и Г. Винклера (1969), упомянутая температура является верхним пределом устойчивости пиррофиллита. Следовательно, образование андалузита не может происходить ниже этой температуры.

Образование, очевидно, наиболее раннего из постмагматических минералов в рассматриваемых гранитоидах — калинатрового полевого шпата — начиналось раньше, чем повились андалузит, силлиманит и кордиерит. Поэтому постмагматическое преобразование гранитоидов начиналось, вероятно, при температуре не ниже 600—700°. Содержание в калинатровых полевых шпатах из гранитоидов главной фации 33—36% альбита позволяет (Ингерсон, 1958) определять температуру кристаллизации этих минералов в интервале 500—600°. При этом так как химический анализ выявляет средний состав калинатрового полевого шпата, различные зерна которого, образованные в различные периоды формирования гранитов имели, вероятно, различный состав, то и полученные значения температур кристаллизации являются усредненными.

В результате термометрических исследований включений в минералах гранитов И. Н. Говоров и другие (1968) пришли к заключению, что процесс микроклинизации в редкометальных гранитоидах Дальнего Востока имел место при температурах 650—550° С, альбитизации — при температуре 550—450°, формирование редкометальных грейзенов — при температуре 350—250° и сульфидных жил — при температуре 300—200°. Таким образом, применительно

к рассматриваемым гранитам постмагматический процесс начинался при температурах около  $700^{\circ}$  образованием калинатового полевого шпата.

Вероятно, в интервале  $573$  (инверсия кварца) —  $540^{\circ}$  (моноклинно-триклинный переход для калинатовых полевых шпатов) в результате уменьшения объема гранитов начиналось образование трещин отдельности. При температурах  $600$ — $500^{\circ}$  около участков, где имелся вынос алюминия и магния и происходило кратковременное увеличение кислотности растворов, были образованы андалузит, силлиманит, кордиерит. Вероятно, начиная примерно с температуры  $550^{\circ}$ , в гранитах начиналось образование плагиоклазов, основность которых уменьшалась с понижением температуры. Можно предполагать, что образование альбита имело место при температуре порядка  $450$ — $400^{\circ}$ . Появление светлых слюд начиналось, вероятно, при температурах не выше  $400$ — $300^{\circ}$ ; образование метасоматических зерен кварца происходило, по-видимому, во все периоды постмагматического процесса.

Режим кислотности — щелочности постмагматических растворов не был одинаково стабильным во всех участках гранитных тел. Так, в раннюю щелочную стадию кратковременное и локальное увеличение кислотности обусловило образование андалузита, силлиманита, кордиерита; в конце ранней щелочной и начале кислотной стадий, когда происходило образование метасоматического плагиоклаза, в возникающих зонах трещиноватости, в приконтактных и других участках массивов могло иметь место кратковременное увеличение щелочности и образование зерен метастабильного калинатового полевого шпата, о чем свидетельствует наличие зерен этого минерала с необычными свойствами.

Начало стадии кислотного выщелачивания определяется появлением альбита и светлых слюд (Коржинский, 1953). Очевидно, температура начала кислотной стадии была  $450$ — $400^{\circ}$ .

**Формирование гранитоидных тел.** Как отмечалось массивы Чьорго и Оханджинский относятся к формации гранитных батолитов, сложенных биотитовыми гранитами (Кузнецов, 1964). Однако рассматриваемые гранитоидные тела несколько отличаются от типичных представителей формации гранитных батолитов главным образом более высоким содержанием в породах кальция и соответственно андезиновым средним составом плагиоклаза.

В пределах Яно-Колымской складчатой области нередки гранитоидные тела, которые по геологическим и петрографическим особенностям близки к массивам Чьорго и Оханджинскому. Так, по данным В. Н. Липатова (1958—1959 гг), южная часть массива Большой Анначаг близка к северо-восточной части Оханджинского массива, отличаясь лишь большей степенью постмагматического изменения гранитов.

В северо-западной части Яно-Колымской складчатой области, в бассейнах рек Индигирки и Яны аналогами рассматриваемых

массивов являются массивы Порожной Цепи, Догдинский, Чугулукский, Чибагалахский, Хадараньинский, Право-Эрикитский, Барыллыэлахский и некоторые другие. По некоторым особенностям геологического строения и состава гранитов массивы Чьорго и Оханджинский близки также к Калбинскому и Нарымскому гранитоидным массивам Алтая (Щерба, 1957).

Все имеющиеся факты свидетельствуют о спокойных условиях образования магматического расплава. Это в свою очередь позволяет предполагать, что появление гранитной магмы там, где в настоящее время расположены гранитные массивы, происходило не путем внедрения расплава, а преимущественно путем магматического замещения осадочных пород при воздействии на них трансмагматических\* (сквозьмагматических) растворов (Коржинский, 1953). При этом замещение осадочных пород, содержащих догранитные малые интрузии и контактово-метаморфизованных этими последними, происходило более медленно. Это свидетельствует, что интенсивность магматического замещения при образовании гранитных тел связана как с деятельностью глубинных (трансмагматических) растворов, так и с количеством воды в замещаемых породах. Этим же, по мнению автора, обусловлено появление прогиба кровли в юго-западной части Оханджинского массива и обилие незамещенных участков глинистых сланцев в контакте с реликтовой дайкой интрузивных липарито-дацитов в северной его части. Случай избирательного магматического замещения пород при формировании гранитоидных тел неоднократно описывались. Так, М. С. Козловым (1968) установлены в Бокалыкском гранитоидном массиве реликтовые тела в различной степени гранитизированных диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров. Многочисленные и разнообразные по величине, форме и происхождению реликтовые тела наблюдались автором (1966) в Негаяхском массиве. Просвечивающие структуры в гранитоидах Нарымского массива изучены Р. М. Слободским (1966).

В экзоконтактах массивов Чьорго и Оханджинского установлены нижнеюрские, среднеюрские и верхнеюрские (келловей — оксфорд) отложения. Апикальные части массивов располагались, по-видимому, не выше границы средне- и верхнеюрских отложений. В том случае, если образование гранитоидных тел происходило в конце юрского — начале мелового времени, мощность кровли определялась мощностью верхнеюрских осадочных и вулканогенных пород и составляла порядка 2—3 км. Если формирование массивов происходило в раннемеловое время, то мощность перекрывающих пород была, вероятно, несколько большей. При этом внедрившиеся магматические массы должны были

---

\* По мнению Ю. А. Кузнецова, Э. П. Изоха (1969), эти подкоровые погожи вещества и энергии, вызывающие очаги магмообразования в земной коре, правильнее называть интрателлурическими,

бы кристаллизоваться относительно быстро, что обусловило бы появление в гранитах соответствующих структурных и других особенностей. В рассматриваемых гранитоидах признаков быстрой кристаллизации не установлено. На больших площадях гранитоиды главной фации характеризуются однообразным составом и однообразными среднезернистыми структурами, что свойственно типичным глубинным гранитоидам. Это указывает на длительное время магматической кристаллизации и послемагматического охлаждения.

Подобное течение магматического и послемагматического процессов формирования гранитоидных тел при небольших мощностях кровли могло иметь место, как представляется, только в условиях длительного притока трансмагматических растворов. В этом случае трансмагматические растворы вызывали не только магнообразование и прогрев вмещающих пород, но способствовали выравниванию состава магмы и компенсировали потерю магмой тепла, неизбежную при столь малой мощности покрывающих пород. Возможность формирования гранитных батолитов на малой глубине обосновывается Ю. А. Кузнецовым (1964). Г. Винклером, Г. П. Платеном (1968) и рядом других исследователей.

При образовании массивов путем магматического замещения состав магмы должен определяться составом вмещающих пород и составом магнообразующих агентов. Если принять, что для массивов Оханджинского и Чьорго состав первичных магматических пород был близок к составу наименее измененных в постмагматический период биотитовых адалеллитов юго-западной части Оханджинского массива, то сопоставление химического состава этих гранитоидов и вмещающих осадочных пород позволит сделать заключение о характере ювенильных магнообразующих растворов. В табл. 26 приводится средний химический состав главных разновидностей осадочных пород и средний взвешенный состав толщи осадочных пород верхоянского комплекса.

В табл. 27 приводится средний состав отложений верхоянского комплекса и адалеллитов из юго-западной части Оханджинского массива. Из сопоставления видно, что в адалеллитах больше, чем в осадочных породах, кремния, кальция, калия и натрия, тогда как железа, магния, алюминия, титана, фосфора и воды — меньше. Ювенильный магнообразующий материал характеризовался, по-видимому, высоким содержанием щелочей, извести и кремнекислоты, причем обогащение известью могло происходить в нижележащих палеозойских толщах карбонатных пород. При магнообразовании и (или) при постмагматическом изменении первичных гранитоидов во вмещающие породы выносилось железо, кальций, магний. Это подтверждается наличием разновидностей роговиков в экзоконтакте массива Чьорго, содержащих кальция, железа и магния почти в два раза больше, чем в неизмененных осадочных породах вдалеке от массива (см. табл. 23).

Компоненты	Главные разновидности осадочных пород						
	глинистые сланцы (среднее из 21 анализа)	алевролиты (среднее из 3 анализов)	песчаники (среднее из 10 анализов)	туфогенные разности (среднее из 12 анализов)	известково-глинистые сланцы алевролиты и песчаники (среднее из 3 анализов)	известняки (1 анализ)	средний состав осадочных пород верхоянского комплекса (среднее из 50 анализов)**
SiO <sub>2</sub>	64,02	65,66	70,40	65,73	56,89	8,77	65,07
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,90	0,68	0,87	0,89	0,19	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,44	16,71	13,80	16,29	14,87	0,77	16,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	5,86	5,69	4,60	5,41	5,25	1,42	5,36
MnO	0,17	0,03	0,06	0,09	0,17	1,00	0,12
MgO	1,73	1,67	1,22	1,69	1,83	0,64	1,64
CaO	0,49	0,34	1,03	0,51	5,72	49,00	0,90
K <sub>2</sub> O	2,64	2,70	1,79	2,31	2,83	0,24	2,30
Na <sub>2</sub> O	2,41	3,06	2,76	3,16	2,84	0,12	2,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,16	0,18	0,19	0,23	0,46	0,21
SO <sub>3</sub> ' (общ.)*	0,15	0,03	0,15	0,19	0,25	0,10	0,13
П. п. п.	4,08	3,39	3,41	3,73	8,44	37,54	4,20
Сумма в том числе	100,10	100,34	100,08	100,17	100,21	100,25	100,11
FeO	3,52	3,19	2,29	2,80	3,00	0,48	3,20
-H <sub>2</sub> O	0,48	0,39	0,39	0,37	0,25	0,26	0,40
+H <sub>2</sub> O	2,77	1,98	2,57	2,42	1,31	0,96	2,51
CO <sub>2</sub>	He опр.	He опр.	0,41	He опр.	6,25	35,50	0,39
SO <sub>3</sub> ' (общ.)*	0,96	0,24	0,47	0,34	1,06	0,12	0,69
SO <sub>3</sub> (сульф.)	0,04	He опр.	0,01	0,02	He опр.	0,02	0,02
C (орг.)	0,64	0,34	0,63	0,53	1,36	5,31	0,85

\* SO<sub>3</sub>' (общ.) — содержание после прокалывания; SO<sub>3</sub>'' (общ.) — содержание до прокалывания.

\*\* Средний состав отложений определен исходя из следующей оценки относительного количества главнейших разновидностей пород в разрезе: глинистых сланцев — 55%; алевролитов — 17%; песчаников — 12%; туфогенных осадочных пород — 13%; терригенных пород с примесью карбонатного материала — 2,5%; известняков — 0,5%.

Таким образом, как при оценке интенсивности постмагматического изменения гранитных пород, так и при сопоставлении состава наименее измененных постмагматическими процессами гранитоидов с составом вмещающих пород, напрашивается один и тот же вывод: состав первичных магматических пород был, по-видимому, несколько более основным по сравнению с составом адамеллитов из юго-западной части Оханджинского массива и в общем определялся составом вмещающих пород. Это согласуется с идеями Д. С. Коржинского (1953), П. Н. Кропоткина (1941, 1953), Т. Барта (1962), Ю. А. Кузнецова (1964) и других исследователей о зависимости состава магматических пород от состава вмещающих толщ.

Компоненты	Средний состав осадочных пород верхоянского комплекса (среднее из 50 анализов)	Биотитовые адамеллиты из юго-западной части Оханджинского массива (обр. № 600-2)	Числовые характеристики Л. Н. Заварицкого и формулы пород по Т. Барту
SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO K <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> SO <sub>3</sub> (общ.) П. п. п.	65,07 0,85 16,67 2,16 3,20 0,12 1,64 0,90 2,30 2,66 0,21 0,13 4,20	71,90 0,26 14,71 0,18 1,85 0,03 0,43 2,57 3,64 3,10 0,14 0,03 0,48	<p>«Средняя осадочная порода» верхоянского комплекса: a=8,4; b=18,0; c=1,1; s=72,5; a'=58,8; i'=26,2; m'=14,9; n=64,2; t=0,9; φ=9,8; Q=27,1</p> <p>Количество электроположительных ионов — 1021</p> $K_{24}Na_{42}Ca_8Mg_{20}Fe''_{22}Fe'''_{13}Al_{160}Ti_5Si_{536}P_7O_{1416}(OH)_{184}$ <p>Биотитовый адамеллит: a=11,9; c=3,1; b=4,0; s=81,0; a'=32,7; i'=48,4; m'=18,9; n=56,4; t=0,3; φ=3,4; Q=35,0</p>
Сумма —H <sub>2</sub> O +H <sub>2</sub> O CO <sub>2</sub> (карб.) SO <sub>3</sub> '' (общ.) SO <sub>3</sub> (сульф.) С (орг.)	100,11 0,85 2,51 0,38 0,69 0,02 0,85	99,32 0,13 0,59 — — — —	<p>Количество электроположительных ионов 912</p> $K_{40}Na_{52}Ca_{24}Mg_6Fe''_{13}Fe'''_1Al_{149}Ti_2Si_{622}P_3O_{1566}(OH)_{34}$

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование гранитоидных массивов происходило путем магматического замещения осадочных пород верхоянского комплекса и нижележащих карбонатных пород палеозоя и сибиря.

Первичные магматические породы имели состав гранодиорита — адалмеллита и состояли, вероятно, из высокотемпературного плагиоклаза, санидина, высокотемпературного биотита, кварца и аксессуарных минералов. Послемагматическое преобразование гранитоидов протекало в различных частях массивов с различной интенсивностью. В участках, где имелись благоприятные условия для концентрации послемагматических растворов, — в куполах, около пологих контактов, в зонах трещиноватости, — первичные магматические породы подверглись большему изменению. Участки массивов, где условия для концентрации постмагматических растворов были неблагоприятными, сложены менее измененными разностями гранитоидов.

Наблюдаемое разнообразие гранитоидов в пределах рассматриваемых массивов обусловлено главным образом различной степенью интенсивности постмагматического изменения первичных магматических пород. При этом главными факторами интенсивности постмагматического преобразования гранитоидов являлись количество растворов и их температура. Эти факторы определяли изменение всей совокупности свойств — химического и минерального состава, свойств минералов и структур.

Автору представляется, что наряду с анализами минеральных парагенезисов дальнейшее изучение гранитоидов и связанных с ними рудных жил должно включать детальное изучение структур, свойств минералов, геохимии. Это позволит глубже понять многие важные детали процесса формирования гранитоидов и установить коррелятивные связи между петрографией гранитных пород и их рудоносностью. При этом гранитоиды, с которыми генетически связаны рудные жилы различных металлов, должны, по-видимому, характеризоваться совокупностью определенных для каждого типа рудоносности петрографических свойств, отражающих постмагматическую историю этих пород.

Условия остывания гранитов (медленное охлаждение при наличии поровых растворов) свойственны всем глубинным магматическим породам. Поэтому естественно предполагать, что послемагматическое преобразование будет иметь место не только в гранитах, но и в других типах магматических пород.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулаев Х. М., Свириденко А. Ф. Типы лейкократовых гранитов и их отношение к постмагматическим процессам. Узбекский геол. журнал, № 1, 1959.

Александров Г. В. Приконтактные метасоматиты гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья. В сб. «Метасоматич. измен. боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.

Александров Г. В., Ратман И. П. Андалузитсодержащие эндоконтактные метасоматиты гранитоидных интрузий. Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966.

Аникеев Н. П., Дрaбкин И. Е. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 11, Магадан, 1957.

Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.

Афанасьев Г. Д. К проблеме гранита. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1953.

Баймухамедов Х. Н., Генетические типы лейкократовых гранитов юго-восточной части Зирабулакских гор и их отношение к скарново-рудной минерализации района. Тр. Ташкент, политехн. ин-та, вып. 25, 1964.

Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. Изд-во иностр. лит., 1956.

Барт Т. Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. Геохимия, № 4, 1962.

Белянкин Д. С. К минералогии калинатровых полевых шпатов. Избр. тр., т. 2. Изд. АН СССР, 1958.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. «В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Беус А. А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распределения в них редких элементов. В сб. «Доклады сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр.» Проблемы I «Геохимические циклы». Изд-во АН СССР, 1960.

Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1962.

Беус А. А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. В сб. «Химия земной коры», т. I. Изд-во АН СССР, 1963.

Бродин В. В. Вопросы генезиса мирмекитовых, дендритовых и сферолитовых структур минеральных агрегатов. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». Изд-во «Наука», 1966.

Боуэн Н. Л. Гранитная проблема и метод многократных предубеждений. В сб. «Проблемы образования гранитов», № 2. Изд-во иностр. лит., 1950.

Вашилов Ю. Я. Логарифмическая палетка для интерпретации аномалий  $\Delta g$ . Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, № 15, 1961.

Вашилов Ю. Я. Глубинные разрывы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур. Сов. геология, № 4, 1963.

Великославинский Д. А. Петрология Выборского массива рапакива. Тр. Лабор. геол. декабря АН СССР, вып. 3, Л., 1953.

Виар Ж. Механизм действия воды в условиях повышенных температур и давления при образовании и превращении силикатов. В сб. «Химия земной коры», т. II. Изд-во АН СССР, 1964.

- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Изд-во «Мир», 1969.
- Винклер Г., Платен Г. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1968.
- Говоров И. Н., Филиппова Т. Г., Ефимова М. И. Химизм и температура минералообразующих растворов редкометалльных месторождений Дальнего Востока, связанных с гранитоидными интрузиями. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. I. Изд-во «Наука», 1968.
- Гольдсмит Ю. Р., Лавес Ф. Соотношения устойчивости микроклина и санидина. В сб. «Полевые шпаты», т. 2. Изд-во иностр. лит., 1956.
- Гольдсмит Ю. Р., Лавес Ф. Калиевые полевые шпаты структурно-промежуточные между микроклином и санидином. В сб. «Полевые шпаты», т. 2. Изд-во иностр. лит., 1956.
- Григорьев Д. П. О генезисе минералов. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 1, 1947.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 2, 1956.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовского ун-та, 1961.
- Гуров Е. П., Гурова Е. П. О зональности калинатовых полевых шпатов в гипабиссальных породах Станового хребта. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 96, № 2, 1967.
- Дмитриевский В. С. К вопросу о формировании некоторых молодых гранитоидов Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1952.
- Еловских В. В. Условия образования месторождений Бургавли-Чалбинской оловорудной зоны. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. VIII, 1961.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 96, 1937.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всеросс. минерал. об-ва, № 1, 1947.
- Заварицкий А. Н. О высокотемпературных плагиоклазах. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 1, 1951.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Г., и др. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 5, 1958.
- Захарова Е. М. Об андалузитовых грейзенах района Дальненского гранитного массива (Казахстан). Вестн. МГУ, № 2, 1956.
- Захарченко А. И. О формировании минералообразующих растворов и рудных тел, связанных с гранитами. В сб. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». Тр. ВСЕГЕИ, т. 155, 1968.
- Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитные прерывистые серии интрузий и их значение для теории петрогенезиса. В сб. «Магматические формации» (Тр. III Всесоюзного петрографического совещания). Изд-во «Наука», 1964.
- Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии. Изд-во иностр. лит. В сб. «Проблемы рудных месторождений», 1958.
- Иодер Х. С. Система  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  и соответствующие метаморфические фации. В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит., 1954.
- Иодер Х. С. Роль воды при метаморфизме. В сб. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Ицксон Г. В. Гидротермальное изменение вмещающих пород оловорудных месторождений на Малом Хингане. Госгеолтехиздат, 1956.
- Кейт М. Л., Таттл О. Ф. Значение вариаций точки превращения кварца. В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит., 1954.
- Козлов М. С. К вопросу о факторах избирательности при магматическом замещении. Докл. АН СССР, 181, № 5, 1968.
- Кетцковелли Д. Н. Лейкократовые жилы Цейского массива (Северный Кавказ). Изв. геол. об-ва Грузии, ч. 5, № 1, 1967.

Колтев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952.

Коржинский Д. С. Инфильтрационный метасоматоз при наличии температурного градиента и приконтактовое метасоматическое выщелачивание. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 2, 1953.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1957.

Коржинский Д. С. Общезакономерности постмагматических процессов. В сб. «Метасоматическое изменение боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.

Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов. В сб. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Изд-во «Наука», 1967.

Кузнецов Ю. А. О проблеме происхождения магматических пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1953.

Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел. Геол. и геофизика, № 6, 1964а.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964б.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геол. и геофизика, № 10, 1967.

Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлургических потоков тепла и вещества, как агентов метаморфизма и магнообразования. В сб. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. I. Изд-во «Наука», 1969.

Куплетский Б. М. Количественно минералогический состав гранитов. В сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953.

Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов. Ч. I. и II. В сб. «Полевые шпаты», т. 2. Изд-во иностр. лит., 1956.

Лазаренко В. Г. О зональности калинатровых полевых шпатов из маркитов северо-восточной части Минусинской котловины. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 93, № 4, 1964.

Лодочников В. Н. Еще раз относительно «серпентинов и серпентинитов...» «Проблемы советской геологии», № 1, 1936.

Марфуни А. С. О петрографическом значении структурных превращений в полевых шпатах. Сов. геология, № 51, 1956.

Марфуни А. С. Аналогия «высокотемпературной» и переходной оптики плагиоклазов с санидин-анортотклазовой оптикой калиевых полевых шпатов. Изв. АН СССР, № 9, 1957.

Марфуни А. С. Некоторые результаты изучения полевых шпатов в связи с процессами их упорядочения. Материалы ко II Всес. петрографич. совещанию. М., 1958.

Марфуни А. С. Фазовая природа калинатровых полевых шпатов. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 6, 1960 а.

Марфуни А. С. Новые диаграммы оптической ориентировки калинатровых полевых шпатов. Докл. АН СССР, т. 133, № 4, 1960б.

Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, вып. 78, 1962.

Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Академиздат, 1958.

Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Тр. ВНИИ-1, вып. 64, Магадан, 1960.

Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит., 1963.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты. В сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1954.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Тр. Якут. филиала СО АН СССР, 1962.

Никитин В. Д. К генезису слюдяных пегматитов Карелии. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 6, 1950.

Никитин В. Д. Условия формирования редкометальных и слюдоносных пегматитов. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1960.

Никитин В. Д. Гипотеза генезиса слюдоносных и редкометальных пегматитов и задачи их дальнейшего изучения. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 29. Госгеолтехиздат, 1960.

Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантомигматитов. В сб. «Минералогия и генезис пегматитов». Докл. сов. геол., на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Изд-во «Недра», 1965.

Никифорова И. К. Петрология юрских гранитоидных интрузий западной части Бикинского прогиба, их послемагматические изменения и рудоносность. В сб. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». Изд-во «Наука», 1966.

Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблемах гранита. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1964.

Питчер У. С. Полиморфные модификации силиката алюминия. В сб. «Природа метаморфизма». Изд-во «Мир», 1967.

Полковой Н. А. К вопросу о происхождении гранитоидов Згида (Северная Осетия). Сов. геология, № 5, 1967.

Половинкина Ю. И. Проблема образования гранита. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 21. Госгеолтехиздат, 1957.

Рейнольдс Д. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. В сб. «Проблемы образования гранитов», т. 2. Изд-во иностр. лит., 1950.

Рой Р. и Осборн Е. Исследования в системе глинозем—кремнезем—вода. В сб. «Эксперимент. исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит., 1954.

Руденко С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 1, 1954.

Руденко С. А. Основные закономерности процесса формирования пегматитовых пород и пегматитов в щелочных массивах. В сб. «Минералогия и генезис пегматитов». Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Изд-во «Недра», 1965.

Рудич К. Н. Магматизм и особенности тектонического строения хр. Сарычева (Яно-Колымская складчатая область). Госгеолтехиздат, 1959.

Свириденко А. Ф. К вопросу об образовании метасоматических лейкократовых гранитов в Западном Узбекистане. Узбекский геол. журнал, № 2, 1960.

Серебряков В. А. О щелочных полевых шпатах и значении правильной интерпретации их свойств (обзорный реферат). Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 13. Магадан, 1958.

Серебряков В. А., Автометасоматическое изменение гранитоидов и приуроченность проявлений оловоносности к зоне натрово-калиевого метасоматоза. Сов. геология, № 8, 1959.

Серебряков В. А. Гранитоидный массив Чьорго. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 14. Магадан, 1960.

Серебряков В. А. Оханджинский гранитоидный массив и сопоставление его с массивом Чьорго. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 1, 1961.

Серебряков В. А. О происхождении мирмекитов. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 16, 1963.

Серебряков В. А. Значение свойства калинатровых полевых шпатов для выяснения условий образования гранитов. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 16, 1963.

Серебряков В. А. Высокоглиноземистые минералы в гранитах массива Чьорго. Геология и геофизика, № 3, 1964.

Серебряков В. А. Калинатровые полевые шпаты с необычным строением и оптическими свойствами. Геология и геофизика, № 6, 1964.

Серебряков В. А. Закономерности послемагматического изменения гранитоидов. В сб. «Физ.-хим. условия магматизма и метасоматоза». Изд-во «Наука», 1964.

Серебряков В. А. Парагенетические соотношения свойств гранитоидных пород. «Колыма», № 3, 1966.

Серебряков В. А. Геологическое строение Негайского гранитоидного массива. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР. № 18, 1966.

Серебряков В. А. Закономерности послемагматического преобразования гранитоидов. Геология и геофизика, № 2, 1967.

Серебряков В. А. Методика изучения постмагматических процессов в гранитоидах. Тезисы докладов Первого Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан, 1968.

Слободской Р. М. Просвечивающие структуры в гранитоидах Нарымского массива на Южном Алтае. Докл. АН СССР, т. 168, № 2, 1966.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Избр. труды. Изд-во АН СССР, 1955.

Соболев В. С. О значении координационного числа алюминия в силикатах. Минералогич. сб. Львовского геол. об-ва, № 1, 1947.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов. Минералогич. сб. Львовского геол. об-ва, № 4, 1950.

Соболев В. С. О роли давления при минералообразовании. Минералогич. сб. Львовского геол. об-ва, № 9, 1955.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. Геология и геофизика, № 1, 1964.

Соболев Р. Н. О генезисе мирмекитов. Вестн. МГУ, № 4, 1958.

Спеисер Э. Калиевонатриевые полевые шпаты. Ч. 1, 2, В. Сб. «Полевые шпаты», т. I. Изд-во иностр. лит., 1952.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ 1964.

Таттл О. Ф. Оптические исследования щелочных полевых шпатов. В сб. «Полевые шпаты», т. 2. Изд-во иностр. лит., 1956.

Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. В сб. «Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. I. Изд-во АН СССР, 1961.

Таттл О. Ф., Боуэн Н. Л. Высокотемпературный альбит и соседние полевые шпаты. В сб. «Полевые шпаты», т. I. Изд-во иностр. лит., 1952.

Темников Ю. И., Гузова Л. Г. Связь процессов высокотемпературного метасоматоза с трещинной тектоникой в гранитоидах. Сов. геология, № 7, 1969.

Успенский Н. М. О генезисе коффокальных ультраосновных массивов Урала. В сб. «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1952.

Фирсов Л. В. О некоторых вопросах рудной золотоносности Яно-Колымского складчатого пояса. В сб. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.

Хитаров Н. И., Пугин В. А. Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления. Геохимия, № 4, 1962.

Чейз Ф. Количественно-минералогический анализ под микроскопом. Изд-во иностр. лит., 1963.

Чейссон У. Оптические свойства триклинного адуляра. В сб. «Полевые шпаты», т. I. Изд-во иностр. лит., 1952.

Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 17, 1956.

Шенгелия Д. М. О процессах мобилизации в древних кристаллических породах Северной Осетии. Изв. геол. об-ва Грузии, № 2, 1967.

Щерба Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1957.

Althaus E. The Triple Point Andalusite — Sillimanite — Kyanit. Contr. Mineral. and Petrol. V. 16, N 1, 1967.

Boettcher A. L., Pivinskii A. J., Knowles C. R. Zoned potash feldspars from the Rainy Creek complex near Libby, Montana. *Earth and Planet Sci. Letters*, V. 3, N 1, 1967.

Bright T. L. The microcline — orthoclase transformation in the contact aureole stock Colorado. *Amer. Miner.*, V. 52, N 1—2, 1967.

Carstens H. Exsolution in ternary feldspars. II. Intergranular precipitation in alkali feldspars containing calcium in solid solution. *Contribs Mineral. and Petrol.* II, N 4, 1967.

Castle R. O. Origin of Mirmekite. *The Geol. Soc. of America. Spec. Papers*, N 87, 1966.

Donnay G., Wjart T. and Sabatier G. Structural mechanism of thermal and compositional transformation in silicates. *Zeitschrift für Krist.* 112; 1959.

Hubbard F. H. Mirmekite in charnockite from south — west Nigeria. *Amer. Min. V.* 51, N 5—6, 1966.

Laves F., Viswanthan K. Relations between the optic axial angle and trilinearity of potash feldspars, and their significance for the definition of «stable» and «unstable» states of alkali feldspars. *Schweiz. mineral. and petrogr. Mitt.* 47, N 1, 1967.

MacKenzie W. S. The orthoclase — microcline inversion. *Miner. Mag.*, V. 30, N 2, 1954.

MacKenzie W. S. and Smith J. V. The alkali feldspars; III. An optical and X-ray study of high — temperature feldspars. *The Amer. Miner.*, vol. 41; N 5, 6, 1956.

Merigoux H. Etude des reactions d'échange dans les feldsparaths alcalins. *«C. r. Acad. sci.»* D. 264, N 26, 1967.

Orville P. M. Unit — cell parameters of the microcline — low albite and the sanidine — high albite solid solution series. *Amer. Miner.*, N 1, 2, 1967.

Phillips E. R. Mirmekite and albite in some granites of the New England batholith New South Wales. *J. Geol. Soc. Austral.*, II, N 1, 1964.

Phillips E. R., Ransom D. M. The proportionality of quartz in mirmekite. *Amer. Miner.*, V. 53, N 7—8, 1968.

Rose R. L. Andalusite — and corundum — bearing pegmatites in Yosemite National Park, California. *The Amer. Miner.* N 9, 10, 1957.

Sáenz I. M. Alkali Feldspar Crystallization under nov Equilibrium Conditions from Pneumatolytic, Hydrothermal and Diagenetic Environments. *Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt.*, 47, N 1, 1967.

Serebrjakov V. A. Autometamorphic alteration of granitoides and association of tin mineralisation with the zone of sodium — potassium metasomatism. *Intern. Geol. Review* N 2, 1961.

Shelley D. The significance of granophyric and myrmekitic textures in the Lundy Granites. *Miner. mag.*, V. 35, N 4, 1966.

Shelley D., On myrmekite. *Amer. Miner.*, V. 49, N 1—2, 1964.

Shelley D. Mirmekite and mirmekite — like intergrowths. *Miner. mag.*, V. 36, N 12, 1967.

Smith J. V. and MacKenzie W. S. The alkali feldspars: II. A simple X-ray technique for the study alkali feldspars. *The Amer. Miner.*, V. 40, N 7, 8, 1955.

Smith J. V. The alkali feldspars: IV. The cooling history of high — temperature sodium — rich feldspars. *The Amer. Miner.*, V. 43, N 9, 10, 1958.

Smith J. V. and MacKenzie W. S. The alkali feldspars: V. The nature of orthoclase and microcline perthites and observation concerning the polymorphism of potassium feldspars. *The Amer. Miner.*, V. 44, N 11—12, 1959.

Smith J. V. The effect of temperature, structural state and composition on the albite, pericline and accline — A twins of plagioclase feldspars. *The Amer. Miner.*, V. 43, N 5—6, 1958.

Steiger R. H., Hart S. R. The microcline — orthoclase transition on within a contact aureole. *Amer. Miner.*, V. 52, N 1—2, 1967.

Tuttle O. F. and Keith W. L. The Granite Problem: Evidence from the Quartz and Feldspars of a Tertiary Granite. *Geol. mag.*, 91, N 1, 1954.

Voll G. New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geol. Journ.*, V. 2, 1960.



1 р. 07 к.

338

НЕДРА 1972