

**Б. А. ЛИТВИНОВСКИЙ  
А. Н. ЗАНВИЛЕВИЧ**

**ПАЛЕОЗОЙСКИЙ  
ГРАНИТОИДНЫЙ  
МАГМАТИЗМ  
ЗАПАДНОГО  
ЗАБАЙКАЛЬЯ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

552, 32

Б. А. ЛИТВИНОВСКИЙ,  
А. Н. ЗАНВИЛЕВИЧ

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ  
ГРАНИТОИДНЫЙ  
МАГМАТИЗМ  
ЗАПАДНОГО  
ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор В. Н. Довгаль

1969



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск. 1976



УДК 552. 321. 1(571.54)

Книга является первым монографическим описанием палеозойских гранитоидных комплексов юго-востока Байкальской горной области. Охарактеризованы центральная и южная части крупнейшего Ангаро-Витимского батолита, обосновываются его истинные границы и раннепалеозойский возраст. Впервые выделена средне-верхнепалеозойская липарит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация. Даны количественные характеристики пород различных формаций. Показана ведущая роль процессов магматического замещения при формировании Ангаро-Витимского батолита.

Монография рассчитана на специалистов, занимающихся магматической геологией, петрологией гранитоидов, а также геологической съемкой.

Л 20805—847 225--76  
055(02)—76

© Издательство «Наука», 1976.

## ВВЕДЕНИЕ

Обширная территория к востоку от озера Байкал, включающая Восточное Прибайкалье и Витимское плоскогорье,— уникальный район распространения гранитоидов различного возраста — от раннепротерозойских до мезозойских включительно. Гранитные породы развиты здесь на значительных площадях, занимая до 70 % всей территории. Докембрийские и кембрийские метаморфические образования сохранились среди гранитоидов в более или менее крупных провесах кровли и ксенолитах, мезо-кайнозойские осадочные и вулканогенные толщи локализованы главным образом во впадинах, кристаллический фундамент которых чаще всего также сложен интрузивными породами кислого состава.

Наиболее распространены палеозойские гранитоиды. Они занимают в пределах региона площадь около 150 тыс. кв. км, слагая гигантский Ангаро-Витимский батолит, а также большую группу интрузивных plutонов, самые крупные из которых достигают 2—3 тыс. кв. км. В тесной пространственной связи с последними находятся комагматичные им вулканиты липаритового и андезито-дацитового состава.

Крупные размеры plutонов определили значительную гетерогенность условий их формирования на различных участках и появление широкой гаммы гранитоидов, отличающихся как составом, так и способом образования. Сложные отношения между комплексами, фазами, фациями послужили главной причиной появления различных, нередко взаимоисключающих точек зрения на объем тех или иных подразделений, их последовательность, а также на формационную принадлежность и генезис гранитоидов.

Следует указать, что значительная часть территории Бурятии не была охвачена систематическими специализированными исследованиями магматизма, и выводы различных авторов базировались в основном на изучении отдельных фрагментов plutонов. Предлагаемая работа является, по существу, первой сводкой по палеозойскому plutоническому и вулкано-плутоническому гранитоидному магматизму юго-восточной части Байкальской горной области (включающей в основном Витимское плоскогорье и его западное и северное горное обрамление (общая площадь — около 100 000 кв. км).

В основу монографии положены материалы многолетних исследований авторов, занимающихся изучением палеозойских гранитоидов региона с 1962 г. Даны характеристика геологического строения, вещественного состава и условий формирования гранитных тел, установлены количественные и качественные критерии для выделения разновозрастных интрузивных образований и на этой основе высказаны суждения по ряду спорных вопросов магматической геологии региона.

Новые положения, которые выдвигаются и обосновываются в настоящей работе, сводятся к следующему:

1. На юго-востоке Байкальской горной области магматическая деятельность была максимально проявлена в палеозойское время.

2. Гигантский Ангаро-Витимский батолит был сформирован в раннем палеозое, а не в позднем докембрии, как считалось ранее. Проявив-

шаяся в последние годы тенденция к членению батолита на разновозрастные массивы ошибочна.

3. Доказывается наличие на исследованной территории многочисленных граносиенит-гранитных массивов размером до 2—3 тыс. кв. км., формирование которых происходило в среднем — позднем палеозое.

4. На юге Витимского плоскогорья выявлены вулканогенные образования преимущественно кислого состава, возраст которых, вероятнее всего, среднепалеозойский.

5. Устанавливается генетическая связь между кислыми вулканогенными породами и гранитами среднего — позднего палеозоя. На этом основании впервые в регионе выделена липарит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация.

6. Петрографический анализ показывает, что ведущим процессом формирования расплавов, при кристаллизации которых образовались гранитоиды Ангаро — Витимского батолита, было магматическое замещение, а не анатектическое плавление в изохимических условиях. Генерация кислых магм, при внедрении которых образовались средне-позднепалеозойские гранитоиды и вулканиты, происходила, по всей видимости, в основном в условиях анатектического плавления субстрата.

Авторы надеются, что подробное рассмотрение вопросов геологии, петрографии, петрохимии, геохимии, возраста, генезиса гранитных plutонов — в первую очередь одного из крупнейших в мире Ангаро-Витимского батолита — может представить определенный интерес для геологов, занимающихся проблемами гранитообразования и эволюции магматизма.

Авторы выражают глубокую признательность В. Н. Довгалю, Ф. Г. Рейфу, М. И. Егоровой, В. С. Летягину, оказавшим большую помощь при подготовке настоящей работы и ее к печати.

## СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые сведения по расчленению интрузивных образований содержатся в работах В. К. Котульского (1932), А. К. Мейстера, Н. И. Свитальского, А. А. Демина (1932), проводивших маршрутное изучение региона в 1909—1913 гг. Площадные геологические исследования начались только в середине 30-х годов. Б. А. Иванов (1935), Б. А. Аверьянов, А. А. Каденский и Л. И. Салоп (1940, 1941), А. С. Кульчицкий (1942), К. П. Калинина (1942), А. К. Гусева (1946), К. А. Шахварстова (1948), Н. И. Фомин (1947), С. Н. Коровин (1949), С. Г. Мирчинк с сотрудниками (1955), А. Г. Гарифулин (1948), П. М. Хренов (1951), В. Ф. Донцов (1955), В. А. Лисий, А. А. Конев (1955) — все перечисленные исследователи выделяют докембрийские и послекембрийские гранитоидные интрузии, однако их мнения относительно объема и набора пород для каждой возрастной группы расходятся. Отсутствие твердых представлений о возрасте гранитоидов и несовпадение датировок сходных образований было связано прежде всего со слабой изученностью как магматических, так и стратифицированных образований района. Исследователи, придерживавшиеся той или иной точки зрения в вопросе о возрасте метаморфических толщ, большей частью давали соответствующую датировку интрудирующим эти толщи магматическим породам.

Первая единая схема стратиграфии и магматизма для территории Витимского плоскогорья и сопредельных районов была выработана в 1954—1957 гг. и затем дополнялась в 1961 и 1964 г. Позднепротерозойские гранитоидные интрузии были объединены в баргузинский, раннепалеозойские — в витимканский и джидинский интрузивные комплексы, занимающие огромные площади. Однако вопрос об их возрасте и критериях выделения до сих пор остается дискуссионным. Л. И. Салоп (1967), П. М. Хренов (1957), А. Н. Булгатов (1966), а также ряд геологов-съемщиков (А. А. Малышев, В. П. Руднев, М. А. Гладышев, В. Н. Гусев, В. Ф. Рукавец и др.) позднепротерозойскими считают гнейсовидные граниты, гранито-гнейсы, а также магматические равномернозернистые граниты и гранодиориты, слагающие Ангаро-Витимский батолит площадью около 120 000 кв. км. Другая группа исследователей (К. П. Калинина, П. В. Осокин, В. И. Давыдов, Г. А. Кибанов, Н. А. Фишев, Е. Е. Зеленский), проводившая работы главным образом в бассейне р. Ципы, относит к баргузинскому комплексу только гнейсовидные разности гранитоидов. В. А. Дворкин-Самарский (1965), отражая тенденцию к сокращению объема баргузинского комплекса, оценивает площадь, занятую позднепротерозойскими магматическими образованиями, в 50 000 кв. км.

В отношении объема витимканского интрузивного комплекса различия во мнениях еще более существенны. Вначале к нему были отнесены только небольшие тела гранодиоритов, адамеллитов, гранитов бассейнов Витимканы и Гарги (Хренов, 1957). После 1961 г. в тот же комплекс были включены гомогенные магматические граниты бассейна р. Ципы, которые неотличимы от типичных баргузинских гранитов, а также розовые граниты и граносиениты юга Витимканского плоскогорья, относившиеся до

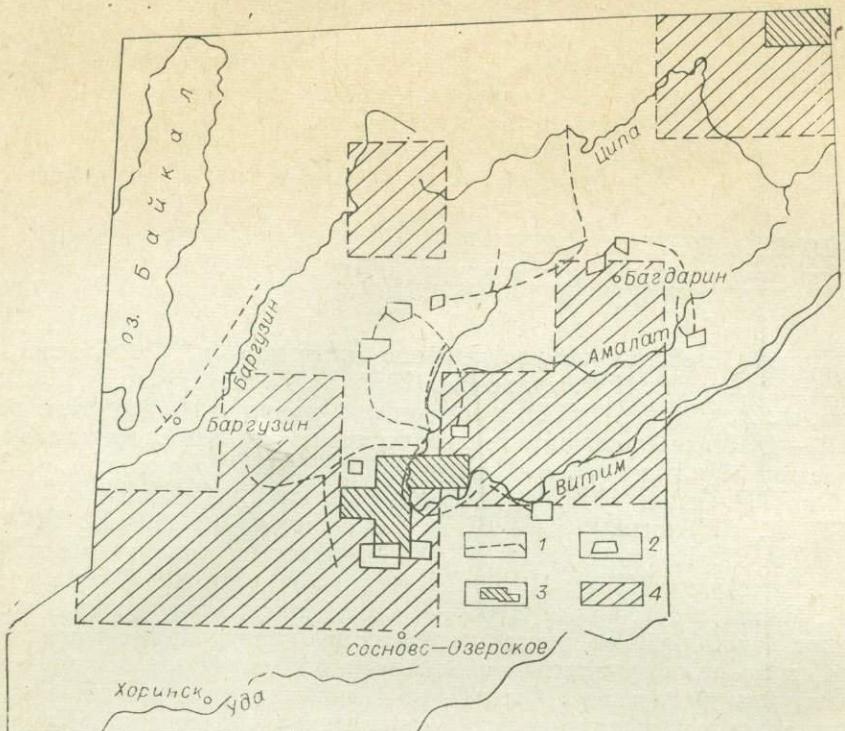


Рис. 1. Схема исследований, проведенных авторами на Витимском плоскогорье и в междуречье Баргузина — Витима.

1 — маршрутные пересечения и разрезы; 2 — участки детальных работ; 3 — площади, закартированные с участием авторов; 4 — площади среднемасштабных съемок, с которых изучены петрографические коллекции гранитоидов.

этого к джидинскому комплексу. Картина осложняется еще и тем, что одни исследователи считают витимканский и джидинский комплексы аналогами (А. Н. Булгатов, А. А. Малышев, В. Н. Гусев, Ю. М. Янов, В. Ф. Рукавец и др.), другие допускают их синхронность (Салоп, 1967; Беличенко, 1969), а третья, признавая нижнепалеозойский возраст «витимканских» гранитов, датируют джидинский комплекс средним палеозоем (Дворкин-Самарский, 1965; Налетов, 1962).

Своеобразная точка зрения выдвинута в последнее время В. Г. Беличенко (1969). По ее мнению, почти все граниты Западного Забайкалья и Витимского плоскогорья являются продуктами каледонского тектогенеза и отличаются только условиями образования. Граниты витимканского и джидинского комплексов трактуются как породы интрузивного типа; баргузинского — как ультраметаморфические, сформировавшиеся в пределах зон высокой проницаемости.

Таким образом, приходится констатировать, что к концу 60-х годов, когда на Витимском плоскогорье и в сопредельных районах были практически закончены среднемасштабные геологосъемочные работы и проведена серия тематических исследований, твердо доказанные и общепринятые представления об объеме, времени формирования и критериях выделения крупнейших гранитоидных комплексов региона отсутствовали.

С 1969 по 1974 г. в ходе изучения гранитоидов востока Бурятии авторы проводили специализированные тематические исследования гранитоидов баргузинского и витимканского комплексов на территории площадью около 55 000 кв. км. Были проделаны следующие работы: а) изучение эталонных разновидностей гранитоидов; б) сбор данных о много-

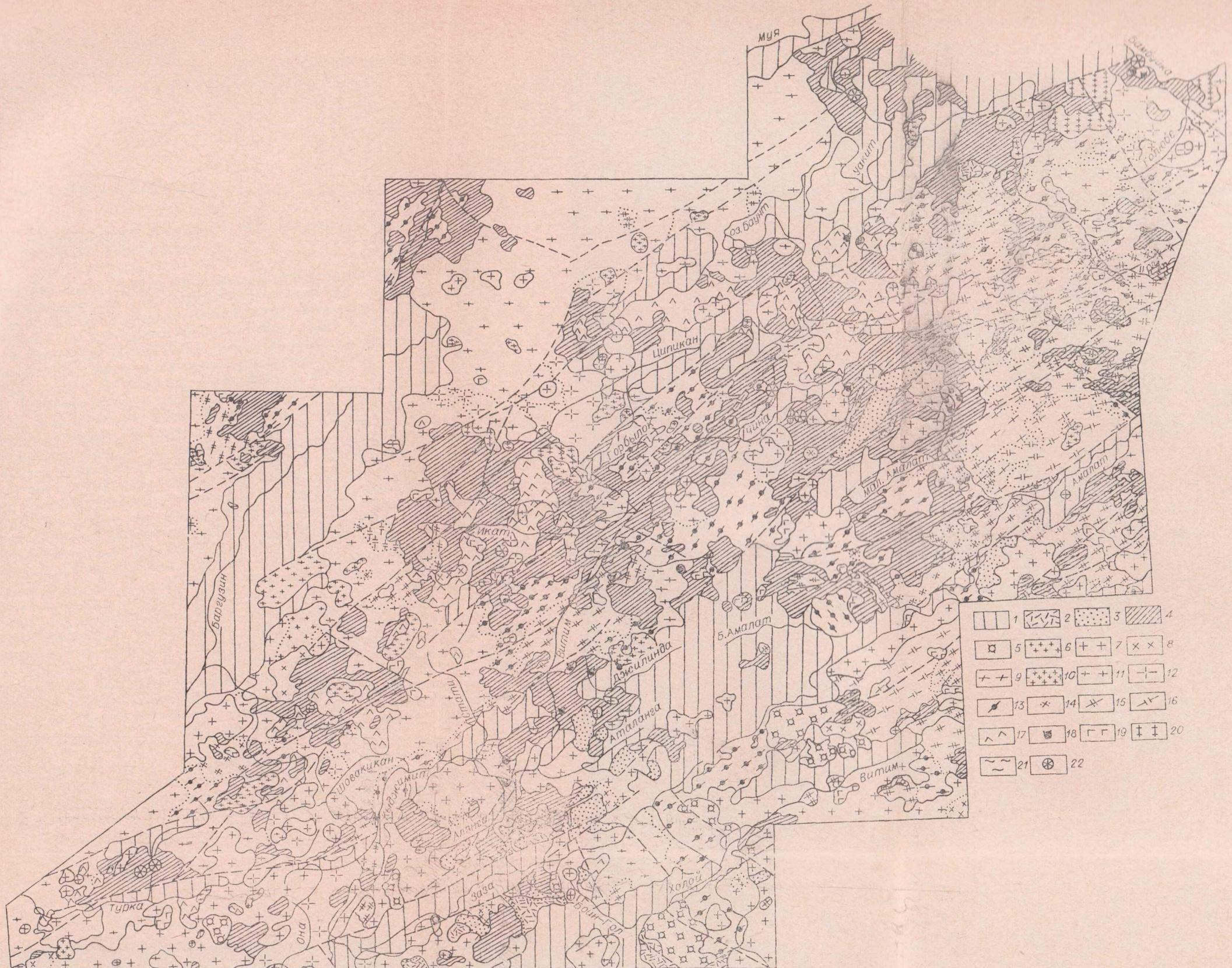


Рис. 2. Схематическая геологическая карта гранитоидных комплексов восточной части Бурятской АССР.

1 — послетриасовые терригенные и вулканогенные образования; 2 — третасовые вулканиты; 3 — среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения; 4 — докембрийские и кембрийские карбонатно-терригенные и вулканогенные отложения, в различной степени метаморфизованные; 5 — мезозойские гранитоиды ультракристаллические и субшелочечные. Средне-позднепалеозойские гранитоиды: 6 — граниты третьей фазы; 7—9 — главная фаза: крупно-серединзернистые граниты (7); средне- и мелкозернистые граносиениты (8); контактово-реакционные породы состава граносиенитов, гранодиоритов, щелочных и нефелиновых сиенитов (9). Раннепалеозойские гранитоиды: 10 — граниты третьей фазы; 11—16 — главная фаза: крупно-среднезернистые равномернозернистые (11) и порфировидные (12) граниты; контактированные граниты, гранодиориты (13); автохтонные гранодиориты и граносиениты преимущественно массивные (14), гнейсовидные равномернозернистые (15) и порфировидные (16); 17 — гранодиориты и адамеллиты первой фазы; 18 — палеозойские щелочные и нефелиновые сиениты; 19 — протерозойские и раннепалеозойские (доброгузинские) базиты и гипербазиты; 20 — допалеозойские существенно плагиоклазовые граниты; 21 — поля мигматито-гнейсов; 22 — места находок фауны раннего кембрия-венд в провесах кровли Ангаро-Витимского батолита.

километровых пересечениях крупных гранитных массивов вкрест простирации (внутреннее строение, вещественный состав, а также установление степени представительности тех закономерностей, которые были выявлены на опорных участках); в) изучение пород, относимых к витимканскому комплексу в различных частях региона; г) детальное исследование контактовых зон, контактово-реакционных образований и продуктов гранитизации; д) выявление возрастного положения гранитоидов.

Значительный объем собственных исследований (рис. 1) обеспечил возможность использования и интерпретации материалов предшественников, что позволило получить дополнительную информацию по геологии, петрохимии и петрографии гранитоидов. Изучены также петрографические коллекции гранитоидных образований.

На основании обобщения всех имеющихся материалов составлена схема магматических формаций востока Бурятии (рис. 2).

## ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

### РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ БАТОЛИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ (БАРГУЗИНСКИЙ КОМПЛЕКС)

Раннепалеозойские гранитоиды слагают гигантский Ангаро-Витимский батолит, первое (и пока единственное) описание которого дано Л. И. Салопом. Согласно представлениям этого автора, батолит имеет площадь 120 000 кв. км и занимает обширные территории на Витимском плоскогорье, в Восточном Прибайкалье и Северо-Байкальском нагорье (Салоп, 1967, с. 123). Материалы геологосъемочных работ, завершенных в последние годы (Д. Ц. Цыренов, Л. Е. Иванов, П. Ф. Зайцев, В. А. Сорокин, Е. Е. Зеленский), а также результаты специализированных исследований (Литвиновский, Занвилевич, 1972<sub>1</sub>, 1972<sub>2</sub>) заставляют еще более расширить границы батолита. В частности, согласно новым данным, в состав батолита включен так называемый Чивыркуйский массив, слагающий Баргузинский хребет и отнесенный Л. И. Салопом с достаточной долей условности к тельмамскому интрузивному комплексу, а также крупные поля гранитов на юге Витимского плоскогорья, входивших ранее в состав витимканского или джидинского комплексов, более молодых по отношению к рассматриваемому plutону. В указанных границах площадь Ангаро-Витимского батолита превышает 130 000 кв. км. На севере и северо-востоке граница plutона проходит в районе верховьев рек Конкудеры и Бамбуйки. На западе она протягивается непосредственно вдоль Байкала, а далее на юго-запад отстоит от него не более чем на 10—15 км. На востоке описываемые гранитоиды, по всей вероятности, не выходят за пределы Витимского плоскогорья. Южные и юго-восточные границы в настоящее время не могут быть точно определены, поскольку батолит в значительной мере поглощен гранитами среднего—позднего палеозоя. Значительные по размерам ксенолиты раннепалеозойских гранитоидов отмечаются среди более молодых интрузивных пород, по крайней мере до долины р. Уды. Отсюда естественно заключить, что истинные размеры этого крупнейшего в мире plutона в действительности были еще более значительными.

Батолит представляет собой практически единый массив с очень сложными очертаниями. Изрезанность границ на современном уровне эрозионного среза обусловлена наличием крупных «заливов» вмещающих пород, интрузиями более молодых гранитов и широким распространением моло-

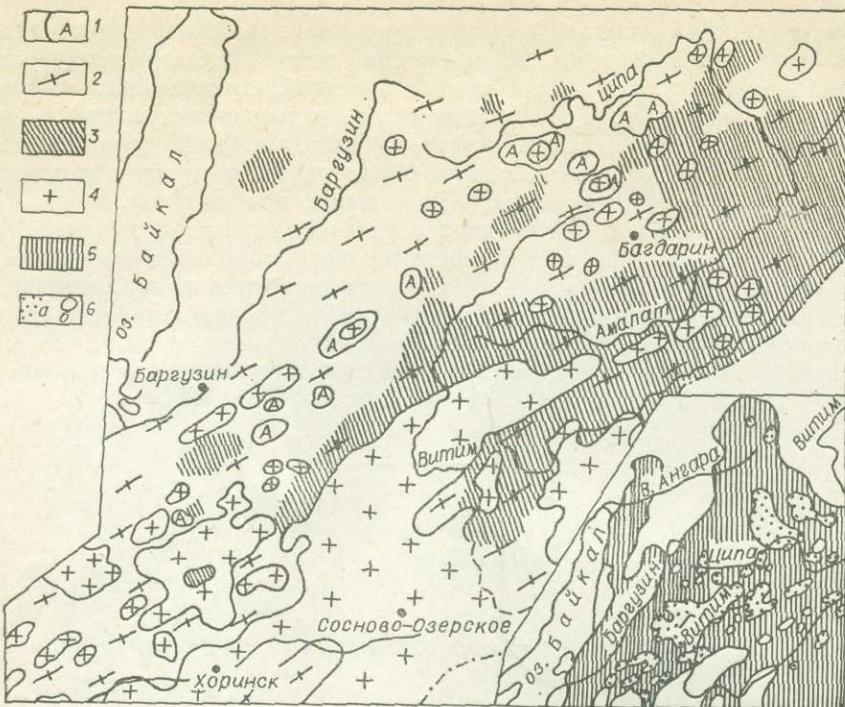


Рис. 3. Схема размещения палеозойских плутонических гранитоидов на востоке Бурятии.

Баргузинский комплекс: 1 — адамеллиты и гранодиориты первой фазы, 2 — аллохтонные и параавтохтонные граниты главной фазы, 3 — автохтонные гранитоиды и мигматиты. Зазинский комплекс: 4 — граниты, граносиениты. Во врезке: 5 — Ангро-Витимский батолит, 6 — провесы кровли (а) и интрузивные plutоны зазинского комплекса (б).

дых впадин байкальского типа. Первичные контуры plutона были более плавными и в целом довольно точно вписывались в рисунок основных структур вмещающих метаморфических толщ. Многочисленные провесы кровли, площадь которых достигает иногда сотен и первых тысяч квадратных километров, сосредоточены главным образом в центральной части батолита, что, вероятно, указывает на меньшую степень эродированности этого участка plutона и на существование в его северной и южной частях двух куполовидных выступов, в настоящее время уничтоженных эрозией (см. рис. 2, 3).

Гранитоиды, слагающие Ангро-Витимский батолит, выделены в баргузинский интрузивный комплекс (Салоп, 1967). Формирование комплекса происходило в три этапа: 1) гранодиориты, адамеллиты; 2) граниты, реже гранодиориты и граносиениты; 3) лейкократовые граниты (Литвиновский, Занвилевич, 1972<sub>2</sub>).

Более 90 % площади Ангро-Витимского батолита сложено гранитоидами второй (главной) фазы. Они представлены двумя группами пород: аллохтонными гранитами магматического облика и гранитоидами пестрого состава, обнаруживающими отчетливые признаки формирования в результате гранитизации метаморфической кровли (см. рис. 2). Породы первой группы особенно широко распространены в северной и северо-западной частях батолита. Гранитоиды пестрого состава развиты на юге и востоке площади, где они пространственно приурочены к сохранившимся фрагментам кровли plutона. Наиболее обширное поле гнейсовидных гранитоидов площадью свыше 18 тыс. км<sup>2</sup> занимает всю восточную часть батолита в междуречье Витим—Амалат—Ципа. Участки меньших размеров —

до первых тысяч квадратных километров — закартированы в верховьях Витима и на склонах Икатского хребта. Они располагаются в виде пятен различной формы, реже — в виде полос протяженностью в несколько десятков километров (бассейн р. Кыджимит).

Связь автохтонных гранитоидов с метаморфическими породами кровли не только пространственная. Она проявляется также в совпадении гнейсовидности и полосчатости магматических образований с направлением структур вмещающих толщ, в том числе и на тех участках, где выявлены развороты структур (Ципа-Амалатское междуречье, бассейны рек Икат и Витимкан, среднее течение р. Бол. Амалат). Устанавливается повсеместная ассоциация гнейсовидных гранитоидов с породами, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Соответственно переходы от гранитоидов к метаморфитам в этих случаях почти всегда постепенные — через зону мигматитов.

Изучение соотношений аллохтонных и автохтонных гранитоидов показало, что в большинстве случаев отчетливые границы между ними не устанавливаются. Нередко породы обеих групп слагают единые массивы площадью до нескольких сотен квадратных километров. Отсутствие физически выраженных границ особенно характерно для полей гомогенных гранитов, кристаллизовавшихся из перемещенных и неперемещенных расплавов. Породы мигматитовых зон в ряде районов интрудированы аллохтонными лейкократовыми гранитами.

Гранодиориты и адамеллиты начального этапа становления, а также мелко- и среднезернистые граниты дополнительных интрузий в строении батолита играют резко подчиненную роль. Они слагают сравнительно небольшие массивы неправильной удлиненной, реже изометричной формы. Тела пород первой фазы располагаются в пределах полосы, протягивающейся в северо-восточном направлении от верховьев р. Бол. Курба до оз. Баунт и приурочены обычно к крупным полям развития метаморфических толщ. Какая-либо структурная приуроченность гранитоидов дополнительных интрузий не устанавливается.

Поскольку батолит сложен фактически породами главной фазы, более удобно начать его геолого-петрографическое описание с характеристики этой фазы.

### *Аллохтонные граниты главной фазы*

Эти породы слагают основную часть объема Ангаро-Витимского батолита. Они представлены главным образом средне- и крупнокристаллическими, а также пегматоидными разновидностями с более или менее отчетливо выраженным директивными текстурами. Порфировидные гранитоиды встречаются реже, они имеют состав гранитов, местами — граносиенитов. Главные особенности пород рассматриваемой группы выявлены в процессе детальных маршрутных пересечений. Ниже приводится краткое описание материала, полученного в основном при изучении аллохтонных и паравтохтонных фаций. Гомогенные граниты, кристаллизовавшиеся из неперемещенных расплавов, характеризуются совместно с породами второй группы, с которыми они находятся в тесной пространственной связи.

### *Геологическое описание*

Граниты междуречья Витимкан — Муясын (общая протяженность маршрута 40—45 км). Здесь развиты в основном крупнозернистые (до пегматоидных), местами порфировидные граниты, слагающие внутренние части plutона, а также мелко-, среднезернистые граниты краевой фации. Для всех указанных разновидностей показательны серые тона окраски, лейкократовый облик и директивные текстуры, обусловленные ориенти-

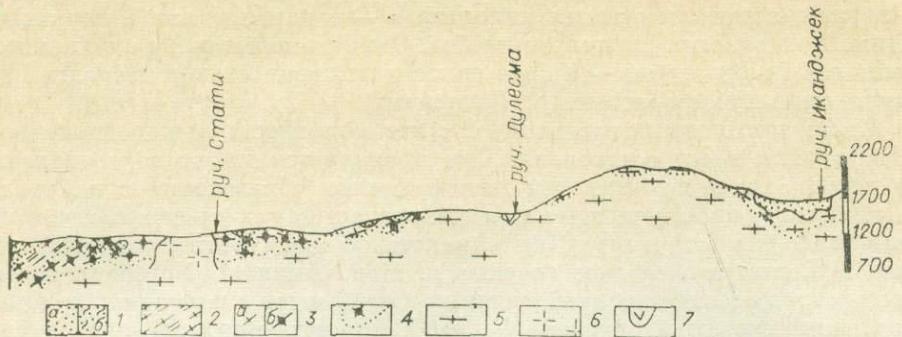


Рис. 4. Схематизированный геологический разрез по линии р. Иканджёк — руч. Стати (водораздел рек Витим и Витимкан).

1 — кристаллические сланцы неизмененные (а), гранитизированные (б); 2 — мигматиты; 3 — граниты среднезернистые слабо контаминированные (а) и интенсивно контаминированные (б); 4 — kontaktово-реакционные граносиениты; 5, 6 — гомогенные граниты крупнозернистые (5) и порфировидные (6); 7 — ксенолиты диоритоподобных пород.

рованным расположением биотита и скоплений кварцевых зерен. Граниты различной зернистости часто перемежаются, в связи с чем выделить поля их развития можно только по преобладанию. Крупнозернистые и пегматоидные граниты, слагающие внутренние части массивов (рис. 4), вскрыты эрозионным срезом в верховьях ручьев Стати и Дулесмы и р. Витимкан. Мелко-среднезернистые разности развиты в верховьях рек Иканджёк, Муясын и в среднем течении руч. Стати.

Среди пород краевой фации в изобилии присутствуют различные по величине и степени изменения ксенолиты вмещающих метаморфических образований, небольшие участки крупнозернистых гранитов, а также пегматиты. Последние составляют в среднем 30—60 % всей массы породы, достигая иногда 60—70 %. Они образуют непостоянной мощности ветвящиеся жилы, обособления неправильной формы и различных размеров — от 5—6 см до 1—2 м (рис. 5). Прямолинейные контуры и рвущие контакты для пегматитовых тел не характерны, аplitовая зона закалки, как правило, отсутствует. В ряде случаев отмечались постепенные переходы пегматитовых обособлений во вмещающие граниты, выражющиеся лишь в уменьшении зернистости пород. В гранитах часто наблюдаются небольшие (до 1—2 см) пегматоидные участки, представляющие собой скопления крупных зерен кварца и микроклина.

В направлении к внутренним частям интрузии зернистость пород краевой фации постепенно увеличивается, и они переходят в крупнокристаллические граниты. В том же направлении уменьшается количество ксенолитов и пегматитов. В поле пород внутренних частей интрузии пегматитовые жилы встречаются не чаще, чем одна на 400—500 м, а ксенолиты практически отсутствуют.

Определено судить о мощности эндоконтактовой зоны трудно, так как в районе нет обнажений, в которых вскрывался бы ее полный разрез. Постоянное присутствие даже в крупных полях пород краевой фации с одной стороны ксенолитов кровли, с другой — многочисленных участков крупнозернистых гранитов, позволяет предполагать, что мощность этой зоны едва ли превышает десятки или первые сотни метров.

Ксенолиты вмещающих пород представлены кристаллическими сланцами, диоритами и диоритоподобными образованиями. Размер их колеблется от 2—3 кв. см до 1—2 кв. км. Установлено вполне однозначно, что в направлении с севера на юг, к зоне развития гнейсовидных гранитоидов увеличивается степень воздействия гранитов на вмещающие породы. Так, на северо-востоке, в верховьях р. Иканджёк контакты гранитов с включенными в них ксенолитами всегда четко интрузивные. Вмещающие породы

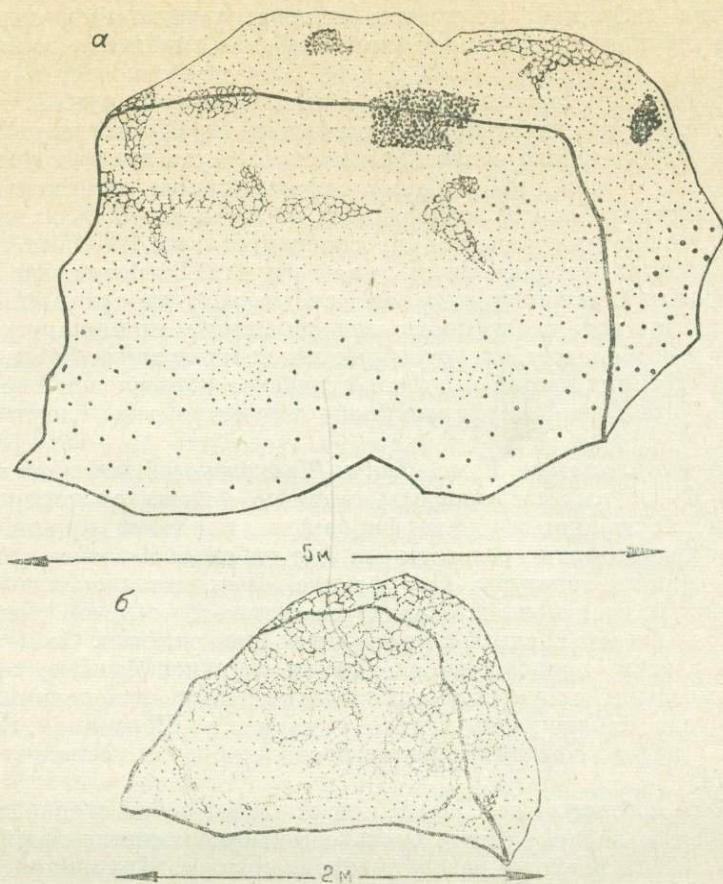


Рис. 5. Соотношение гранитов различных типов.

*а* — постепенный переход от крупнозернистых к мелко-среднезернистым гранитам краевой фации; *б* — характер пегматитовых жил и обособлений в среднезернистых гранитах. Тёмное — ксенолиты кристаллических сланцев (водораздел р. Икандзёк и руч. Стати).

не изменены, форма мелких ксенолитов остроугольная. В эндоконтактовой части в гранитах выделяется зона закалки. Ширина ее в плане зависит от размеров ксенолитов и колеблется от нескольких сантиметров до 100—200 м. Тонкозернистую структуру приобретают также эндоконтактовые части крупных апофиз и прожилки гранитов в ксенолитах. Состав интрузивных образований вблизи контакта с породами кровли обычно меняется мало — иногда несколько уменьшается количество кварца; ксеногенный материал присутствует постоянно, но количество его не превышает 3—5 %.

К юго-западу, наряду с резкими контактами, в ксенолитах отмечаются все более мощные зоны гранитизации. В верховых руч. Стати породы ксенолитов превращены в порфиробластовые мезо- и меланократовые кварцевые сиениты. Они характеризуются такситовым сложением, содержат многочисленные, не полностью переработанные мелкие ксенолиты удлиненной и округлой формы, а также микроксенолиты лепидогранобластовой структуры. Порфиробластовые выделения, представленные микролином, редко — кварцем, характеризуются невыдержаными размерами (от 0,5 до 1,5 см); количество их в породе также непостоянно. С удалением от участков максимального развития контактово-реакционных образований структура гранитоидов становится более равномерно-зернистой, ксеногенный материал наблюдается только в единичных зер-

нах, заметно возрастает количество кварца, уменьшается содержание биотита, и гибридные породы крайне постепенно сменяются гомогенными гранитами.

На крайнем юго-востоке участка, в нижнем течении руч. Стати в контакте гранитов с породами кровли интенсивно проявлена гранитизация. Здесь наблюдается частая согласная перемежаемость гранитизированных, превращенных в порфиробластовые породы кристаллических сланцев и мелкозернистых гранитов, содержащих от 20 до 45—50% ксеногенного материала. Мощность гранитных «прослоев» достигает 10—15 м, контакты их с вмещающими породами четкие, но не рвущие. Гнейсовидные гранитоиды в низовьях Стати интрудированы средне-, крупнокристаллическими порфировидными гранитами (протяженность массива по маршруту 1,2 км). По составу и особенностям пордообразующих минералов они аналогичны породам внутренних частей плутона, отличаясь от последних массивным сложением, отчетливо порфировидной структурой и бледно-розовой окраской.

Граниты верховьев рек Шовокикан и Шолококан (общая протяженность маршрута 32—34 км) представлены главным образом среднезернистыми и неравномерно-зернистыми до порфировидных породами; крупнокристаллические и пегматоидные разности слагают небольшие разрозненные участки. Директивные текстуры, как правило, отчетливо проявлены в более мелкозернистых гранитоидах. Наряду со светло-серыми породами значительную роль играют граниты с розовыми тонами окраски. Смена окраски от серой к розовой происходит совершенно постепенно и не сопровождается заметными структурно-минералогическими изменениями. Пегматитовые тела наблюдались только в долине р. Шовокикан. Ксенолиты кровли редки. Контакты гранитоидов с породами ксенолитов всегда эруптивные.

Граниты побережья оз. Баунт представляют собой средне- и мелко-среднезернистые лейкократовые биотитовые породы светло-серой, желтовато-серой, очень редко — розовато-серой окраски. Крупнокристаллические разности пользуются ограниченным распространением, слагая участки размером до 5—6 кв. м. Граниты различной зернистости можно наблюдать в одном обнажении и даже в штуфах небольших размеров. Пегматиты составляют до 10—15% массы породы. Они образуют жилы и прожилки мощностью от 1 до 70 см, а также линзовидные обособления протяженностью 20—40 см, реже 1,5—2,0 м. Контакты пегматитов с гранитами обычно резкие, но зона закалки отсутствует. Более того, иногда фиксируется своеобразное пропитывание гранитов пегматитовым материалом, выражющееся в появлении в гранитах на контакте с пегматитами отдельных крупных зерен и скоплений кварца и микроклина. Ксенолиты кровли, представленные биотит-рогообманковыми и эпидот-рогообманковыми сланцами, многочисленны. Контакты их с гранитами обычно четкие, рвущие. На отдельных участках ксенолиты интенсивно гранитизированы и превращены в порфиробластовые породы; граниты в эндоконтакте сменяются здесь мезократовыми гранодиоритами.

Преимущественное развитие средне-мелкозернистых разностей гранитов, разнообразие и смена структур на небольших промежутках, значительное количество ксенолитов кровли подчеркивают сходство этих образований с породами эндоконтактовой зоны, изученными в междуречье Мусын—Витимкан, а также указывают на то, что формирование гранитов района происходило в условиях относительно быстрой и неравномерной кристаллизации.

Данные Н. А. Фишева о том, что гранитоиды северного побережья оз. Баунт относятся к баргузинскому интрузивному комплексу, а южного — являются более молодыми, нашими исследованиями не подтверждены: устанавливается вполне однозначно, что в указанных районах развиты одни и те же граниты.

## Петрографическая характеристика

Аллохтонные и автохтонные гомогенные граниты главной фазы баргузинского комплекса, несмотря на занимаемые ими обширные площади, отличаются значительным однообразием минерального состава, структуры и текстуры. Это позволяет привести общее петрографическое описание фациальных разновидностей гранитов, выделенных в пределах изученного региона.

Крупнозернистые, пегматоидные равномернозернистые и порфировидные граниты внутренних частей плутона представляют собой светло-серые, реже — розовато-серые и светло-розовые биотитовые лейкократовые породы. Размер зерен породообразующих минералов составляет 0,5—1,0 см. Директивные текстуры, обусловленные субпараллельным расположением скоплений кварцевых зерен, таблиц полевых шпатов и чешуек биотита, выражены довольно отчетливо. Лишь на отдельных участках текстура гранитов массивная. Среди крупнозернистых разновидностей отмечаются пегматоидные обособления, которые представляют собой крупнокристаллические (1,5—2,0 см) агрегаты полевых шпатов и кварца практически без темноцветных минералов. Порфировидные гранитоиды отличаются от равномернозернистых разностей присутствием редких небольших (1,5—2,5 см) вкраепленников микроклина и кварца. Иногда в этих породах наблюдаются в незначительном количестве участки лепидогранобластовой структуры, вероятно, микроксенолиты. Порфировидные граниты северной части региона, слагающие крупные обособленные поля, содержат значительное количество ксенолитов кровли. Вкраепленники в этих породах представлены кристаллами светло-серого и серовато-розового микроклина размером от 1 × 2 до 2,5 × 4 см и составляют 8—15% (иногда до 50%) общей массы породы.

По минеральному составу описываемые породы, независимо от их структурных особенностей, отвечают нормальным гранитам (табл. 1).

Таблица 1  
Количественно-минеральный состав магматических гранитов главной фазы баргузинского комплекса, об. %

Граниты	Микроклин	Кварц	Плагиоклаз	Биотит	Роговая обманка
Крупнозернистые . . .	40—60 55	25—35 30	5—20 10	1—5 2	Ед. зерна
Среднезернистые . . .	30—60 45	25—35 32	7—20 12	5—15 6	» »

Примечание. В числителе — диапазон содержаний, в знаменателе — модальное содержание.

Количественные соотношения между отдельными минералами не всегда постоянны.

Среди акцессорных минералов\* наиболее распространены магнетит, сфен, апатит, циркон и ильменит; реже встречаются радиоактивный циркон, торит, ортит, кассiterит, флюорит и тантало-ниобиевые минералы. Цирконы из гранитоидов комплекса характеризуются следующими морфологическими особенностями: преобладающими являются кристаллы цирконового призматического и цирконово-гиацинтового типов, которые присутствуют примерно в равном количестве; в подавляющем большинстве их (от 70 до 90%), наряду с пирамидой (111), развиты острые пирамиды.

Микроструктуры гранитов своеобразны; их не всегда можно назвать магматическими в строгом смысле слова, поскольку между главными

\* Изучение акцессорных минералов проведено Э. А. Максимовой.

породообразующими минералами часто устанавливаются коррозионные взаимоотношения. Микроклин, реже кварц, включают и корродируют зерна плагиоклаза, иногда сходные взаимоотношения наблюдаются между плагиоклазами двух различных генераций. Во всех подобных случаях структура лишь приближается к гранитовой и аллотриоморфнозернистой. Только на ограниченных участках (в бассейнах Витимкана, Чины и Догольджина) породы характеризуются типичными магматическими структурами. В порфировидных гранитах из-за присутствия примеси ксеногенного материала микроструктура основной массы участками становится гранобластовой. Вкрашенники микроклина короткопризматические, реже изометричные, с неровными краями. Они содержат включения мелких зерен кварца, плагиоклаза, чешуйки биотита. Порфировые выделения кварца округлые, эллипсовидные, часто неправильной, амебовидной формы.

Отличительной чертой гранитов внутренних частей интрузии является широкое развитие мirmекитов на контакте микроклина и плагиоклаза. Чаще всего мirmекиты наблюдаются в периферических зонах зерен плагиоклаза, реже — по всему зерну. Они образуют выпуклые в сторону микроклина округлые выросты; иногда контуры таблиц плагиоклаза не меняются, и в мirmекитизированном зерне сохраняется двойниковое строение. Мелкие изометричные зерна плагиоклаза, включенные в микроклин, нередко нацело замещены мirmекитом. Количество последних в гранитах различных районов неодинаково. Максимальное развитие их устанавливается на участках, где структуры гранитов приближаются к метасоматическим (междуречье рек Мусын — Витимкан, верховья Баргузина и Верх. Ципы). В породах с гипидиоморфно-зернистыми структурами мirmекиты, как правило, отсутствуют (бассейны Шовокикана, Догольджина).

Граниты краевой фации представляют собой среднезернистые и мелко- среднезернистые равномернозернистые и порфировидные лейкократовые биотитовые породы светло-серой, желтовато-серой, иногда розовато-серой окраски. Директивная текстура, обусловленная ориентированным расположением биотита и кварца, обычно хорошо проявлена. Размер зерен колеблется от 0,5 до 3,0 мм; участки пород различной зернистости постоянно и незакономерно сменяют друг друга, нередко их можно наблюдать в одном штуфе. Порфировидные и неравномернозернистые разности широко развиты. Вкрашенники размером 8—10 мм представлены кварцем, микроклином, изредка плагиоклазом.

По минеральному составу граниты краевой фации близки к гранитам более глубоких горизонтов (см. табл. 1). Микроструктура мелко- среднезернистых и среднезернистых разностей, как правило, аллотриоморфно-зернистая, лишь изредка наблюдаются реакционные взаимоотношения между минералами (обычно корродированы зерна плагиоклаза, включенные в микроклин). Ввиду того, что в краевых частях интрузии магма часто контамирована материалом кровли, в гранитах почти повсеместно устанавливаются субпараллельно расположенные микроксенолиты с лепидогранобластовой и гранобластовой структурой. Количество ксенолитов непостоянно: иногда они составляют до 25—30 % от общего объема породы (река Дулесма и руч. Стати), в других случаях в гранитах наблюдаются только отдельные ксенозерна (северная оконечность оз. Баунт, р. Шовокикан).

Гранобластовая структура гранитов иногда связана с частичной перекристаллизацией и перераспределением кварца. Мирмекиты устанавливаются далеко не в каждом из просмотренных шлифов и развиваются только в единичных мелких зернах плагиоклаза, включенных в микроклин.

Главные породообразующие минералы представлены, как указано выше, плагиоклазом, микроклином, кварцем, биотитом и отличаются в описанных структурных разновидностях только по размеру зерен.

**П л а г и о к л а з\*** (Ан 10—15%) наблюдается, как правило, в кристаллах призматического габитуса, реже отмечаются небольшие изометричные зерна (Ан 8—12%). Полисинтетические двойники тонкие и характерны для призматических кристаллов. Последние часто корродированы микроклином, в разностях с наиболее отчетливо проявленными метасоматическими структурами — микроклином и кварцем. Мелкие изометричные зерна обычно включены в микроклин, но не корродированы. На границе полевых шпатов развиваются миремекиты, что особенно характерно для крупнокристаллических гранитов. Периферические части зерен обычно деанортанизированы, мелкие выделения почти всегда серицитизированы нацело, в крупных серицит развивается редко, на отдельных участках.

**М и к р о к л и н** ( $-2V = 76-82^\circ$ ) образует изометричные и ксеноморфные зерна, в порфировидных разностях — вкрапленники коротко-призматические и изометричные. Преобладают неперититовые или слабо-перититовые разности; двойниковая решетка почти всегда очень четкая. По периферии зерен иногда развита оторочка постмагматического альбита, на отдельных участках наблюдалась пелитизация, хотя в целом эпимагматические изменения не характерны.

**К в а р ц** встречается в виде изометричных зерен или их скоплений. В гранитах краевой фации кварц бывает перераспределен, края отдельных зерен неровные, зазубренные. Находится часто во взаимном прорастании с микроклином.

**Б и о т и т** — единичные чешуйки или их скопления, как правило, включены в крупные выделения прочих породообразующих минералов ( $Ng = 1,645-1,660$ ;  $Np = 1,586-1,594$ ). Плеохроирует от зеленовато- и темно-коричневого до соломенно-желтого и светло-зеленого. Постмагматические изменения не характерны, в отдельных случаях отмечается хлорит и мусковит. К скоплениям чешуек биотита приурочены акцессорные минералы.

Геолого-петрографическое изучение аллохтонных гранитов позволяет наметить ряд типоморфных признаков, характеризующих эту группу пород.

1. Довольно однообразный состав в пределах всего батолита.  
2. Директивные текстуры, проявленные во всех разновидностях, но особенно отчетливо — в породах краевой фации.

3. Часто отмечающиеся коррозионные взаимоотношения между главными породообразующими минералами, которые обусловили в ряде случаев близкие к метасоматическим микроструктуры гранитов.

4. Развитие миремекитов на контакте микроклина и плагиоклаза, характерное главным образом для крупнозернистых гранитов.

5. Присутствие в качестве одного из главных породообразующих минералов решетчатого неперититового или слабо-перититового микроклина, практически не затронутого эпимагматическими процессами. Наличие большого количества корродированных включений плагиоклаза и биотита в порфировых выделениях микроклина.

### *Автохтонные гранитоиды и мигматиты главной фазы*

Геолого-петрографическое изучение полей распространения автохтонных образований производилось в ряде пересечений, а также на отдельных опорных участках. Сопоставление полученных данных с обширными материалами геологосъемочных работ дало возможность составить достаточно полное представление как о строении рассматри-

\* Определение состава плагиоклаза (50 замеров) производилось на фелоровском столике по максимальному симметричному угасанию альбитовых двойников ( $Np=010$ ) в зоне  $\perp(010)$ ; для 20% сделаны полные определения.

ваемых полей, так и о главных особенностях развитых здесь образований. Ниже приводится описание трех наиболее характерных пересечений, в каждом из которых представлены довольно пестрые по составу и структуре породы (от полосчатых мигматитов и пород типа диатектитов до практически гомогенных гранитов магматического облика), сформировавшиеся на разных стадиях процесса гранитизации метаморфической кровли.

*Верховья р. Витим (от пос. Цеховского до устья р. Талачи).* Общая протяженность разреза 31 км. Изучались очень пестрые по составу и структуре породы (от гранитов до кварцевых диоритов и гнейсо-гранитов), располагающиеся между двумя крупными полями метаморфических образований. Все разновидности характеризуются более или менее ясно выраженной полосчатостью и гнейсовидностью, широким распространением согласных ксенолитов и реликтов метаморфической кровли. По элементам залегания гнейсовидности в гранитоидах и полосчатости в метаморфических породах ксенолитов устанавливается серия сопряженных складок с размахом крыльев 5–8 км, нередко осложненных более мелкой складчатостью. Пликативные структуры, «просвечивающие» в гранитоидах, по своему характеру совершенно аналогичны складчатости в смежных полях метаморфических образований и, судя по залеганию ксенолитов, отражают первичную структуру толщи, подвергшейся гранитизации.

Как видно из прилагаемого разреза (рис. 6), вся гамма изученных пород может быть подразделена на две группы: мигматитоподобные образования периферической зоны и гомогенные граниты более глубоких горизонтов.

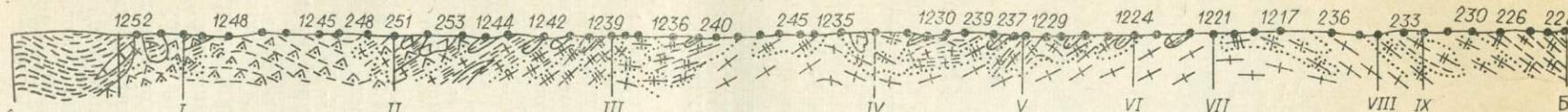
Среди мигматитоподобных пород района по текстурно-структурным особенностям и характеру проявления процесса гранитизации выделяются различные морфологические типы, пользующиеся преимущественным развитием в различных частях разреза.

Вблизи северной зоны контакта, в районе устья р. Маректы и между реками Күдай и Дюлкюши широко распространены образования типа гнейсо-гранитов (гнейсо-мигматитов, по К. Менерту, 1970). Они состоят из перемежающихся узких полос (0,8–2 см) мелкозернистых биотитовых гнейсов и светло-серых мелкозернистых лейкократовых гранитов. Гнейсы сложены андезином, кварцем и биотитом, количество которого не превышает 10–12 %. Изредка наблюдается микроклин. Граниты по составу близки к описанным в предыдущем разделе аллохтонным разностям: микроклин ( $-2V = 78^\circ$ ), плагиоклаз № 12–14 и кварц. Часто в них присутствуют реликтовый биотит и андезин; на стыке зерен андезина с микроклином развиваются мирамелиты.

Аналогичные по составу, но более крупнозернистые разности гранитов массивной или нечетко полосчатой текстуры нередко наблюдаются среди гнейсо-гранитов в виде согласных линз размером до первых метров. В гнейсо-гранитах постоянно отмечаются также согласные с гнейсовидностью реликты кристаллических сланцев размером от первых сантиметров до десятков метров по длиной оси.

В северной части разреза изучена переходная зона между мигматитами и вмещающей метаморфической толщей. Непосредственно в зоне контакта шириной около 300 м наблюдается согласное чередование гранитизированных кристаллических сланцев, гнейсовидных гранитов, содержащих реликтовый гранобластовый материал, а также лейкократовых средне-, крупнокристаллических и пегматоидных гранитов. Мощность отдельных линз варьирует от десятков сантиметров до десятков метров. В направлении к вмещающим породам удельный вес гранитного материала сокращается, а затем граниты исчезают вовсе. В кристаллических сланцах экзоконтакта видимые признаки гранитизации не устанавливаются, но в известняках постоянно отмечаются обильные новообразования салита, цоизита, плагиоклаза и микроклина. Последние

1959



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10

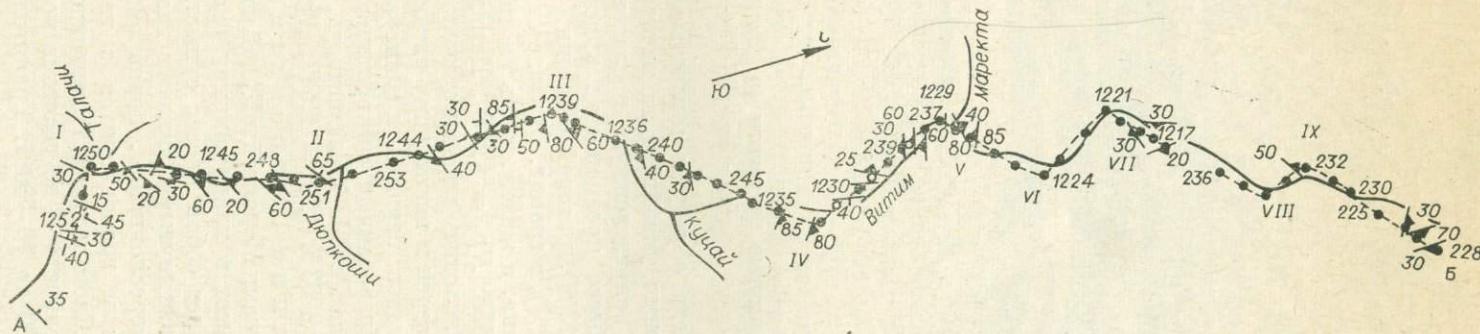


Рис. 6. Геологический разрез по долине р. Витим в ее верховьях (от пос. Цеховского до устья р. Талачи).

1 — кристаллические сланцы; 2 — известняки; 3 — диориты и диоритоподобные породы; 4 — гомогенные граниты; 5 — контаминированные граниты, 6 — небулитовые мигматиты состава гранодиоритов; 7, 8 — слоистые мигматиты с существенно гранитной (7) и гранодиоритовой (8) лейкосомой; 9 — гнейсо-мигматиты; 10 — эндоконтактовые кварцевые синениты.



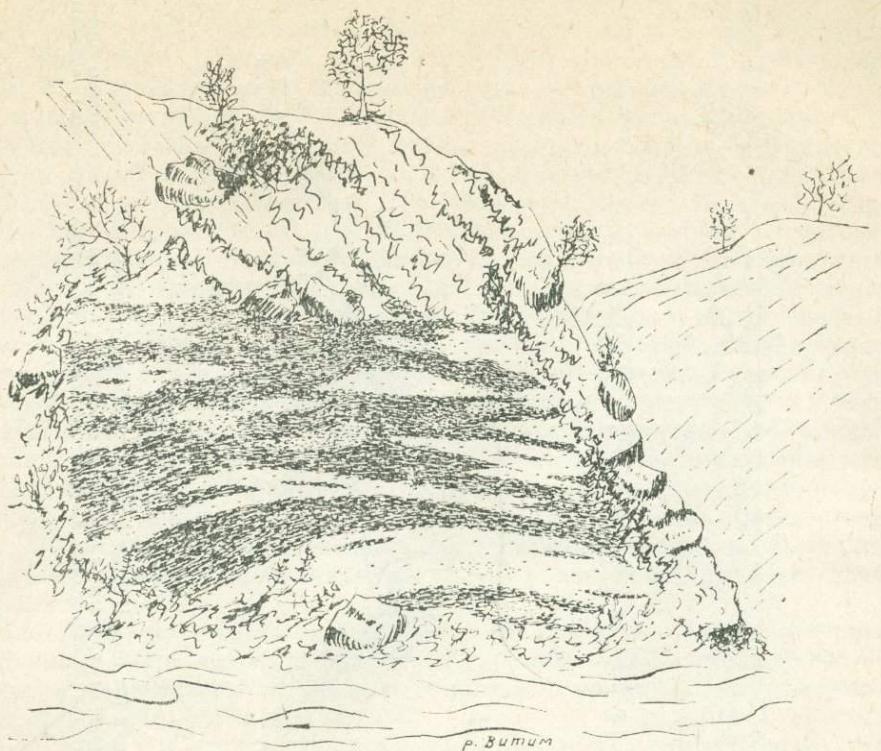


Рис. 7. Строматитовые мигматиты (р. Витим ниже устья р. Маректы, т. н. 1230 на рис. 6).

два минерала иногда образуют согласные полосы сиенитового состава, наличие которых ясно указывает на начавшийся процесс гранитизации. Удается наметить определенную последовательность изменений, происходящих в процессе превращения кристаллического сланца, состоящего из биотита (12%), роговой обманки (18%), плагиоклаза № 18—30 (40%) и кварца (28%), в гранит. Вначале становится неустойчивой и исчезает роговая обманка, а железистость биотита при этом изменяется от 94 до 76% ( $Np_1 = 1,553$ ;  $Np_2 = 1,550$ ). Параллельно с изменениями фемиической части происходит перекристаллизация плагиоклаза, ведущая к укрупнению его зерен и некоторому раскислению: от 29 до 18% амортита. Эволюция составов первичных минералов сланцев сопровождается появлением новообразованных микроклина ( $2V = -77^\circ$ ), кварца и, вероятно, плагиоклаза № 14. Железистость биотита в гнейсовидном граните составляет уже 62% ( $Np = 1,547$ ;  $Ng = 1,642$ ).

Породы типа строматитовых мигматитов встречены между реками Маректой и Куцай в устьевой части р. Дюпкоши. Первый участок имеет в плане ширину около 1,5 км (т. н. 1230, 1231, 239). Он представляет собой провес существенно сланцевой кровли, насыщенной сильно вытянутыми линзами гранитного материала, что создает впечатление переслаивания, порой очень тонкого и постоянно согласного, гранитов и гранодиоритов с гнейсами и кристаллическими сланцами (рис. 7). «Слои» и линзы гранитоидов имеют мощность от 2—3 мм до метров, протяженность — до десятков метров; объем на массу породы составляет от 20—30 до 70—80 %. Гранитоиды, как правило, с полосчатостью; последняя обусловлена линейным расположением реликтовых биотитовых лейст и полностью согласуется с залеганием всей пачки. В местах особенно тонкого «переслаивания», где ширина полос составляет 2—3 мм, гранитоиды имеют состав плагиогранитов (плагиоклаз —

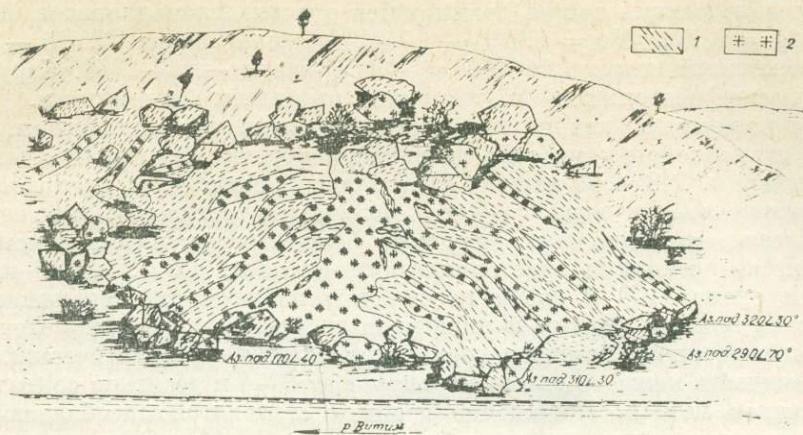


Рис. 8. Диапироподобное тело гранодиоритов (2) в биотит-полевошпатовых сланцах (1), р. Витим выше устья р. Куюй (т. н. 1231 на рис. 6).

65—70%, кварц — 25—26, биотит — 5—7%); в гранитных полосках биотит явно реликтовый, количество его уменьшается от периферии к центральным частям «слойка». В более крупных линзах, мощность которых превышает 3—5 см, магматическая порода по составу отвечает нормальному граниту (микроклин-пертит — 52—69%, плагиоклаз № 12—20, кварц — 20—25, биотит — 4—6%) с широким развитием мирамеллитов.

Кристаллические сланцы имеют следующий состав: биотит ( $Ng = 1,672$ ,  $Np = 1,604$ ) — 35%, кварц — 6—8, плагиоклаз № 31—55, роговая обманка и эпидот — 0—5%. Гранитизация в них проявлена слабо и отмечается лишь в непосредственном контакте с гранитами либо на продолжении гранитных линз. Редкие прослои известняков превращены в пироксен-эпидот-плагиоклазовые кальцифиры, а гранитоиды в контакте с ними приобретают состав пироксенового плагиогранита: клинопироксен — 6%, плагиоклаз № 13—65, кварц — 25, гранат — 2, сфеен — 2%.

Строматитовая текстура пород иногда нарушается (т. н. 1231) секущими слоистостью дайкообразными телами гранитов, от которых вдоль слоистости отходят согласные силлоподобные образования (рис. 8). Подобные взаимоотношения крайне редки, а секущее тело, как это видно на рисунке, отходит от более мощной согласной линзы. Кроме того, давляющее большинство гранитных линз и «прослоев» не обнаруживает связи с дайкообразными телами. Последние, по всей видимости, представляют собой дискордантные выжимки расплава в пластичной среде.

Строматитовые мигматиты в районе устья р. Дюпкоши отличаются от описанных присутствием мощных (до 200 м) пачек кристаллических сланцев и более высокой степенью переработки последних.

В периферических частях рассмотренных участков отмечается постепенное относительное возрастание количества магматической составляющей с одновременным увеличением степени гранитизации сланцевого субстрата. Эти изменения обусловливают постепенный переход к границам магматического облика.

Небулитовые мигматиты существенно гранодиоритового состава располагаются между реками Дюпкоши и Талачи, в южной части разреза. Они характеризуются серыми и темно-серыми тонами окраски, гнейсовидной или полбесчатой текстурой, присутствием значительных количеств реликтов и теневых участков в различной степени измененных кристаллических сланцев; распределение темноцветных минералов неравномерное: с уменьшением степени меланократовости породы приближаются к граниту, с увеличением — к диориту.

Преобладающий состав гранитоидов участка гранодиоритовый: биотит ( $Ng = 1,653$ ,  $Np = 1,590$ ) — 10—14%, плагиоклаз № 15 — около 50, решетчатый микроклин ( $2V = -79^\circ$ ), кварц — 17—20%. Структура аллотриоморфозернистая с широким развитием мирамекитов. Часть зерен плагиоклаза, кварца и биотита, по-видимому, реликтовая.

В направлении к участку развития пород типа строматитовых мигматитов (т. н. 248—251 на рис. 6) в серых гнейсовидных гранодиоритах появляются во все возрастающем количестве согласные линзовидные обособления аплитовидных гранитов, более протяженными и мощными становятся ксенолиты кристаллических сланцев. От т. н. 249 на расстоянии около 1100 м вверх по течению наблюдается перемежаемость согласных пластообразных и линзовидных участков гранодиоритов, гранитов и в различной степени гранитизированных кристаллических сланцев. Мощность каждого «слоя» варьирует от 3—4 и десятков сантиметров до десятков метров. Постепенно граниты становятся преобладающими, а гранитизированные сланцы и гранодиориты отмечаются в них лишь в виде согласных линзовидных участков. Облик гранитов лейкократовый, они не отличаются от аллохтонных пород главной фазы. Оставаясь массивными в центральных частях крупных «прослоев», граниты вблизи участков меланократовых пород приобретают полосчатую текстуру, обогащаясь биотитом. Полосчатость подчеркивает согласное залегание гранитоидных линз и гранитизированных сланцев.

Вниз по течению р. Витим, по направлению к метаморфической кровле, в описываемых гранодиоритах происходят следующие изменения. В 1,5—2,0 км от контакта с вмещающими породами в них заметно возрастает количество сланцевого материала, а степень переработки сланцев соответственно уменьшается (т. н. 1248—1251). Многочисленные согласные ксенолиты биотит-кварц-плагиоклазовых кристаллических сланцев характеризуются довольно резкими контактами с гранитоидами, тем не менее и в этом случае новообразованные породы наследуют складчатость метаморфических образований. Ближе к контакту с кровлей (примерно в километровой полосе) появляется зона «переслаивания» гранодиоритов со сланцами, сходная с описанным выше участком строматитовых мигматитов. Соотношение сланцев и гранодиоритов постепенно все больше изменяется в сторону увеличения количества пород кровли и в конце концов гранитоиды исчезают полностью. Далее вниз по течению р. Витим на много километров тянется смятая в мелкие пологие складки карбонатно-сланцевая толща.

Граниты более глубоких горизонтов зоны гранитизации, имеющие магматический облик, вскрываются главным образом в северной половине разреза, выше устья р. Дюпкоши. Среди них выделяются гомогенные лейкократовые разновидности и контаминированные мезократовые граниты, располагающиеся ближе к кровле. Лейкократовые граниты представляют собой среднезернистые, реже крупнозернистые массивные или слабо гнейсовидные породы светло-серой окраски. Структура гранитовая, участками аплитовая, иногда из-за обилия мирамекитов по границам зерен микроклина и плагиоклаза напоминает метасоматическую. Состав очень прост: решетчатый микроклин ( $-2V = 79^\circ$ ) — 35—45%, альбит — олигоклаз № 12 — 20—32, кварц — 31—34, биотит ( $Ng = 1,645$ ,  $Np = 1,585$ ) — 3—7%; акцессорные: магнетит, сфен, циркон, редко ортит. Для участков развития лейкократовых гранитов характерно присутствие значительного количества пегматитовых жил и обособлений, составляющих до 20—22% общего объема.

Как видно из описания, по внешнему облику, минеральному составу, структурно-текстурным особенностям и обилию пегматитов эти образования близки к типичным для баргузинского комплекса гомогенным гранитам.

В периферических частях лейкоократовые граниты, как уже указывалось, сменяются мезократовыми контамированными разностями, которые отличаются в основном повышенным (до 8—9%) количеством биотита и отчетливой его ориентировкой (см. рис. 6, т. н. 1217—1229, 1235, 1237, 243—245). Пегматитовых жил и обособлений в них содержится меньше, но широко распространены маломощные (6—7, редко десятки сантиметров) согласные с полосчатостью и секущие прожилки розовых лейкоократовых гранитов следующего состава: биотит — 2%, альбит-олигоклаз — 10, микроклин — 53, кварц — 35%. Часты ксенолиты кристаллических сланцев, как правило, интенсивно гранитизированные. В контакте с известняками граниты частично теряют кварц, в них появляется салит.

При изучении многочисленных скальных обнажений по долине р. Маректы, на запад от описываемого участка разреза устанавливается, что характер взаимоотношений гранитов с кристаллическими сланцами кровли изменяется: на протяжении около 2 км ширина переходных зон гранитизированных пород постепенно уменьшается, а в 2,5 км от устья Маректы наблюдаются типичные эруптивные контакты гранитов с биотит-плагиоклазовыми сланцами.

Геологические маршруты, пройденные с целью изучения описанной зоны гранитизации на ее юго-западном и северо-восточном продолжении (долина р. Кыджимит, междууречье Джилинда — Куцай) убеждают в том, что строение по простиранию в основных чертах не изменяется.

*Бассейн р. Мал. Амалат.* Детальное маршрутное пересечение проведено по линии р. Бол. Амалат (от устья руч. Аунакит) — пос. Россопшино — левобережье р. Мал. Амалат — среднее течение р. Усой. Общая протяженность разреза — свыше 50 км, расстояние до верхневитимского разреза более 160 км.

В рассматриваемом районе баргузинский комплекс представлен двумя группами пород: гранитами магматического облика, нередко с небольшой примесью ксеногенного материала, и гранитоидами пестрого состава. Обе группы находятся в теснейшей пространственной связи, часто сменяя друг друга; поля развития тех или иных разновидностей выделяются в значительной мере условно, по преобладанию.

Граниты магматического облика характеризуются серой и светло-серой, редко розовато-серой окраской, средне- и крупнозернистым сложением, более или менее ясно выраженными директивными текстурами, обусловленными большей частью ориентированным расположением чешуй биотита, зерен полевого шпата и кварца. В отдельных разновидностях гранитов присутствуют редкие порфировые выделения серого микроклина, появление которых обычно сопровождается возрастанием цветного индекса (до 10—12%). Для описываемых пород показательно наличие шлироподобных, часто с реликтовой гнейсовидностью участков размером от первых сантиметров до 20—50 см, обогащенных биотитом и плагиоклазом. Количество шлиров возрастает по направлению к контакту с метаморфической кровлей, а появление сходных образований при гранитизации кристаллических сланцев экзоконтакта ясно указывает, что шлиры представляют собой не до конца переработанные реликты метаморфических пород.

Другой особенностью описываемых гранитоидов является широкое развитие в них пегматитовых и пегматоидных жил и обособлений кварц-микроклинового состава; мощность жил достигает 5—60 см, иногда 1 м, размеры кристаллов составляют 0,5—5 см, зона закалки часто отсутствует. Количество пегматитовых тел в более меланократовых разновидностях гранитоидов невелико.

Микроструктура гранитов аллотриоморфиозернистая, участками пойкилитовая. По минеральному составу они практически идентичны описанным в начале раздела аллохтонным гранитам, слагающим крупные

поля: решетчатый микроклин ( $2V = -79^\circ$ ) 35—55%, плагиоклаз 12—14% Аи) — 15—35, биотит ( $Ng = 1,653$ ) — 3—6, редко зеленая роговая обманка ( $cNg = 20^\circ$ ,  $2V = -72^\circ$ ) — 0—2, кварц — 25—30%; акессорные — сфен, апатит, рудный минерал, редко циркон, ортит, гранат. Из темноцветных минералов присутствуют эпидот, хлорит, мусковит и рудный.

Последовательность выделения, характер и особенности взаимоотношений главных минералов (в том числе широкое развитие мирмекитов на границе плагиоклаза и микроклина) в этих породах также не отличаются от таковых в аллохтонных гранитах.

В разновидностях с повышенными содержаниями биотита (до 10—12%) отмечается увеличение количества плагиоклаза (30—35%), причем последний, как и биотит, имеет облик реликтового минерала метаморфических пород (в сланцах плагиоклаз № 34—38, в гранитах — № 36). Наряду с реликтовым, отмечается и новообразованный плагиоклаз (18% Аи) в виде призм размером 2—3 мм.

Гранитоиды пестрого состава по минеральному составу отвечают гранодиоритам, гранитам, кварцевым диоритам, кварцевым сиенитам. Макроскопически все эти разновидности довольно схожи и различаются зачастую только по степени меланократовости. Состав породы может многократно изменяться на расстоянии нескольких десятков сантиметров. Окраска серая, темно-серая, структура средне- и крупнозернистая, местами ясно порфировидная; текстура, как правило, гнейсовидная или полосчатая; нередко отмечаются участки с тектитовым сложением. Важной особенностью пород рассматриваемой группы является наличие в них большого количества микро- и макроксенолитов и реликтов метаморфических образований, в различной степени измененных. Степень насыщения реликтовым материалом достигает десятков процентов. В крупных (десятка квадратных метров) останцах гранитизация развивается обычно послойно, в мелких грань между гранитизированным кристаллическим сланцем и гранитоидом зачастую оказывается весьма условной. Гнейсовидность гранитоидов и реликтовая полосчатость метаморфических пород всегда совпадают.

Микроструктуры описываемых образований гранитовые, гипидиоморфнозернистые до призматически-зернистых с большим количеством гранобластовых и лепидогранобластовых полос и участков, а также участков с типичными метасоматическими структурами. В порфиробластовых разностях широко проявлена пойкилобластовая структура, обусловленная наличием многочисленных мелких включений плагиоклаза, биотита, редко кварца в порфиробластах микроклина. Количество главных порообразующих минералов — решетчатого микроклина ( $-2V = -78-81^\circ$ ), плагиоклаза + 14—18, кварца, биотита ( $Ng = 1,650-1,660$ ) — варьирует в очень широких пределах: от первых процентов до их десятков. Цветной индекс составляет от 5 до 18—20%. Наряду с биотитом изредка отмечается неправильной формы выделения обычной роговой обманки.

Наиболее ранними минералами являются биотит и плагиоклаз. Плагиоклаз слагает крупные таблицы и призматические зерна, биотит — удлиненные листы. Кварц и микроклин выделялись в более позднюю стадию. Они включают минералы ранней генерации, а на границах зерен микроклина и плагиоклаза часто развиваются мирмекиты. Содержание кварца и микроклина находится в обратной зависимости от количества реликтового лепидогранобластового материала в породе. Это главным образом и обуславливает столь непостоянный состав гранитоидов второй группы. Там, где реликтового материала нет, порода приближается по составу и структуре к светло-серым гомогенным гранитам.

Петрографическое изучение контактовых зон позволило установить основные этапы развития процесса гранитизации кристаллических слан-

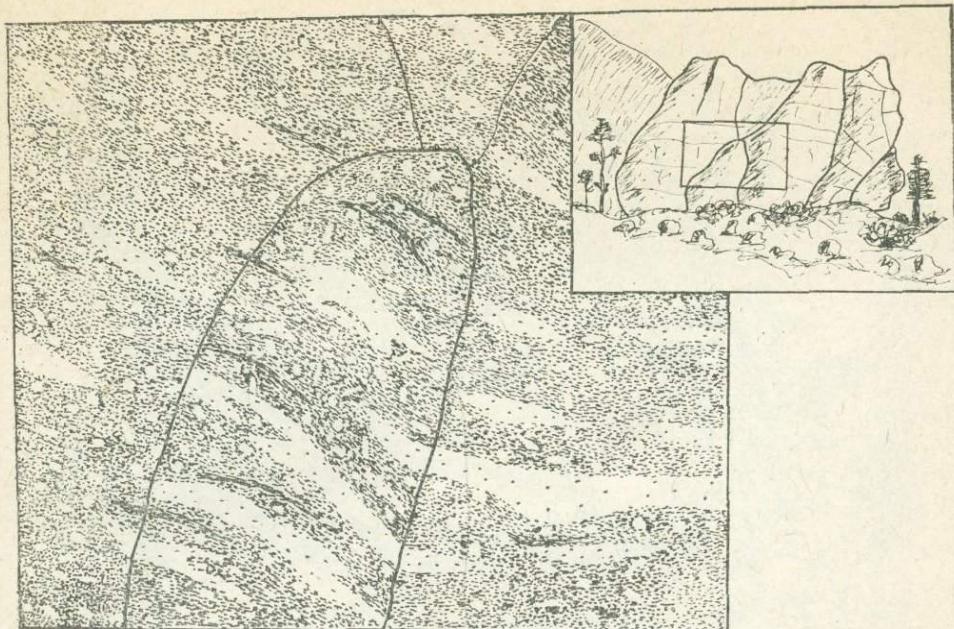


Рис. 9. Порфириовидные гранодиориты с отчетливой гнейсовидностью. Видны многочисленные согласные линзы гранитного состава и темные реликты кристаллических сланцев. Деталь крупного обнажения (верховья руч. Наливаев — левого притока р. Амалат).

цев. Наиболее типичный состав сланцев: биотит ( $Ng = 1,670$ ,  $Np = 1,602$ ) и роговая обманка ( $2V = -72^\circ$ ,  $cNg = 21^\circ$ ) в отношении от  $1:1$  до  $2:1$  —  $40—50\%$ , эпидот — 3—5, плагиоклаз (№ 31—38) —  $30—40$ , кварц —  $8—15\%$ .

Намечаются два пути развития гранитизации.

1. Перекристаллизация кристаллического сланца, приводящая к укрупнению минеральных зерен, и одновременно появление порфиробластов кварца и плагиоклаза № 16—18; резкое уменьшение количества роговой обманки. При дальнейшем развитии процесса перекристаллизации, сопровождающегося новообразованием плагиоклаза и кварца, последние располагаются полосами в биотит-плагиоклазовом агрегате; роговая обманка исчезает; порода приобретает состав кварцевого диорита. На поздних этапах выделяется решетчатый микроклин в интерстициях и в виде порфиробластов, содержание биотита снижается до  $8—10\%$ , меняется его железистость ( $Ng = 1,660$ ). Количество реликтового лепидогранобластового материала уменьшается, порода отвечает по составу гранодиориту либо меланократовому граниту.

2. Появление в лепидогранобластовом агрегате новообразований решетчатого микроклина ( $2V = -79^\circ$ ) и кварца вначале в виде мелких зерен, а затем и в виде порфиробластов (главным образом микроклин). На границе микроклина с плагиоклазом постоянно образуются реакционные мирамекитовые оторочки. Параллельно с возрастанием количества кварца и микроклина происходит уменьшение содержания роговой обманки (до нуля) и биотита (до  $10—12\%$ ). Постепенно микроклин, кварц и новообразованный плагиоклаз № 15—16 становятся преобладающими, а реликтовый гранобластовый материал располагается в промежутках между зернами этих минералов; ксенозерна биотита и плагиоклаза часто оказываются включенными в порфиробласти микроклина. Биотит образует бесформенные чешуи, количество его снижается до  $5—7\%$  — порода приобретает состав существенно микроклинового гранита.

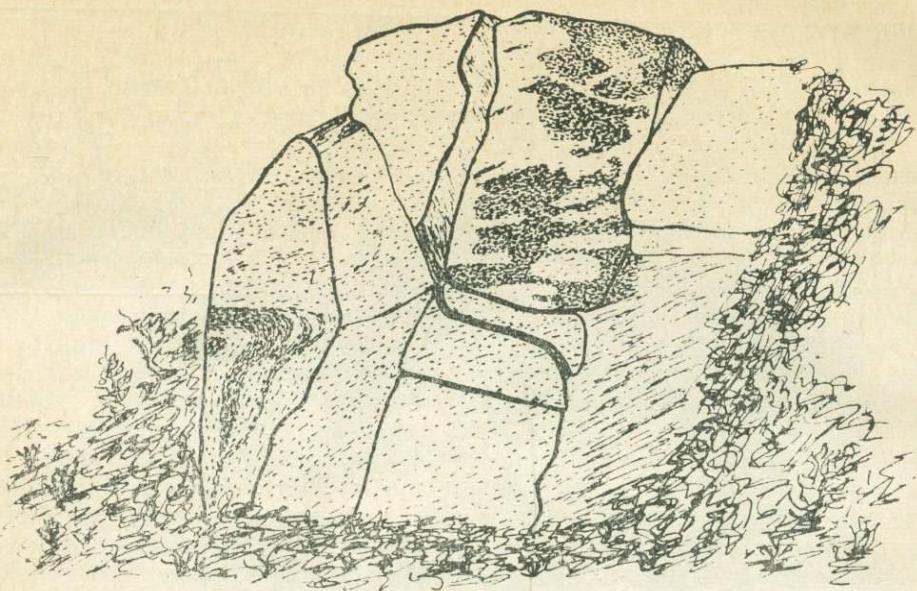


Рис. 10. Реликты гранитизированных кристаллических сланцев в гнейсовидных гранитах; гнейсовидность наследует полосчатость метаморфических пород (правобережье р. Бол. Амалат у пос. Россопино).

Взаимоотношения гранитоидов обеих рассматриваемых групп изучались во многих коренных обнажениях. Как видно из приведенных рисунков, строго говорить о контактах между гомогенными гранитами и гранитоидами пестрого состава невозможно, поскольку и те и другие присутствуют в каждом сколько-нибудь крупном обнажении. Так, на левобережье руч. Наливаев (рис. 9) изучалось крупное скальное обнажение порфировидных меланократовых гранитов и гранодиоритов, содержащих большое количество согласных шлировидных и темевых участков не до конца переработанной кровли. Здесь же отмечаются многочисленные линзовидные обособления светло-серых лейкократовых гранитов, часто включающих полосы, обогащенные биотитом. Как сами линзы, так и полосы в них ориентированы согласно с общей гнейсовидностью гранитоидов. Границы между светло-серыми и меланократовыми гранитами достаточно четкие, однако переходы всегда постепенные. На правом борту долины р. Бол. Амалат, против пос. Россопино в обнажении (рис. 10) отчетливо видно, что светло-серые лейкократовые граниты образуются на участках максимальной переработки кристаллических сланцев в процессе гранитизации последних. В левом борту долины руч. Каменного, в его среднем течении (рис. 11), наблюдался совершенно постепенный переход от светло-серых гомогенных гранитов к гнейсовидным гранодиоритам, содержащим большое количество реликтов кристаллических сланцев и наследующим не только полосчатость, но и плойчатость последних.

Для расшифровки природы изучаемых гранитоидов показательна серия скальных выходов на правобережье р. Бол. Амалат ниже р. Бойчакан. Здесь, на протяжении более 500 м — в коренных обнажениях, и полутора километров — в крупноглыбовом элювии и делювии, наблюдалось согласное чередование гранитов, кварцевых диоритов и в различной степени гранитизированных кристаллических сланцев. Сланцы (плагиоклаз № 38; обыкновенная роговая обманка —  $cNg = 20^\circ$ ,  $-2V = 73^\circ$  и биотит —  $Np = 1,602$ ) состоят из тонких чередующихся полос одинакового состава, но с переменным (от 40 до 60%) содержа-

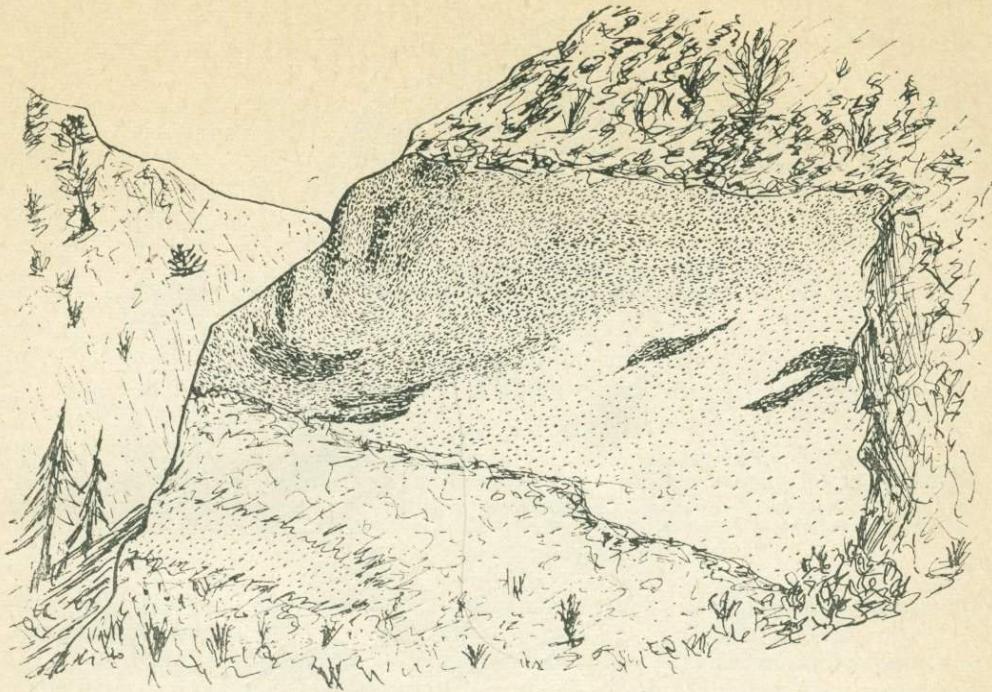


Рис. 11. Постепенный переход от гранитов (светлое) к мелкозернистым гнейсовидным гранодиоритам, насыщенным реликтовым метаморфогенным материалом; темное — реликты сланцев (долина руч. Каменного — левого притока р. Мал. Амалат).

нием темноцветных минералов. Кварцевые диориты и плагиограниты, непосредственно контактирующие со сланцами, образуют в них многочисленные согласные линзы и в свою очередь содержат большое количество реликтов последних. Это породы полосчатой текстуры, в которых чередуются гранобластовые биотит-плагиоклазовые и призматически-зернистые существенно кварц-плагиоклазовые полосы. Кварц и плагиоклаз № 18 явно новообразованные. Биотит имеет облик реликтового минерала. Роговая обманка в этих условиях оказывается неустойчивой и почти не встречается. На некотором удалении от сланцевых «прослоев» ко-

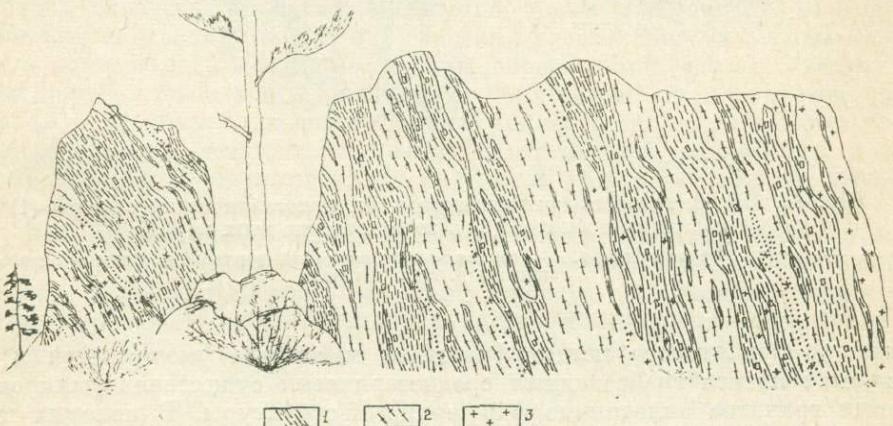


Рис. 12. Гранитизация в кристаллических сланцах.  
1 — порфировидные граниты, гранодиориты с обильными реликтами сланцев; 2 — гнейсовидные контаминированные граниты (левобережье р. Золы — левого притока р. Мал. Амалат).

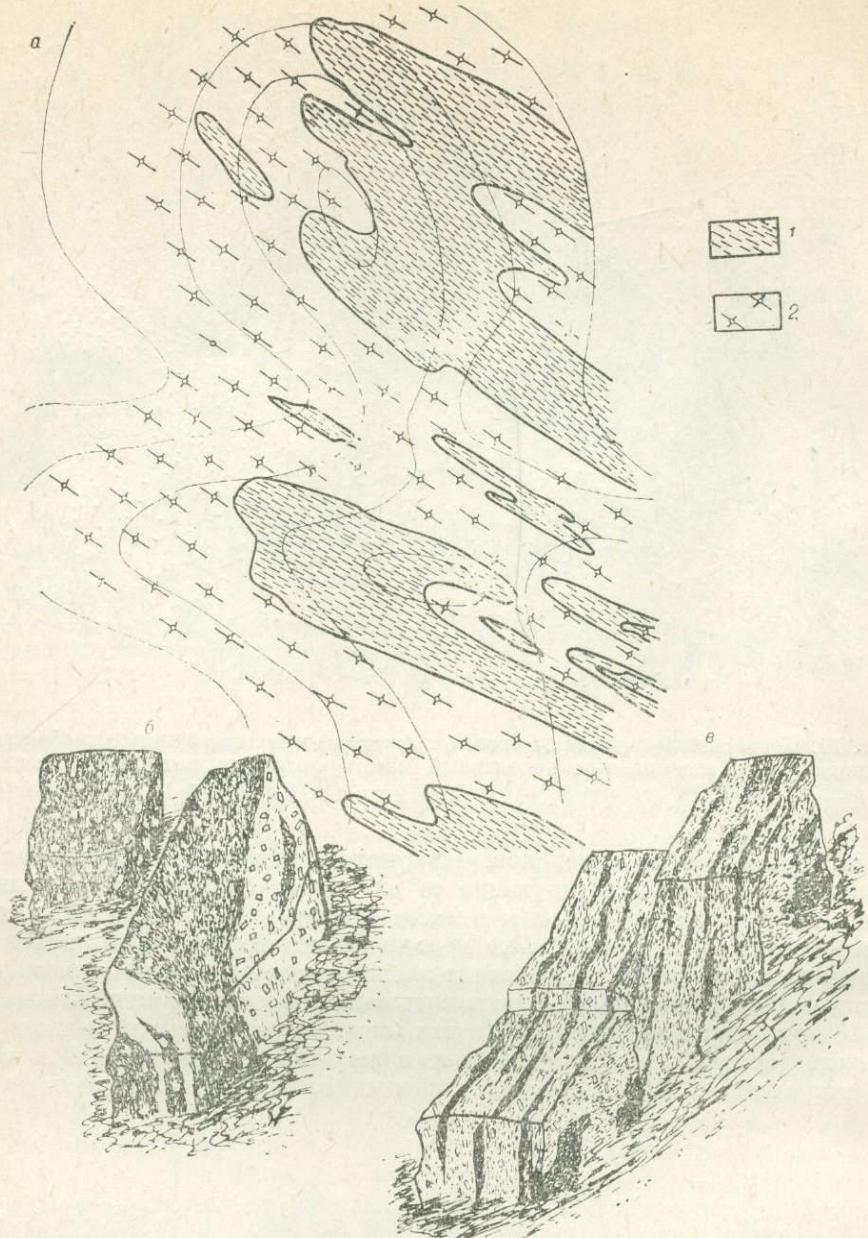


Рис. 13. Перемежаемость гранитизированных кристаллических сланцев (1) и пегматитовых гранитов (2) в зоне контакта этих пород.

а — план участка контакта; б, в — детали взаимоотношений (верховья р. Золы — левого притока р. Мал. Амалат).

личество реликтового метаморфического материала уменьшается и появляется полоса гнейсовидных среднезернистых существенно микроклиновых гранитов аллотриоморфно-зернистой структуры. В полевых шпатах и кварце этих пород содержится заметное количество округлых ксенозерен более основного плагиоклаза (№ 38) и кварца. Гнейсовидные контаминированные граниты постепенно переходят в крупнозернистые лейко-кратовые граниты со слабо выраженной ориентировкой чешуй биотита.

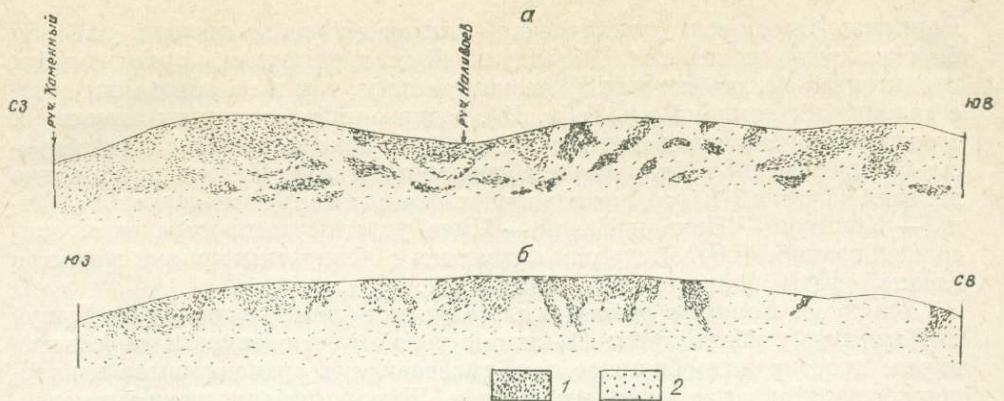


Рис. 14. Геологические разрезы на участках развития гранитоидов, отнесенных при геологическом картировании к баргузинскому (а) и витимканскому (б) комплексам. 1 — гнейсивидные гранитоиды и мигматиты; 2 — гомогенные граниты (а — левобережье р. Амалат ниже пос. Россосино; б — бассейн р. Золы — левого притока р. Мал. Амалат).

Эти породы уже не отличаются от светло-серых гомогенных гранитов, описанных выше.

В долине р. Золы, на ее левобережье (рис. 12) наблюдались взаимоотношения, близкие к описанным. Отличие состоит лишь в том, что процесс здесь протекал менее избирательно: сланцы почти повсеместно превращены в гнейсивидные гранодиориты; среди новообразованных гранитоидов заметную роль играют лейкократовые гранит-аплиты, указывающие на более высокую степень очищения неосоматических частей расплава.

В районе контакта крупных полей гранитоидов рассматриваемой группы и образований метаморфической кровли характер взаимоотношений между породами определяется широким развитием процессов гранитизации, в силу чего наиболее часто наблюдаются постепенные переходы от гранитоидов к метаморфическим породам. Примером может служить контактовая зона на границе полей порфиробластовых гранодиоритов и кристаллических сланцев на водоразделе рек Зола и Усой (рис. 13, а). Здесь в полосе шириной около 1000 м гранитоиды настолько насыщены реликтовым материалом, а степень гранитизации в сланцах так высока, что зачастую граница между породами улавливается с большим трудом и переход между ними воспринимается как постепенный. Благодаря полному совпадению элементов залегания гнейсивидности в гранодиоритах и полосчатости в метаморфических образованиях частое чередование этих пород в небольших обнажениях напоминает переслаивание (см. рис. 13, б, в). С приближением к кровле контакты сланцев с гранитоидами становятся более четкими, степень их гранитизации уменьшается; постепенно количество магматического материала убывает, затем он исчезает вовсе.

При проведении среднемасштабных геологосъемочных работ описанные группы гранитоидов были отнесены к различным магматическим комплексам: позднепротерозойскому баргузинскому и раннепалеозойскому витимканскому. В первый выделены гетерогенные гранитоиды, во второй — лейкократовые граниты. Основное различие между полями заключается лишь в количественных соотношениях гранитоидов обеих групп (рис. 14). Этот факт с учетом взаимоотношений, описанных выше, несомненно, указывает на то, что все рассматриваемые гранитоиды являются образованиями единого этапа.

Выход об отнесении гомогенных гранитов не к витимканскому, а к баргузинскому комплексу подтверждается при сравнении их с гранитами

Баргузино-Витимского междуречья, считающегося эталонным районом баргузинского комплекса. Устанавливается идентичность сравниваемых гранитоидов как по петрографическим данным, так и на основании сопоставления их химизма (см. табл. 15), содержаний рассеянных элементов, а также термолюминесценции калиннатовых полевых шпатов (эти вопросы освещаются ниже, в соответствующих разделах). Наконец, как видно на схематической карте гранитоидных комплексов, в междуречьях Чина — Ципикан — Ципа и Талой — Ципа участки распространения описанных гранитов первой группы сливаются с обширными полями гранитов главной фазы баргузинского комплекса.

*Долина р. Витим в районе пос. Романовка (между притоками Бутуй и Джидотой).* Маршрутом 60-километровой протяженности пересечено вкrest простирания обширное поле гнейсовидных гранодиоритов и кварцевых диоритов с участками мигматитов. Широко развиты также гомогенные граниты, слагающие небольшие массивы и дайкообразные тела.

Гранодиориты и кварцевые диориты представляют собой серые, темно-серые, реже розовато-серые средне- и крупно-кристаллические равномернозернистые и порфировидные породы. В порфировых выделениях, размер которых варьирует от 1 до 3—4 см — розовый, розовато-серый микроклин. До 20—30%, местами до 60% объема породы составляют реликты и микроксенолиты биотитовых, биотит-роговообманковых диоритоподобных пород и в различной степени гранитизированных кристаллических сланцев. Размер их — 5—8 см или десятки сантиметров, реже до 2—3 м; форма разнообразная, с преобладанием неправильных удлиненных пятен, хвостатых линз и вытянутых, расщепляющихся на концах полос (рис. 15).

Большое количество ориентированных в одном направлении реликтов и шлиров обуславливает гнейсовидность и полосчатость текстур гранитоидов. Подобные образования развиты на 6-километровом отрезке маршрута вблизи устья рч. Джепсен и особенно широко в районе переката «Борона» и ниже по р. Витим, где среди гранодиоритов и кварцевых диоритов наблюдаются участки мигматитов. Гранодиориты, содержащие сравнительно небольшое (до 10%) количество ксеногенного материала, характеризуются текстурами, близкими к массивным; ксенолиты в них, как правило, имеют округлую, эллипсовидную форму (долина Витима вблизи устья р. Харасурты и ниже устья р. Бутуй).

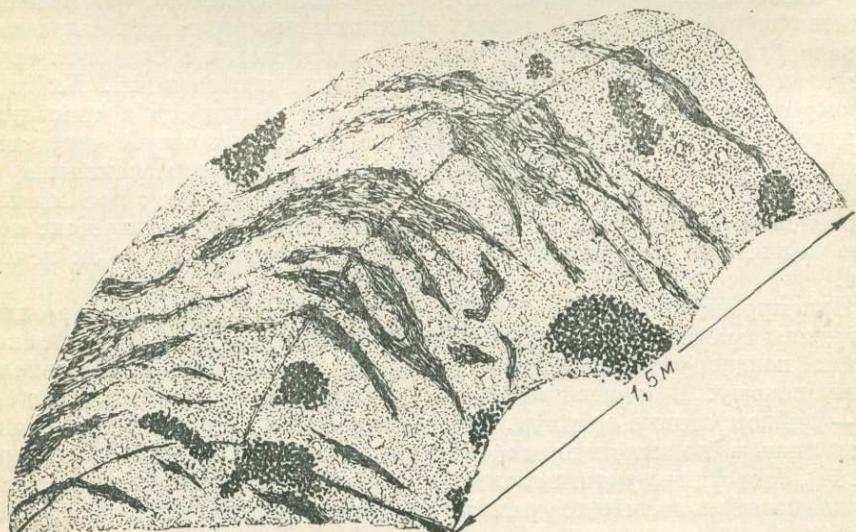


Рис. 15. Реликты кристаллических сланцев в порфировидных гранитах. (сланцы в различной степени гранитизированы).

Мигматитоподобные образования отмечаются среди описанных гранитоидов практически постоянно, слагая участки размером до десятков метров. Вниз по Витиму участки мигматитов становятся крупнее, а ниже устья его правого притока — Джидотоя мигматиты картируются на площади более 10 кв.км. Преимущественным развитием пользуются мигматиты строматолитовой, флебитовой и шлировой текстур. Агматиты встречены только в 6 км выше пос. Романовка; они представляют собой породы, состоящие из угловатых обломков гранитизированных кристаллических сланцев, скементированных гранодиоритовым либо гранитным материалом. Между всеми разновидностями мигматитов, а также между ними и вмещающими гранитоидами переходы обычно постепенные.

По минеральному составу, структурно-текстурным особенностям, характеру взаимоотношений с ксенолитами и реликтами пород кровли гранитоиды, развитые в районе, не отличаются от соответствующих пород верхневитимского разреза, поэтому мы не останавливаемся на их детальном описании.

Светло-серые и розово-серые биотитовые граниты слагают дайкообразные тела и мелкие массивы различной формы. Размеры гранитных тел варьируют от десятков метров почти до километра, количество их необычайно велико: геологическими маршрутами, проводившимися вдоль долины р. Витим и на водораздельных участках, выявлено, что граниты развиты повсеместно и слагают до половины (а иногда и более) общего объема пород.

Среди рассматриваемых образований преобладают среднезернистые разности, хотя в отдельных случаях отмечались и мелкозернистые, и весьма крупнозернистые фации. Граниты существенно микроклиновые, макро- и микроскопически весьма сходны с соответствующими разновидностями гомогенных гранитов главной фазы: микроклин ( $2V = -78^\circ$ ), альбит-олигоклаз № 12—13, биотит ( $Ng = 1,657$ ,  $Np = 1,591$ ), кварц. Столь же близкое сходство устанавливается и по термолюминесценции калинатроповых полевых шпатов (см. табл. 24, пробы 50, 52, 47, 48).

Контакты гранитов с меланократовыми гранитоидами типа небулитов обычно интрузивные, в одних случаях с образованием мелкозернистой зоны закалки, в других — с признаками kontaktово-метасоматического воздействия либо ассимиляции. Контактово-метасоматическое воздействие на гранодиориты выражалось в микроклинизации и замещении роговой обманки биотитом; сами граниты в зоне контакта обогащены биотитом, в отдельных местах частично десилицированы.

При изучении взаимоотношений описываемых гранитов с агматитоподобными образованиями устанавливается, что цементирующий магматический материал агматитов, находящихся в контакте с гранитными телами, имеет тот же состав и структуру, что и сами граниты, отличаясь от последних лишь меньшим размером зерен. Интересные взаимоотношения наблюдались на правом берегу р. Витим, около порогов «Быки» (в 1 км выше пос. Романовка). Здесь сравнительно крупное тело розовато-серых среднезернистых гранитов, прослеженное на протяжении более 400 м, контактирует со строматитовыми мигматитами. Сам контакт перекрыт аллювиальными наносами, но в нескольких разобщенных скальных выходах обнажаются совместно граниты и мигматиты. Строматитовые мигматиты на участках более полной переработки метаморфического субстрата сменяются небулитами, по составу и структуре соответствующими гнейсовидными гранодиоритами. Среди указанных образований отмечаются многочисленные тела мелкозернистых лейкократовых гранитов. Эти тела не выдержаны по мощности, имеют извилистые очертания; по отношению к полосчатости вмещающих пород одно и то же тело на разных участках занимает как согласное, так и секущее положение. Независимо от расположения гранитных тел по отношению к полосчатости, в их эндоконтактовых зонах наблюдаются увеличение содержания биотита (до 8—9%) и ори-

ентировка чешуй этого минерала, согласная с директивными текстурами вмещающих магматитовых образований. В гранитах содержится большое количество несмешанных ксенолитов, а во вмещающих породах нередки согласные и секущие линзовидные обособления лейкократовых гранитов, явно образовавшиеся на месте и автономные по отношению к более крупным гранитным телам. Такие взаимоотношения, по-видимому, с достаточной определенностью указывают на автохтонный характер гранитов.

Если в описанных выше пересечениях (верхнеплитимский разрез и бассейн р. Мал. Амалат) взаимопереходы между мигматитоподобными образованиями и гомогенными гранитами постепенные, то в рассматриваемом районе граниты в большинстве случаев прорывают гетерогенные гранитоиды и на этом основании как будто должны считаться более молодыми. Именно к такому выводу пришла Л. И. Дехтярева. Тем не менее ряд фактов заставляет воздержаться от подобного вывода. Прежде всего обращают на себя внимание необычайно широкое распространение гранитов именно в поле развития мигматитоподобных образований, тесная перемежаемость этих разновидностей, а также отсутствие подобных гранитов среди прочих магматических и стратифицированных пород района. Характерно, что гранитные лейкосомы в мигматитах по составу и структуре не отличаются от гранитов дайкообразных тел и мелких массивов. Нам представляется более правильным допустить, что лейкократовые граниты, как и породы типа мигматитов, являются образованиями единого этапа, сформировавшимися на различных уровнях зоны гранитизации. При нарушении тектонического равновесия гомогенная гранитная магма из более глубоких горизонтов выжималась вверх, в пластичную толщу периферической части зоны.

Широкое развитие в изученном районе гнейсовидных гранитоидов типа небуловых мигматитов, отчетливо выраженный их магматический облик, значительное сходство с гранодиоритами верховьев р. Витим, которые книзу непосредственно переходят в гомогенные граниты, насыщенность рассматриваемого участка телами эвтектоидных гранитов, отсутствие крупных ксенолитов и провесов кровли — все это позволяет предположить, что здесь вскрываются относительно более глубокие участки зоны гранитизации.

Выделим главные признаки автохтонности гранитоидов второй группы. 1. Широкие многокилометровые реакционные ореолы в зонах контактов гранитоидов и крупных полей метаморфических образований с формированием колонки постепенно сменяющих друг друга пород: лейкократовый биотитовый гранит → контаминированный гранит с более или менее отчетливой гнейсовидностью → гнейсовидный гранодиорит (граносиенит) → мигматитоподобная порода → гранитизированный кристаллический сланец → слабо измененный кристаллический сланец. 2. Высокое содержание реликтового материала метаморфических пород, достигающее десятков процентов (нередко бывает трудно установить границу между образованиями гранитоидного состава и гранитизированным кристаллическим сланцем). 3. Насыщенность рассматриваемых пород несмешанными ксенолитами и реликтами кровли. 4. Сохранение в гранитоидах первичной слоистости и полосчатости кристаллических сланцев. Наличие на обширных участках их развития «просвечивающих» пликативных структур, по своему характеру аналогичных складчатости в смежных полях метаморфических образований. 5. Изофикальность гранитоидов и пород кровли.

При изучении автохтонных массивов выявляется, что процесс гранитизации метаморфических пород во всех случаях приводит к образованию гранитов. Последние, как правило, содержат большее или меньшее количество метаморфогенного материала и характеризуются отчетливой гнейсовидностью. Крайним продуктом этого процесса являются лейкократовые гомогенные граниты. В общем случае они располагаются во внутренних

частях автохтонных массивов и связаны с породами кровли переходной зоной мигматитов. В мигматитах эти граниты слагают основную часть лейкосомы, а также содержатся в виде многочисленных линзовидных и жилоподобных обособлений.

### Выводы

1. Все гранитоиды описанных участков сформировались в результате гранитизации метаморфической толщи. Максимальное развитие гетерогенных продуктов гранитизации имело место на Витим-Амалатском междуречье и в верховьях р. Витим.

2. На современном уровне эрозионного среза вскрываются различные части зон гранитизации: от слабо гранитизированных пород кровли до гомогенных автохтонных гранитов.

3. Наиболее полные вертикальные разрезы указанных зон представлены в верховьях р. Витим и в бассейнах Бол. и Мал. Амалата. По р. Витим между его притоками Бутуем и Джидотоем вскрываются относительно более глубокие участки зоны гранитизации.

4. Магматическая стадия процесса гранитизации доказывается: региональным характером его проявления: широким развитием мигматитов; идентичностью состава и структуры лейкосомы мигматитов с типичными магматическими гранитами, слагающими крупные поля в центральной и северной частях батолита; постепенным переходом вниз по разрезу от гетерогенных продуктов гранитизации к гомогенным гранитам.

5. Гомогенные лейкократовые граниты, кристаллизовавшиеся из перемещенных и неперемещенных расплавов, различаются только по характеру контактов с породами кровли.

### Бурундинская «интрузия»

Среди гранитоидов, описываемых в настоящем разделе, несколько особняком стоят породы так называемой Бурундинской интрузии. Под этим названием известен в литературе небольшой массив гранодиоритов, располагающийся на левобережье р. Витимкан, в бассейне р. Бурунды. При утверждении геологической легенды Прибайкальской серии листов Бурундинская интрузия рассматривалась в качестве одного из эталонов витимканского интрузивного комплекса (Салоп, 1967, с. 208). Она изучалась многими исследователями; наиболее подробно описана В. П. Рудневым в 1956 г. и П. М. Хреновым (1957). По данным этих исследователей, интрузия сложена в основном гранодиоритами, граносиенитами, часто порфировидными, с большим количеством меланократовых существенно биотит-рогообманковых шпиров и ксенолитов. Гранитоиды прорывают конгломераты бурундинской свиты (условно нижний кембрий) и порфирировидные граниты верхнепротерозойского баргузинского комплекса. Гранодиориты и граносиениты пересечены мелкими дайкообразными телами лейкократовых гранитов, которые отнесены ко второй фазе интрузии (рис. 16).

В 1969—1970 гг. авторы проводили детальное изучение гранитоидов в бассейне р. Витимкан. Результаты исследований геологического положения и условий формирования Бурундинской интрузии существенно отличаются от данных, полученных предшественниками. В бассейнах рек Бурунда и Талакан (см. рис. 16) закартирован участок метасоматических, часто порфиробластовых пород, по составу отвечающих гранодиоритам и кварцевым сиенитам. Этот участок вытянут в северо-восточном направлении на 12—15 км при ширине до 5 км. К северу и западу метасоматические образования постепенно переходят в биотит-рогообманковые кристаллические сланцы, на востоке они контактируют с гранитами баргузинского комплекса. Внутри поля метасоматитов располагается

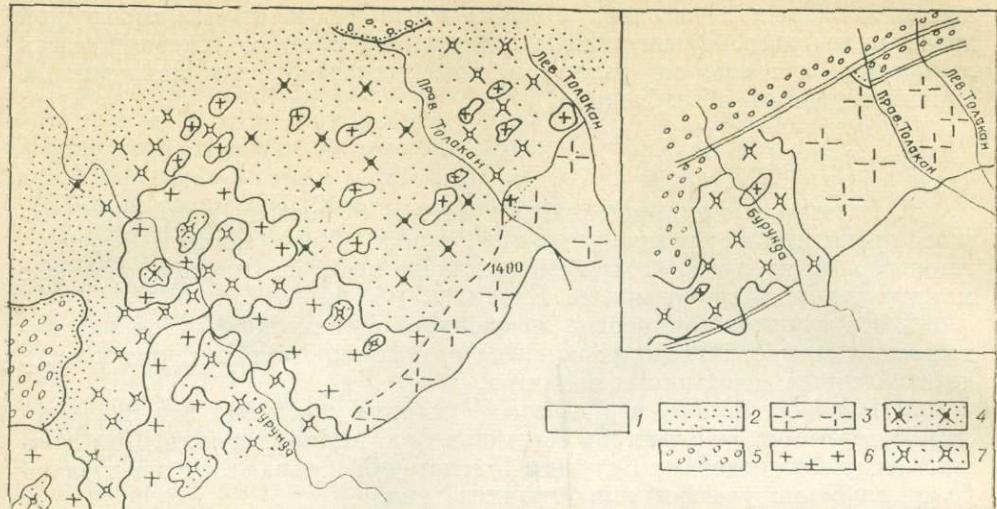


Рис. 16. Схема геологического строения бассейна р. Бурунды (справа — то же, по В. П. Рудшеву, 1956).

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — кристаллические сланцы; 4 — конгломераты; 6 — порфировидные граниты; 3 — мелко-среднезернистые граниты; 5 — метасоматические гранитоиды с большим количеством реликтов сланцев; 7 — порфиробластовые метасоматические гранитоиды.

группа сближенных массивов и мелких выходов лейкократовых гранитов. Тесная пространственная близость и идентичный состав гранитных тел позволяют заключить, что все они являются выступами единого plutона, который только начал вскрываться эрозией. На это же указывают обилие и форма ксенолитов кровли во многих гранитных массивах (рис. 17).

Метасоматические гранитоиды полностью включают все закартированные выходы гранитов и насыщены участками в различной степени гранитизированных сланцев, в изобилии встречающимися почти в каждом обнажении. Размер таких участков от 2—6 см до 3—4 м, местами — до десятков метров. В строении поля метасоматических пород устанавливается определенная закономерность. Порфиробластовые разновидности, облик которых наиболее близок к магматическому, отчетливо тяготеют

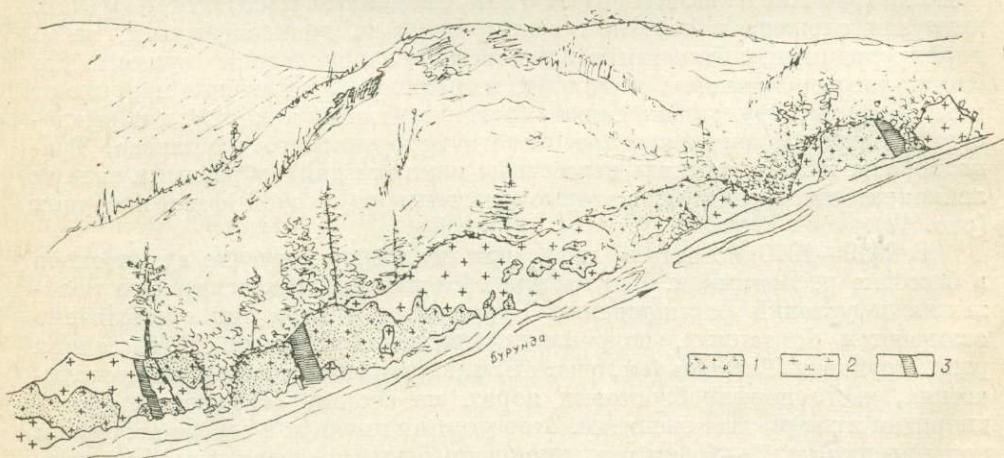


Рис. 17. Выступы гранитной интрузии среди метасоматических порфиробластовых гранитоидов (р. Бурунда).

1 — порфиробластовые гранитоиды; 2 — граниты; 3 — дайки диабазов.

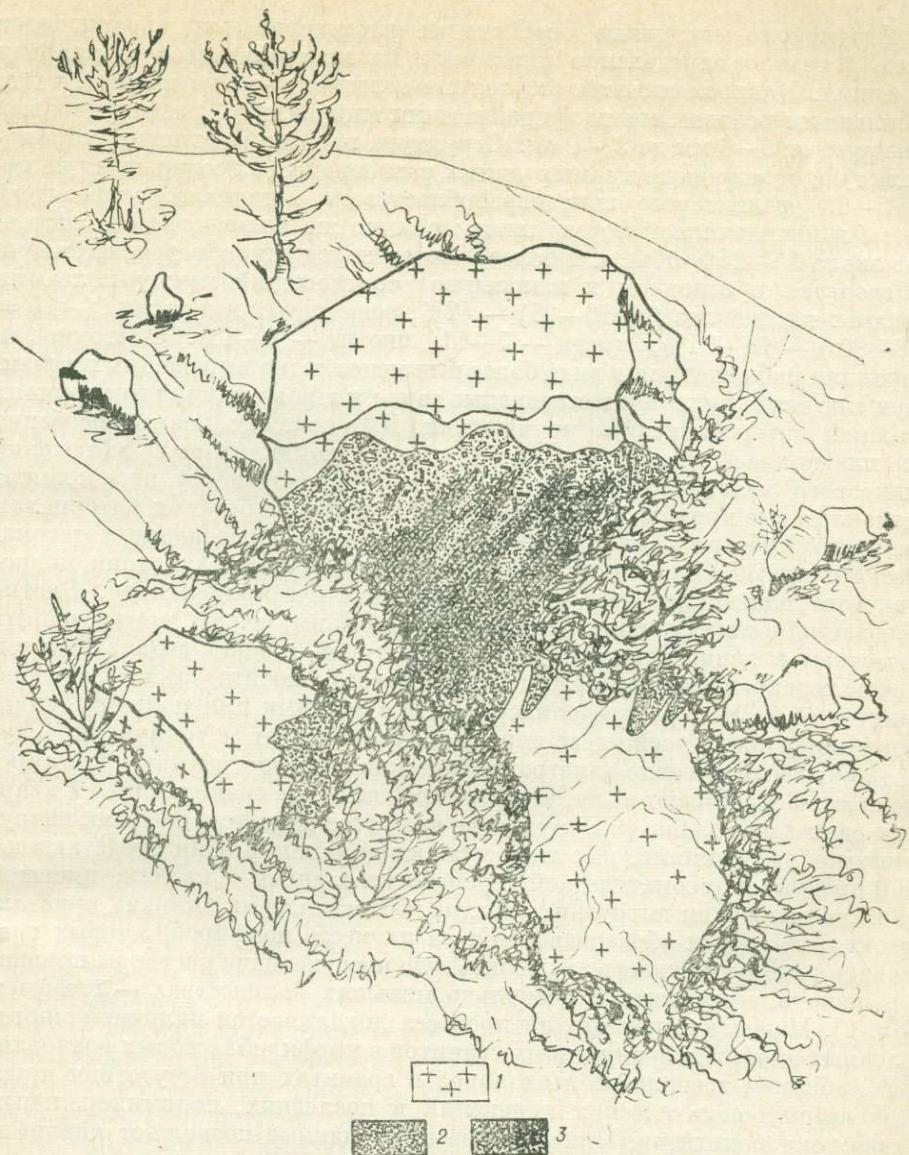


Рис. 18. Порфиробластовые гранодиориты (2) в контакте с гранитами (1) с биотитоговообманковыми кристаллическими сланцами (3).

к экзоконтактовым зонам гранитных тел. С удалением от последних количество и размер порфиробластов уменьшаются, затем они исчезают вовсе, и в основной массе все более отчетливо проступают реликтовые полосчатые текстуры. В периферических частях поля количество сланцевых реликтов возрастает, и постепенно сланцы сменяют метасоматические гранитоиды. В обрывистых бортах долины р. Бурунды описанная смена пород неоднократно наблюдалась в вертикальном разрезе: в основании склона — лейкократовые граниты, выше — порфиробластовые гранодиориты (контакты их с гранитами, как правило, резкие); гранодиориты уже в 100 м по вертикали постепенно переходят в слабо измененные сланцы. Образование зоны порфиробластовых метасоматитов в миниатюре можно наблюдать в некоторых крупных сланцевых ксенолитах (рис. 18).

Структурно-текстурные особенности рассматриваемых гранитоидов также довольно определенно указывают на метасоматическую природу последних. Макроскопически это темные зеленовато-серые породы, часто с обильными розоватыми порфиробластами микроклина, размер которых варьирует от 5—6 мм до 3—4 см. Структура напоминает гипидиоморфно-зернистую, однако даже в самых чистых разновидностях содержится не менее 5—6% реликтового лепидогранобластового материала, слагающего полосы и неправильной формы пятна; обычно же количество его составляет около 15—25% объема и более. Состав пород однообразен, вариации его сводятся в основном к изменению соотношений между полевыми шпатами: плагиоклаз ( $\# 16-27$ ) — 42%, решетчатый микроклин ( $-2V = -76-80^\circ$ ) — 15—34%, кварц — 7—11, биотит — 3—4%. Олигоклаз и микроклин наблюдаются в виде более или менее четко выраженных призм, кварц слагает округлые и каплевидные зерна и лишь в единичных случаях заполняет интерстиционные промежутки. Для полевых шпатов, особенно для плагиоклаза, характерно присутствие пойкилитовых включений реликтового материала сланцев. Нередко эти включения переполняют плагиоклазовые призмы. В разновидностях, особенно богатых материалом первичного субстрата, отчетливо прослеживается образование метасоматического плагиоклаза путем собирательной перекристаллизации мелко-зернистого плагиоклазового агрегата кристаллических сланцев. Биотит наблюдается в виде скоплений мелких (0,2—0,7 мм) чешуй, приуроченных к участкам с лепидогранобластовой структурой и явно развивающихся за счет перекристаллизации тонкочешуйчатого биотита таких участков. Реликтовый биотит, распределяясь вместе с тонкими призмочками эпидотового минерала по всей массе породы, обусловливает ее темную окраску.

Итак, геологические и петрографические данные с достаточной определенностью указывают на то, что порфиробластовые гранодиориты и кварцевые сиениты бассейна р. Бурунды не являются самостоятельными интрузивными образованиями, как это считалось до сих пор. Они представляют собой продукт метасоматической переработки сланцевой кровли, имевшей место при внедрении интрузии гранитов. Сопоставление химизма кристаллических сланцев и образовавшихся на их месте порфиробластовых гранитоидов дает возможность заключить, что поступающие растворы привносили щелочи, кремнезем, в несколько меньших количествах — глинозем (табл. 2). Магматическая стадия процесса доказывается наличием многочисленных апофиз лейкократовых гранитов в порфиробластовых гранодиоритах, обилием ксенолитов этих пород в гранитах при отсутствии признаков автометасоматических изменений в последних, полиминеральным составом метасоматитов. Приведенные выше данные позволяют квалифицировать процесс образования порфиробластовых гранитоидов как метасоматическую гранитизацию (в понимании Ю. А. Кузнецова, 1964, с. 231). Особенностью проявления гранитизации на рассматриваемом участке явилось практически полное отсутствие реакционных изменений в эндоконтакте гранитной интрузии. По-видимому, это объясняется малыми энергетическими запасами внедрившегося расплава, вследствие чего затухание процесса произошло на домагматической стадии, и магматическое замещение не имело места. В то же время значительная скорость инфильтрации поступивших из магмы растворов воспрепятствовала встречной диффузии оснований в расплав. Косвенным указанием на быстрый уход летучих из внедрившейся магмы и обусловленное этим резкое повышение температуры ее кристаллизации может служить преобладание в краевых частях интрузии мелкозернистых и неравномернозернистых разновидностей гранитов.

Лейкократовые граниты характеризуются аллотриоморфнозернистыми структурами и постоянным составом: решетчатый микроклин, редко микроклин-пертит ( $2V = -79^\circ$ ) — 51—64%, альбит-олигоклаз  $\# 11$  — 2—8, кварц — 30—43, биотит — 2—4%. Главной особенностью химизма

этих пород является повышенное содержание в них кремнезема и калия (см. табл. 2).

В низовьях Прав. Талакана в крупном скальном обнажении ( $150 \times 45$ ) м установлен постепенный переход от рассматриваемых лейкократовых гранитов к порфировидным гранитам главной фазы баргузинского комплекса, слагающим крупный массив в Икат-Витимканском междуручье. Какие-либо признаки термального или контактово-метасоматического воздействия одной породы на другую отсутствуют. Выявленные взаимоотношения указывают на то, что лейкократовые не-правномернозернистые граниты должны рассматриваться как фациальная разновидность «баргузинских» гранитоидов и не могут быть отнесены к более молодому интрузивному комплексу, как это считалось до сих пор. На генетическое родство лейкократовых и порфировидных гранитов указывает одинаковый характер воздействия этих интрузивных образований на породы кровли. Так, на правобережье р. Прав. Талакан, где описанное выше поле метасоматитов соприкасается непосредственно с порфировидными гранитами, в эндоконтакте последних отмечается заметная контаминация, а степень метасоматических изменений в экзозоне отчетливо возрастает по мере приближения к контакту. Принадлежность лейкократовых гранитов к баргузинскому комплексу подтверждается также результатами исследований термолюминесценции микроклинов, позволяющих в большинстве случаев однозначно решить вопрос о возрастной принадлежности гранитов: максимальная интенсивность термолюминесценции предварительно

Таблица 2

Оксид	Химический состав гранитоидов бассейна р. Витимкан, вес. %																	
	Лейкократовые граниты		Порфиробластовые породы		Сланцы		Гранит, 1120-16		Позднепротерозойские гранитоиды									
	73-3	1120-5	78-2	85	78-1	85-5	9	14	12	15	(1)	(5)	(7)					
SiO <sub>2</sub>	76,76	76,20	63,38	63,78	43,88	48,40	70,36	66,60	74,17	74,38	69,48	68,09	74,06	69,99	69,22	70,44	76,66	75,38
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,20	0,95	0,87	1,71	2,95	0,55	0,50	0,08	0,23	0,40	0,51	0,37	0,08	0,08	0,25	0,05	С.Л.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,95	14,95	16,50	13,27	12,91	14,55	14,91	15,97	16,27	14,78	15,09	15,88	16,23	17,05	16,05	14,22	13,44	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	0,85	1,73	1,80	3,62	4,56	1,80	0,95	2,43	2,58	4,77	0,73	1,43	2,44	1,28	0,79	0,68	0,69
FeO	0,78	0,61	2,91	2,67	6,68	11,19	1,29	3,34	0,50	0,59	1,60	2,63	0,72	0,76	1,43	2,17	0,42	4,28
MgO	0,33	0,42	1,10	1,39	6,67	5,36	0,51	1,34	1,80	0,37	1,20	1,07	0,49	0,54	0,73	1,39	0,04	0,21
CaO	0,45	0,84	2,92	2,27	13,01	9,03	2,04	2,29	1,14	0,54	2,83	1,80	1,96	1,95	2,49	2,26	0,76	0,52
K <sub>2</sub> O	5,88	5,32	4,00	5,02	4,22	1,68	4,42	3,60	4,10	0,43	4,66	5,04	3,17	3,53	5,16	3,68	5,84	5,75
Na <sub>2</sub> O	2,45	3,00	4,64	4,00	1,58	1,91	4,00	4,44	4,45	5,96	2,36	3,03	3,22	2,60	2,09	2,59	4,45	2,90

Прически: 1. Анализы 73-3; 1120-5; 78-2; 78-1; 85-5 (басс. р. Буруль); 1120-16 (р. Талакан) выполнены по материалам авторов. Остальные анализы заимствованы у П. М. Хренова (1957), 2. Пробы (3) и (4) отобраны из лейкократовых гранитов. Остальные из порфиробластовых пород.

облученных образцов варьирует в интервале 180—480 усл. ед. (подробнее см. в главе «Термолюминесценция калинатровых полевых шпатов»)

Одним из главных оснований для выделения лейкократовых гранитов и порфиробластовых гранитоидов бассейна Витимканы в нижнепалеозойский витимканский комплекс послужило прорывание гранодиоритами конгломератов бурундинской свиты (условно нижний кембрий). Гранитоиды, интрузирующие конгломератовую толщу, представляют собой нормальные магматические породы, и сопоставление их с гранодиоритами Бурундинской интрузии неправомочно. Однако в любом случае посленижнекембрийский возраст интрузивных пород не может считаться достаточным аргументом в пользу той или иной точки зрения, поскольку, как будет показано ниже, имеются серьезные основания считать, что формирование пород баргузинского комплекса происходило в раннем палеозое. Здесь уместно напомнить, что в непосредственной близости от описываемого участка, в верховьях Давыкшанды нами выявлено прорывание той же конгломератовой толщи серыми порфировидными гранитами и гранодиоритами, принадлежность которых к баргузинскому комплексу единодушно признается всеми исследователями.

Изложенный материал указывает на ошибочность выделения самостоятельной Бурундинской интрузии: под этим названием объединены специфическая гранитная фация главной фазы баргузинского комплекса и породы, сформировавшиеся в процессе метасоматической гранитизации сланцевой толщи.

Небольшие массивы гранодиоритов в низовьях рек Каратала и Лео, которые П. М. Хренов и В. П. Руднев также считают «витимканскими», в действительности сложены породами первой фазы баргузинского комплекса и, как установлено наблюдениями в обнажениях, прорываются гранитами главной фазы этого комплекса.

Л. И. Салоп (1967, с. 212), ссылаясь на данные П. М. Хренова (1957), называет типичными для витимканского комплекса, помимо бурундинских, гранитоиды Тубукского и Амольского массивов (бассейны Гарги и Витимканы). Массивы подробно описаны П. М. Хреновым (1957). Выделим следующие положения из этой обстоятельной работы.

1. Породы тубукского и амольского типа приурочены к участкам контакта верхнепротерозойских гранитоидов с метаморфическими образованиями кровли; иногда они располагаются внутри крупных полей метаморфических толщ. Взаимоотношения между каледонскими и верхнепротерозойскими гранитоидами нигде не описаны.

2. По своим петрографическим особенностям (преобладающая серая окраска, отсутствие морион-кварца, четко выраженное решетчатое двойникование микроклина) рассматриваемые породы близки к гранитам и гранодиоритам баргузинского комплекса и, судя по описанию, не обнаруживают существенных различий с порфировидными гранитоидами Икат-Витимканского междууречья, которые сам автор датирует верхним протерозоем.

3. Значимые различия не выявляются и при сравнении химических составов верхнепротерозойских и ранинепалеозойских (по П. М. Хренову) гранитоидов (см. табл. 2), хотя необходимо оговориться, что представительность некоторых проб (пробы 6, 12, 14) вызывает сомнение. Проба 1120-16 отобрана в низовьях р. Талакан из порфировидных гранитов, которые, по общему мнению, относятся к баргузинскому комплексу. Химизм их очень близок к обеим рассматриваемым группам.

4. Мелко-среднезернистые высококремнеземистые лейкократовые граниты являются фациальной разновидностью тубукских. Они ничем, в том числе и по химизму (см. табл. 2), не отличаются от гранитов, описанных нами на р. Бурунде, а бурундинские лейкократовые граниты, как уже указывалось, связаны с гранитами баргузинского комплекса постепенным переходом.

В свете вышесказанного можно предположить, что тубукские и амольские гранитоиды, наряду с бурундинскими, являются фацией «баргузинских» гранитов, образовавшейся в благоприятных структурно-тектонических условиях на контакте с метаморфической кровлей.

Таким образом, гранитоиды, рассматриваемые как эталонные для витимканского комплекса, не только не могут считаться таковыми, но, по всей видимости, должны быть отнесены к другому интрузивному комплексу — баргузинскому.

### *Породы начальной и заключительной фаз*

По сравнению с описанными выше образованиями главной фазы гранитоиды начального и заключительного этапов становления Ангаро-Витимского батолита играют резко подчиненную роль. Первая фаза представлена порфировидными и равномернозернистыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами, в меньшем количестве отмечаются адамеллиты, граносиениты, сиенито-диориты и диориты \*. Породы третьей фазы — это в основном средне- и мелкозернистые, изредка порфировидные лейкократовые граниты, в которых отчетливо проявлены директивные текстуры.

#### **Первая фаза**

Порфировидные гранодиориты, адамеллиты и кварцевые диориты развиты главным образом в бассейнах Витимканы, Иката, Лео и Карагалы, а также в нижнем течении р. Ципикан, где они образуют ряд массивов неправильной и изометричной формы площадью до 200—600 кв. км. Равномернозернистые разности гранитоидов этого состава слагают небольшие plutоны размером от 40 до 300 кв. км в бассейнах Ципикана, Турки, Турукчи, Витимканы и Чины. Мелкие ксенолиты подобных пород отмечены среди гранитов главной фазы баргузинского комплекса в верховьях руч. Стати, рек Иканджёк и Шовокикан.

Довольно крупный массив порфировидных гранодиоритов и адамеллитов площадью свыше 700 кв. км находится в южной части Баргузинского хребта. По данным Ф. Г. Рейфа (1972), в междуречье Курба — Турка кварцевые диориты и адамеллиты слагают ряд plutонов площадью в первые сотни квадратных километров.

Порфировидные гранодиориты, адамеллиты, кварцевые диориты. Указанные разновидности гранитоидов первой фазы наиболее детально изучены нами в Икатском массиве, располагающемся в низовьях р. Икат. Массив вытянут в субмеридиональном направлении, размеры его 35×15 км.

Гранитоиды массива интрузируют карбонатные отложения тилимской свиты и конгломераты бурундинской свиты. Контакты резкие, эруптивные, без существенных признаков взаимодействия расплава с кровлей; иногда отмечаются зонки закалки шириной до 10—15 см.

Икатский массив сложен однообразными, по внешнему облику серыми, розово-серыми породами массивной текстуры. На фоне крупно- или среднезернистой основной массы отчетливо выделяются вкрапленники розово-серого, изредка серого полевого шпата. Преобладающие размеры вкрапленников — 2—4 см по длинной оси, местами они достигают 6—7 см. Распределение порфировых выделений довольно равномерное на всей площади массива, общее их содержание на массу породы составляет не менее 10%.

\* Как показали специализированные исследования Э. Л. Прудовского в 1972 г. базиты и гибербазиты, включавшиеся ранее в состав первой фазы комплекса, являются производными не гранитоидных, а основных магм и слагают добаватолитовые комплексы.

Характерной особенностью гранитоидов массива является постоянное присутствие в них ксенолитов в различной степени измененных метаморфических пород. Размеры ксенолитов — от 2—8 до 20—40 см, некоторые достигают 1—2 м. Контуры округлые и овальные, остроугольные очертания практически отсутствуют. Контакты с вмещающими гранитоидами четкие или расплывчатые, в зависимости от степени переработки ксенолитов. Нередко метаморфические образования изменены настолько интенсивно, что различаются лишь как теневые участки и шлироподобные обособления в гранитах. По всей вероятности, меланократовые участки различных размеров, в большом количестве встречающиеся в Икатском массиве, представляют собой нацело переработанные ксенолиты метаморфических пород. Среднее содержание ксенолитов в порфировидных гранитоидах составляет около 3%, но в верхних горизонтах, непосредственно вблизи кровли, количество их достигает 15—20%. Одновременно увеличивается и степень меланократости магматических пород, цветной индекс которых варьирует от 5—6 до 17—18%. В участках, обогащенных ксенолитами и шлирами, нередко развиваются полифиевые разности гранодиоритов. В крупных ксенолитах порфиробласты локализуются в основном на тех участках, где метаморфическая порода претерпела гранитизацию, и чем выше степень последней, тем более четко проявляется связь этого процесса с порфиробластезом.

По минеральному составу гранитоиды Икатского массива отвечают в основном гранодиоритам, реже кварцевым диоритам и адамеллитам. Структура порфировидная с гипидиоморфно-зернистой, призматически-зернистой основной массой, участками — пойкилитовая. Широко развиты мирамекиты. Текстура повсеместно массивная. Распределение минералов (особенно кварца и микроклина) не всегда равномерное, чем и обусловлено присутствие в пределах одного массива гранодиоритов, кварцевых диоритов и адамеллитов. Ниже приводится количественно-минеральный состав порфировидных гранитоидов нижнего течения р. Икат (в числителе — диапазон содержаний, в знаменателе — модальное содержание, об. %):

Плагиоклаз . . . . .	$\frac{38-75}{51}$	Роговая обманка . . . . .	$\frac{0-1,5}{1}$
Кварц . . . . .	$\frac{12-25}{18}$	Микроклин-перитит . . . . .	$\frac{4-35}{21}$
Биотит . . . . .	$\frac{3-16}{8}$		

Аксессорные — сфен, апатит, циркон, рудный минерал.

Ориентировка индикаторис относительно  $\perp (010)$  в микроклине и альбите из перититов следующая:

	$N_g$	$N_m$	$N_p$
Альбит . . . . .	11	83	85
Микроклин . . . . .	11	82	82

Главный пордообразующий минерал — кислый андезин (№ 31—34) — наблюдается в виде удлиненно-призматических кристаллов и таблич разммером от десятых долей до 20 мм. В редких порфировых выделениях размеры его превышают 30 мм.

Фемические минералы — биотит и роговая обманка ( $-2V=52-67^\circ$ ;  $cNg = 18-21^\circ$ ) — располагаются между кристаллами андезина, изредка включены в них и чаще всего наблюдаются в виде зерен и чешуй неправильной формы размером до 5—6 мм. Обычно они образуют сростки, местами роговая обманка в виде пойкилитовых включений в биотите.

Выделение в породе кварца происходило в несколько этапов. Наиболее ранний кварц образует округлые и овальные зерна размером 0,4—0,5 мм, которые включены в полевые шпаты. Кварц второй генерации распола-

тается в виде бесформенных выделений между зернами более ранних минералов; в количественном отношении эта генерация абсолютно преобладает. Поздний кварц наблюдается в виде сильно удлиненных червеобразных и бесформенных выделений в крупных кристаллах микроклина; эти выделения явно приурочены к трещинкам в кристаллах.

Решетчатый микроклин-перитит ( $-2V=80-86^\circ$ ) — наиболее поздний высокотемпературный минерал описываемых пород. Большой частью он слагает порфировые выделения, меньше наблюдается в основной массе. Микроклин порфировых выделений чаще всего образует неясно призматические, реже неправильной формы кристаллы размером от 1 до 5—7 см; в них в виде пойкилитовых включений содержится большое количество мелких зерен плагиоклаза, фемических минералов и кварца первой генерации. В основной массе микроклин обычно заполняет межзерновые промежутки, но иногда фиксируется в виде изометрических зерен и даже идиоморфных кристаллов небольших размеров — 1—3 мм. Перититы отмечаются почти постоянно, хотя количество их не превышает 10—15%. Преобладают ленточные и струйчатые перититы. Они равномерно распределены по площади зерна и обычно доходят до его границ. Ориентировка индивидов микроклина и альбита из перититов относительно  $\perp(010)$  очень близка. Альбитовые оторочки либо иные признаки наложенной альбитизации в рассматриваемых гранитоидах не устанавливаются. Все это дает основание считать, что перититы в микроклине образовались при распаде твердого раствора.

На границе с микроклином в плагиоклазе почти постоянно отмечаются деанортитизация в периферических частях зерен, а также мирмекитовые оторочки. Мелкие зерны плагиоклаза, включенные во вкрашенники микроклина, зачастую нацело превращены в мирмекиты. Взаимоотношения микроклина с кварцем второй генерации (взаимные прорастания, четкие ровные контакты, отсутствие коррозионных соотношений) свидетельствуют о близкой во времени кристаллизации этих минералов. На тесную связь кварца с микроклином указывает и то обстоятельство, что, параллельно с увеличением в породе количества микроклина, в ней возрастает и содержание кварца. Эпигенетические минералы характеризуются площадным распространением: серицит, реже — сассорит по андезину; хлорит, в меньшем количестве — эпидотовые минералы по биотиту и роговой обманке. Микроклин чаще без следов вторичных изменений.

Заканчивая геолого-петрографическую характеристику Икатского массива, необходимо подчеркнуть, что, несмотря на обилие в нем ксенолитов, какая-либо зависимость состава гранитоидов от состава пород кровли отсутствует. Равным образом не устанавливается связь между породами кровли и метаморфическими образованиями ксенолитов. Как уже указывалось, количество ксенолитов в эндоконтактовых зонах массива заметно возрастает, однако минералогический состав остается неизменным: это роговая обманка, биотит, кислый андезин и кварц в различных соотношениях. Перечисленные минералы по кристалло-оптическим свойствам не отличаются от соответствующих минералов вмещающих гранитоидов, что свидетельствует о достижении полного физико-химического равновесия между расплавом и материалом включенных в него ксенолитов. Автономность ксенолитов по отношению к породам кровли и однообразие их состава на всей площади массива с очевидностью указывают на глубинную природу этих образований.

Эрутивные контакты порфировидных гранитоидов Икатского массива с породами кровли, слабые контактовые изменения последних, присутствие большого количества вынесенных из глубины ксенолитов, постоянство состава гранитоидов и независимость его от состава вмещающих пород на современном эрозионном срезе — все это может свидетельствовать об аллохтонной природе массива.

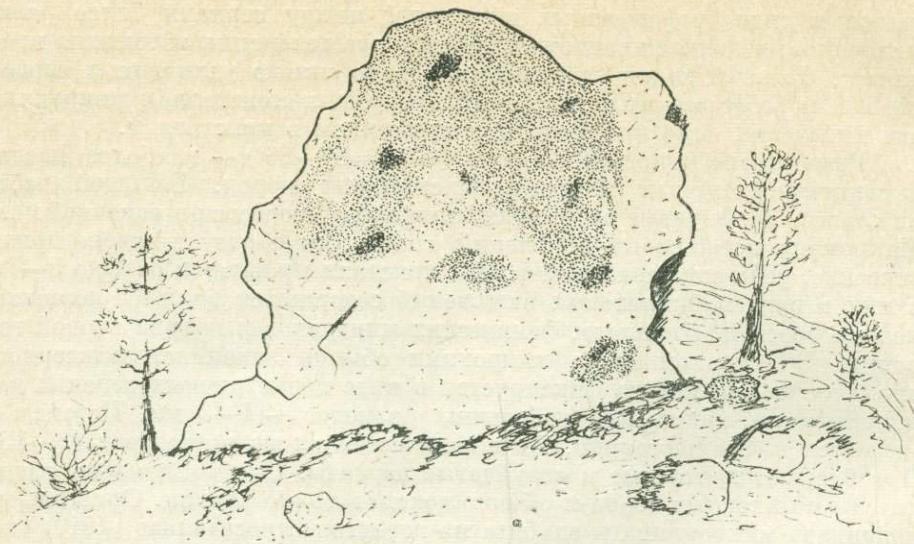


Рис. 19. Ксенолиты порфировидных гранодиоритов в лейкоократовых гранитах (первая и вторая фазы баргузинского комплекса; верховья р. Лео — правого притока р. Витимкан).

Взаимоотношения порфировидных гранодиоритов с гранитами второй фазы баргузинского комплекса наблюдались на левобережье р. Икат. Здесь установлен резкий контакт между светло-серыми крупнокристаллическими гранитами и порфировидными гранодиоритами. Граниты в эндоконтакте становятся неравномернозернистыми, мелко-среднезернистыми, содержат значительное количество небольших ксенолитов порфировидных гранитоидов. Последние непосредственно на контакте заметно калишпатизированы.

Гранитоиды, весьма сходные с породами Икатского массива, изучались в долине Витимканы, в районе впадения в него рек Карагала и Лео, а также по р. Ципикан ниже устья Талоя.

На левом берегу Витимканы, ниже впадения Карагалы, наблюдался эруптивный контакт гранодиоритов с кристаллическими сланцами. Острогольная форма сланцевых обломков, включенных в гранодиориты, подчеркивает магматическую природу последних и глубинный характер ксенолитов диоритоподобных пород. Контакт порфировидных гранодиоритов с гранитами главной фазы баргузинского комплекса отмечен в среднем течении р. Лео. В крупнозернистых гранитах встречены ксенолиты гранодиоритов, наиболее крупный из которых достигает  $100 \times 150$  м. Очертания ксенолитов плавные, контакты их с гранитами четкие, в гранодиоритах — короткие гранитные апофизы (рис. 19, 20).

Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты и граносиениты — преимущественно равномернозернистые породы диоритового — гранодиоритового состава изучались по ручьям Долгоул и Дульгиво (бассейн Ципикана и Чины), где они слагают южную часть крупного массива гранитоидов первой фазы. В верховьях рек Шовокикан, Иканджёк и руч. Стати также изучены ксенолиты пород диоритового состава среди гранитов главной фазы комплекса.

Описываемые гранитоиды представляют собой крупно- и среднезернистые, местами мелкозернистые породы серого, желтовато- и зеленовато-серого цвета. Текстура массивная и гнейсовидная. Наряду с равномернозернистыми фиксируются неравномернозернистые или нечетко порфировидные разности. В гранитоидах постоянно присутствуют многочисленные

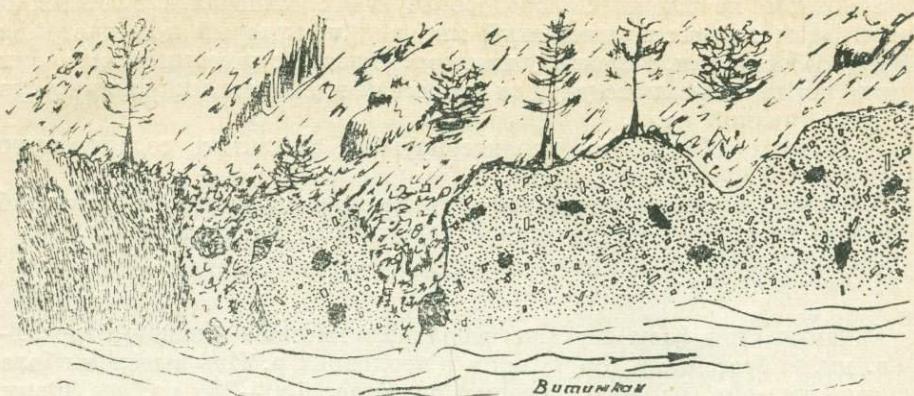


Рис. 20. Остроугольные ксенолиты кристаллических сланцев в эндоконтакте Икатского массива. Темные участки — глубинные ксенолиты биотит-плагиоклазовых пород (р. Витимкан ниже устья р. Карапаты).

ксенолиты мелкозернистых пород диоритового состава массивной и полосчатой текстуры.

Микроструктура диоритов, кварцевых диоритов призматически-зернистая, гранодиоритов — гипидиоморфно-зернистая. Иногда наблюдаются породы монцонитовой структуры, появление которой обусловлено, вероятно, поздней калишпатизацией. В неравномерно-зернистых разностях постоянно отмечаются нематогранобластовые участки. Темноцветные минералы распределены обычно равномерно, местами образуют шлировые скопления, представляющие, по-видимому, почти нацело переработанные мелкие ксенолиты. Наряду с биотитом и роговой обманкой в отдельных шлифах встречены реликтовые зерна моноклинного пироксена.

Граносиениты в пределах изученной площади распространены ограниченно. Они слагают небольшой массив, расположенный северо-западнее оз. Капылюши (Кузнецов, 1972), а также наблюдаются в виде отдельных участков среди гранодиоритов в бассейнах рек Турукчи и Ины. Светло-розовые крупно-среднезернистые граносиениты представляют собой типичные магматические образования гипидиоморфно-зернистой структуры. Они состоят из микроклина (50—70%), альбит-олигоклаза (15%), кварца (10%), биотита и роговой обманки (5—10%). Количество кварца изменчиво, в связи с чем среди пород массива присутствуют разности, переходные к гранитам и сиенитам. Контакты описываемых гранитоидов с вмещающими породами обычно резкие, эруптивные. Иногда отмечаются постепенные переходы к кристаллическим сланцам, что свидетельствует о некоторой ассимиляции кровли.

Наметим главные особенности, характеризующие породы первой фазы баргузинского комплекса: относительно небольшие размеры массивов, приуроченность их к крупным фрагментам метаморфической кровли; преобладающий гранодиоритовый и адамеллитовый состав; магматический облик при обилии глубинных ксенолитов; эруптивные контакты с метаморфическими образованиями кровли и большей частью узкие ореолы контактово-метасоматических изменений во вмещающих породах.

Принадлежность этой группы гранитоидов к баргузинскому комплексу устанавливается на основании следующих данных.

1. Гранодиориты и адамеллиты, как и граниты главной фазы, интрузируют отложения раннего кембрия; в свою очередь, они прорваны породами главной фазы комплекса.

2. Среди образований, слагающих массивы первой фазы, заметную роль играют разновидности; по составу и структурно-текстурным особенностям близкие к гранитам баргузинского комплекса.

3. Одним из главных породообразующих минералов гранитоидов первой фазы является решетчатый микроклин, который по петрографическим особенностям, характеру взаимоотношений с другими минералами, а также по термolumинесцентным свойствам идентичен микроклину гранитоидов главной фазы.

4. Породы обеих фаз характеризуются близкими содержаниями щелочей.

5. Признаки генетической связи гранодиоритов и адамеллитов с габброидами, развитыми на изученной территории, не выявляются.

### Третья фаза

Граниты этой фазы слагают небольшие массивы площадью до 20—40 кв. км. В бассейне р. Баргузин и в верховьях р. Ины выделены более крупные массивы, площадь которых достигает 150—200 кв. км. Форма интрузивных тел третьей фазы обычно неправильная, удлиненная или изометрическая, какие-либо закономерности в ориентировке не устанавливаются. Взаимоотношения с гранитоидами более ранних фаз всегда эруптивные.

Граниты третьей фазы — серые, реже розовато-серые средне- и мелкозернистые породы, иногда со слабо выраженной порфировидностью. Содержание биотита варьирует от 1—2 до 7—8%; для разновидностей с повышенной меланократостью характерна более или менее отчетливо проявленная гнейсовидность, выраженная в ориентированном расположении чешуй биотита. В порфировидных разностях вкрапленники решетчатого микроклина составляют 5—10% объема, размер их — 0,8—1,5 см по длиной оси, форма неправильная. Структура пород гранитовая, реже аллотриоморфно-зернистая, аplitовая. Состав однообразен: решетчатый микроклин, редко микроклин-пертит — 45—55%, олигоклаз № 20—25 — от 15 до 25, кварц — 25—30, биотит — 1—8%. Аксессорные минералы, по данным анализа протолочек, представлены в основном магнетитом, апатитом, сфеном, ильменитом (весовые содержания), цирконом (знаки). На границе микроклина с плагиоклазом нередко отмечается появление мирамекитов. В целом для пород характерен свежий облик, эпигенетические изменения проявляются лишь в слабой хлоритизации и эпидотизации биотита и серицитизации плагиоклаза.

### СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ (ЗАЗИНСКИЙ КОМПЛЕКС)

Гранитоиды, описываемые в настоящем разделе, включались ранее в нижнепалеозойский витимканский комплекс. К этому комплексу, как уже неоднократно указывалось выше, отнесены достаточно разнородные породы (Хренов, 1957; Салоп, 1967; Дворкин-Самарский, 1965; Беличенко, 1969): гранодиориты и граниты типа бурундунских, светло-серые слабо гнейсовидные граниты бассейна р. Ципы, наконец, розовые преимущественно лейкократовые граниты юга Витимского плоскогорья. В предыдущем разделе было показано, что гранитоиды бассейнов Ципы и Витимканы входят в состав Ангаро-Витимского батолита, и нет никаких данных для исключения их из баргузинского комплекса. Этот вывод, основывающийся на результатах геолого-петрографического изучения, полностью подтверждается сравнительным анализом химизма пород и исследованиями термolumинесценции полевых шпатов (см. соответствующие разделы). Таким образом, из всей гаммы пород, считавшихся «витимканскими», более молодой возраст по отношению к Ангаро-Витимканскому батолиту устанавливается только для гранитоидов юга Витимского плоскогорья и сходных с ними пород других районов. Имеются, однако, достаточно серьезные основания считать, что формирование последних

происходило не в раннем, как считалось до сих пор, а в среднем — позднем палеозое (см. раздел «Возраст гранитоидов»). Отсюда, естественно, следует, что само понятие «витимканский интрузивный комплекс» для территории востока Бурятии оказывается беспредметным, особенно в свете новых данных о раннепалеозойском возрасте батолита. В силу всего изложенного выше появилась необходимость в выделении нового, средне-позднепалеозойского интрузивного комплекса, который назван нами **зазинским**, поскольку наиболее полный набор пород этого комплекса известен в бассейне р. Зазы, где подробно изучены все главные разновидности гранитоидов, взаимоотношения между ними и контактовые зоны интрузий.

Гранитоиды среднего — позднего палеозоя слагают Курбинский, Зазинский и Джидотайский plutоны, располагающиеся в междуречье Турки, Уды и Витим. Площадь, занимаемая ими в пределах рассматриваемой территории, достигает 10 тыс. кв. км (см. рис. 2). В верховьях р. Уды Зазинский и Джидотайский plutоны, по-видимому, соединяются в единое батолитоподобное тело, по отношению к которому Курбинская интрузия имеет вид крупного сателлита. Контуры plutонов сложные, извилистые, с отчетливо выраженной северо-восточной ориентировкой как самих массивов, так и их многочисленных заливов и выступов. Поля и участки более древних метаморфических, вулканогенно-осадочных пород и нижне-палеозойских гранитоидов разделяют крупные plutоны на ряд сближенных массивов различных размеров: от первых десятков до 2000 кв. км.

Помимо трех главных гранитоидных тел, в пределах региона закартировано более трех десятков массивов площадью от 10 до 100, редко до 400 кв. км. Форма их преимущественно овальная, иногда отмечаются типичные трещинные интрузии протяженностью до 50 м шириной около 10 км (Большеамалатский массив). Преобладающая ориентировка северо-восточная. Малые массивы располагаются в основном в пределах трех субпараллельных полос, протягивающихся в северо-восточном направлении от главных plutонов, что свидетельствует о четком структурном контроле их распространения. Отдельные массивы находятся в непосредственной близости от крупных plutонов и несомненно являются их сателлитами.

Формирование зазинского комплекса происходило практически в течение одного этапа — главной фазы внедрения гранитных расплавов. Дополнительные интрузии представлены мелкими штоками и дайками лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, граносиенитов. Пегматиты не характерны.

Внутреннее строение гранитных plutонов довольно простое. Они сложены в основном крупно- и среднезернистыми лейкократовыми гранитами, которые в эндоконтакте сменяются мелкозернистыми и порфировыми гранитоидами краевой фации. В резко подчиненных количествах встречаются контактово-реакционные образования и гранитоиды трещинной фации. Наиболее детально изучено строение Зазинского plutона, относительно морфологии Курбинского и Джидотайского plutонов имеются лишь самые общие сведения.

### *Магматические гранитоиды главной фазы*

#### *Геологическое описание*

Магматические гранитоиды главной фазы зазинского комплекса в зависимости от условий формирования подразделяются на породы внутренних частей массивов, краевую и трещинную фации.

Граниты внутренних частей — это однообразные крупно-, среднезернистые лейкократовые биотитовые породы розовых тонов окраски.

Порфировидные разности отмечаются обычно в виде небольших обособлений среди равномернозернистых гранитов; в юго-западной части Зазинского plutона они слагают участки размером до 50—60 кв. км. Описываемые в составе комплекса (В. И. Лосицкий, Э. Н. Зеленый и др.) аляскиты, лейкократовые биотитовые граниты, морион-граниты, биотитовые граниты представляют собой фациальные разновидности, наблюдаются во всех plutонах и различаются только по окраске кварца и количеству биотита: морион-граниты и аляскиты обычно более темные.

Гранитоиды краевой фации представлены гранитами, граносиенитами, гранит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами, которые слагают различной мощности и протяженности зоны закалки, оторочки и полосы в краевых частях интрузии.

Граниты и гранит-порфиры наиболее распространены в междуречье Витима и Аталаанги, где занимают значительные площади — до 30—40 кв. км. Описываемые образования по цвету, текстуре и минеральному составу (см. табл. 5) близки к гранитам внутренних частей интрузии, но отличаются от них мелкозернистыми, неравномернозернистыми, порфировыми структурами и наличием многочисленных миаролитовых пустот.

Различные структурные разновидности гранитов краевой фации в пределах Зазинского plutона распределены неравномерно. Наиболее тонкозернистые разности гранитов и гранит-порфиры тяготеют к крупным полям пород кровли или располагаются на самом высоком гипсометрическом уровне ( хр. Бейсыхан). Сведения о характере распространения описываемых пород для других plutонов отсутствуют.

Переходы от гранитов внутренних частей массивов к сходным по составу породам краевой фации обычно постепенные. В крупнозернистых гранитах появляются мелко-среднезернистые обособления, количество которых увеличивается по направлению к кровле. Форма обособлений овальная, линзовидная, размер — от первых десятков сантиметров до 1—2 м (центральная часть хр. Бейсыхан). Непосредственно на контакте зона закалки представлена мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами. Ширина переходной зоны в зависимости от крутизны контакта колеблется от 5—10 см (левобережье р. Телембун) до 40—100 м (верховья рек Дулесмы и Аталаанги).

Граносиениты и кварцевые сиениты обычно приурочены к контакту крупнозернистых гранитов с существенно вулканогенными образованиями; в Курбинском plutоне они развиты на контакте с гранитами баргузинского комплекса. Рассматриваемые породы слагают неправильной формы участки размером до 30 кв. км, а также оторочки шириной 0,2—2,0 км и протяженностью до 15 км. Переходы к гранитам внутренних частей обычно постепенные. Местами контакт резкий, причем в гранитах наблюдается 2—3-санитметровая зона закалки. Вероятно, на отдельных участках внедрение граносиенитовых порций расплава несколько опережало подъем основной части магмы. Породы граносиенитового и кварцево-сиенитового состава представляют собой среднезернистые, порфировидные и порфировые образования темно-розовых тонов окраски. Контакты граносиенитов и кварцевых сиенитов с породами кровли всегда отчетливо интрузивные. В различной степени ороговикованые вмещающие породы пересечены апофизами и прожилками гранитоидов, структура которых становится порфировой и мелкозернистой.

К образованиям трещинной фации относятся гранитоиды, слагающие дайки и небольшие штоки, приуроченные к зонам региональных разломов. Наиболее характерные тела этой группы выделены на водоразделе рек Аталаанги и Витим в центральной части Зазинского plutона.

Хара-Гуйкинская дайка располагается в междуречье Сырглы и Хара-Гуйки в области сочленения крупных полей вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений. Форма дайки коленообразная: северная

ее часть вытянута в субширотном направлении на 9,5—10 км, западная — в субмеридиональном 8,5—9,0 км. Ширина в плане колеблется от 0,1 до 1,0 км. Дайка сложена в основном гранитами; в верховьях р. Сырглы они сменяются породами граносиенитового, кварцево-сиенитового, редко сиенитового состава. Субмеридиональный участок дайки обнаруживает отчетливое зональное строение: в центре наблюдаются среднезернистые, часто порфировидные граниты, сходные с породами внутренних частей массивов; в эндоконтактовой зоне развиты мелкозернистые граниты, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры. Ширина зоны закалки достигает в плане 150 м. Для северного участка дайки признаки зонального строения не устанавливаются.

Хара-Гуйкинская дайка сопровождается серией более мелких дайкообразных тел гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и сиенит-порфиров. Мощность их колеблется от 1,5 до 20 м, иногда достигает 200 м; протяженность не превышает 1,0—2,0 км.

К северо-западу от описанного тела в пределах 2-километровой полосы северо-восточного простирания расположено несколько небольших гранитных массивов площадью от 0,4 до 2,3 кв. км и серия даек гранит-аплитов, граносиенит-порфиров и гранит-порфиров. Длинные оси массивов, как и большинство даек, обнаруживают четкую ориентировку в северо-восточном направлении.

Гранитоиды, слагающие тела трещинной фации, не отличимы по составу и структурно-текстурным особенностям от соответствующих разновидностей пород внутренних и краевых частей интрузии. Эти данные, а также постепенные переходы между гранитоидами Хара-Гуйкинской дайки и граносиенитами краевой фации (верховья р. Сырглы) позволяют утверждать, что описанные тела тесно связаны с главным массивом и являются его апофизами и сателлитами.

Преобладающая дайкообразная форма тел, закономерная их ориентировка, приуроченность к линейно-вытянутым зонам и областям сочленения полей развития различных по составу пород могут, по-видимому, свидетельствовать о том, что внедрение и размещение магматических масс контролировалось мощными дизъюнктивными нарушениями.

Необычайно широкое развитие гранитоидов трещинной фации отмечено Ф. Г. Рейфом (1972) в экзоконтактовых зонах Курбинского plutона и некоторых его сателлитов. Интрузии сопровождаются здесь массой разноориентированных апофиз, создающих подобие эруптивной «мегабрекции». Мощность апофиз от 0,5 — до 200 м, углы падения от 20 до 90°, контакты повсеместно резкие, прямолинейные; в висячем и лежачем боках передко выделяются эндоконтактовые зоны лейкодиоритов, образовавшихся в результате диффузационного взаимодействия расплава с вмещающими породами. Материал апофиз на отдельных участках занимает до 30% общего объема пород в пределах блоков, измеряемых кубическими километрами. Ширина зон «мегабрекций» достигает 1,5—2,0 км.

### Петрографическая характеристика

Описанные выше породы главной фазы зазинского комплекса представляют собой типичные магматические образования. Для всех гранитоидов, независимо от их фациальной принадлежности, характерны розовые, темно-розовые тона окраски, лейкократовый облик и массивные текстуры. В гранитоидах краевой и трещинной фации постоянно наблюдаются миаролитовые пустоты, реже они отмечаются в породах центральных частей массивов. В гранитах на фоне розовых полевых шпатов отчетливо выделяется дымчатый, темно-серый, иногда почти черный кварц каплевидной и округлой формы. В граносиенит-порфирах и кварцевых сиенит-порфирах почти весь кварц содержится в основной массе и макроскопически диагностируется с трудом.

Таблица 3

Количественно-минеральный состав магматических гранитоидов главной фазы зазинского комплекса, об. %

Порода	Калинатровый полевого шпата	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Роговая обманка
Крупно- и среднезернистые граниты . . . . .	35—55	5—35	25—35	Единичные чешуйки — 3%, иногда до 6%	0 — единичные зерна, иногда до 2%
Мелко-среднезернистые граниты, гранит-порфиры . . . . .	55—60	5—10	30—35	Единичные чешуйки — 1%	—
Граносиениты и кварцевые сиениты . . . . .	60—70	5—15	10—20	2—8	1—6

Крупно- и среднезернистые граниты обычно равномернозернистые. В порфировидных разностях, пользующихся ограниченным распространением, редкие фенокристаллы представлены короткопризматическими зернами калинатрового полевого шпата, размер которых не превышает 1,0—1,2 см. Количество темноцветных минералов в этих гранитах достигает 5—6%, распределены они неравномерно.

Гранитоиды краевой и трещинной фации мелко-среднезернистые, мелкозернистые, неравномернозернистые, порфировидные до порфировых. Размер зерен главных породообразующих минералов колеблется от 0,2 до 1,2 мм, смену участков различной зернистости можно наблюдать на незначительных интервалах. В порфировидных гранитах и гранит-порфирах вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и округлыми зернами кварца. В породах граносиенитового и кварцево-сиенитового состава кварц в фенокристаллах не встречен, но отмечаются редкие крупные таблицы и чешуйки биотита и роговой обманки. Размер вкрапленников обычно составляет 1—3 мм, в порфировых разностях достигает 8 мм. Количество их колеблется от единичных зерен до 7—10% (табл. 3).

Микроструктуры гранитоидов всегда отчетливо магматические. Коррозионные взаимоотношения между главными породообразующими минералами не устанавливаются. В крупно- и среднезернистых гранитах отмечены зерна плагиоклаза, окруженные широкой оторочкой калинатрового полевого шпата; часто небольшие таблицы плагиоклаза включены в более крупные выделения калинатровых полевых шпатов. Но и в этих случаях границы между минералами, как правило, прямые, четкие, без реакционных соотношений.

Микроструктура гранитов внутренних частей интрузии гипидиоморфнозернистая, гранитовая, аллотриоморфнозернистая. Темноцветные минералы и плагиоклаз идиоморфны по отношению к кварцу и калинатровому полевому шпату. Последние выделялись близко-одновременно и часто находятся во взаимном прорастании. Часть кварца выполняет интерстиции между минералами, иногда наиболее ксеноморфным оказывается калинатровый полевой шпат, образующий прожилковидные выделения, включающие минералы ранних генераций.

Микроструктура гранитоидов краевой фации гипидиоморфно-зернистая, неравномерно-зернистая и порфировидная, часто порфировая. В гранит-порфирах и граносиенит-порфирах наблюдается также криптовая структура. Основная масса пород гранитного состава аллотриоморфнозернистая, микроаллотриоморфно-зернистая, реже микропегматитовая и псевдопойкилитовая. Характерно, что различные типы структур отмечаются в пределах одного шлифа.

Микроструктура основной массы граносиенитов и кварцевых сиенитов гипидиоморфно-зернистая, аplitовая; отмечаются участки пойкилитовой, пегматитовой и гранофировой структур.

В гранитоидах краевой фации, даже непосредственно на контакте с отложениями кровли, примесь ксеногенного материала отсутствует.

Среднезернистые, часто порфировидные граниты трещинной фации, как уже указывалось, по микроструктуре не отличимы от пород внутренних частей массивов. Эндоконтактовые гранитоиды этой фации, а также породы, слагающие мелкие дайки, характеризуются весьма тонкозернистым строением. Вкрашенники кварца в гранит-порфирах часто содержат включения и заливы фельзитоподобной основной массы и напоминают фенокристаллы в эфузивах. Иногда вкрашенники выглядят как остроугольные обломки кристаллов.

Калинатовый полевой шпат образует ксеноморфные и изометричные зерна размером от 0,2—0,5 мм до 1—2 см, в зависимости от зернистости породы. Фенокристаллы короткопризматические, часто в них наблюдаются простые двойники. Идиоморфные кристаллы калинатового полевого шпата отмечаются в основной массе граносиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров.

Характерными особенностями минерала являются практически полное отсутствие решетчатых двойников, широкое развитие пертитов и интенсивная пелитизация. Признаки двойниковой решетки изредка отмечаются на отдельных участках крупных зерен и в мелкозернистых разностях гранитов. Отчетливо решетчатый микроклин-пертит встречен лишь в гранитах бассейна р. Укикит (левобережье р. Джилинды). Количество пертитов составляет от 3 до 10% площади зерна, в породах граносиенитового и кварцево-сиенитового состава достигает 60—70%. Часто выделения калинатового полевого шпата окружены альбитовой оторочкой, соизмеримой по ширине с пертитами. Калинатовый полевой шпат, обрастающий крупные зерна плагиоклаза в гранитах внутренних частей интрузии, по своим оптическим свойствам не отличим от этого же минерала, образующего самостоятельные зерна. Пелитизация установлена повсеместно, зерна пелитизированы либо полностью, либо частично. В последнем случае отмечается пятнистая окраска.

Степень упорядоченности калинатовых полевых шпатов в гранитоидах внутренних и периферических частей интрузии близка: величина угла  $-2V$ , по данным 60 замеров, колеблется от 60 до  $82^\circ$  (в 90% случаев она составляет  $72-78^\circ$ ). В калинатовых полевых шпатах из гранитоидов трещинной фации, независимо от их состава и структуры, угол  $-2V$  составляет  $80-85^\circ$ . Значительные вариации углов  $-2V$  ( $60-76$ ;  $70-82^\circ$  и т. п.), наблюдаемые на различных участках одних и тех же зерен, не позволяют считать приведенные различия существенными.

Плагиоклаз образует, как правило, таблитчатые, реже изометричные выделения размером от 0,3 мм до 0,8 см. По составу плагиоклаз в гранитах отвечает олигоклазу с небольшой примесью анортитовой молекулы (10—15%); а в породах граносиенитового и кварцево-сиенитового состава он представлен олигоклазом № 28—30\*.

Вкрашенники плагиоклазов в порфировых разностях всегда идиоморфные, величина их составляет 0,7—0,8 см. Фенокристаллы характеризуются зональным строением. Ядро сложено олигоклаз-андезитом № 26—31, периферическая часть — олигоклазом № 11—16.

В гранитах внутренних частей массивов отмечаются включенные в полевые шпаты мелкие таблитчатые зерна среднего плагиоклаза (28—30% анортита), последний, вероятно, выделился на начальных стадиях кристаллизации расплава.

\* Массовые измерения плагиоклазов (45 определений) проводились в плоскости  $\perp(010)$ ; для 20% сделаны полные замеры.

Вторичные изменения плагиоклаза в целом слабые. Серицит, пелит, соссюрит (по плагиоклазу среднего состава) развиваются постоянно, за-мещая лишь отдельные части зерен.

Кварц в крупно- и среднезернистых гранитоидах отмечается в виде скоплений крупных изометрических зерен, часто включающих полевые шпаты и темноцветные минералы, а также в резко ксеноморфных выделениях, выполняющих интерстиции между этими минералами. В мелко-зернистых разностях гранитов и в гранит-порфирах он образует обычно изометрические зерна размером 0,2—0,5 мм и округлые, иногда идиоморфные вкрапленники величиной до 0,6 см. В наиболее тонкозернистых гранитоидах трещинной фации, в граносиенит-порфирах и гранит-порфирах кварц отмечается в очень мелких зернах, диагностируемых только под микроскопом.

Темноцветные минералы представлены биотитом ( $Ng=1,667-1,670$ ,  $Np=1,598-1,603$ ) и роговой обманкой ( $-2V=70-74^\circ$ ;  $c: Ng=20-21^\circ$ ), образующими призматические, удлиненные призматические зерна, чешуйки размером от 0,3 мм до 0,5 см по длиной оси. В граносиенит-порфирах и кварцевых сиенит-порфирах наблюдаются вкрапленники этих минералов размером до 0,8 мм в поперечнике.

Аксессорные минералы — магнетит, сфен, ильменит, апатит, циркон, ортит, флюорит, редко монацит, рутил, тантало-ниобиевые минералы. Для цирконов лейкократовых гранитов характерно существенное пре-обладание кристаллов цирконово-призматического типа без острых пи-рамид; интервал значений  $l/d$  — от 1,5 до 1,9.

### Контактово-реакционные гранитоиды главной фазы

Гранитоиды этой группы, как уже указывалось, составляют незна-чительную часть образований главной фазы комплекса. Они представлены породами состава гранодиоритов, граносиенитов, сиенитов и сиенито-диоритов. Контактово-реакционные гранитоиды слагают неправильной формы участки, обособления, полосы и оторочки в краевых частях гра-нитных массивов. Они располагаются в основном вдоль северо-западной границы Зазинского plutона и локализованы здесь в пределах относи-тельно узкой полосы протяженностью 50—60 км. Маломощные зонки по-добных пород описаны Ф. Г. Рейфом (1972) в пределах Курбинского plutона. Ниже дается описание самого крупного поля развития контак-тально-реакционных образований.

Порфировидные сиениты, граносиениты, гранодиориты развиты в междуречье Кыджимита и Мусынца на площа-ди около 80 кв. км (рис. 21). Порфировидные гранитоиды предста-вляют собой зеленовато-серые мезократовые и меланократовые породы масси-вийной, реже полосчатой текстуры (табл. 4). Для них характерна ис-ключительная неоднородность состава и структуры, выражаящаяся в том, что на незначительном расстоянии меланократовые разности сменяются более лейкократовыми, порфировидные — нечетко порфировидными, сиениты и граносиениты — гранодиоритами. Темноцветные минералы распре-делены в породе неравномерно, часто образуют различные по величине и форме шлировидные скопления. Роговая обманка на небольших интер-валах сменяется биотитом, железистость которого колеблется в широких пределах.

В порфировидных гранитоидах постоянно наблюдаются многочислен-ные ксенолиты вмещающих пород размером от первых сантиметров до сотен метров. Насыщенность ими довольно значительна, иногда их коли-чество достигает 40% и более. На участках, где ксенолитов мало или они отсутствуют, появляются лейкократовые среднезернистые граниты, иден-тичные магматическим гранитам plutона (рис. 22). Вокруг редких ксе-нолитов, включенных в эти граниты, также встречаются оторочки порфи-

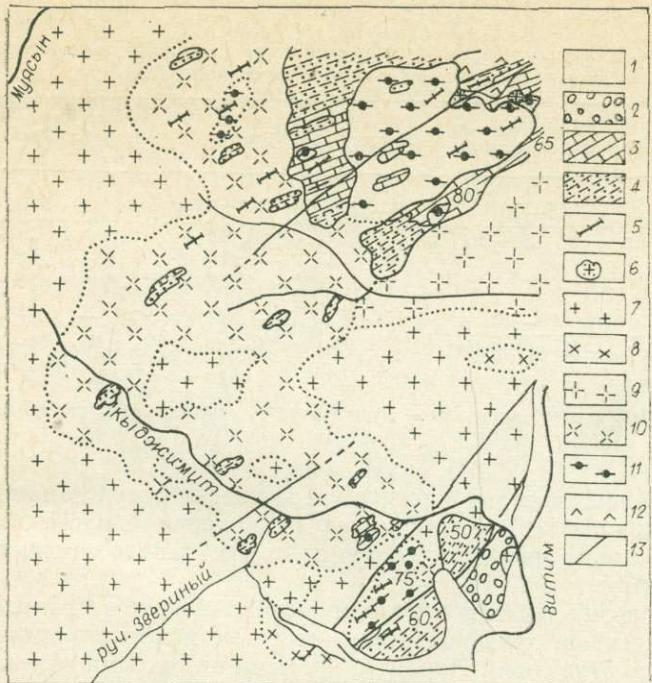


Рис. 21. Схематическая геологическая карта низовьев р. Кыджимит.

1 — неогеновые и четвертичные отложения. Породы позднего протерозоя и кембрия; 2 — конгломераты; 3 — известняки и доломиты; 4 — песчаники и гравелиты; 5—12 — магматогенные образования: дайки (5) и штоки (6) аплитовидных гранитов; средне- и крупнозернистые граниты (7); граносиениты (8); порфировидные граниты (9) и граносиениты (10); щелочные и нефелиновые сиениты (11), диориты и габбро-диориты раннего палеозоя (12).

ровидных меланократовых гранитоидов. Контуры мелких ксенолитов обычно очень нечеткие, расплывчатые; в крупных гранитизация проявлена главным образом в их нижних частях и на участках пологих контактов, крутые контакты, как правило, резкие.

Вкрапленники в сиенитах и граносиенитах представлены идиоморфными кристаллами розового калинатового полевого шпата ( $-2V=75-86^\circ$ ), в гранодиоритах — олигоклаз-андезином, содержащим 27—30% аортитовой молекулы. Количество вкрапленников непостоянное (от 5—7 до 15—20%), размер варьирует от 0,5 до 3—4 см по длиной оси. Внутри порфировых выделений присутствуют окружные, редко корродированные зерна кварца, плагиоклаза, биотита, роговой обманки, иногда реликтовые гранобластовые участки. Обособления с лепидогранобластовой и гранобластовой структурами постоянно наблюдаются также в гипидиоморфно-зернистой основной массе порфировидных гранитоидов. Количество их особенно возрастает на участках широкого развития ксенолитов.

В порфировидных гранитоидах обычно присутствует плагиоклаз трех различных генераций, что отличает описываемые образования от магматических гранитоидов главной фазы: короткопризматические вкрапленники, таб-

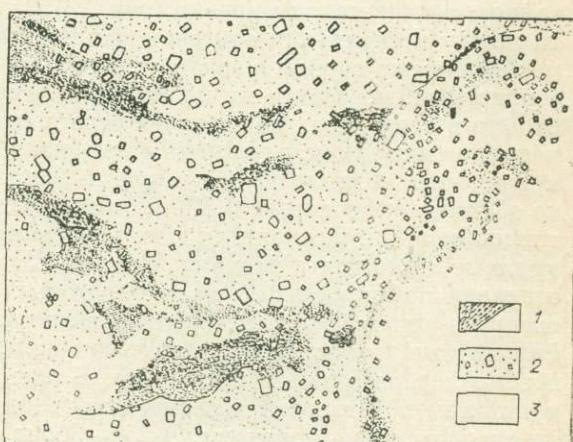


Рис. 22. Реликты метаморфических пород (1) и гранитные участки (3) в порфиробластовых гранитоидах (2). Низовья р. Кыджимит.

Таблица 4

Количественно-минеральный состав порфировидных гранитоидов (в об. %) и некоторые оптические константы главных породообразующих минералов

Порода	Плагиоклаз	Калинатровый полевой шпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка
Сиениты, граносиениты	15—20 30—38% An	45—70 $2V=68-86$	2—15	7—14 $Ng=1,622$ $-1,668$ $Np=1,570$	0—6 $Ng=1,670-$ $-1,678$ $Np=1,650-$
Гранодиориты	50—60 17—25% An	10—20 $2V=68-86$	15—18 $j=51-93$	—1,597	—1,656 $c: Ng=19-20;$ $-2V=65-68$

Примечание. Аксессорные минералы — циркон, ортит, апатит, сфен, пирит, магнетит.

литчатые зерна в основной массе и изометричные ксенозерна кристаллических сланцев. Плагиоклаз во вкрапленниках и в основной массе часто зональный, центральные части зерен иногда почти нацело замещены серицитом и соссюритом.

Калинатровый полевой шпат в основном такой же, как в гранитах внутренних частей массивов, хотя перитовое строение и пелитизация не всегда проявлены столь отчетливо. Наряду с мелкими округлыми зернами кварца и плагиоклаза во вкрапленниках калинатровых полевых шпатов содержатся также корродированные плагиоклазовые призмы. Они, как правило, окружены тонкой альбитовой оторочкой, но нигде на контакте полевых шпатов не отмечены мирмекиты.

Кварц наблюдается в виде ксеноморфных зерен, выполняющих интэрстиции между другими минералами, а также в крупных изометрических выделениях. В лепидогранобластовом агрегате отмечаются мелкие округлые зерна кварца, отдельные ксенозерна включены в полевые шпаты.

В непрерывном коренном обнажении по руч. Звериному (приток р. Кыджимит) изучен переход от лейкократовых гранитов внутренних частей массивов к полю порфировидных гранитоидов. Устанавливается, что с приближением к полю преимущественного развития порфировидных образований в розовых среднезернистых гранитах заметно увеличивается количество ксенолитов и изменяется характер воздействия магмы на метаморфические породы кровли (рис. 23). В 1,2—1,3 км от контакта граница между ксенолитами ороговикованных песчаников и гранитами четкая, магматические породы в эндоконтакте и апофизах становятся более мелкозернистыми, но состав их не меняется. Ближе к контакту, в 700—800 м от него в ксенолитах появляются осветленные участки, обогащенные микроклином и кварцем, а граниты в апофизах, секущих вмещающие породы, приобретают нечетко выраженную порфировидную структуру и несколько обогащены биотитом. В 400 м от основного поля порфировидных гранитоидов породы в ксенолитах заметно гранитизированы, в них встречаются крупные кристаллы полевых шпатов. Вокруг ксенолитов наблюдаются оторочки порфировидных меланократовых биотитовых гранитов и граносиенитов шириной до 2 м. Граниты в апофизах превращены в гигантопорфировидные граносиениты и гранодиориты, включающие мелкие, не полностью переработанные ксенолиты. В окончаниях крупных апофиз фенокристаллы полевых шпатов ориентированы параллельно контакту апофизы с вмещающими породами. В 250—300 м от контакта в том же поле лейкократовых гранитов на месте ксенолитов образовались породы, содержащие многочисленные реликты кровли и не отличимые от порфировидных гранитоидов. На протяжении последних 100 м до контакта с порфировидными гранитоидами лейкократовые граниты частично теряют кварц и сме-

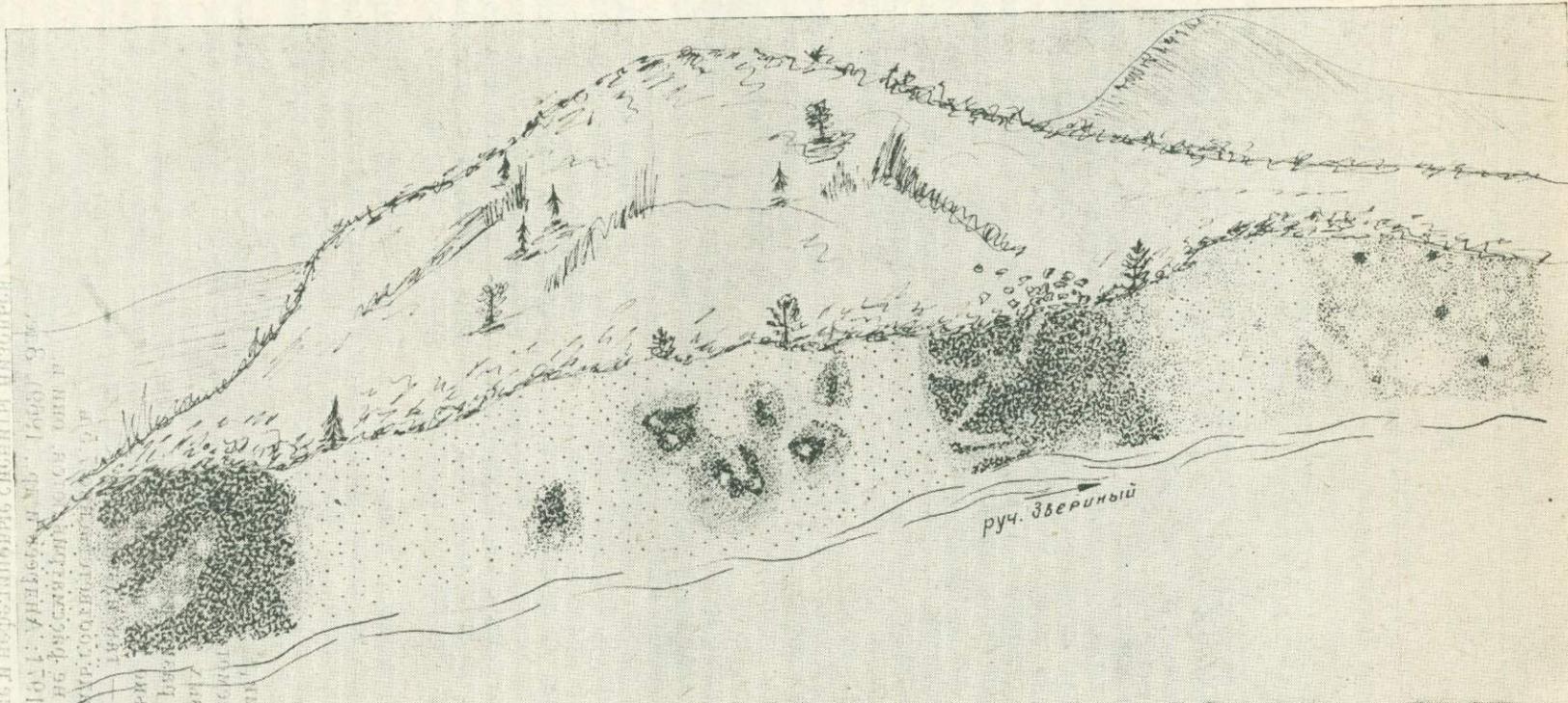


Рис. 23. Изменение характера взаимодействия гранитов с породами кровли в направлении к полю порфировидных гранитоидов. Светлое — лейкократовые граниты, темное — измененные кристаллические сланцы, серое — порфировидные гранитоиды (низовья руч. Звериного).

Таблица 5

Химический состав порфировидных гранитоидов низовьев р. Кыджимит, вес. %

№ анал. лиза	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	H <sub>2</sub> O	П. п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Сумма
1	63,46	0,60	17,45	1,94	2,38	0,10	0,74	3,42	4,30	4,40	0,14	0,43	0,18	Не опр.	99,40
2	60,86	0,62	14,93	3,36	2,53	0,11	1,44	4,06	3,80	4,20	0,13	0,42	0,22	0,06	99,43
3	65,48	0,97	15,63	2,02	1,76	0,10	2,32	2,05	4,00	4,70	0,21	1,21	0,16	Не опр.	100,40
4	70,24	0,51	14,81	1,23	1,10	0,07	0,58	1,44	4,40	4,70	0,13	0,43	0,07	»	99,68
5	62,68	0,41	17,75	2,54	1,8	0,05	1,55	3,5	4,92	3,79	Не	0,56	0,54	0,2	99,64

няются граносиенитами. Последние контаминированы материалом вмещающих пород, количество которого на различных участках неодинаково. Граносиениты неравномернозернистые, часто порфировидные, среди них отмечаются участки более или менее лейкократовых гранитов и порфировидных гранодиоритов. Граница между граносиенитами и более меланократовыми порфировидными гранитоидами основного поля отчетливая, но контакт не интрузивный.

Таким образом, по руч. Звериному не только установлен постепенный переход от лейкократовых гранитов к порфировидным гранодиоритам и граносиенитам, но выявлена и контактово-реакционная природа этих образований.

Описанные выше стадии гранитизации вмещающих пород наблюдались и внутри поля порфировидных гранитоидов, там, где среди них отмечались обособления среднезернистых гранитов, содержащих редкие ксенолиты пород кровли.

Изложенный материал позволяет указать на ряд особенностей строения и состава порфировидных гранитоидов, которые свидетельствуют о контактово-инфилтратационной природе этих образований.

1. Исключительная неоднородность участка развития порфировидных гранитоидов, быстрая смена структуры и состава пород (см. табл. 4 и 5), наличие большого количества ксенолитов кровли.

2. Появление в поле развития порфировидных пород на участках, обедненных ксенолитами, обособлений среднезернистых лейкократовых гранитов, сходных с породами фации внутренних частей массивов.

3. Наличие в гранитоидах реликтовых участков с бластическими структурами. Увеличение количества реликтов в направлении к ксенолитам.

4. Одновременное присутствие в породе плагиоклазов различного состава; резкие вариации железистости биотита; отсутствие постоянного темноцветного минерала (биотит и роговая обманка неоднократно сменяют друг друга на интервалах в десятки сантиметров в пределах одной петрографической разновидности).

5. Формирование пород, аналогичных порфировидным гранитоидам рассматриваемого участка, при взаимодействии розовых среднезернистых лейкократовых гранитов с ксенолитами кровли.

В поле развития описанных порфировидных гранитоидов располагается несколько тел щелочных и нефелиновых сиенитов, наиболее крупные из которых — так называемые Зимовьечинский и Тучинский массивы — имеют площадь соответственно 7,5 и 1,6 кв. км. В настоящей работе щелочные породы не рассматриваются, они подробно описаны нами ранее (Литвиновский, 1971; Андреев и др., 1969). Здесь уместно указать лишь на то, что щелочные и нефелиновые сиениты низовьев р. Кыджимит образовались

в зоне магматического замещения карбонатно-терригенной кровли при внедрении в нее гранитоидов главной фазы зазинского комплекса и поэтому могут рассматриваться как особая контактово-реакционная разновидность пород этого комплекса.

### *Гранитоиды заключительной фазы*

Дополнительные интрузии составляют 5—8% всего объема зазинского комплекса и представлены в основном изометрическими удлиненными массивами небольших размеров — до 20—30 кв. км, сложенными главным образом лейкократовыми гранитами. Более крупными размерами характеризуется только Шараталинский массив, расположенный на правобережье р. Курбы. Он вытянут в северо-восточном направлении вдоль Онохойской зоны разлома на 55—60 км при средней ширине 8—10 км (Рейф, 1972). Наряду с массивами широко распространены дайки аplitов, мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров. Пегматиты крайне редки. Мощность даек колеблется от 1—5 до 35 м, протяженность составляет 150—500 м, местами 3—5 км. Гранитоидные тела располагаются обычно внутри крупных plutонов, реже — за их пределами, не удаляясь, однако, на значительные расстояния.

Граниты, слагающие подавляющую часть дополнительных интрузий, представляют собой мелкозернистые, часто порфировидные разности, серовато- и желтовато-розовые лейкократовые породы массивной текстуры. Структура микроаллотриоморфно-зернистая, микрогранитовая, участками аPLITовая. Минеральный состав: калинатровый полевой шпат — 30—65%; кислый олигоклаз — 5—30; кварц — 25—35; биотит — 1—3%. По характеру главных породообразующих минералов гранитоиды дополнительных интрузий (массивов и даек) близки к сходным по составу образованиям главной фазы.

Контакты гранитных массивов с вмещающими породами, как правило, резкие. Иногда в экзоконтакте отмечается большое количество даек и апофиз мелкозернистых гранитов. Зоны закалки шириной 2—5 м представлены тонкозернистыми, аPLITовидными гранитами. В отдельных телях в периферических частях развиваются гранит-порфиры.

Пространственная связь мелких штоков и даек с гранитоидами главной фазы зазинского комплекса, сходный состав этих образований и близкие кристаллооптические свойства главных породообразующих минералов позволяют рассматривать описанные породы как продукт кристаллизации остаточного расплава, образовавшегося в процессе становления гранитов главной фазы.

### *Выводы*

Формирование гранитоидов зазинского комплекса происходило практически в течение одного этапа.

Породы комплекса представлены в основном гомогенными лейкократовыми крупно- и среднезернистыми гранитами, характеризующимися следующими структурно-минералогическими особенностями: а) массивными структурами; б) розовыми тонами окраски; в) обилием темного каплевидного кварца; г) типичными магматическими, часто гишидиоморфно-зернистыми структурами; д) отсутствием реакционных взаимоотношений между породообразующими минералами; е) преобладанием калинатрового полевого шпата с отчетливо выраженным перитовым строением, интенсивно пелитизированного, нерешетчатого или слаборешетчатого; ж) часто наблюдаемыми явлениями обрастания калинатровым полевым шпатом призматических зерен плагиоклаза.

Контакты гранитных массивов зазинского комплекса с вмещающими породами, как правило, интрузивные и сопровождаются широким разви-

тием мелкозернистых и порфировых фаций. Контактово-реакционные образования играют резко подчиненную роль и локализованы в основном вдоль северо-западной границы Зазинского plutона.

Среди гранитоидов комплекса выделяется группа тел трещинной фации, формирование которых, судя по фельзитоподобным структурам их краевых зон, происходило на малых глубинах в условиях, близких к субвулканическим.

#### -*Группа малых массивов*

##### -*Изучение*

Сравнительно небольшие массивы гранитоидов, расположенные к северу и северо-востоку от главных plutонов зазинского комплекса, сложены в основном крупно- и среднезернистыми, часто порфировидными розовыми лейкократовыми гранитами и граносиенитами. Подавляющая часть этих массивов была известна ранее. Они выделялись большинством исследователей как более молодые по отношению к Ангаро-Витимскому батолиту образования. Некоторые геологи-съемщики (А. А. Малышев, В. Н. Гусев, Л. Е. Иванов) параллелизовали эти массивы с plutонами юга Витимского плоскогорья, другие исследователи (А. А. Конев, и др.) считали их мезозойскими. Несмотря на различную трактовку возраста, описание ясно существует, что гранитоиды по облику, структурно-текстурным, минералогическим и химическим характеристикам четко отличаются от «баргузинских» гранитов, среди которых они находятся. В то же время сходство их с описанными выше магматическими породами главной фазы зазинского комплекса, несмотря на некоторые вариации состава, весьма значительно. Следует оговориться, что не для всех массивов достоверность отнесения к рассматриваемой группе одинакова. Это относится к гранитным plutонам низовьев р. Ины, правобережья р. Верх. Ципы и Бамбуйки. В целом же существование группы малых массивов не вызывает сомнения.

Авторами изучались малые массивы в бассейне р. Бол. и Мал. Амалат, на Чина-Талойском междуречье и в районе озер Верх. и Нижн. Джилинда. Ниже дается краткая геолого-петрографическая характеристика трех массивов, являющихся, по нашему мнению, наиболее представительными.

*Аунакитский массив.* На правобережье р. Амалат, к югу и юго-востоку от пос. Россошино Е. Е. Зеленским в 1966 г. закартирована группа из шести массивов. Размеры их различны: от 5—10 до 150 кв. км; форма неправильная или грубоovalьная с более или менее ясной ориентировкой в северо-восточном направлении. Наиболее крупный массив располагается в бассейне рч. Аунакит. Он вытягивается с юго-запада на северо-восток почти на 20 км, постепенно расширяясь в том же направлении. На правобережье рч. Аунакит ширина его достигает 12 км. Вмещающие породы: гранитоиды баргузинского комплекса, гнейсы тулуинской свиты архея, алевролиты и конгломераты багдаринской свиты (верхний кембрий <sup>или</sup> ордовик?); с запада и севера массив граничит с предположительно юрскими вулканогенными образованиями.

Строение Аунакитского массива простое. В основном он сложен розовыми среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами, которые визуально и под микроскопом не отличаются от соответствующих разновидностей главной фазы зазинского комплекса. Близкими оказываются не только структурно-текстурные особенности и количественно-минеральный состав пород, но и оптические характеристики полевых шпатов: угол оптических осей микроклина ( $76-78^{\circ}$ ), содержание анортита в плагиоклазе (12—13%). Столь же велико сходство химических составов сравниваемых пород (см. табл. 8, 13), а также значения интенсивности термолюминесценции калинатровых полевых шпатов (см. табл. 1, 23).

На контакте с вмещающими породами граниты становятся мелкозернистыми, не изменяя при этом своего состава. На некоторых участках вблизи вулканогенной толщи, помимо мелкозернистой фации закалки, в массиве отмечена также эндоконтактовая граносиенитовая фация. Граносиениты — розовые крупно- и среднезернистые, часто неравномернозернистые породы с невадитовой, до криптовой, структурой. Эти породы — полный аналог граносиенитов, появляющихся местами в эндоконтактowych зонах крупных plutонов. В Аунакитском массиве граносиенитовая оторочка прослежена вдоль контакта с эффузивами и туфами на расстоянии не менее 5 км.

**Ендодинский массив** находится в верховьях р. Усой, между ручьями Ендода и Верх. Аунакит. Массив имеет близкую к изометричной форму, размеры его невелики —  $5,5 \times 4,5$  км. Вмещающие породы — метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения точерской и багдаринской свит (ранний кембрий и условно поздний кембрий — ордовик). Южная и северо-восточная части массива сложены средне- и крупнозернистыми гранитами, в северной половине преобладают порфировидные разновидности. Переходы между породами постепенные.

Равномернозернистые граниты по облику, минеральному составу и другим признакам идентичны типичным гранитам главной фазы зазинского комплекса и потому здесь не описываются. Единственной отличительной особенностью этих пород является ясная двойниковая решетка в микроклин-пертите. Порфировидные граниты характеризуются розовато-серыми тонами окраски и несколько повышенным содержанием биотита (6—8 %), при этом устанавливается, что степень порфировидности находится в прямой зависимости от меланократовости породы. Структура основной массы гранитовая или гипидиоморфно-зернистая. Текстура массивная. Вкрапленники решетчатого микроклин-пертита слагают от 10 до 30 % объема породы. Форма их неясно призматическая, размер 10—25 мм. Часто отчетливо видны зоны роста. Включения мелких призм и небольших округло-изометрических зерен кварца нередко ориентированы вдоль этих зон. Реакционные взаимоотношения между микроклином и минералами пойкилитовых включений не наблюдались. В основной массе породы плагиоклаз № 13—15—15—22 %, кварц—28—30, биотит ( $Ng = 1,670$ ,  $Np = 1,603$ ) — 6—8 и решетчатый микроклин-пертит ( $2V = -78^\circ$ ) — 18—25 %. Аксессорные: сфен, магнетит, апатит, циркон.

В направлении к контакту с кровлей структура основной массы меняется до аплитовой, а в порфировых выделениях, помимо микроклина, отмечаются округлые, редко идиоморфные зерна кварца, иногда плагиоклаза. В апикальных частях массива порфировидные граниты переходят в гранит-порфиры с невадитовой структурой и микроаплитовой основной массой. Контакты с вмещающими породами резкие, сколько-нибудь заметные контактовые изменения не устанавливаются.

**Карский массив.** Массив находится в верховьях р. Чины, где он занимает водораздел между Чиной и ее левым притоком — Карой. Площадь — около 100 кв. км. Форма неправильная, удлиненная, намечается некоторая ориентировка его в северо-восточном направлении. Гранитоиды интрудируют нижнекембрийские метаморфические образования точерской свиты, а в восточной части массива они прорывают щелочные и нефелиновые сиениты Усойской щелочной интрузии.

Карский массив сложен однообразными по внешнему облику и минеральному составу розовыми порфировидными граносиенитами, реже гранитами с темно-серым кварцем. Отмечается некоторая тенденция к локализации существенно биотитовых разновидностей в западной, существенно роговообманковых — в восточной половине массива. В целом преобладают породы с крупнозернистой основной массой и порфировыми выделениями размером от 5 до 20 мм. Изредка отмечаются небольшие, до 2—3 кв. км, участки гранитоидов с более мелкими вкрапленниками

(0,3—0,8 мм) и мелкозернистой основной массой. Однообразие пород, слагающих описываемый массив на различных гипсометрических уровнях (от 1300 до 1800 м), так же как практически полное отсутствие ксенолитов кровли, свидетельствует о том, что он, по всей видимости, достаточно глубоко вскрыт эрозией.

Граносиениты имеют порфировидную структуру с гранитовой или гипидиоморфно-зернистой основной массой. В более мелкозернистых разностях структура основной массы аллотриоморфно-зернистая, участками аплитоподобная. Порфировые выделения представлены в основном микроклином и составляют от 25 до 60% объема породы; наиболее распространены разновидности с содержанием вкрапленников порядка 35—38%. Основная масса сложена плагиоклазом № 13—15 — от 12 до 23%, кварцем — 15—21, нерешетчатым микроклин-пертитом ( $2V = -77 - 78^\circ$ ) — 9—11, биотитом ( $Ng = 1,660$ ,  $Np = 1,594$ ) — до 4 и обычновенной роговой обманкой ( $cNg = 23 - 24^\circ$ ,  $-2V = 70 - 74^\circ$ ) — до 7 %. Аксессорные минералы: сфеен, магнетит, апатит, циркон, изредка ортит.

Микроклин порфировых выделений обычно наблюдается в виде несдвойниковых кристаллов с более или менее четкими идиоморфными очертаниями. Характерной их особенностью является обилие концентрических зон роста, а также тонких струйчатых пертитов, располагающихся вдоль зон роста и под углом к ним. Количество альбитового материала варьирует от 1,5—3 до 15—18%.

В микроклине вкрапленников постоянно отмечаются в большем или меньшем количестве включения плагиоклаза, роговой обманки, биотита, редко кварца. Включения всегда ориентированы вдоль зон роста, границы их четкие, ровные, без следов коррозии. В отдельных случаях в зернах плагиоклаза — тонкие краевые зонки деанортитизации.

Микроклин основной массы также пертитовый, часто образует призматические зерна, но включения других минералов, как и зоны роста, в них не фиксируются. Плагиоклаз, биотит и роговая обманка — наиболее ранние минералы, они почти всегда наблюдаются в виде идиоморфных призматических зерен и чешуй. В ряде случаев на границе с микроклином в плагиоклазе развиваются мирамекиты. Кварц в крупнозернистых разновидностях граносиенитов заполняет интерстиции, в среднезернистых ведрообразует округло-изометричные выделения.

Контакты описываемого массива с вмещающими метаморфическими образованиями резкие, интрузивные. В эндоконтакте интрузии наблюдается зона закалки шириной до нескольких метров, изредка — до 10 м, в пределах которой гранитоиды становятся мелкопорфировидными, а основная масса в них приобретает аплитовую структуру. В порфировых выделениях, помимо микроклина, появляются также кварц и плагиоклаз. Размер вкрапленников не превышает 3—4 мм, размер зерен основной массы составляет 0,2—0,8 мм. Вмещающие породы превращены в биотит-полевошпатовые и двуслюдянные кордиерит-полевошпатовые роговики. Мощность зоны ороговикования — 1—2 м.

Столь же четкие интрузивные взаимоотношения отмечаются между гранитоидами и щелочными породами Усойской интрузии. Наблюдения проводились на плоском водоразделе, в крупных элювиальных глыбах, так что о мощности контактной зоны судить трудно. Однако устанавливается вполне определенно, что и на контакте со щелочной интрузией заметно уменьшается зернистость в гранитоидах, а в щелочных сиенитах отмечаются многочисленные апофизы пород Карского массива с ровными и четкими секущими контактами, часто срезающими первичную полосчатость щелочных сиенитов. Мощность апофиз — от 0,5 до 20—30 см. В тонких апофизах граносиениты тонко- и мелкозернистые, в более мощных они остаются среднезернистыми и слабопорфировидными.

Признаки метасоматического воздействия гранитоидной интрузии на вмещающие породы нигде не наблюдались.

Как видно из приведенного описания, Карский массив отличается некоторым своеобразием, и принадлежность его к зазинскому комплексу не может считаться бесспорной. Авторы в своих выводах основывались на следующих данных.

1. Резкие интрузивные контакты массива с вмещающими породами, отсутствие ореола контактово-реакционных образований, появление мелкозернистых фаций закалки в эндоконтакте интрузии.

2. Характерный облик гранитоидов (розовые тона окраски, темный цвет кварца, массивное сложение, типичные магматические структуры).

3. Структурные особенности калинатрового полевого шпата: он повсеместно представлен нерешетчатым микроклин-перитом.

4. Слабо проявленные или совсем не проявленные реакционные отношения между породообразующими минералами.

5. Низкие значения интенсивности рентгеновской термolumинесценции для части проб из гранитоидов массива (28, 56 и 59 усл. ед.), типичные для пород зазинского комплекса и ни разу не отмеченные в гранитах баргузинского (табл. 23).

6. Данные геохронологических определений (см. табл. 29, до 322 млн. лет), исключающие предположение о более позднем мезозойском времени становления Карского массива.

### ХИМИЗМ БАРГУЗИНСКОГО И ЗАЗИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ

#### Петрохимическая характеристика

Обработано свыше 1100 силикатных анализов, характеризующих гранитоиды на площади около 100 тыс. кв. км. 250 проб на полный силикатный анализ отобраны по опорным профилям и на узловых участках. Это обеспечило возможность достоверной интерпретации всего объема химических анализов, большая часть которых заимствована из отчетов по средне- и крупномасштабной геологической съемке. Проведена отбраковка с исключением проб, отсутствующих в первоисточниках на картах фактического материала или отобранных в зонах разрывных нарушений; исключены анализы с отклонением суммы от 100% более чем на 0,75%.

Таблица 6

Параметры функции распределения содержаний петrogenных компонентов в диоритах, сиенитодиоритах и сиенитах раннего палеозоя

Параметры	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	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
-----------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	------------------	-------------------

#### Первая фаза (n=14)

$\bar{X}$	56,71	1,00	17,37	2,42	4,37	3,75	5,96	3,07	3,76
$s$	3,78	0,22	1,30	0,61	1,17	2,25	2,09	1,00	0,95
$A$	-0,72	0,57	0,20	-0,16	0,31	1,19	0,94	-0,20	0,56
$E$	-0,90	-0,52	-0,70	-1,39	-0,94	0,08	-0,02	-0,72	-0,58

#### Вторая фаза (n=30)

$\bar{X}$	58,80	0,53	17,61	2,71	3,24	2,38	4,71	3,63	4,24
$s$	2,07	1,09	1,51	0,57*	1,01	0,83	1,45	1,01	0,89
$A$	1,45	-2,23	2,20	-0,61*	-0,92	0,11	-0,66	0,14	-0,33
$E$	1,61	5,30	7,86	0,00	0,34	0,30	1,19	-1,52	-0,62

Примечание. Все вычислительные операции производились на ЭВМ «Наири-С» в вычислительном центре Бурятского геологического управления.

Звездочкой здесь и в табл. 7, 8, 12, 32, 34 отмечены значения соответствующих параметров при логнормальном распределении.

Таблица 7

Параметры функции распределения содержания петрогенных компонентов в гранитоидах раннего палеозоя

Порода	Параметры	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	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	n
I фаза. Гранодиориты, граносиениты, адамеллиты	$\bar{X}$	64,90	0,56	16,16	1,95	2,59	4,59	2,96	4,57	3,99	27
	s	2,45	0,21	1,04	0,54*	0,72	0,68	1,06	1,38	0,88	
	A	-0,05	0,99	0,26	-0,03*	0,90	0,97	-0,25	0,18	0,13	
	E	-1,38	0,58	-0,76	1,40*	-0,23	0,43	-0,92	-0,87	0,18	
II (главная) фаза Граниты — SiO <sub>2</sub> ≥ 69,5%	$\bar{X}$	72,40	0,29	14,54	0,77	1,19	0,56	1,65	4,45	3,76	235
	s	1,59	0,73*	0,88	0,43	0,42	0,33	0,57	0,93	0,76	
	A	0,02	-1,55*	-0,01	0,54	0,19	0,59	0,37	0,00	-0,01	
	E	-0,86	3,65*	0,27	-0,22	-0,15	-0,40	0,98	0,05	-0,40	
Гнейсовидные породы зон гранитизации (гранодиориты, граносиениты)	$\bar{X}$	65,72	0,54	16,24	1,62	2,32	1,45	3,06	4,36	3,72	98
	s	2,30	0,29	1,19	0,91	0,79	0,65	1,06	1,20	0,89	
	A	-0,42	1,43	0,59	1,43	0,00	0,58	0,12	0,41	-0,08	
	E	-0,89	3,26	0,20	3,60	-0,01	1,59	0,09	1,54	-0,25	
III фаза. Граниты	$\bar{X}$	73,55	0,20	13,90	0,69	0,95	0,43	1,18	4,72	3,47	31
	s	1,96	0,19	0,98	0,34	0,45	0,56*	0,55	0,88	0,89	
	A	-0,75	1,20	-0,22	0,70	1,07	0,60*	-0,31	1,02	-1,00	
	E	0,47	0,21	-1,08	0,18	0,84	-0,06*	-0,42	0,00	0,43	
Граниты главной фазы. Эталон- ная выборка	$\bar{X}$	72,22	0,26	14,62	0,82	1,15	0,52	1,64	4,58	3,70	54
	s	1,5	0,13	1,05	1,08*	0,38	0,70*	0,51	0,89	0,76	
	A	0,065	0,14	0,052	-1,21*	0,07	-0,61*	0,24	0,002	0,026	
	E	-1,5	-0,04	-0,69	2,23*	-0,05	1,22*	-0,17	-0,47	-0,60	

а также пробы с явно аномальными содержаниями петрогенных окислов. В итоге для математической обработки было оставлено около 650 анализов, которые разделены на выборки по разновидностям и по принадлежности к определенному комплексу, фазе, фации. Для каждой выборки расчитаны основные параметры функции распределения содержаний петрогенных компонентов: оценки средних, их среднего квадратичного отклонения, асимметрии и эксцесса для нормального распределения, для логнормального — те же параметры для логарифмов средних (в таблицах они помечены звездочкой).

Необходимо указать, что из-за отсутствия достаточной информации полная чистота некоторых выборок не может быть гарантирована. Это относится к раннепалеозойским диоритам и сиенито-диоритам, среди которых какую-то часть, видимо, составляют перекристаллизованные ксенолиты метаморфических пород. Недостаточно уверенно можно говорить и о принадлежности всех сиенитов и сиенито-диоритов соответствующей выборки к главной фазе баргузинского комплекса. В связи с этим параметры функции распределения содержаний компонентов по указанным выборкам приведены только как справочный материал (табл. 6).

Как указывалось в предыдущей главе, наиболее распространенными образованиями баргузинского комплекса являются лейкократовые биотитовые граниты с подчинен-

Таблица 8

Параметры функции распределения содержания петрогенных компонентов в гранитах и граносиенитах среднего — позднего палеозоя

Порода	Пара-метр	Параметры функции распределения содержания петрогенных компонентов в гранитах и граносиенитах среднего — позднего палеозоя			n					
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	
<b>Главная фаза</b>										
Granиты —										
SiO <sub>2</sub> ≥ 69,5%										
$\bar{X}$	74,69	0,25	13,09	0,90	0,86	0,57	0,86	4,67	3,73	
$s$	1,74	0,73*	0,88	0,41	0,41	0,80*	0,61*	0,79	0,67	100
$A$	-0,26	0,73*	-0,01	0,16	0,27	-0,56*	-0,98*	-0,52	-0,43	
$E$	-0,72	3,43	-0,76	-0,62	-0,52	0,44*	2,02*	1,29	0,12	
$\bar{X}$	65,81	0,56	16,17	4,98	1,75	1,22	2,31	4,44	4,52	
$s$	2,24	0,18	0,95	0,65	0,78	0,60	0,97	0,98	0,48	26
$A$	-0,58	0,49	0,19	0,18	1,27	1,25	0,08	-0,44	-0,13	
$E$	-0,45	-0,56	0,92	-0,20	2,11	2,08	0,67	1,03	-0,94	
$\bar{X}$	75,27	0,16	12,79	0,89	0,96	0,57	0,74	4,57	3,69	
$s$	1,35	0,07	0,77	0,67	0,20	0,25	0,33	0,61	0,72	8
$A$	-0,19	-0,11	0,89	0,55	-0,05	-0,37	0,08	0,05	0,35	
$E$	-1,66	-1,62	-0,70	-1,62	-0,95	-1,87	-1,71	-1,70	-1,75	
$\bar{X}$	75,45	0,28	12,93	0,86	0,84	0,41	0,64	4,74	3,61	
$s$	1,51	0,22	0,70	0,37	0,38	0,21	0,21	0,63	0,61	39
$A$	-0,34	1,14	0,23	0,70	0,01	0,82	-0,46	0,38	-0,42	
$E$	-1,02	0,02	-0,92	0,08	-0,71	0,05	-0,83	-0,84	-0,30	

ным количеством граносиенитов и гранодиоритов. На современной стадии изученности нет возможности установить объемные соотношения между этими породами, что позволило бы рассчитать усредненный состав расплава. Тем не менее факт абсолютного преобладания среди гранитоидов, слагающих Ангаро-Витимский батолит, гранитов главной фазы дает основания считать, что химизм последних объективно отражает петрохимические особенности комплекса в целом. Этот вывод еще более справедлив по отношению к гранитам среднего — позднего палеозоя.

Анализ табл. 7 и 8 позволяет сделать следующие заключения.

1. При становлении Ангаро-Витимского батолита от начальной фазы к более поздним происходило возрастание количества кремнезема и уменьшение содержания остальных окислов, за исключением щелочей.

2. Постоянство содержания калия и натрия в раннепалеозойских гранитоидах различных фаз и фаций указывает, очевидно, на достаточно стабильные значения химических потенциалов этих вполне подвижных компонентов на протяжении всего периода становления батолита, в условиях изменяющейся основности среды (при допущении относительного постоянства  $PT$ -условий в период магмообразования). Данный факт можно рассматривать как дополнительное доказательство формирования автохтонных гранитоидов главной фазы не путем простого переплавления метаморфических толщ, а через магматическое замещение последних при наличии мощного ювенильного потока щелочей и летучих.

3. В раннепалеозойских гранитах ранней фазы, несмотря на широкое развитие реакционных отношений между плагиоклазом и микреклином, содержания щелочей аппроксимируются нормальным законом при невысоких значениях коэффициента вариации (0,2). Отсюда следует, что гранитные расплавы, составляющие основную часть объема Ангаро-Витимского батолита, характеризовались близкими и стабильными содержаниями калия и натрия на обширных площадях.

4. В гранитах среднего — позднего палеозоя содержания большинства породообразующих окислов распределены нормально с малыми коэффициентами вариации, из чего естественно заключить, что степень гомогенизации исходных расплавов была достаточно высокой.

5. По химизму раннепалеозойские и средне-позднепалеозойские граниты очень близки соответственно к среднетемпературным (субольвусным) и высокотемпературным (гиперольвусным) гранитам (Tuttle, Bowen, 1958; Штейнберг, Ферштатер, 1968). Это сходство выявляется и при сопоставлении геологических, петрографических, минеральных особенностей пород (Штейнберг, Ферштатер, 1968).

6. Все разновидности гранитоидов Ангаро-Витимского батолита характеризуются преобладанием закисного железа над окисным, что указывает на значительные глубины их формирования (Соловьев, 1970). В интрузивных образованиях среднего — позднего палеозоя эти соотношения обратные.

7. Химический состав гранитов дополнительных интрузий близок к составу гранитов главных фаз соответствующих комплексов.

Сопоставление средних составов раннепалеозойских и средне-позднепалеозойских гранитов с использованием критериев Фишера и Стьюдента показало значимые различия содержаний по всем компонентам, кроме магния и натрия, но особенно отчетливые — по кремнезему, глинозему, закисному железу и кальцию:

	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$F_{\text{табл}}$	$t_{\text{табл}}$
$F$	1,19	1,00	1,16	1,67	1,08	2,01	1,39	1,25	1,28	—
$t$	12,69	13,75	2,60	7,82	0,94	11,36	2,20	0,35	—	1,96

На тройной диаграмме  $\text{CaO} - \frac{1}{2} \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$  различия в содержаниях инертных компонентов отображены особенно отчетливо (рис. 24).

Для получения некоторых других петрохимических характеристик гранитоидов вычислительные операции по полным выборкам излишне громоздки. Поэтому для гранитов главных фаз, являющихся наиболее распространенными, а следовательно, и наиболее представительными породами комплексов, были составлены выборки, в которые включены химические анализы пород из районов развития гранитоидов, эталонных для баргузинского и зазинского комплексов (см. табл. 7, 8). Сопоставление

оценок средних и их стандартных отклонений в полных и эталонных выборках с помощью  $F$ -и  $t$ -критериев убеждает в правомочности использования выборок меньшего объема для дальнейших расчетов.

Для гранитов главных фаз обоих комплексов, а также для нижнепалеозойских гранитоидов первой и третьей фаз вычислены парные коэффициенты корреляции между петрогенными окислами при 5%-ном уровне значимости (табл. 9, 10). Как видно из таблиц, в гранитах устанавливаются отчетливые отрицательные связи кремнезема с глиниземом и основа-

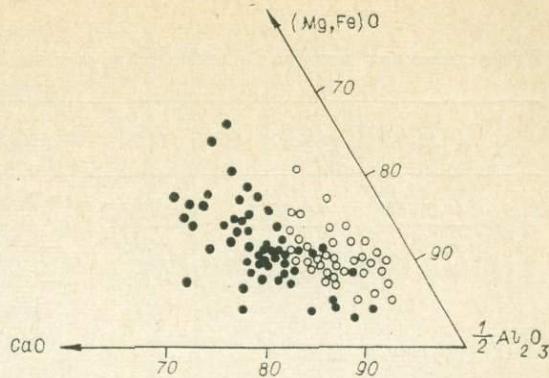


Рис. 24. Фигуративные точки составов гранитов баргузинского (залитые кружки) и зазинского комплексов в координатах  $\text{CaO} - \frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ .

Таблица 9  
Корреляционные матрицы петрогенных окислов в гранитоидах Ангаро-Витимского батолита

	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$
$\text{SiO}_2$	—0,6611	—0,6087	—0,6888	—0,3527	—0,1984	—0,2837	—0,0763
	—0,6360	—0,2750	—0,3022	—0,0934	—0,1802	—0,0549	0,0247
	—0,6532	—0,1275	—0,3881	—0,5274	—0,5372	0,0550	—0,3552
	0,3985	0,2243	—0,1983	—0,1795	—0,6141	—0,2456	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,0421	—0,0618	—0,1880	0,1644	0,0249	0,0029	
	—0,4168	—0,0720	0,1731	0,4934	—0,2463	0,4436	
	0,6210	0,1484	0,3845	0,0695	—0,1669		
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,1122	—0,022	—0,2996	0,2453	—0,3671		
	0,2139	0,2112	—0,1100	0,1665	0,0138		
	0,4020	0,0353	0,2054	—0,0757			
$\text{FeO}$	0,3840	0,3117	—0,1305	—0,0480			
	0,5789	0,0465	0,1552	0,0909			
	0,4233	—0,3022	—0,3828				
$\text{MgO}$	0,2433	—0,2577	0,2282				
	0,3313	—0,0491	—0,1390				
	—0,7437	—0,7437	—0,0971				
$\text{CaO}$	—0,3225	0,3601					
	—0,5352	0,6616					
$\text{K}_2\text{O}$			—0,4146				
			—0,7040				
			—0,7791				

П р и м е ч а н и е. В столбцах: 1-й ряд — гранодиориты и альмандиниты первой фазы ( $n=27$ ); 2-й — граниты главной фазы ( $n=54$ ); 3-й — граниты дополнительных интрузий ( $n=31$ ).

Здесь и в табл. 10, 16, 17, 35 значимые коэффициенты корреляции подчеркнуты.

Таблица 10

Корреляционная матрица петрогенных окислов в гранитах среднего—позднего палеозоя  
(n=39)

	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
SiO <sub>2</sub>	-0,7898	-0,3861	-0,3450	-0,0791	-0,1333	-0,3300	-0,3395
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,0895	0,3496	-0,0898	0,0754	0,4160	0,3403
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,1211	-0,0679	-0,0068	0,3519	-0,2298
			FeO	0,0414	0,1734	-0,0622	0,1759
				MgO	-0,0374	-0,1944	0,3404
					CaO	0,0399	-0,1778
						K <sub>2</sub> O	-0,4878

ниями, что можно объяснить существованием обратной зависимости между содержанием в гранитах кварца и полевых шпатов, а также между степенью кремнеземистости и меланократостью породы. В гранитах среднего — позднего палеозоя значимая отрицательная корреляция выявляется, кроме того, между кремнеземом и щелочами, что подчеркивает еще более тесную взаимосвязь между петрогенными компонентами в указанных породах. Для палеозойских гранитов в целом характерны высокие отрицательные значения корреляции между щелочами, отражающие обратную зависимость между количеством калишпатовой и плагиоклазовой составляющих. В раннепалеозойских гранитах такая зависимость подчеркивается еще и значимыми положительными коррелятивными связями кальция с натрием и отрицательными — с калием (в более молодых гранитах эти связи не выявляются, вероятно, из-за низких содержаний кальция).

Сходный характер коррелятивных связей между петрогенными окислами устанавливается в раннепалеозойских гранодиоритах, адамеллитах. Отсутствие в этих породах значимых связей натрия с калием обусловлено, скорее всего, тем, что существенная часть натрия входит в состав роговой обманки, присутствующей в этих гранитоидах в значительных количествах. Наличие роговой обманки обусловило появление значимых корреляционных связей магния с кальцием и натрием.

Эталонные выборки гранитов пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (табл. 11). Анализ полученных числовых характеристик показывает следующее.

1. Граниты главных фаз баргузинского и зазинского комплексов относятся к породам, пересыщенным кремнеземом и богатым щелочами.

2. Среди гранитов среднего — позднего палеозоя преобладают разновидности, пересыщенные алюминием. В раннепалеозойских около 40% представлено породами нормального ряда.

3. Известковистость в батолитовых гранитах втрое выше, чем в более молодых интрузивных. Соответственно отличаются и полевошпатовые отношения  $a/c$ , причем это связано не с более высокой основностью плагиоклаза, а с большим его количеством в породах раннего палеозоя.

4. Кремнеземистость ( $S$ ) и содержание свободной кремнекислоты ( $Q$ ) заметно выше в средне-позднепалеозойских гранитах.

Поиск дополнительной петрохимической информации для разделения двух гранитоидных комплексов по их эталонным выборкам производился с использованием метода линейной дискриминантной функции. Последний, как известно, является оптимальным в условиях линейной модели для разделения многомерных нормально распределенных совокупностей при наличии значимых корреляционных связей между компонентами. Вычисления выполнены на ЭВМ «Наири-С» по программе, составленной Р. А. Гавриловой. Коэффициенты функции находились обычным способом.

Информативность признаков оценивалась по вкладу, вносимому ими в разделение магматических комплексов:  $b = a_i \Delta x_i$ , где  $b$  — вес признака;  $a$  — коэффициент дискриминантной функции;  $\Delta x_i$  — разность средних содержаний соответствующих окислов. Веса породообразующих окислов в разделяющей функции составляют (в %):  $\text{SiO}_2 + 2,45$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 + 1,49$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,08$ ;  $\text{FeO} - 0,13$ ;  $\text{MgO} + +0,004$ ;  $\text{CaO} + 5,25$ ;  $\text{K}_2\text{O} + 0,06$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 0,13$ . Закисное железоинатрий несет отрицательный вклад в разделении, поэтому при повторной обработке они были исключены из расчетов. Окончательная дискриминантная функция вычислена по оставшимся шести компонентам. В качестве оценки степени различия принят критерий Хотеллинга:  $T^2_{\text{расч}} = 30,94$ . Табличные значения при 0,05- и 0,01-ных уровнях значимости и  $K_1 = 6$ ,  $K_2 = 86$  степенях свободы (86 — общее количество химических анализов в эталонных выборках минус два) равны соответственно 2,20 и 3,02. Как видно, расчетное значение критерия Хотеллинга значительно превосходит критическое даже при 99 %-ной доверительной вероятности. Следовательно, гипотеза о различии гранитов главных фаз сравниваемых комплексов по петрохимическим признакам подтверждается с вероятностью выше 99 %. На графике (рис. 25, а) это выражено незначительной областью перекрытия.

$$D(x) = -0,626\text{SiO}_2 + 0,94\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,089\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,269\text{MgO} + 5,26\text{CaO} + +0,262\text{K}_2\text{O} + 26,107.$$

Для раннепалеозойских гранитов значения  $D(x)$  варьируют в пределах от  $-0,968$  до  $+10,601$ , для средне-позднепалеозойских от  $-8,206$  до  $+0,688$ .

Итак, проведенными исследованиями выявлены петрохимические различия между разновозрастными палеозойскими гранитами по целому ряду признаков: а) содержанию петрогенных компонентов; б) значимым корреляционным связям; в) характеристикам А. Н. Заваричского; г) значениям линейной дискриминантной функции.

Полученные количественные характеристики химизма разновозраст-

Таблица 41  
Оценка средних значений (числитель) и стандартных отклонений ( знаменатель) числовых характеристик А. Н. Заваричского для гранитов главных фаз раннего палеозоя (1) и среднего—позднего палеозоя (2)

Порода	Возраст	S	a	c	b	$c'(a')$	$m'$	$f'$	n	a/c	Q	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$	n	
Нормального ряда	1	76,87	14,82	4,76	3,09	19,06	27,56	57,04	7,93	29,25	95,71	127,4	21		
	2	81,45	15,32	0,50	2,78	10,17	28,5	61,32	6,82	1,34	3,73	13,27	19,5		
Пересыщенная алюминием	1	79,76	14,23	4,69	4,31	38,11	19,78	44,0	53,56	9,31	29,37	99,1	115,06	33	
	2	82,07	14,43	0,71	3,46	37,32	19,21	43,53	54,75	10,26	3,58	3,66	22,27	26,5	

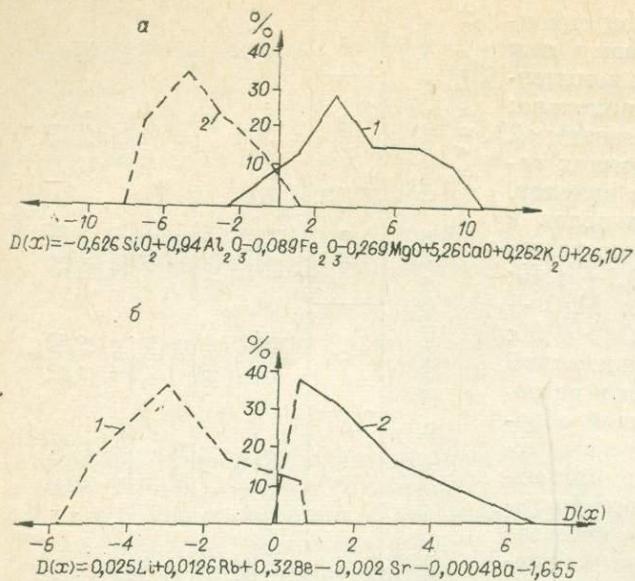


Рис. 25. График распределения линейной дискриминантной функции для гранитов главных фаз баргузинского (1) и зазинского (2) комплексов по петрогенным окислам (а) и рассеянным элементам (б).

ского комплекса (табл.12). Порфировидные граниты верховьев Кыджимиата, Зазы, Оны и Турки, вопрос о возрасте которых дискутируется до настоящего времени, также обнаруживают сходство в содержаниях петрогенных компонентов и характере их распределения с гранитами бар-

гитоидов позволяет дополнительно обсудить некоторые положения, выдвинутые в предыдущей главе. Так, нами на основании геологического и петрографического изучения доказывается, что в бассейне р. Цины гранитоиды Ангаро-Витимского батолита отнесены к двум различным интрузивным комплексам ошибочно. Сравнение химических составов гранитов, включавшихся ранее в баргузинский и витимканский комплексы, действительно обнаруживает практически полную аналогию этих образований друг с другом и с гранитными породами главной фазы баргузинской.

Таблица 12

Параметры функции распределения содержаний петрогенных окислов в гранитах баргузинского комплекса

Параметр	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$
----------	----------------	----------------	-------------------------	-------------------------	--------------	--------------	--------------	----------------------	-----------------------

Граниты главной фазы комплекса ( $n=235$ )

$\bar{X}$	72,10	0,29	14,64	0,77	1,19	0,56	1,65	4,45	3,76
$s$	1,59	0,73*	0,88	0,43	0,42	0,33	0,57	0,93	0,76
$A$	0,02	-1,55*	-0,04	0,54	0,19	0,59	0,37	0,00	-0,01
$E$	-0,86	3,63*	0,27	-0,22	-0,15	-0,40	0,98	0,05	-0,40

Граниты, отнесенные к баргузинскому комплексу по данным государственной геологической съемки ( $n=116$ )

$\bar{X}$	72,22	0,24	14,58	0,83	1,20	0,57	1,50	4,56	3,76
$s$	1,75	0,15	0,07*	0,98*	0,48	0,73*	0,47	0,85	0,76
$A$	0,20	0,40	0,28	-1,10	0,075	-0,60	-0,09	0,48	0,016
$E$	-0,87	0,55	1,49*	2,26*	0,83	0,55*	-1,18	0,28	-0,78

Граниты бассейна р. Цины, относимые к витимканскому комплексу ( $n=86$ )

$\bar{X}$	72,32	0,20	14,36	0,94	1,26	0,67	1,61	4,49	3,63
$s$	1,58	0,12	0,92	0,59*	0,53*	0,79*	0,75	1,10	0,83
$A$	0,16	-0,04	0,005	-0,79*	-0,73*	-1,09*	0,47	0,35	0,06
$E$	-1,27	-0,68	0,47	2,38*	0,70*	1,88*	0,26	1,56	0,29

Порфировидные граниты междуречья Кыджимиата, Турки, Оны, Зазы ( $n=23$ )

$\bar{X}$	72,48	0,30	14,58	0,94	1,40	0,54	1,30	4,33	3,75
$s$	1,26	0,09	0,84	0,32	0,35	0,74*	0,40	0,89	0,65
$A$	-0,22	0,53	-0,31	0,53	0,56	-0,85*	0,33	0,31	-0,18
$E$	0,18	-0,76	-0,82	-0,68	-0,68	2,52*	-0,07	-1,06	-1,26

гузинского комплекса. Здесь, правда, следует оговориться, что просмотр петрографических и каменных коллекций, изучение первичной документации привели авторов к выводу о наличии в обсуждаемом районе трех возрастных и генетических групп гранитов: раннепалеозойских и среднепозднепалеозойских магматогенных без существенной постмагматической проработки, а также заметно калишпатизированных, скорее всего раннепалеозойских гранитов с порфиробластами калинатрового полевого шпата. Следовательно, в данном случае речь может идти лишь о преобладающем распространении порфировидных гранитов баргузинского комплекса.

Гранитоиды группы малых массивов, отнесенные к средне-верхнепалеозойскому зазинскому комплексу, по химическому составу отвечают гранитам и граносиенитам (табл. 13). Лишь некоторые массивы (Верхнетуркинская группа, Аунакитский, Большеамалатский), расположенные вблизи крупных plutонов этого комплекса, сложены гранитами, обнаруживающими петрохимическое сходство с «зазинскими». Все прочие гранитоиды по химизму не только отличаются от эталонных пород комплекса, но и обнаруживают существенные отличия в пределах отдельных массивов. Это легко объяснить, если принять во внимание небольшие размеры и значительную разобщенность магматических тел, каждое из которых обладало некоторыми специфическими особенностями химизма. Очевидно, для классификации пород этой группы петрохимические критерии не могут иметь существенного значения. Основное внимание при решении подобных вопросов следует обращать на геолого-петрографические данные.

### Геохимическая характеристика

Геохимические пробы взяты из главных разновидностей пород описываемых магматических комплексов по опорным пересечениям, протяженность которых составляла 30—50 км. Определения рубидия, лития, бериллия, стронция, бария, а также калия, натрия, кальция, магния\* проведены в 248 пробах. Следует указать, что геохимические исследования гранитоидов на количественной основе проводились для территории Витимского плоскогорья и сопредельных районов впервые. Поэтому, несмотря на довольно значительный объем определений, представительность их для столь крупного региона, занимающего площадь свыше 100 тыс. кв. км, не может считаться достаточной. Приводится интерпретация геохимических данных, сделанные выводы авторами рассматриваются как предварительные.

Содержания рассеянных элементов в раннепалеозойских гранитоидах первого и второго этапов довольно близки, что, вероятно, может служить еще одним подтверждением их генетического родства (табл. 14). Несмотря на то, что количество стронция в гранодиоритах и граносиенитах выше, чем в гранитах, кальций-стронцийевое отношение остается постоянным в разных фазах и фациях комплекса. Более высокое содержание стронция в породах первой фазы, по всей видимости, обусловлено преобладанием в них среднего плагиоклаза и присутствием другого кальцийсодержащего минерала — роговой обманки. Стабильные отношения кальция и стронция подтверждают тесную геохимическую связь этих элементов.

Натрий-литиевые отношения в породах первой и второй фаз отличаются значительно, несмотря на сравнительно небольшие различия в содержаниях самих элементов. Это можно объяснить геохимическим срод-

\* Количественный спектральный анализ на рассеянные элементы проведен в Геологическом институте Бурятского филиала СО АН ССР Ю. Н. Каперской; определения калия, натрия, кальция, магния выполнены в Центральной лаборатории Бурятского геологического управления.

Химический состав гранитоидов группы малых

Оксид	№ анализов								
	1(670а)	2(386)	3(1800а)	4(1802)	5(1143)	6(1053)	7(3043)	8(3116)	9(3438)
SiO <sub>2</sub>	72,56	75,98	75,22	73,92	73,4	74,1	69,94	72,60	72,22
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,06	0,38	0,29	1,18	0,2	0,46	0,26	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,83	13,51	12,09	13,42	14,52	13,89	6,55	15,01	14,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	0,39	0,79	0,95	0,15	0,31	1,46	0,35	1,07
FeO	0,9	0,94	1,11	1,04	0,94	0,58	0,86	1,14	1,36
MnO	—	0,01	0,03	0,08	0,03	0,01	0,04	0,02	0,02
MgO	0,51	0,09	0,17	0,26	0,72	0,80	0,86	0,33	0,65
CaO	1,69	1,0	0,64	0,92	1,34	2,07	1,64	1,81	1,8
K <sub>2</sub> O	3,80	5,32	5,50	4,90	3,5	4,1	4,00	4,20	3,9
Na <sub>2</sub> O	4,00	2,84	3,25	4,40	5,0	4,0	4,00	3,60	4,00
H <sub>2</sub> O	Н. д.	—	—	—	—	—	—	0,05	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	»	0,01	—	0,013	0,01	0,01	0,08	0,02	0,02
SO <sub>2</sub>	»	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	»	0,54	0,22	0,22	0,34	0,41	—	0,20	0,06
Сумма	—	100,69	100,05	100,11	100,33	100,18	99,89	99,74	99,71

Примечание. 1,2 — Голубекская группа, среднее течение Бамбуйки (Г. А. Кибанов, Гулакитский массив, бассейн Верхн. Ципы (по Н. А. Фишеву, 1968); 10,11 — Кудурский массив, 18—20 — Ендодинский массив, верховье Усоя (данные авторов).

Оксид	№ анализов									
	21 (1279)	22(2627)	23(1103)	24(3215)	25(3022)	26 (2034)	27 (3845)	28(29)	29(6)	30(169)
SiO <sub>2</sub>	72,16	74,40	73,0	72,06	73,30	76,69	75,06	66,04	70,64	76,68
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,26	—	0,20	—	—	0,38	0,2	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,87	13,47	13,67	15,23	13,92	13,34	12,06	15,77	14,65	13,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	0,67	0,76	0,67	0,21	0,95	1,23	1,80	0,19	0,91
FeO	0,73	0,65	1,09	0,53	0,72	0,67	1,01	2,92	2,85	0,28
MnO	0,02	0,02	0,03	Сл.	—	0,01	—	0,07	0,04	Сл.
MgO	0,70	0,61	0,67	4,37	0,30	0,36	0,43	0,73	0,47	0,24
CaO	2,08	1,53	1,4	1,42	0,94	1,55	0,56	1,75	1,07	0,44
K <sub>2</sub> O	3,60	3,80	3,25	4,05	5,84	5,75	5,59	6,23	5,95	5,98
Na <sub>2</sub> O	5,45	4,57	5,22	5,08	2,95	2,89	1,78	2,76	2,60	2,27
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,05	—	0,04	0,02	0,02	0,21	0,07	0,16
SO <sub>3</sub>	—	—	0,04	—	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.
П. п. п.	2,13	1,39	1,97	1,31	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.
Сумма	100,6	100,25	100,42	100,58	—	—	—	—	—	—

21—24 — Туколактинский массив, левобережье Талоя (по П. В. Ламатханову, 1964); 25 — Маректинский массивы, бассейн Мал. Амалата (по П. В. Осокину, 1960); 34—38 — Карский массив, ров.

Таблица 13

массивов вазинского комплекса, вес. %

10 (6104)	11 (5136a)	12(3032)	13(446)	14(499)	15(474)	16 (1451)	17(1435)	18(1399)	19(433)	20(436)
74,96	75,28	75,9	74,10	71,30	74,60	75,86	74,08	70,50	74,6	70,36
0,02	Сл.	—	—	0,26	,0,23	0,16	0,37	0,45	0,10	0,40
13,02	13,87	12,81	12,56	13,72	12,77	13,23	13,42	14,63	13,54	14,81
1,09	0,75	0,46	1,15	1,22	0,69	0,94	0,93	1,52	1,03	1,22
0,98	0,93	1,27	1,09	2,79	1,67	0,61	1,13	1,66	0,61	1,74
0,2	Сл.	0,05	0,04	0,05	0,01	0,04	0,04	0,07	0,02	0,06
0,87	1,15	0,76	1,0	1,0	0,8	0,24	0,48	0,72	0,24	0,80
0,77	0,3	0,22	0,61	1,10	0,95	0,22	0,78	1,80	0,78	1,80
2,31	3,17	3,0	5,04	5,00	5,22	4,50	4,71	4,57	4,43	4,57
5,86	5,19	3,41	3,65	2,90	2,45	3,75	3,75	3,50	4,25	3,50
—	Н. д.	0,1	—	0,12	0,11	—	0,11	—	—	—
—	»	0,02	0,07	0,03	0,07	0,01	0,07	0,08	0,01	0,07
—	»	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—
—	»	0,14	0,46	—	0,23	0,22	0,23	0,66	0,19	0,68
98,6	—	100,14	99,64	99,80	99,80	99,75	99,80	100,08	99,94	100,01

1962; О. В. Соколов, 1965); 3—6 — массивы верховьев Баргузина (по Л. Е. Иванову, 1968); 7—9 — бассейн Чипикана (по Н. А. Фишеву, 1968); 12—17 — Верхне-Чининская группа (данные авторов);

## Продолжение табл. 13

31(82)	32 (2023)	33 (1402)	34 (1464)	35 (1461)	36 (1469)	37 (1481)	38 (1496)	39(317-3)	40(324)	41(326) 42(933)	
70,66	67,36	68,56	67,38	69,12	68,52	67,45	68,51	76,50	75,76	76,40	68,32
0,23	0,39	0,45	0,50	0,50	0,43	0,48	0,40	0,04	0,29	0,13	0,65
13,02	16,61	15,38	16,32	15,36	15,41	15,57	15,57	12,96	12,62	12,19	16,34
2,33	1,74	1,38	1,86	1,67	1,22	1,46	1,03	0,37	0,84	0,85	0,93
2,45	1,65	1,16	1,16	1,20	1,16	1,31	1,26	0,40	0,55	0,58	1,05
0,04	0,5	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,01	0,004	0,02	0,07
0,41	1,04	0,72	0,04	0,72	0,65	0,68	0,68	0,36	0,12	0,38	0,28
1,62	2,04	2,02	1,90	1,68	2,30	2,42	2,16	0,51	0,62	0,62	1,2
5,64	5,86	4,64	4,64	4,57	4,88	5,40	5,0	4,86	5,0	4,75	6,0
2,50	2,92	4,90	4,72	4,63	5,0	4,88	4,73	3,60	3,64	3,64	4,64
Н. д.	Н. д.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,49	0,004	0,08	0,09	0,06	0,04	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03
Н. д.	Н. д.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Н. д.	Н. д.	0,42	0,50	0,36	0,19	0,18	0,41	0,50	0,50	0,38	0,51
—	—	99,94	99,73	99,90	99,88	99,97	99,87	100,10	100,0	99,54	99,53

Укшумский массив, бассейн Чипы (по П. В. Осокину, 1961); 26,27 — Инноканский и 28—33 — истоки Чины (данные авторов); 39—43 — Аунакитский массив, низовья Вол. Амалата (данные авторов).

Оксид	# анализов								
	43(2010)	44(912)	45(548б)	46(513)	47(914)	48(3406)	49(7606)	50 (7546а)	51(3579)
SiO <sub>2</sub>	70,96	72,82	75,22	76,98	76,86	74,10	72,82	74,40	76,62
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,50	0,16	0,09	0,17	0,19	0,22	0,17	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,44	12,97	12,64	11,98	12,47	13,84	14,47	13,56	12,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,11	1,36	0,63	0,23	0,60	0,75	0,83	0,66	0,50
FeO	1,19	1,06	0,73	0,66	0,37	1,0	1,29	1,00	0,70
MnO	0,07	0,02	0,03	—	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04
MgO	0,48	0,33	0,69	0,52	0,44	0,82	0,53	0,36	0,45
CaO	0,90	1,43	0,95	0,50	0,61	0,64	1,04	0,81	0,47
K <sub>2</sub> O	5,10	3,9	3,60	3,65	—	4,80	4,90	4,90	4,0
Na <sub>2</sub> O	4,23	4,5	4,4	4,20	3,80	3,40	3,50	3,40	3,60
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,10	0,08	0,10	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,09	0,04	0,01	0,01	0,05	0,07	0,02	0,07
SO <sub>3</sub>	0,16	—	0,39	0,33	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,69	0,80	0,04	0,31	—	0,47	0,66	0,40	0,31
С у м м а	100,08	99,50	99,52	99,49	99,37	100,18	100,56	99,72	99,34

44—52—Верхне-Гуркинская группа (по В. Н. Гусеву, 1966, и В. И. Лосицкому, 1969); массив (по А. А. Малышеву, 1960).

ством лития с магнием и калием (Таусон, 1961), вследствие чего он рассеивается в калинатровом полевом шпате и биотите. Действительно, данные по химизму микроклинов и биотитов из гранитов главной фазы (табл. 15) показывают, что биотит есть минерал-концентратор, а микроклин — минерал-носитель лития. Резко различные содержания и соотношения микроклина и биотита в породах первой и второй фаз, очевидно, и определяют указанное различие между ними.

Граниты среднего — верхнего палеозоя, по сравнению с раннепалеозийскими, характеризуются более высокими содержаниями рубидия и низким калий-рубидиевым отношением, что служит еще одним признаком их аллохтонной природы (Ставров, 1971). Количество стронция и бария в них заметно ниже, чем в гранитах Ангаро-Витимского батолита. Если учесть, что последние содержат в полтора-два раза больше плагиоклаза, можно заключить, что в этом минерале рассеяны не только стронций, но и подавляющая часть бария. Интересно, что при практически одинаковом содержании в разновозрастных гранитах лития магний-литиевое отношение в молодых породах почти на порядок ниже. Это обстоятельство может рассматриваться как подтверждение высказанного выше предположения о том, что минералом-носителем лития является калинатровый полевой шпат. Сопоставление оценок средних содержаний и их отношений с помощью *F*- и *t*-критериев выявило значимые различия между гранитами двух комплексов по содержанию рубидия, бария, стронция, бериллия и по калий-рубидиевому, калий-стронциевому, калий-бариевому и магний-литиевому отношениям.

Ba	Sr	Rb	Li	Be	K/Rb	Ca/S	K/Ba	Mg/Li	Na/Li	F <sub>табл</sub>	t <sub>табл</sub>
1,253	2,276	2,308	1,00	1,050	2,342	1,635	1,405	2,312	1,034	2,00	—
6,349	7,601	4,369	0,150	4,485	6,265	6,726	3,289	4,524	0,192	—	2,63

Расчет парных коэффициентов корреляции лития, рубидия, бериллия, стронция, бария, а также калия, натрия, кальция, магния, проведен-

52 (3631)	53 (3413)	54(4645)	55 (4689)	56 (4001)	57(3091)	58(9936)	59(2154)	60(303)	61(35025)
73,92	68,96	72,86	73,08	73,32	75,74	74,82	75,17	76,00	74,54
0,30	0,39	0,20	0,15	0,22	0,15	0,57	0,76	0,55	0,71
12,84	15,93	14,76	15,06	14,61	13,09	13,12	12,47	14,44	14,40
1,31	1,74	0,55	1,11	0,88	0,42	1,22	0,82	0,72	0,79
0,51	1,07	0,58	0,32	0,79	0,77	1,40	0,02	3,16	1,48
0,14	0,04	0,02	0,01	0,05	0,04	Сл.	0,11	Сл.	—
0,61	0,89	0,85	0,27	0,97	0,53	0,38	0,43	0,06	0,17
0,64	2,39	1,73	0,35	1,23	1,46	0,42	0,72	—	0,36
3,60	4,00	—	—	—	—	—	—	—	—
4,0	3,40	3,80	4,65	4,00	—	5,08	6,62	4,37	4,30
0,13	—	4,6	—	—	—	3,05	1,83	3,25	4,18
0,12	—	0,06	—	0,04	—	0,20	0,09	0,04	0,16
—	—	—	—	—	0,01	0,09	0,07	0,09	0,05
0,35	0,13	0,60	0,39	0,49	—	0,05	0,17	0,11	0,07
					0,04	0,24	0,36	0,04	—
99,47	99,38	100,45	99,39	100,47	100,45	100,64	99,64	99,71	99,66

53—57 — Инская группа низовья Ины (по В. Н. Гусеву, 1966); 58—61 — Большешамалатский

ный для гранодиоритов первой и гранитов главной фазы раннепалеозойского комплекса, выявил наличие очень небольшого количества значимых коррелятивных связей (табл. 16). Петрогенные элементы обнаруживают тот же характер парной корреляции, что и их окислы. Что же касается элементов, то значимые положительные связи устанавливаются только для пары стронций — барий (соответственно 0,8777 и 0,7078), а в гранодиоритах первой фазы — еще для пары рубидий — литий (0,5758) и барий — бериллий (-0,4700). Высокая положительная корреляция стронция с барием обусловлена их изовалентным изоморфизмом (Бурков, 1962) и входением стронция не только в плагиоклазы, но и в калинатровые полевые шпаты (см. табл. 18). Значимую величину коэффициента корреляции между рубидием и литием, по-видимому, можно объяснить высокими содержаниями в гранодиоритах биотита, являющегося минералом-концентратором рубидия (Ставров, 1971) и содержащего в то же время определенное количество лития благодаря геохимическим связям последнего с магнием (Таусон, 1961). Появление отрицательной связи между барием и бериллием менее ясно.

В гранитах среднего — позднего палеозоя значимые величины коэффициентов корреляции (табл. 17) выявлены только для пар стронций — барий (0,6574) и стронций — литий (0,5544). Учитывая обсуждавшиеся выше особенности распределения лития в этих породах, можно заключить что коррелятивная его связь со стронцием свидетельствует о достаточном наличии стронция, рассеянного в калинатровом полевом шпата.

Для гранитов главных фаз обоих комплексов рассчитана линейная дискриминантная функция по пяти признакам, в качестве которых использованы содержания рассеянных элементов. Установлено, что все пять элементов вносят положительный вклад в разделение комплексов (величина  $b$  равна: для лития 0,04; рубидия 0,88; бериллия 0,39; стронция 2,08; бария 0,89).

$$D(x) = 0,026\text{Li} + 0,013\text{Rb} + 0,32\text{Be} - 0,002\text{Sr} - 0,0004\text{Ba} - 1,655.$$

Таблица 14

Оценка средних содержаний некоторых рассеянных и петрохимических элементов в палеозойских гранитоидах, г/м

Порода	$K \cdot 10^4$	$Na \cdot 10^4$	$Ca \cdot 10^4$	$Mg \cdot 10^4$	Ba	Sr	Li	Rb	Be	K/Rb	Ca/Sr	K/Ba	Mg/Li	Na/Li	n
Раннепалеозойские граниты I фазы	3,27 0,75*	2,87 0,39*	2,41 0,88*	0,93 0,50*	2583 0,52	2402 0,61	16,9 38,6*	128,4 0,99	3,64 104*	277 6,4*	10,5 5,5*	94,9 1,03	2419 1530*	20	
Граниты II фазы	3,07 0,87	2,92 0,49	1,06 0,42	0,29 0,20*	2933 0,75	1327 0,57	21,11 0,59	107,4 0,79	3,54 0,40	602 0,75	10,0 0,61	23,0 0,83	214 1,42	4890 0,59	86
Граносениты, гранодиориты II фазы	4,44 0,88*	2,72 0,25	1,27 0,44	0,48 1,07	2771 0,67	1602 0,61	15,9 0,69	110,2 0,63	2,91 0,53	447 216*	9,97 0,54	23,9 0,79	443 1,24	3833 1,16	68
Граниты главной фазы (средний-верхний палеозой)	3,95 0,45	2,82 0,38*	0,50 0,24*	0,45 0,43	959,8 695,6	295,5 0,86	20,7 0,59	207,9 0,52	5,23 0,41	240 98,4*	33,5 25,06	41,9 25,5	69,3 43,2	1897 1099*	43

Причина. В знаменателе — оценка среднего квадратичного отклонения (со звездочкой) или ее логарифмы (без звездочки).

Наиболее информативными для разделения двух сравниваемых групп гранитов оказываются рубидий, бериллий, литий, стронций. Значения  $D(x)$  для гранитов раннего палеозоя заключены в пределах от  $-10,384$  до  $+0,738$ ; в гранитах среднего — позднего палеозоя они колеблются от  $-0,458$  до  $+6,50$  (см. рис. 25, б). Табличные значения критерия Хотеллинга при 0,05 и 0,01 уровнях значимости составляют соответственно 2,35 и 3,30, вычисленный  $T^2 = 14,58$ . Гипотеза о различии двух совокупностей по содержанию рассеянных элементов подтверждается с вероятностью выше 99 %. На графике область перекрытия, несмотря на ее малые размеры, совпадает с интервалом модальных значений  $D(x)$  в гранитах среднего — позднего палеозоя. Это обстоятельство обусловливает несколько меньшую определенность в разделении по сравнению с разделением по петрохимическим признакам.

Итак, существенные различия между гранитами главных фаз двух комплексов сводятся к следующему: а) по содержанию стронция, рубидия, бериллия и по величине калий-рубидиевого, калий-бариевого и магний-литиевого отношений; б) по коррелятивным связям между элементами; в) по значениям линейной дискриминантной функции.

Малые массивы среднепалеозойских гранитоидов охарактеризованы небольшим числом проб. Тем не менее видно (табл. 18), что по содержанию одного из наиболее информативных элементов — стронция, а также по магний-литиевому отношению граниты Большешамалатского, Аунакитского и Ендинского массивов очень

Таблица 15

Содержание петрогенных и рассеянных элементов в минералах из гранитов раннего палеозоя, г/т

№ пробы	K·10 <sup>4</sup>	Na·10 <sup>4</sup>	Ca·10 <sup>4</sup>	Mg·10 <sup>4</sup>	Rb	Li	Be	Sr	Ba
<i>М и к р о к л и п</i>									
P-4535e	10,00	2,35	0,50	0,077	76,0	7,8	0,8	13 200	1,41
P-9357	10,90	1,85	0,62	0,09	60,4	2,8	1,2	6026	1,85
Д-73-1	12,40	1,70	0,20	0,138	89,5	1,8	0,7	3631	1,26
2098	11,38	1,60	0,39	0,19	81,0	1,2	1,0	7586	1,90
19	11,38	1,67	0,39	0,20	64,0	1,2	1,0	Не опр.	Не опр.
Среднее	11,21	1,83	0,42	0,139	74,2	2,96	0,94	7611	1,60
<i>Б у о т и м</i>									
2052-2	—	—	—	—	117,0	45,0	1,3	317,0	0,438
1323	—	—	—	—	232,5	53,0	—	760,4	1,05

Таблица 16

Корреляционные матрицы петрогенных и рассеянных элементов в гранитоидах раннего палеозоя

	Na	Ca	Mg	Sr	Ba	Li	Rb	Be	
<i>K</i>	-0,1470	-0,5330	-0,5036	0,2141	0,3475	-0,0174	-0,0570	0,1659	
	-0,0069	-0,5293	0,4870	-0,3077	0,0078	-0,2013	0,2720	-0,1409	
		-0,2947	-0,1406	-0,1122	-0,2723	0,2093	0,0844	-0,0520	
Na	-0,0208	-0,4242	-0,0008	-0,0160	0,1401	-0,4072	0,0820		
		0,9310	0,4078	-0,0516	-0,2511	-0,2697	-0,0117		
		Ca	0,4199	0,2956	0,4202	0,0699	-0,0066	0,2629	
			-0,0533	-0,1875	-0,4831	-0,2546	0,0080		
			Mg	0,0298	0,4120	0,0100	0,0244	0,0715	
				0,8777	0,0103	-0,2096	-0,3760		
				Sr	0,7078	0,0781	-0,2109	-0,4213	
						-0,0859	-0,0985	-0,4700	
						Ba	0,2388	0,0367	
							0,5758	0,3382	
							Li	-0,2200	
								0,0855	
								0,088	
								Rb	-0,0609

Таблица 17

Корреляционная матрица петрогенных и рассеянных элементов в гранитах среднего — позднего палеозоя

	Na	Ca	Mg	Li	Rb	Be	Sr	Ba
<i>K</i>	-0,3184	0,1806	-0,0364	0,3127	0,2047	-0,2435	0,2114	-0,1360
	Na	0,4251	0,4502	0,4417	-0,0051	0,2822	0,4196	0,4384
		Ca	0,5464	0,4798	0,3249	0,4212	0,3123	0,3860
			Mg	-0,0667	0,1942	0,0749	0,4043	0,1115
				Li	-0,1224	0,1498	0,5544	0,3494
					Rb	0,1413	-0,0982	-0,0484
						Be	-0,2634	0,0007
							Sr	0,6544

Таблица 18

Содержание петрогенных и рассеянных элементов в гранитоидах некоторых малых интрузий залинского комплекса, г/т.

% н пробы	Rb	Li	Ba	Sr	K·10 <sup>4</sup>	Na·10 <sup>4</sup>	Ca·10 <sup>4</sup>	Mg·10 <sup>4</sup>	K/Rb	Ca/Sr	K/Ba	Mg/Li	Na/Li	Массив	
1 4-M	25	42,0	2,4	330,2	660,7	Н. д.	Н. д.	Н. д.	—	—	—	—	—	Большемалатский	
2 326	182,0	16,0	3,4	575,5	794,3	3,82	2,80	0,238	0,402	210	4	64	1750	Аунакитский	
3 333	83,2	33,1	4,6	832,0	912,0	4,70	3,45	0,721	0,246	560	8	74	950	»	
4 434	63,4	13,2	3,8	634,0	1000,0	3,76	2,80	0,483	0,402	590	8	79	2400	Ендодинский	
5 440	91,2	23,2	4,6	691,8	2291,0	3,82	2,80	0,637	0,450	420	9	53	985	»	
6 448	57,5	17,4	3,4	1995,0	1000,0	3,92	3,15	1,14	0,198	680	58	39	140	1800	»
7 450	83,2	16,0	3,4	3162,0	5495,0	3,54	2,98	1,44	0,396	420	4,6	5,9	240	1850	Карский
8 457	362,0	12,6	2,9	5012,6	6026,0	3,82	3,26	1,61	0,396	427	3,2	6,4	310	2600	»
9 461	91,2	12,6	1,7	3467,0	6607,0	3,82	3,27	1,40	0,198	420	4,1	5,8	150	2500	»
10 1401	72,4	35,7	3,6	1202,0	955,0	3,28	3,03	0,56	0,402	450	4	34	28	865	»
11 1441	39,8	17,1	2,6	1150,0	7943,0	3,80	3,45	1,53	0,342	270	1,3	4,7	220	1850	»
12 1464	75,9	17,7	1,7	3162,0	9120,0	3,90	3,27	1,53	0,294	514	5,1	4,3	170	1853	»
13 1478	63,4	13,5	3,4	7943,0	1444,0	3,60	3,27	1,85	0,198	574	2,3	2,5	140	2422	»
14 1481	75,9	10,5	2,9	1000,0	1380,0	4,11	3,27	0,396	0,396	544	3,0	4,8	390	3113	»

близки к гранитам главных plutонов. Геохимия Карского массива отличается большим своеобразием, но поскольку он сложен граносиенитами, сопоставление с имеющимися выборками пород гранитного состава едва ли целесообразно.

В заключение небезинтересно сравнить протерозойские и палеозойские гранитоиды региона по содержанию некоторых рассеянных элементов (табл. 19). Содержания рубидия, лития, бария оказываются достаточно близкими в гранитах баргузинского (наши данные) и породах конкудеромамаканского, тельмамского (Восточное и Северное Прибайкалье), а также витимканского (Байкальская глыба) комплексов. Очень близки по рубидию граниты залинского комплекса и «витимканские» граниты Северного Прибайкалья.

### ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ КАЛИ-НАТРОВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Изучение термолюминесценции кали-натровых полевых шпатов \* проводилось с целью выявления новых объективных критериев для расчленения раннепалеозойских и средне-позднепалеозойских гранитоидов.

Мономинеральные фракции полевого шата измельчались до порошкообразного состояния с размером зерен 0,1—0,2 мм. Величина навески установлена экспериментально и составляет 50 мг. Для каждого образца определя-

\* Исследования выполнены в Институте геохимии и физики минералов АН УССР, сотрудники которого первыми обратились к изучению термолюминесценции калинатровых полевых шпатов из гранитоидов Забайкалья. Основной исполнитель — Т. А. Рокачук. Всего проанализировано 193 монофракции. Обоснование возможности использования термолюминесцентных свойств калинатровых полевых шпатов для расчленения разновозрастных интрузивных образований и описание аппаратурой приведено в работе Т. А. Рокачук с соавторами (1972).

Таблица 19

Содержание некоторых рассеянных элементов в гранитоидах протерозойских и палеозойских интрузивных комплексов Байкальской горной области, г/т

Комплекс	Rb	Li	Be	Ba	Sr	K/Rb	Литературный источник
Зазинский (Pz <sub>2-3</sub> ) . . .	208	20,7	5,23	960	295	240	Данные авторов
Витимканский (Pz <sub>1</sub> ). . .	106	—	4,4	—	—	302	В. А. Дворкин-Самарский (1970)
	218	40	—	—	—	—	А. Л. Александров (1969)
Конкудеро-мамаканский (Pz <sub>1</sub> ) . . .	103	24	1,4	2740	940	324	К. Ф. Каширин (1969, 1973)
Баргузинский (Pz <sub>1</sub> ). . .	107	21	3,5	2950	1330	601	Данные авторов
» (Pt <sub>3</sub> ) . . .	68	—	3,3	—	—	417	В. А. Дворкин-Самарский (1970)
Тельмамский и мамско-оронский (Pt <sub>3</sub> )	112	24	—	—	—	—	А. Л. Александров (1969)

Таблица 20

Максимальные значения природной ( $J_{\text{ПТЛ}}$ ) и рентгеновской ( $J_{\text{РТЛ}}$ ) термолюминесценции микрокалинов из гранитоидов Ангаро-Витимского батолита ( усл. ед.)

№ п/п	№ пробы	$J_{\text{ПТЛ}}$	$J_{\text{РТЛ}}$	№ п/п	№ пробы	$J_{\text{ПТЛ}}$	$J_{\text{РТЛ}}$	№ п/п	№ пробы	$J_{\text{ПТЛ}}$	$J_{\text{РТЛ}}$
1	593-2	21	468	36	1527	22	250	71	2897	15	260
2	593	23	492	37	1468	17	200	72	2240	80	200
3	1560	64	538	38	1422	21	300	73	2639	6	400
4	585	50	560	39	2476	6	400	74	1680	15	140
5	576	93	1000	40	2469	14	188	75	2890	50	1200
6	576-2	72	1000	41	154	14	230	76	1606	71	380
7	584-1	152	1000	42	2639	71	440	77	2401	86	290
8	1236	102	180	43	2631	135	800	78	5172	10	210
9	1180	60	220	44	1346	121	740	79	1315	44	310
10	Д-99	132	260	45	348	64	400	80	2799	20	290
11	Д-115	58	440	46	3417	100	540	81	2640	34	430
12	1250	165	500	47	1311	51	440	82	5125	13	255
13	1294	13	180	48	242	0	740	83	5049	7	140
14	1294-1	7	234	49	2623	85	870	84	1318	22	240
15	1291	12	440	50	3436	50	490	85	K-108	25	280
16	1287-1	150	500	51	1421	17	140	86	5324	5	140
17	69	41	180	52	1499	150	740	87	2875	15	230
18	75-а	30	280	53	1477	130	990	88	2449	52	240
19	72-3	253	480	54	1224	70	470	89	2880	45	300
20	308	4	504	55	263	50	470	90	2814	90	500
21	391-1	320	530	56	1507	100	970	91	11/1	60	520
22	2011	170	660	57	2668	80	800	92	K-1	30	470
23	339-1	460	920	58	3793	90	320	93	K-15	43	450
24	404-1	460	940	59	2815	140	400	94	20	110	460
25	391	390	1000	60	532	85	560	95	17/2	18	260
26	389	590	1000	61	3153	55	500	96	379	15	500
27	2098	120	520	62	1110	11	450	97	C-69	140	500
28	509	82	570	63	618	16	180	98	4535	13	420
29	1187-2	21	480	64	307	9	170	99	8/19	33	36
30	14/8	166	340	65	2354	8	160	100	9/292	13	310
31	523-1	356	570	66	2480	30	260	101	6/0,5	23	320
32	565	26	430	67	3485	8	390	102	25-22	15	260
33	2474	19	330	68	2028	30	440	103	803-6	16	180
34	1436	35	400	69	2242	31	630	104	487	15	140
35	2442	84	430	70	2238	71	500	105	9117-а	48	300

Примечание. 1—32 — бассейны Витимкана, Чины, Бол. и Мал. Амалата, Ципикана (материалы авторов); 33—57 — верховье Верх. Ангары (Сорокин, 1973); 58—60 — верховья р. Баргузин (Иванов, 1968); 64, 61 — бассейн р. Турокчи (Дубченко 1972); 62—68 — верховья р. Кыдни-мит (Лосинский, 1969); 69—86 — среднее течение р. Турки (Бажеев, 1974); 87—90 — бассейн р. Мэлдэлгэн (Зеленый, 1970); 91—95 — бассейн р. Холой (данные Т. А. Рокачук); 95 — 105 — бассейн р. Курбы (Рейф, 1970).

Таблица 21

Максимальные значения природной ( $J_{\text{ПТЛ}}$ ) и рентгеновской ( $J_{\text{РТЛ}}$ ) термолюминесценции калинатровых полевых шпатов из гранитоидов зазинского комплекса ( усл. ед.)

№ п/п	№ пробы	$J_{\text{ПТЛ}}$	$J_{\text{РТЛ}}$	№ п/п	№ пробы	$J_{\text{ПТЛ}}$	$J_{\text{РТЛ}}$	№ п/п	№ пробы	$J_{\text{ПТЛ}}$	$J_{\text{РТЛ}}$
1	288	5	34	15	2889	11	85	29	1361	8	34
2	214	8	74	16	K-543	30	130	30	2493	14	43
3	216	10	100	17	394	7	88	31	5167	2	143
4	537	18	70	18	1218	7	98	32	5294	1	160
5	282	4	16	19	2968	1	102	33	2739	2	50
6	283	1	17	20	2391	2	58	34	5134	6	100
7	5104-1	14	82	21	4842	4	142	35	4	20	63
8	5103-1	13	43	22	2430	2	120	36	19	5	72
9	5101	22	45	23	474a	1	130	37	6317	1	46
10	544	25	130	24	476	1	117	38	922	6	110
11	2107	17	168	25	472-2	35	183	39	2211	6	43
12	289	4	27	26	478	2	120	40	1920	15	82
13	534	22	122	27	474	9	54	41	2132	36	170
14	1312a	3	18	28	2095	8	70				

П р и м е ч а н и е. Зазинский pluton: 1—16 — материалы авторов; 17, 18 — В. И. Дубченко. Курбинский pluton и его сателлиты: 19—27 — материалы Э. Н. Зеленого, 28—34 — Е. Д. Бажеева; 35, 36 — Г. А. Рокачук, 37, 38 — Ф. Г. Рейфа, 39—41 — В. И. Лосицкого.

лась природная термолюминесценция, или запасенная светосумма (ПТЛ), и рентгеновская термолюминесценция, или максимально возможная светосумма, предположительно отражающая все дефекты кристаллической решетки (РТЛ). Для определения РТЛ образцы предварительно подвергались рентгеновскому облучению в течение одного-двух часов. Сравнительная оценка термолюминесценции изученных образцов проводилась по интенсивности пика 195—220°C, выраженной в условных единицах. При измерении РТЛ влияние низкотемпературных максимумов (70, 110°), наведенных рентгеновским облучением, устранилось путем прогрева образца до 160°C и охлаждения его до 50°C.

Результаты определения термолюминесценции калинатровых полевых шпатов из гранитоидов баргузинского и зазинского комплексов приведены в табл. 20, 21. Несмотря на то, что калинатровые полевые шпаты из разновозрастных образований характеризуются сходством кривых ТЛ (один максимум при температурах порядка 195—220°), абсолютные величины максимальной интенсивности ТЛ в гранитоидах сравниваемых комплексов резко различаются: средние значения ПТЛ и РТЛ составляют в гранитоидах баргузинского комплекса соответственно 80 и 436 и в средне-верхнепалеозойских — 12 и 60. Такие же отличия в величине максимальной интенсивности ТЛ устанавливаются по вкрапленникам полевых шпатов из порфировидных гранитоидов обоих комплексов (табл. 22). На графике, построенном в координатах максимальной интенсивности

Таблица 22

Максимальная интенсивность ТЛ вкрапленников калинатровых полевых шпатов из гранитоидов ( усл. ед.)

Интенсивность термо-люминесценции	# проб									
	Ранний палеозой					Средний—поздний палеозой				
	Д-73*	Д-73-1	19	471	$\bar{x}$	5101a	394a	5103-1a	5104-1a	$\bar{x}$
$J_{\text{ПТЛ}}$	110	11	14	90	56,2	7	10	18	11	11,5
$J_{\text{РТЛ}}$	236	570	600	610	529	35	76	80	84	68,7

П р и м е ч а н и е.  $\bar{x}$  — оценка средних значений для комплексов в целом.

ПТЛ и РТЛ, фигурационные точки проб из гранитоидов различных комплексов образуют два обособленных поля с незначительной областью перекрытия, куда попадает около 8% общего количества проанализированных образцов (рис. 26).

Указанные различия термolumинесцентных свойств калинатровых полевых шпатов прежде всего могут быть связаны со специфическими особенностями этого минерала в каждой группе гранитоидов. Действительно, при петрографических исследованиях установлено вполне определенно, что для пород раннего палеозоя характерны непертитовые или слабопертитовые микроклины с четким решетчатым двойникованием; в средне-верхнепалеозойских гранитоидах отмечаются преимущественно пертитовые (в основном микропертитовые) калинатровые полевые шпаты с подчиненным развитием зерен с двойниковой решеткой.

Поскольку, как уже указывалось, РТЛ, по всей вероятности, отражает максимально возможное число микродефектов кристаллической решетки, можно утверждать, что количество последних значительно больше в калинатровых полевых шпатах из гранитоидов баргузинского комплекса. Микродефектность решетки микроклинов этих пород обусловлена, по-видимому, относительно высоким содержанием изоморфного альбитового компонента в калишпатовой фазе, а также наличием субмикроскопических решетчатых двойников. Отчетливо пертитовые, часто с полностью индивидуализированными альбитовой и калишпатовой фазами перешетчатые полевые шпаты из средне-верхнепалеозойских гранитов должны обладать меньшим количеством микродефектов, чем и объясняются относительно невысокие значения максимальной интенсивности их РТЛ.

Большая часть образцов области перекрытия отобрана либо из порфировидных гранитоидов верховьев Кыджимита, Турки, Оны и Зазы, либо из района контакта отдельных близких по размерам разновозрастных массивов (бассейн р. Курбы). В первом случае не исключена возможность ошибочной трактовки возраста гранитоидов, во втором, вероятно, сказалось взаимное влияние разновозрастных интрузий.

Породы малых массивов среднего — позднего палеозоя по характеру РТЛ несколько отличаются от гранитов главных plutонов (табл. 23). Высокие значения обнаруживают пробы из порфировидных гранитов; в равномернозернистых разностях порядок величин РТЛ такой же, как

Таблица 23

*Максимальная интенсивность термolumинесценции калинатровых полевых шпатов из гранитов малых массивов среднего-позднего палеозоя*

N. п/п	№ пробы	J <sub>ПТЛ</sub>	J <sub>РТЛ</sub>	Массив	N. п/п	№ пробы	J <sub>ПТЛ</sub>	J <sub>РТЛ</sub>	Массив
1	326	5	23	Аунакитский	8	461	0	352	»
2	324	3	30	»	9	469	0	312	»
3	333	17	66	»	10	1397	8	60	Ендодинский
4	448	9	28	Карский	11	433	13	82	»
5	466-1	12	56	»	12	436	10	195	»
6	443	55	59	»	13	439	33	512	»
7	1411	8	140	»	14	1м	3	100	Большеамалатский

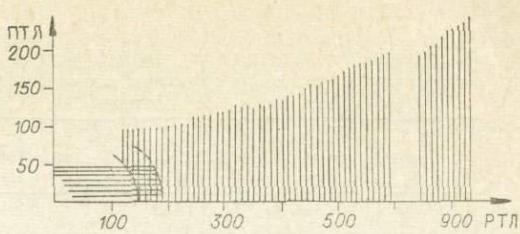


Рис. 26. Поля гранитоидов баргузинского и зазинского комплексов (вертикальная и горизонтальная штриховка) в координатах максимальной интенсивности природной и рентгеновской термolumинесценции.

Таблица 24

*Максимальные значения природной ( $J_{\text{ПТЛ}}$ ) и рентгеновской ( $J_{\text{РТЛ}}$ ) термolumинесценции микроклинов из гранитов южной части Баргузинского хребта (по материалам П. Ф. Зайцева)*

$\#$ п/п	$\#$ пробы	$J_{\text{ПТЛ}}$	$J_{\text{РТЛ}}$	$\#$ п/п	$\#$ пробы	$J_{\text{ПТЛ}}$	$J_{\text{РТЛ}}$	$\#$ п/п	$\#$ пробы	$J_{\text{ПТЛ}}$	$J_{\text{РТЛ}}$
1	231	50	940	8	7418	250	1310	15	1167	28	320
2	322	19	960	9	284	78	957	16	1520	420	870
3	245	10	870	10	308	32	1080	17	1416	30	640
4	6574	43	760	11	4021	3	710	18	471	50	870
5	273	64	1070	12	1321	4	460	19	1509	100	970
6	1516	3	1110	13	1132	140	490	20	1243	60	310
7	1436-2	14	870	14	1157	12	400	21	1533	220	1640
								22	284a	187	857

в гранитах главных plutонов. Различные значения РТЛ наблюдаются и в пробах одного массива.

Петрографическое изучение показало, что калинатровый полевой шпат в равномернозернистых и в основной массе порфировидных гранитах малых массивов сходен с типичным полевым шпатом гранитоидов зазинского комплекса. Вкраепленники же, характеризующиеся повышенными значениями РТЛ, представлены либо неперитовым решетчатым микроклином, идентичным микроклину раннепалеозойских гранитов (Ендондинский массив), либо перешетчатым микроклином-перитом с многочисленными концентрическими зонами роста (Карский массив). По-видимому, во втором случае возникновение большого количества микродефектов связано со специфическими условиями кристаллизации, определившими пульсирующий рост кристаллов.

Четкая зависимость максимальной интенсивности термolumинесценции от структурно-химических свойств минерала, определявшихся термодинамическими условиями кристаллизации, позволяет использовать эту характеристику — и прежде всего рентгеновскую термolumинесценцию — для разделения разновозрастных гранитоидных комплексов, формирование которых происходило в неодинаковых РТ-условиях.

Полученные эталонные значения ПТЛ и РТЛ для гранитоидов раннего и среднего — позднего палеозоя дают возможность привлечь этот критерий при решении вопроса о возрастной принадлежности интрузивных образований на некоторых спорных участках. Так, гранитоиды бассейна р. Витимкан (Бурундийская «интрузия») и р. Ципы, выделявшиеся, как уже неоднократно упоминалось, из состава Аягаро-Витимского батолита в более молодой витимканский комплекс, характеризуются стабильно высокими значениями ПТЛ и РТЛ калинатровых полевых шпатов, совпадающими с модальными в эталонных раннепалеозойских гранитах (см. табл. 20, пробы 69, 75а, 72-3, 2011, 339-4, 404-4, 391, 1418, 523-4; 565). Этот факт может служить дополнительным подтверждением наших выводов о неправомерности такого выделения. Столъ же однозначно подтверждаются геолого-петрографические данные о принадлежности к баргузинскому комплексу гранитов Чивыркуйского массива (Баргузинский хребет), отнесенных Л. И. Салопом (1967) к позднепротерозойскому тельмамскому комплексу (табл. 24).

#### ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

##### Баргузинский комплекс

Формирование гранитоидов баргузинского комплекса, согласно представлениям большинства исследователей региона, связано с этапом общей инверсии тектонического режима в байкалидах. При обосновании

позднепротерозойского возраста этих образований указывалось обычно, что интрузивные породы комплекса прорывают все докембрийские отложения внутренней части Байкальской горной области и содержатся в гальке конгломератов нижнего кембрия. Описывались также факты налегания на размытую поверхность «баргузинских» гранитов нижнекембрийских конгломератов и песчаников.

Несмотря на то, что эти данные фигурируют почти в каждой работе, где обсуждаются вопросы возраста гранитоидов, их нельзя считать однозначными. Одни исследователи (Хренов, 1957) описывали налегание нижнекембрийских отложений на «баргузинские» граниты, другие (Салоп, 1967) указывают, что «нижнекембрийские отложения, хотя и размещаются в области Ангаро-Витимского батолита, но нигде не лежат непосредственно на гранитах» (там же, с. 168). Тем не менее Л. И. Салоп приводит данные А. Н. Булгатова о налегании в бассейне р. Горбылок-Ципиканский «конгломератов бурундийской свиты нижнего кембрия на поверхность размыва баргузинских гранитов» (с. 168), а В. Г. Беличенко (1969, с. 75) отмечает, что «в районе Джилиндинских озер... бурундийские конгломераты лежат на батолитовых лейкократовых гранитах и известняках икатской свиты»\*.

Наличие обильной гальки гранитоидов баргузинского комплекса в конгломератах нижнего кембрия отмечалось в большинстве отчетов по государственной геологической съемке бассейна верхнего течения р. Витим. В то же время Л. И. Салоп (1967) утверждает, что «галька баргузинских гранитов встречается в конгломератах кембрия сравнительно редко» (Салоп, 1967, с. 168). В. Г. Беличенко (1969), считающая гранитоиды баргузинского комплекса раннепалеозойскими, указывает, что галька этих пород наблюдается в верхнекембрийских конгломератах, которые раньше, якобы, ошибочно относили к нижнему кембрию. Одновременно она включает в нижнекембрийский разрез так называемые «боровские» конгломераты низовьев р. Витимкан, в которых, по указанию М. А. Гладышева, обнаружены галька и валуны гранитов баргузинского комплекса. Л. В. Дехтирева (1966) описывает налегание на граниты баргузинского комплекса аркозовых песчаников в среднем течении р. Байн-Гол (приток Холоя). А. Н. Булгатов (1966), ссылаясь на данные Л. В. Дехтиревой, говорит уже о налегании на размытую поверхность «баргузинских» гранитоидов конгломератов и песчаников. Перечень подобных несоответствий можно было бы продолжить, особенно если принять во внимание резкие расхождения в понимании различными авторами объема баргузинского комплекса.

В ходе исследований проверялись, по возможности, все факты, приводимые обычно в пользу позднепротерозойского времени формирования Ангаро-Витимского батолита. На участках, где описывалось налегание нижнекембрийских отложений на размытую поверхность гранитов баргузинского комплекса, изучены взаимоотношения между этими образованиями. Из конгломератов в бассейнах Бурунды, Талакан, Якши-Горбылокской, Нуры, Чины, Усой, Кыджимит, Джилинды, в районе Джилиндинских озер собрана галька гранитоидов.

Наиболее детальные исследования проводились в междуречье Икат - Витимкан, поскольку здесь не только устанавливалась верхняя возрастная граница баргузинского комплекса, но и был выделен петротип «витимканских» гранитоидов. На спуске в седловину между озерами Верх. и Ниж. Джилинда, где отмечалось налегание конгломератов на равномернозернистые биотитовые граниты (Хренов, 1957), обнаружен и изучен интрузивный контакт между конгломератами и биотитовыми граносиенитами. Конгломераты в зоне контакта пересечены прожилками граносиени-

\* Эти граниты все исследователи региона считают типичными «баргузинскими», а известняки икатской свиты до последнего времени относились к позднему протерозою.

тов, цемент их ороговикован, участками диоритизирован. Интенсивная гранитизация цемента конгломератов под воздействием интрузии лейкократовых равномернозернистых гранитов наблюдалась также на водоразделе р. Бурунды и оз. Ниж. Джилинда. В том же районе, на водоразделе Иката и Сивокона наблюдался интрузивный контакт порфировидных гранодиоритов с конгломератами бурундинской свиты. В отдельных элювиальных глыбах гранодиоритов встречены также ксенолиты конгломератов размером  $0,8 \times 0,6 \times 0,5$  м. В эндоконтактовой зоне шириной 1—5 см гранодиориты становятся более мелкозернистыми, равномернозернистыми. Четкое ороговикование цемента конгломератов, широкое развитие по нему кордиерита определенно говорят о термальном воздействии гранодиоритов на конгломераты. Граниты, находящиеся здесь в гальке конгломератов, представлены плагиоклазовыми гранит-порфирами и гранит-аплитами, совершенно отличными от порфировидных гранодиоритов.

На левобережье рч. Якша (бассейн р. Горбылок-Ципиканский) А. А. Гамчяном (1966) описано налегание конгломератов бурундинской свиты на «баргузинские» гранитоиды \*. Устанавливается, что конгломераты слагают здесь несколько мелких выходов размером не более  $250 \times 250$  м, расположенных либо в тектонических блоках, либо у зон разломов. Участок находится в пределах мощной зоны дробления шириной несколько километров; все породы подверглись настолько интенсивному катализу и вторичным изменениям (окварцеванию, эпидотизации, местами пиритизации), что лишь в редких случаях с определенной долей уверенности можно идентифицировать развитые здесь гранитоиды. Чаще же трудно даже предполагать, какие породы подверглись дроблению. В подобной геологической обстановке едва ли имеет смысл обсуждать те или иные взаимоотношения и ссылаться в дальнейшем на эти наблюдения как на основополагающие при определении верхней возрастной границы гранитоидов баргузинского комплекса, тем более что и конгломераты отнесены к бурундинской свите условно.

По р. Баин-Гол (бассейн р. Холой), на участке, где, по Л. В. Дехтаревой, песчаники химгильдинской свиты раннего кембрия трансгрессивно залегают на «баргузинских» гранитоидах, в 1971 г. горными работами вскрыт контакт, который оказался интрузивным.

Таким образом, в результате работ, проведенных на участках, фигурирующих в литературе как опорные при обосновании докембрийского времени формирования пород Ангаро-Витимского батолита, налегания нижнекембрийских отложений на гранитоиды баргузинского комплекса обнаружено не было. На Икат-Витимканском междуречье установлены обратные взаимоотношения: конгломераты бурундинской свиты интрудированы порфировидными гранодиоритами первой фазы комплекса.

Гранитоидная галька из конгломератов бурундинской, олдындинской, химгильдинской и точерской свит отобрана почти во всех точках Витимского плоскогорья, где имелись указания на ее присутствие. Детальные петрографические, петрохимические и геохимические исследования гальки привели авторов к убеждению, что в нижнекембрийских конгломератах содержатся гранитоиды, резко отличающиеся от пород Ангаро - Витимского батолита.

Во всех точках, за исключением бассейна р. Усой, в гальке преобладают плагиоклазовые граниты, реже гранодиориты. Макроскопически породы этого состава имеют разнообразный облик из-за различной зернистости и неодинаково проявленных вторичных изменений. При микроскопическом изучении установлено несомненное сходство большинства гранитоидов из гальки.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (45—70, в среднем 45—50%) и кварц (20—45%). Микроклин встречается

\* Ссылка на эту точку приведена в работе Л. И. Салопа (1967).

Таблица 25

## Оптические константы полевых шпатов гранитоидов

№ шлифа	Закон двойникова- ния	Плагиоклаз						Состав, % АН	Микроклин, $-2V$	
		P			D					
		$Ng$	$Nm$	$Np$	$Ng$	$Nm$	$Np$			
<i>Гранитоиды из гальки конгломератов нижнего кембрия</i>										
1245	$\frac{[001]}{(010)}$	13	77	84	80	16	75	+83	12	82
1215-4	$\perp(010)$	12	74	86	—	—	—	+83	11	80
1215-3	$\frac{[001]}{(010)}$	13	78	90	80	15	80	+84	11	80
1163-7	$\perp(001)$	23	83	67	—	—	—	+84	12	84
1163-8	$\frac{[001]}{(010)}$	15	76	84	78	19	74	+82	12	82
1163-10	»	13	82	80	75	26	68	+86	14	83
1163-11	»	13	80	82	84	12	79	+86	13	84
1163-12	»	13	80	82	81	11	84	+80	12	82
Б-2 (периф.)	$\perp(010)$	21	74	76	—	—	—	—	9	—
Б-2 (центр.)	$\frac{\perp(010)}{[001]}$	10	83	83	86	25	64	—	26	85
Б-8	»	13	80	82	82	28	62	+83	30	86
<i>Гранитоиды муйского комплекса</i>										
92	$\frac{[001]}{(010)}$	14	76	86	82	30	60	-86	33 (центр.)	84
110	$\perp(010)$	13	78	84	—	—	—	+82	12	82
242	$\perp(001)$	86	16	75	—	—	—	+82	13	83
710	$\perp(001)$	17	78	78	80	12	86	+87	10	80
722	$\perp(001)$	13	80	83	80	16	78	+87	13	84
740	$\perp(001)$	13	82	80	81	13	80	+87	13	79
778	$\perp(010)$	10	86	80	—	—	—	+83	16	Не замер.
789	$\frac{[001]}{(010)}$	15	76	86	76	16	82	+80	9 (пер.)	83
809	$(010)$	15	75	85	—	—	—	+75	9 (пер.)	79
108-4	$(010)$	10	80	88	77	16	78	—	31 (центр.) 18 (пер.)	—
276	Номер плагиоклаза определен методом Бекке — Беккера								36 (центр.) 12 (пер.)	—

крайне редко и только в интенсивно микроклинизированных разностях; общее количество его достигает 30—35 %. Темноцветные минералы представлены биотитом, содержание которого обычно не превышает 1,5—2 %. Аксессорные — сфен, титаномагнетит, апатит, циркон, иногда пирит — составляют 2—3 %.

В слабо катализированных разновидностях структура гипидиоморфно-зернистая, характеризуется отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу. В интенсивно дробленных гранитах первоначальная структура частично или полностью затушевывается: развиваются катахлазические, бластогранитовые и цементные структуры.

Плагиоклаз, образующий удлиненно-призматические полисинтетически сдвоенниковые кристаллы, постоянно соссюритизирован, сери-

цитизирован, иногда альбитизирован. Степень проявления вторичных изменений не всегда одинакова, в интенсивно измененных плагиоклазах широко развиты структуры наполнения. Обычно деанортитизированный плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом № 11—12; в единичных шлифах удается определить его первичный состав, соответствующий андезину с 30—32% анортитовой молекулы (табл. 25).

Кварц часто перекристаллизован, в катаkläзированных разностях иногда слагает субпараллельные полосы, подчеркивая гнейсовидную текстуру породы. Кристаллизуясь позже плагиоклаза, кварц корродирует и частично замещает его. В периферических частях кристаллов плагиоклаза иногда отмечаются кварцевые вrostки, имеющие одинаковую оптическую ориентировку с окружающим кварцем.

Биотит представлен единичными чешуйками, плеохроирующими в бурых тонах. Обычно почти нацело замещен хлоритом, эпидотом, рудным минералом.

В плагиогранитах широко развита микроклинизация. Количество вторичного микроклина ( $-2V=80-84^\circ$ ), представленного обычно неизмененной решетчатой разновидностью, неодинаково. В одних случаях отмечаются отдельные зерна или гранобластовые скопления, в других микроклин почти полностью замещает плагиоклаз, соссюритизированные и серицитизированные реликты которого выглядят как перититы, сохраняющие единую ориентировку двойников. В интенсивно микроклинизованных разностях структура приближается к аллотриоморфно-зернистой. Мирмекиты на стыке зерен полевых шпатов не отмечались нигде.

Из вторичных минералов, кроме описанных выше, следует отметить зеленый мелкочешуйчатый биотит, карбонатный минерал, пелит, лейкоксен и гидроокислы железа.

Существенно плагиоклазовые гранит-порфиры и гранит-аплиты встречаются в гальке так же часто, как равномерно-зернистые плагиограниты. Вкраепленники кварца и плагиоклаза идиоморфны, размер их колеблется от 1,2 до 6 мм, количество составляет обычно 15—20%, нигде не превышая 25—30%. По составу и характеру вторичных изменений эти породы близки к описанным плагиогранитам. Структура основной массы гранулитовая или микроаплитовая; в виде редких округлых выделений здесь наблюдается первичный пелитизированный калинатратовый полевой шпат.

Существенно плагиоклазовые пегматоидные граниты встречены в гальке конгломератов в районе озер Верх. и Ниж. Джилинда и в бассейне р. Нура. По составу они близки к плагиогранитам, отличаются лишь большим (до 15%) количеством микроклина, вторичная природа которого не всегда достаточно ясна. В крупных кристаллах плагиоклаза наблюдаются изометричные и угловатые вrostки кварца. Отдельные призмы плагиоклаза окружены гранофировыми оторочками. На участках, где кварц образует самостоятельные зерна, структура напоминает гранитовую. В интенсивно микроклинизованных разностях сохраняется отчетливая пегматоидная структура, а присутствие значительного количества плагиоклаза в первичной породе можно лишь предполагать по многочисленным одинаково ориентированным реликтам этого минерала в крупных выделениях микроклина.

Существенно микроклиновые граниты обнаружены в гальке конгломератов по р. Усой. Это в различной степени катаkläзированные крупно- и среднезернистые породы гипидиоморфно-зернистой и аллотриоморфно-зернистой структуры. Количество кварца в них составляет 25—30%, содержание плагиоклаза и нерешетчатого микроклина-перитита очень изменчиво: плагиоклаза — 8—40%, микроклина — 35—65%. По характеру вторичных изменений, количеству биотита и акцессорных минералов эти граниты не отличимы от плагиоклазовых разностей. Переменное количество полевых шпатов, реликты плагиоклаза в

крупных зернах микроклина позволяют предположить, что по крайней мере часть описываемых пород представляет собой почти нацело микроклинитированные плагиограниты.

Таким образом, петрографическое изучение около сотни шлифов гранитоидов из гальки нижнекембрийских конгломератов Витимского плоскогорья показало, что по составу, характеру главных пордообразующих минералов, структурно-текстурным особенностям и вторичным изменениям эти породы резко отличаются от всех разновидностей гранитоидов баргузинского комплекса, изученных авторами на обширной территории (см. табл. 25, рис. 27).

Значительные различия между образованиями баргузинского комплекса и гранитоидами из гальки устанавливаются также по химизму. Химический состав последних из-за недостатка материала (размер галек обычно невелик) изучался в ограниченном объеме проб (табл. 26, 27). Но поскольку гранитоиды из гальки, отобранный в различных частях региона, характеризуются значительным однообразием, мы сочли возможным провести сравнение химизма этих пород с более представительной выборкой гранитов баргузинского комплекса (табл. 28).

Просмотр богатой коллекции шлифов, предоставленной в наше распоряжение Э. Л. Прудовским, позволил установить, что практически все интрузивные образования, встреченные в гальке нижнекембрийских конгломератов, обнаруживают исключительное сходство с породами условно раннепротерозойского муйского комплекса (сопоставление полевых шпатов приведено в табл. 25). Породы этого комплекса слагают значительные по размерам массивы в центральной части Южно-Муйского хребта. На приключение в гальке нижнекембрийских конгломератов муйских гранитоидов указывали и другие исследователи (Салоп, 1964; и др.), мы же считаем необходимым подчеркнуть, что прочие гранитоиды, несмотря на тщательный отбор материала, в гальке не встречены.

Итак, проведенные работы показали несостоятельность всех доводов, приводимых обычно в пользу позднепротерозойского возраста Ангаро-Витимского батолита. Вместе с тем к настоящему времени накоплены факты, позволяющие выдвинуть предположение о более позднем после-нижнекембрийском времени его формирования.

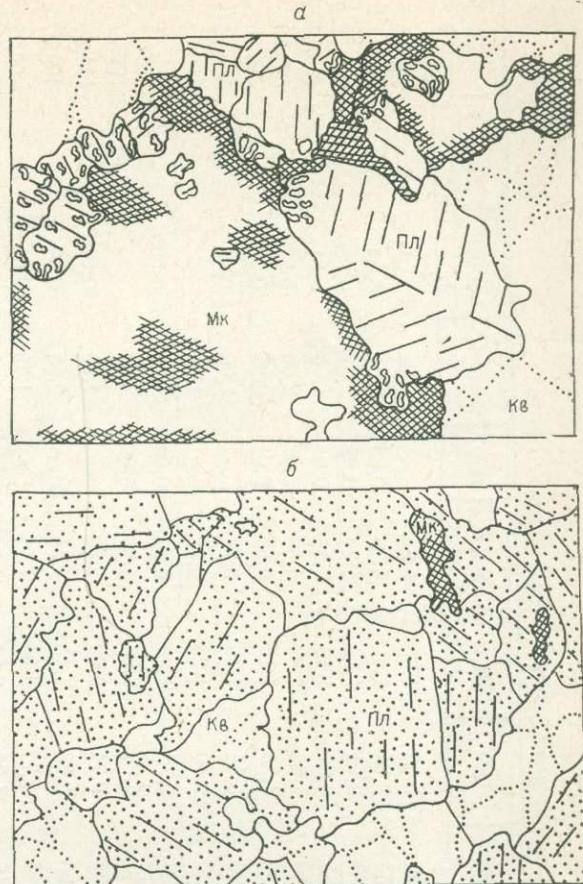


Рис. 27. Характерные граниты главной фазы баргузинского комплекса (а) и наиболее распространенная разновидность гранитов из гальки нижнекембрийских конгломератов (б). Плагиоклаз в последних часто нацело замещен агрегатом эпидота и серицита. Увел. 20.

Таблица 26

## Химический состав гранитоидов из гальки нижнекембрийских конгломератов, вес. %

№ п/п	№ пробы	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	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Сумма
1	1163-5	63,46	0,43	17,36	2,08	1,45	0,04	0,90	5,55	1,5	5,25	—	1,56	0,04	—	99,62
2	96-1	71,64	0,52	12,98	1,93	1,34	0,03	0,53	2,04	1,9	4,25	0,05	2,34	0,09	—	99,61
3	96-2	70,28	0,42	14,14	1,86	1,22	0,02	0,75	2,54	1,92	4,20	0,08	2,07	0,08	—	99,58
4	96-5	78,04	0,13	12,58	0,64	0,96	0,02	0,65	0,51	1,63	3,89	0,04	1,00	0,01	—	100,06
5	96-6	76,02	0,20	12,58	0,39	0,82	0,03	0,20	1,82	1,32	4,50	0,02	2,00	0,010	—	99,91
6	ЮБ-1	76,86	0,16	12,05	0,34	1,00	0,02	0,50	1,25	1,12	5,50	0,01	0,95	0,005	0,02	99,78
7	1114-5	70,54	0,45	13,32	1,63	1,00	0,05	0,88	5,14	1,75	3,72	—	1,00	0,04	—	99,52
8	1114-4	76,94	0,14	11,72	1,65	0,70	0,02	0,20	1,60	1,75	4,52	—	1,60	—	—	100,24
9	1114-7	75,94	0,15	12,50	0,91	1,00	0,04	0,29	1,70	1,20	4,62	0,02	1,37	0,005	—	99,74
10	1392-2	71,60	0,12	10,42	0,37	0,61	0,07	0,16	4,66	6,25	1,86	0,06	3,83	—	0,07	99,77
11	1388	75,06	0,16	11,6	1,33	1,00	0,04	0,65	0,74	6,00	2,62	—	1,00	0,01	0,09	100,3
12	—	75,14	0,3	13,57	0,05	1,40	0,02	0,85	2,33	1,15	4,14	Н. д.	0,65	0,07	—	100,07
13	—	71,08	0,29	15,52	0,53	0,79	0,01	1,05	1,77	1,84	5,04	»	1,76	0,09	Сл.	99,77
14	—	76,08	0,11	13,52	0,33	0,79	0,01	1,15	1,09	2,33	4,54	»	1,11	0,02	»	101,08
15	—	73,44	0,40	14,30	1,53	1,60	0,07	1,12	1,09	1,84	3,93	»	1,43	0,15	0,04	100,64
16	—	71,82	0,37	13,96	1,67	1,93	0,02	1,49	2,13	2,05	2,65	»	1,37	0,14	0,04	99,64
17	—	74,56	0,14	13,62	0,47	1,43	0,03	0,88	1,32	1,96	3,96	»	1,10	0,05	0,08	99,30
18	—	73,40	0,21	13,94	0,43	1,60	0,04	0,83	1,53	1,92	3,95	»	1,19	0,08	0,05	99,19
19	—	72,56	0,34	14,80	1,57	2,11	0,02	0,93	0,87	1,90	4,44	»	1,18	0,14	0,01	99,30
20	—	69,8	0,16	15,81	1,12	0,98	0,07	0,75	2,86	2,39	3,86	»	1,42	0,06	0,02	99,30
21	—	68,9	0,43	15,48	0,99	1,06	0,02	0,75	1,65	6,77	2,51	»	1,0	0,10	Сл.	99,66

Примечание. 1 — верховья р. Джилинды (Витимканской), 2—5 — р. Прав. Талакан, 6 — р. Ныро, 7—9 — р. Бурунда, 10—11—верховья р. Усой (по Б. А. Литвиновскому, А. Н. Занилович, 1972); 12—14 — первый борт долины р. Большой Амалат, 5 км ниже устья р. Коган; 15, 16 — водораздел рек Давыкша и Лев. Талакан, 17—19 — водораздел рек Лев. и Прав. Талакан, 20 — верховья р. Суванихи, 21 — верховья р. Бурунды (по М. Ф. Шелковникову, А. Н. Булгатову и др., 1963).

Таблица 27

Содержание рассеянных и петрогенных элементов в гранитоидах из гальки нижнекембрийских конгломератов, г/т

№ п/п	№ пробы	Rb	Li	Be	Sr	Ba	K·10 <sup>4</sup>	Na·10 <sup>4</sup>	Ca·10 <sup>4</sup>	Mg·10 <sup>4</sup>	K/Ba	Mg/Li	Ca/Sr	Na/Li	K/Rb
1	96-1	11,0	5,0	2,3	631,0	2089,0	1,35	3,65	1,66	0,355	6,2	710	26	7300	1200
2	96-2	11,0	22,0	2,5	1047,0	1738,0	1,74	3,00	1,13	0,00	10	—	10	1300	1600
3	96-5	22,0	12,5	1,8	641,5	724,4	1,69	3,00	0,43	0,355	23	280	6,7	2400	760
4	96-6	28,0	0,9	1,1	1019,0	1047,0	1,35	4,10	4,08	0,017	12	19	12	4500	480
5	1114-4	15,3	3,6	2,9	331,1	2089,0	1,00	3,90	0,85	0,00	4,8	—	23	10800	650
6	1215	9,6	18,2	2,3	912,0	1143,0	0,83	3,80	1,70	0,09	7,2	50	18	2100	860
7	1388	20,0	3,8	1,9	631,0	3631,0	5,00	1,90	1,21	0,156	14	410	19	5000	250
8	1392-2	26,0	8,7	2,8	398,1	1259,0	1,35	2,80	0,39	0,29	10	330	9,8	3200	520
9	ЮБ-1	13,8	2,5	1,5	2188,0	3981,0	1,04	3,80	1,7	0,126	2,6	500	78	15200	750
10	1114-7	12,6	21,0	1,3	1514,0	1202,0	1,41	3,15	1,28	0,00	11	—	8,5	1500	1140

Примечание. Географическую привязку проб см. табл. 24; проба 1215 отобрана в низовьях р. Джилинды (Витимской).

Таблица 28

Сопоставление химических составов гранитоидов из гальки и пород баргузинского комплекса, г/т

Порода		SiO <sub>2</sub> ·10 <sup>4</sup>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·10 <sup>4</sup>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·10 <sup>4</sup>	FeO·10 <sup>4</sup>	MgO·10 <sup>4</sup>	CaO·10 <sup>4</sup>	K <sub>2</sub> O·10 <sup>4</sup>	Na <sub>2</sub> O·10 <sup>4</sup>	Rb	Li	Be	Sr	Ba
Гранитоиды из гальки	Плагиоклазовые граниты	73,20	13,79	1,06	1,21	0,77	2,06	1,75	4,28	9,5	8,7	2,0	622,0	1752,3
	Существенно микроклиновые и микроклинизированные граниты	71,85	12,40	0,90	0,89	0,52	2,35	6,34	2,33	13,2	11,7	1,4	1850	2445
Гранитоиды баргузинского комплекса	Граниты главной фазы	72,10	14,54	0,77	1,19	0,56	1,65	4,45	3,76	107,13	21,11	3,54	1326,96	2933,6
	Граниты третьей фазы	73,55	13,90	0,69	0,95	0,43	1,18	4,72	3,47	—	—	—	—	—

Таблица 29

*Химический состав гранитов, интрудирующих фаунистически охарактеризованные отложения раннего кембрия, вес %*

Возраст		№ п/п	№ пробы	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	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O+	н. п.	Сумма	D(x)
<i>Бассейны рек Курбы и Турки (материалы Ф. Г. Рейфа, 1973; Е. Д. Бажеева, 1974)</i>																			
Ранний палеозой	1	5325	69,70	0,52	14,98	2,24	1,09	0,04	0,12	3,08	4,25	3,92	0,12	0,01	0,02	0,12	100,21	+13,19	
	2	1187	72,18	0,30	14,63	1,03	0,95	0,02	0,20	1,66	3,90	4,67	0,06	0,01	—	0,26	99,87	+4,18	
	3	1044	70,69	0,43	15,01	1,15	1,39	0,04	1,04	2,28	3,37	3,88	0,09	—	—	0,26	99,63	+8,10	
	4	7089	71,24	0,32	15,26	0,94	0,86	0,00	0,24	1,35	3,50	6,00	0,05	—	—	0,35	100,12	+3,95	
	5	2910	72,58	0,30	13,83	1,34	0,85	0,04	0,32	1,57	4,50	3,75	0,07	—	—	0,30	99,59	+2,44	
	6	1680	70,96	0,25	14,28	1,04	1,08	0,04	1,05	2,13	4,33	4,00	0,05	—	—	0,38	99,76	+6,64	
	7	2237	73,44	0,20	14,53	0,57	1,13	0,04	0,81	1,35	4,10	4,00	0,02	—	—	0,26	100,45	+1,52	
	8	2822	70,54	0,27	15,13	1,02	1,53	0,05	0,32	2,02	4,00	4,79	0,07	—	—	0,28	100,02	+7,51	
	9	612	71,69	0,34	14,67	0,93	1,61	0,04	0,49	1,42	4,20	4,00	0,10	—	0,06	0,64	100,19	+2,95	
	10	44/20	70,12	0,39	15,62	0,78	1,24	0,03	0,90	2,13	4,30	3,80	0,07	—	0,01	0,79	100,18	+7,53	
	11	9006	72,14	0,27	14,77	0,78	0,88	0,03	0,57	1,76	4,00	4,00	0,07	—	—	0,47	99,74	+4,82	
	12	Cp.	71,6	0,3	14,5	0,9	1,2	0,04	0,5	1,6	4,1	4,1	0,08	—	—	—	—	+4,00	
	13	5643	69,40	0,31	15,05	1,34	1,77	0,09	1,04	2,82	5,00	3,80	0,10	—	—	—	100,72	+12,02	
	14	226	70,46	0,48	15,09	0,99	1,38	0,06	0,85	2,20	4,60	3,60	0,11	—	—	0,43	99,92	+8,10	
	15	Cp.	70,0	0,4	15,2	1,4	1,3	0,06	0,8	2,3	4,4	3,5	—	—	—	—	—	+8,96	
	16	1740	71,66	0,32	13,53	1,40	1,03	0,03	0,81	1,68	3,50	5,40	0,03	—	—	0,50	99,72	+3,69	
	17	1606	73,58	0,18	13,57	0,96	1,58	0,05	0,12	2,08	4,33	3,88	0,05	—	—	0,45	100,50	+3,29	
	18	2405	71,40	0,26	14,72	0,78	1,24	0,04	0,28	1,92	4,80	3,50	0,04	—	—	0,56	99,54	+5,80	

	19	1315	70,44	0,39	16,20	0,08	1,16	0,04	0,20	1,80	4,60	4,11	0,02	—	—	0,57	99,61	+7,41
	20	5125	72,00	0,20	15,45	1,03	0,67	0,02	0,16	1,35	4,30	4,07	0,04	—	—	0,23	99,82	+2,97
Средний—поздний па-	21	2095	76,22	0,15	12,85	1,04	0,64	0,03	0,04	0,62	3,70	4,80	0,01	—	0,01	0,27	100,38	-5,39
леозой	22	5151	74,02	0,26	13,40	1,14	0,84	0,02	0,08	0,67	3,32	5,55	0,02	—	0,01	0,29	99,62	-2,02
	23	236	74,94	0,10	14,12	0,43	0,98	0,04	1,37	0,72	3,50	4,24	—	—	0,17	0,27	100,88	-3,31
	24	236a	74,46	0,22	12,69	0,48	0,94	0,04	0,43	0,78	3,90	5,00	—	—	0,08	0,25	99,27	-3,44
	25	K-611	72,92	0,13	13,41	1,91	0,43	0,01	0,48	0,44	3,78	5,23	0,01	—	—	0,48	99,50	-3,79
	26	2095	76,22	0,15	12,85	1,04	0,64	0,03	0,04	0,62	3,70	4,80	0,014	—	—	0,27	100,38	-5,28
	27	2745	74,50	0,17	12,42	2,11	0,62	0,01	0,28	0,84	3,25	5,73	0,05	—	—	0,53	100,38	-3,58
	28	5151	74,02	0,26	13,40	1,14	0,84	0,02	0,08	0,67	3,32	5,55	0,02	—	—	0,29	99,62	-3,06

*Верховья р. Уаким (по Г. Л. Митрофанову, 1972)*

Ранний палеозой	29	2240	71,92	0,21	15,40	0,47	1,15	0,09	1,30	0,70	4,14	5,02	0,08	—	0,02	—	—	+0,20
	30	2301	70,86	0,18	14,63	0,70	0,72	0,1	0,73	1,80	3,92	5,16	0,11	—	0,04	—	—	+5,84
	31	1592	71,42	0,21	14,87	1,31	0,76	0,04	0,40	1,01	4,25	4,55	0,31	0,07	0,10	—	—	+1,30
	32	1957	71,80	0,20	14,27	1,61	0,64	0,03	0,16	1,58	4,00	4,55	0,04	—	—	—	—	+3,47
Средний—поздний па-	33	2253	74,62	0,12	12,49	0,72	1,22	0,16	1,05	0,93	3,22	5,87	0,03	—	0,04	—	—	-3,08
леозой	34	2258	75,50	0,04	13,08	0,64	0,86	0,13	0,16	0,56	4,80	4,50	0,03	—	0,08	—	—	-5,07
	35	598-2	72,54	0,17	13,42	1,28	1,23	0,07	0,48	1,24	4,25	5,00	—	—	—	—	—	+0,48
	36	1003	77,90	0,06	11,87	0,73	1,14	0,09	0,04	0,56	4,00	3,67	0,04	—	0,04	—	—	-8,03

*р. Бамбуйка (по О. В. Соколову, 1965)*

Ранний палеозой	37	942	68,66	0,25	14,46	1,43	2,03	0,05	1,41	3,36	3,10	5,18	0,13	—	—	0,42	100,48	+14,44
	38	354	73,34	0,23	13,38	1,61	1,30	0,03	0,89	1,60	2,23	6,02	0,03	—	—	0,37	100,04	+2,17

П р и м е ч а н и е. 1—8 — автохтонные граниты; 9—20 — аллохтонные граниты; 9—11 — характерные анализы гранитов Гольцовского массива; 12 — среднее по массиву ( $n=14$ ); 13—16 — то же, для Тэмэнского массива ( $n=13$ ); 29, 30 — Окинский массив; 31, 32 — Санский массив; 33—36 — Муйский массив.  $D(x)$  — значения линейной дискриминантной функции: для гранитов баргузинского комплекса  $-0,968 \leq D(x) \leq 10,601$ ; для зазинского  $-8,206 \leq D(x) \leq 0,688$ .

В результате исследований последних лет в отложениях бамбуйской, курбинской, тилимской и юктоонской свит, возраст которых считался верхнепротерозойским, обнаружена обильная кембрийская фауна, что явилось веским аргументом в пользу утверждения о широком распространении в центральной части Байкальской горной области вендо-кембрийских стратифицированных образований (Беличенко, Хренов, 1965; Бутов и др., 1966; Бутов, 1972<sub>1,2</sub>). Появление новых данных по стратиграфии не привело, однако, к сколько-нибудь существенному пересмотру взглядов на магматическую историю региона. По мере выделения участков и полей распространения раннекембрийских отложений гранитоиды, интрузирующие эти отложения, автоматически переводили из баргузинского в раннепалеозойский витимканский комплекс, причем контуры таких «омоложенных» массивов нередко оказывались достаточно произвольными. В результате подобных операций площадь Ангаро-Витимского батолита оказалась уменьшенной более чем вдвое, а идентичные по целому ряду существенных признаков гранитоиды были отнесены к разновозрастным магматическим комплексам.

Ошибочность такого искусственного разделения показана нами на примере района Ципа-Амалатского междуречья. Исследованиями авторов, а также работами Ф. Г. Рейфа, Е. Д. Бажеева подтверждается мнение о широком развитии на исследованной территории двух разновозрастных групп гранитных пород; показано, что каждая из этих групп обладает устойчивым набором количественных и качественных характеристик, позволяющих в большинстве случаев производить их уверенное разделение. Прорывание «баргузинскими» гранитами метаморфических толщ, в которых ныне установлена фауна раннего кембра, наблюдалось неоднократно. В настоящее время появилась возможность на основе выработанных объективных критериев решить вопрос о действительной принадлежности к баргузинскому комплексу гранитоидов на участках интрузивных контактов. Интрузивные взаимоотношения наблюдались в нескольких районах, располагающихся в различных частях батолита: на левобережье Курбы, в среднем течении Турки, на Икат-Витимканском междуречье, в бассейне Уакита, в долине р. Бамбуйки (рис. 28).

В бассейнах Курбы и Турки на площади около 2,5 тыс. кв. км проведены крупномасштабные геологосъемочные работы и специальные петрологические исследования гранитоидов (Рейф, 1973<sub>1,2</sub>). Выделены нижнепалеозойский и средне-верхнепалеозойский магматические комплексы. Формирование раннепалеозойского комплекса, по Ф. Г. Рейфу, началось с внедрения адамеллитовых и кварцево-монцонитовых расплавов, во вторую, главную фазу образовались аллохтонные и автохтонные тела существенно гранитного состава. Граниты главной фазы по своим минералого-петрографическим особенностям, химизму (табл. 29) и термолюминесцентным свойствам полевых шпатов (см. табл. 20) обнаруживают полную идентичность с описанными выше «баргузинскими» гранитами, слагая на карте юго-западную часть Ангаро-Витимского батолита (см. рис. 2). Средне-позднепалеозойские гранитоиды бассейнов Курбы и Турки хорошо сопоставляются с породами зазинского комплекса. Интрузивные соотношения между разновозрастными палеозойскими гранитоидами образованиями наблюдались неоднократно в коренных обнажениях. Благодаря любезности Ф. Г. Рейфа и Е. Д. Бажеева авторы имели возможность посетить наиболее интересные участки развития обсуждаемых гранитоидных массивов, детально ознакомились с каменной и петрографической коллекцией, с данными химико-аналитических исследований. Изученные материалы не оставляют сомнений в принадлежности палеозойских гранитоидов рек Курбы и Турки к баргузинскому и зазинскому комплексам.

В бассейне р. Отхи (левого притока Курбы в ее среднем течении) кварцевые монцониты первой фазы баргузинского комплекса интрузируют карбонатные отложения курбинской свиты, содержащие хиолиты

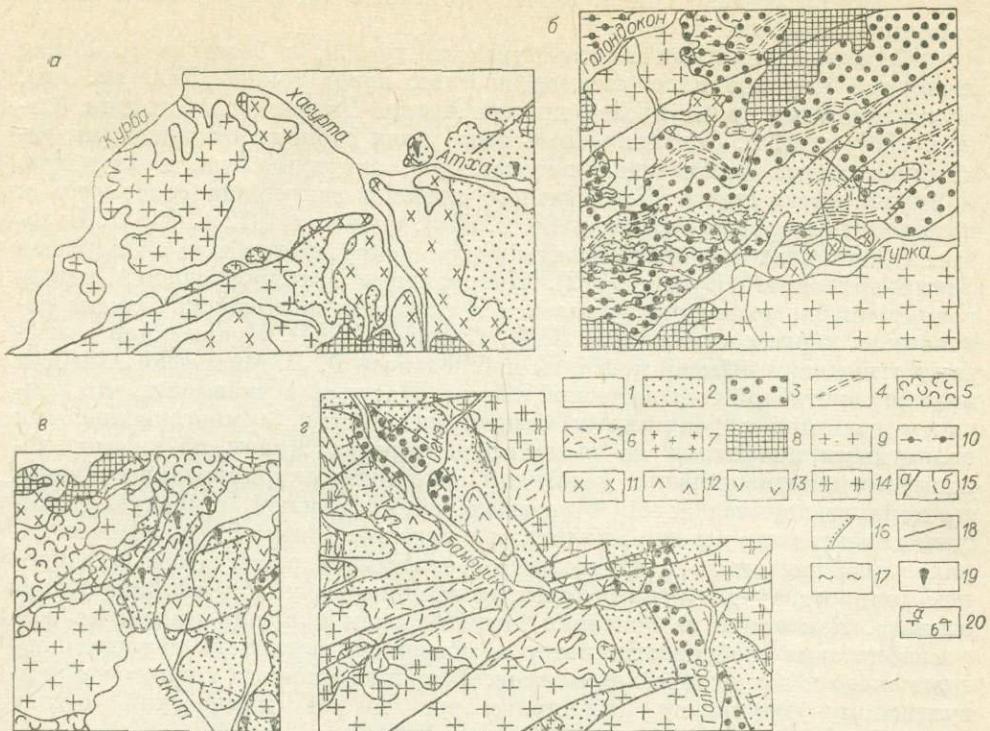


Рис. 28. Схемы геологического строения участков развития фаунистически охарактеризованных отложений в провесах кровли Ангаро-Битимского батолита (составлены по материалам: а — Ф. Г. Рейфа, 1967; б — Е. Е. Бажеева, 1974; в — Г. Л. Митрофanova, 1972; г — О. В. Соколова, 1965).

1 — четвертичные отложения. Кембрейские — вендинские отложения: 2 — преимущественно карбонатные, 3 — преимущественно сланцевые и терригенные; 4 — горизонты сланцев в преимущественно карбонатных отложениях и известняков в преимущественно терригенных отложениях. 5 — верхнепротерозойские терригенные отложения; 6 — нижнепротерозойские лициариты и их туфы. Гранитоиды зазинского комплекса: 7 — мелкозернистые граниты; 8 — среднезернистые граниты, сиениты. Гранитоиды баргузинского комплекса. Главная фаза: 9 — граниты, граносиениты аллохтонной фации; 10 — граниты, гранодиориты, монцониты автохтонной фации; 11 — порфировидные и равномернозернистые гранодиориты, диориты, монцониты, сиениты первой фазы; 12 — диориты, сиениты, нефелиновые сиениты раннепалеозойские (?); 13 — раннепалеозойские габброиды; 14 — преимущественно плагиоклазовые граниты мускайского комплекса ( $Rt_1$ ); 15 — граница нормального стратиграфического и интрузивного контакта (а), граница между подсвитами (б); 16 — граница несогласного наложения; 17 — гранитизация; 18 — крупные разрывные нарушения; 19 — места находок ископаемой фауны раннего кембрия и венда; 20 — элементы залегания пластов: наклонные (а), опрокинутые (б).

и водоросли. В 8—10 км к западу породы этой свиты прорываются аллохтонными гранитами главной фазы (Тэмэнский массив).

В среднем течении р. Турки, где курбинская свита сложена известняками с прослойями карбонатных микросланцев, песчаников, доломитов и содержит остатки археоциат, Е. Д. Бажеевым изучены контакты пород свиты с аллохтонными гранитоидами главной фазы баргузинского комплекса (Левотуркинский массив). Граниты интрудируют и метаморфизуют осадочную толщу; в эндоконтактовой зоне отмечается уменьшение зернистости интрузивных пород, в экзоконтакте известняки подверглись перекристаллизации.

При прослеживании по простирианию 20-метрового прослоя кварц-карбонатно-слюдистых сланцев установлено, что в направлении к контакту с гранитами парагенезис кварц + альбит + мусковит сменяется ассоциацией кварц + плагиоклаз + кордиерит. Ширина зоны ороговиковования достигает 150—200 м. Слабо метаморфизованные, существенно терригенные толщи, на которых согласно с переслаиванием залегает курбинская свита, вблизи контакта с автохтонными гранитами и гранодиоритами интенсивно метаморфизованы и гранитизированы. Ширина ореола

метаморфизма амфиболитовой фации достигает 6 км, ширина зоны гранитизации — 1—2 км.

На южных склонах Южно-Муйского хребта, в бассейне р. Уакит находится крупное поле метаморфических пород (около 2000 кв. км), представляющее собой провес кровли Ангаро-Витимского батолита (Салоп, 1967, с. 123). Западная часть этого поля сложена отложениями уакитской серии, включающей юктоконскую, нерундинскую, мухтунскую и уколкитскую свиты. До недавнего времени вся толща относилась к позднему протерозою (Салоп, 1964, с. 319), однако в 1972 г. Ю. П. Бутовым в доломитах средней подсвиты юктоконской свиты была обнаружена фауна археоциат (Бутов, 1972). Интрузивные взаимоотношения между гранитами баргузинского комплекса и породами юктоконской свиты показаны на карте, составленной Л. И. Салопом (1964). Прорывание гранитами отложений нижней подсвиты наблюдалось Г. Л. Митрофановым при крупномасштабной геологической съемке. Последний указывает, что контакты гранитов с доломитами четкие, извилистые, с многочисленными гранитными апофизами во вмещающие породы. Доломиты мраморизованы, тремолитизированы, участками отмечается скарнирование. Граниты характеризуются серой и розовато-серой окраской, широким развитием директивных текстур, наличием в качестве одного из главных минералов слабоперититового микроклина с отчетливой решетчатостью, широким распространением мицеллитов на границе зерен микроклина и олигоклаза. Как видно из описания, этим породам присущи именно те петрографические особенности, которые позволяют различать граниты баргузинского и зазинского комплексов. О принадлежности гранитов к баргузинскому комплексу свидетельствует и их химический состав (см. табл. 29).

Небезынтересно отметить, что Г. Л. Митрофановым в том же районе выделены условно палеозой-мезозойские граниты (Муйский массив), хорошо сопоставляемые с породами зазинского комплекса как по структурно-минералогическим признакам, так и по химизму (см. табл. 29). Эти породы отчетливо интрудируют гнейсовидные граниты баргузинского комплекса.

В среднем течении р. Бамбуйки при геологической съемке, проводившейся с нашим участием, откартирована существенно карбонатная толща, которая датируется нижним — средним кембрием на основании находок археоциат и трилобитов по рч. Огнё (Волколаков и др., 1964). Кембрийские отложения смяты в синклинальную складку север-северо-западного простирания; южная ее половина по крупному субширотному сдвигу перемещена на восток на расстояние около 10 км. Здесь, в бассейне р. Голюбе доломиты и известняки бамбуйской свиты (ранний кембрий) прорваны светло-серыми порфировидными гранитами, которые по структуре, минеральному и химическому составу идентичны породам главной фазы баргузинского комплекса (см. табл. 29). Доломиты на контакте мраморизованы, местами отмечаются признаки ассилиляции, выраженные в появлении в эндоконтактовых зонах интрузии участков, обогащенных фемическими минералами (в том числе пироксеном) и несколько обедненных кварцем. Следует указать, что в том же районе, по руч. Амандах Ф. П. Зайцевым с сотрудниками наблюдалось налегание отложений раннего кембрия на размытую поверхность гранитов. Последние, однако, существенно отличаются от «баргузинских» и отнесены к муйскому интрузивному комплексу. Именно такие породы находятся в гальке нижнекембрийских конгломератов.

На Икат-Витимском междуречье нами было установлено прорывание «баргузинскими» адамеллитами и гранодиоритами конгломератов бурундинской свиты. Последние, хотя и не содержат органических остатков, тем не менее всеми стратиграфиями единодушно датируются ранним палеозоем (Салоп, 1964, с. 426; Беличенко, 1969, с. 75; Булгатов и др., 1969).

В 1972—1973 гг. В. Н. Васильченко, проводя в указанном районе крупномасштабные геологосъемочные работы, подтвердил данные об интрузивных взаимоотношениях гранитоидов и конгломератов. В бассейнах рек Давыкши-Икатской и Давыкши-Витимканской им обнаружены также обильные остатки трилобитов и брахиопод в карбонатных отложениях, долгое время считавшихся позднепротерозойскими (предварительное заключение Б. А. Долматова и В. И. Алексеева). Факты же прорывания карбонатных отложений гранитоидами первой и второй фаз баргузинского комплекса наблюдались в этом районе многими исследователями.

Как видно из проведенного анализа, на Витимском плоскогорье и прилегающих территориях интрузивные соотношения установлены практически на всех участках, где достоверные нижнекембрийские отложения контактируют с породами Ангаро-Витимского батолита. Думается, изложенные факты достаточно определенно указывают на то, что формирование батолита происходило в посленижнекембрийское время.

Верхняя возрастная граница определяется по налеганию на размытую поверхность адамеллитов и гранодиоритов пестроцветных конгломератов исташинской свиты, возраст которой не древнее позднего кембрия — ордовика (Беличенко, 1969, с. 108). Эти взаимоотношения установлены в 1971—1972 гг. Е. Е. Зеленским в верховьях руч. Исташ. В 1973 г. авторы посещали указанный участок, а также детально знакомились с документацией, образцами, шлифами. Несмотря на то, что контакт осложнен тектоническим дроблением, факт налегания не вызывает сомнений: базальные конгломераты исташинской свиты, которые в верхней части пачки содержат разнообразную гальку, книзу становятся олигомиктовыми; в обломках, как правило, неокатанных, присутствуют только подстилающие адамеллиты, гранодиориты, причем количество цемента вблизи контакта снижается до первых процентов. По структурно-текстурным особенностям гранитоиды пади Исташи очень сходны с породами первой фазы баргузинского комплекса, развитыми в бассейне р. Курбы.

Приведенный материал, как нам кажется, позволяет с большой долей уверенности считать возраст Ангаро-Витимского батолита раннепалеозойским.

### Зазинский комплекс

Становление гранитоидных массивов, выделенных нами в зазинский комплекс, обычно относят ко времени окончания геосинклинального режима складчатой системы байкалид, т. е. к среднему — позднему кембрию (Салоп, 1967, с. 244). В качестве обоснования раннепалеозойского возраста обсуждаемых гранитов приводятся сведения о прорывании ими фаунистически охарактеризованных отложений раннего кембрия и о наличии их в гальке конгломератов исташинской и синхронной с ней багдадринской свит, датируемых, как уже упоминалось выше, поздним кембрием — ордовиком (Салоп, 1964, с. 440; Беличенко, 1969, с. 110).

Вместе с тем отсутствие наблюдений над непосредственными взаимоотношениями конгломератов и гранитов придавало верхней возрастной границе комплекса неопределенность (Салоп, 1967, с. 244).

В 1967—1970 гг. в процессе геологосъемочных и тематических работ авторами выявлены интрузивные контакты между гранитами зазинского комплекса и отложениями исташинской свиты в среднем течении р. Атланги и на левобережье Витима, ниже впадения в него р. Зазы (долина р. Хара-Гуйки).

В 1972 г. такие же взаимоотношения установлены Е. Е. Зеленским в соседнем районе, в верховьях р. Байн-Гол. Эти данные с достаточной определенностью указывают на послестиашинское время формирования «зазинских» гранитов. Сведения о присутствии их в гальке конгломератов нашими исследованиями не подтвердились. Сборы гальки проведены

в бассейнах Укикита, Хара-Гуйки, Аунакита. Кроме того, просмотрены шлифы из исташинской свиты стратотищического района — долины руч. Истаси, любезно предоставленные Е. Е. Зеленским. Петрографическое изучение гальки позволило установить, что интрузивные образования, сходные с какой-либо разновидностью зазинского комплекса, в обломочной части конгломератов отсутствуют. В гальке преобладают плагиограниты, наблюдавшиеся в нижнекембрийских конгломератах и описанные выше. В одном шлифе (руч. Аунакит) встречены породы, которые по структуре, составу и характеру вторичных изменений сходны с гомогенными гранитами главной фазы баргузинского комплекса. В шлифах из конгломератов долины руч. Истаси отмечены образования, очень близкие к гранитоидам первой фазы того же комплекса.

Таким образом, геологические данные указывают на то, что формирование зазинского комплекса началось не ранее ордовика — силура. Верхняя его возрастная граница определяется по налеганию на гранитоиды триасовых эфузивов цаган-хунтейской свиты (правобережье р. Уды в ее среднем течении, данные Н. А. Фишева). Поэтому в настоящее время есть все основания датировать зазинский комплекс средним — поздним палеозоем.

Отсутствие на территории Бурятии (за исключением Восточного Саяна) твердо установленных средне- и верхнепалеозойских стратифицированных толщ не позволяет произвести более точную датировку. Сделанный на базе геологических взаимоотношений вывод о времени формирования «зазинских» гранитоидов в определенной мере подтверждается данными калий-argonового анализа \*.

Несмотря на значительный объем определений (87 проб из баргузинского и 41 пробы из зазинского комплекса), достоверная их интерпретация сопряжена со значительными трудностями. Из гистограммы, временные интервалы в которой примерно соответствуют геологическим периодам (160—200 млн. лет — нижняя и средняя юра, 201—240 — триас, 241—280 — пермь, 280—350 — карбон, 350—400 — девон, 400—480 — ордовик и силур, 480—600 млн. лет — кембрий и венд), видно, что все пробы из зазинского комплекса и почти 80% из баргузинского обнаруживают возраст от карбона до юры включительно (рис. 29). Известно, что примерно такой же временной интервал получен и

при определении абсолютного возраста древних, заведомо докембрийских и кембрийских метаморфических пород Северного Прибайкалья и Забайкалья (Салоп, 1963), а также нижнекембрийских вулканитов юга Витимского плоскогорья. Очевидно, что такая нивелировка возраста разнородных образований на очень большой площади свидетельствует о мощном тепловом воздействии на породы региона во второй половине палеозойской эры, которое вызвало повсеместный их прогрев до температур свыше 300°. Анализ истории магматизма показывает, что формирование гранитоидов зазинского комплекса знаменовало собой последний этап широкого площадного проявления интрузивного магматизма, охватившего обширную территорию. Более молодые мезозойские интрузии локализованы в пределах сравнительно узких

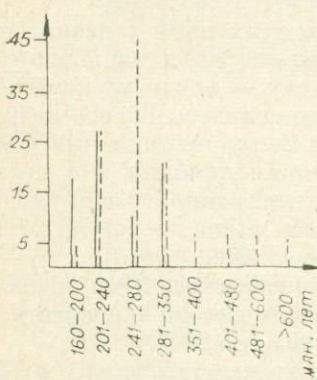


Рис. 29. Гистограмма распределения геохронологических данных для баргузинского (штриховые линии) и зазинского комплексов.

\* Определения абсолютного возраста проводились в Центральной лаборатории Бурятского геологического управления и в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Л. В. Фирсова. Анализировались в основном валовые пробы, а также 10 проб биотита.

зон высокой проницаемости. Поэтому есть основания связывать мощный прогрев древних пород именно со становлением зазинского комплекса. Из сказанного можно заключить, что радиологические определения в пробах из «зазинских» гранитоидов, отобранных на удалении от крупных тектонических зон и мезозойских интрузий, должны быть близки к истинным. Это тем более вероятно, что какие-либо особенности гранитов, указывающие на возможное их удревнение (контаминация материалом более древних пород, автометасоматические изменения, хлоритизация биотита, удревнение вблизи контактов, перемежаемость зон с резко различным возрастом и т. п.), нигде в местах отбора проб не устанавливаются.

Из имеющихся проб только часть (около 70%) отобрана с соблюдением вышеуказанных условий. Определенный по ним возрастной интервал составляет 350—240 млн. лет (карбон — пермь). Думается, он в целом отражает время формирования зазинского комплекса (табл. 30).

итак, становление пород баргузинского комплекса происходило в раннем, а зазинского — в среднем — позднем палеозое. Необходимо указать, что подобные взгляды на возраст изучавшихся гранитов высказывались и ранее. В. Г. Беличенко (1969, с. 146) основывает свои выводы о раннепалеозойском времени формирования баргузинского комплекса на новой трактовке возраста метаморфических толщ, однако ее представления об объеме комплекса отличаются от изложенных в настоящей работе. На возможную связь с герцинским тектогенезом джидинских гранитов

Таблица 30

*Возраст гранитоидов зазинского комплекса по данным калий-аргоновых определений*

№ пробы	Возраст, млн. лет	Литературный источник	№ пробы	Возраст, млн. лет	Литературный источник
1306-3	265	Э. Н. Зеленый,	212	210	Данные авторов
III-98-1	226	То же	284а	235	То же
III-86-1	258	»	284	196	»
IV-106-1	255	»	283	250	»
2395	332	»	2707	230	»
910*	241±4	»	2758	295	
342-к*	277±8	»	Б-1	270	»
342-4*	275±9	»	Б-2	240	»
4705*	220	»	А-110	310	»
2395*	248±3	»	3796	260	»
1238*	248±4	»	Группа малых массивов		
2274*	244±12	»	1053	248	Л. Е. Иванов,
C-133	231±13	Б. К. Виноградов,	1143	292	То же
C-136	241±15	То же	2138	122	В. Ф. Рукавец,
C-134	220±10	»	2302	243	То же
Аупакинский массив					
C-131	250±15	»	326	207	Данные авторов
			333	163	»
C-131	279±15	»	Ендодинский массив		
C-315*	258±3	»	1399	240	»
C-907	278±15	»	Карский массив		
C-313	293±15	»	1402	302	»
			1496	290	»
			1464	322	»
Амандацкий массив					

\* Пробы проанализированы Л. В. Фирсовым.

юга Бурятии, во многом сопоставимых с породами зазинского комплекса, указывали П. И. Налетов (1962, с. 95) и В. А. Дворкин-Самарский (1965, с. 51). Весьма доказательный материал получен Ф. Г. Рейфом для гранитоидных массивов хребта Улан-Бургасы (Рейф, 1972; 1973<sub>1</sub>). Им установлены и детально описаны взаимоотношения раннепалеозойских и средневерхнепалеозойских гранитоидов, а также их контакты с фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими толщами. Приведена подробная геолого-петрографическая и петрохимическая характеристика интрузивных образований, позволяющая проводить достоверное их сопоставление с гранитоидами других районов.

## ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

На юге Витимского плоскогорья широко развиты вулканогенные образования липаритового, дацитового, андезитового состава с подчиненным количеством основных лав и их пирокластов. До недавнего времени здесь выделялись вулканиты двух возрастных групп: нижнекембрийские, включаемые в состав отдындинской свиты и озернинского субвулканического комплекса, и триасовые (цаган-хунтейская свита). Исследованиями последних лет установлено, что значительная часть вулканогенных пород района, в основном из числа тех, возраст которых трактовался как триасовый, формировалась в среднем палеозое (Литвиновский, 1973; Литвиновский и др., 1974<sub>1</sub>; Литвиновский, Занвилевич, 1974<sub>3</sub>). В настоящей работе мы ограничимся описанием именно этой группы.

Среднепалеозойские вулканогенные образования располагаются в центральной части Зазинского plutона, в бассейнах рек Аталахи, Зазы, Алянги, Холой. Они вместе с кембрийскими отложениями слагают фрагменты кровли гранитной интрузии, поэтому судить о первичной конфигурации и размерах полей в настоящее время не представляется возможным (рис. 30). Наиболее полно изучен район к северу от Зазинской депрессии, где закартированы три участка развития вулканитов. Самый крупный из них — Бейсыханский — находится в междуречье Аталахи — Витим, в хр. Бейсыхан. Площадь его составляет около 100 кв. км.

Бейсыханский участок сложен андезито-дацитовыми порфиритами, а также лавами и пирокластами кислого состава. На севере и на востоке вулканогенные породы интрудированы гранитоидами зазинского комплекса, на юге они перекрыты меловыми озерными отложениями; в западной части наблюдается переход вулканогенной толщи в вулканогенно-терригенную, а затем в существенно терригенную. Внутри описываемого участка отмечается большое количество секущих дайковых и штокообразных тел раннемезозойских трахилипаратов, трахидиатов и их лавобрекций. Андезито-дацитовые порфириты располагаются в центральной части площади, здесь они слагают тело значительных размеров — порядка 50 кв. км. Форма его неправильная; состав довольно однообразный, выделяются лишь отдельные структурные разновидности, отличающиеся степенью раскристаллизации: от порфировых до криптовых. Нередки также участки лавобрекций, в которых обломки и цементирующая масса имеют одинаковый состав.

Вулканогенные породы кислого состава размещаются по периферии участка. Абсолютно преобладают эфузивные (лавово-пирокластические) образования, отмечено также несколько субвулканических интрузий. Признаки стратификации в вулканогенных толщах не выявляются, что

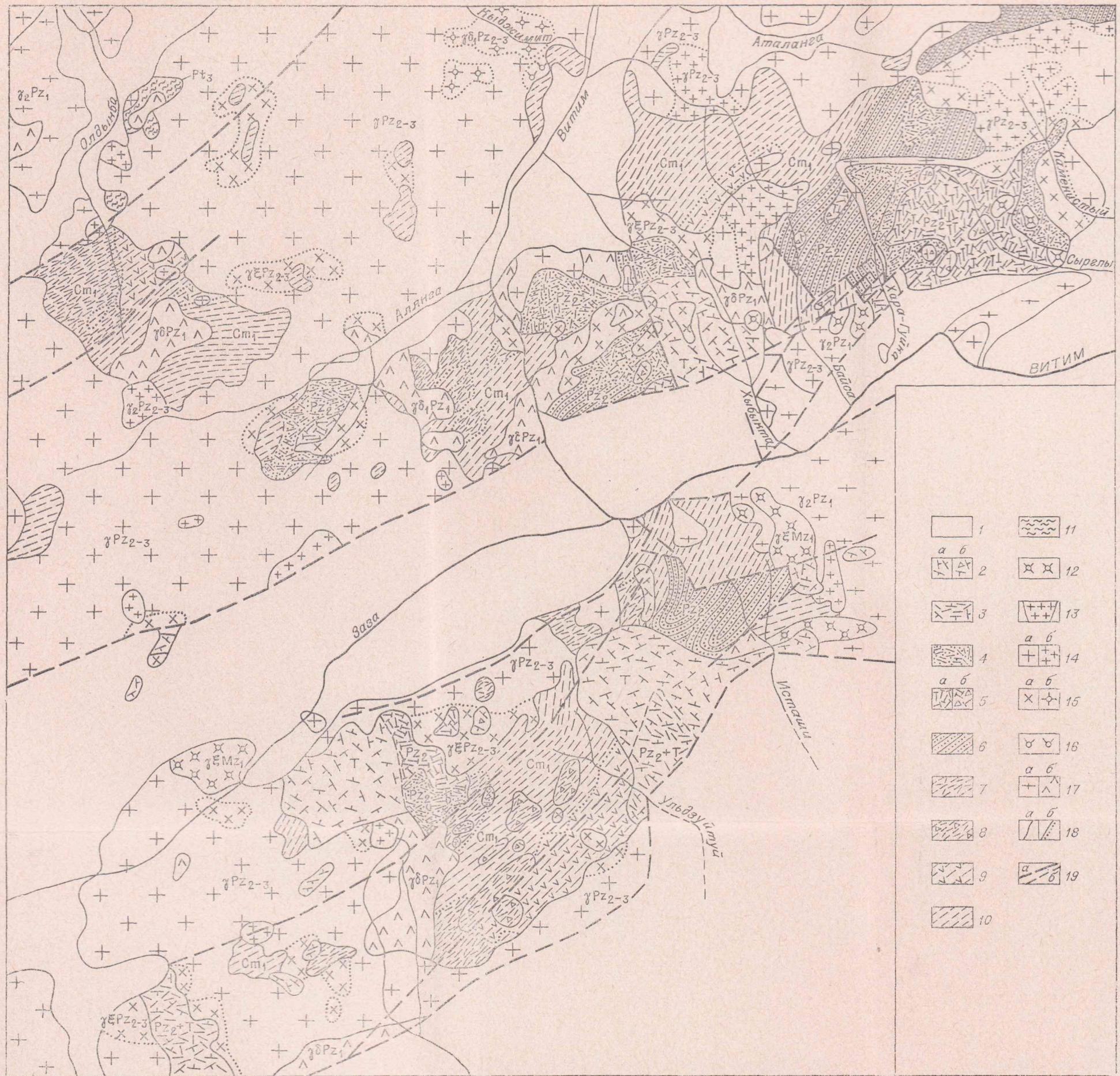


Рис. 30. Схема палеозойских магматических комплексов юга Витимского плоскогорья (составлена с использованием материалов Э. Н. Зеленого, В. И. Дубченко, Н. А. Фишева, Е. Е. Зеленского, Э. П. Периновой, В. А. Варламова).

1—мезо-кайнозойские вулканогенные и терригенные отложения; 2—триасовые (?) трахилипараты, трахиадатиты (1) и их лавобрекчи (2); 3—триасовые (?) и среднепалеозойские вулканиты нерасчлененные; 4—6—среднепалеозойские образования: 4—липаритовые порфириты, их туфы, итнимбриты, лавобрекчи (a), их лавобрекчи (b), 6—пестроцветные вулканогенно-терригенные и терригенные отложения; 7—10—раннекембрийские образования: 7—липаритовые, дацитовые порфириты, их пирокласты, 8—лавобрекчи липаритовых и дацитовых порфиров; 9—андезитовые, андезито-базальтовые порфириты, 10—вулканогенно-осадочные сложения; 11—верхнепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы; 12—раннемезозойские субшелочные граносиениты, сиениты, граниты; 13—16—плутонические породы среднего—позднего палеозоя (зазинский комплекс): 13—граниты, гранит-порфириты дополнительных интрузий, 14—крупно- и среднезернистые (1), мелкозернистые (2) граниты главной фазы, 15—магматические (a) и kontaktово-реакционные (b) граносиениты, кварцевые сиениты, 16—щелочные и нефелиновые сиениты; 17—нижнепалеозойские граниты (a), гранодиориты, кварцевые диориты (b); 18—интрузивные контакты (a), границы несогласного налегания (b); 19—разломы (a), предполагаемые границы (b).

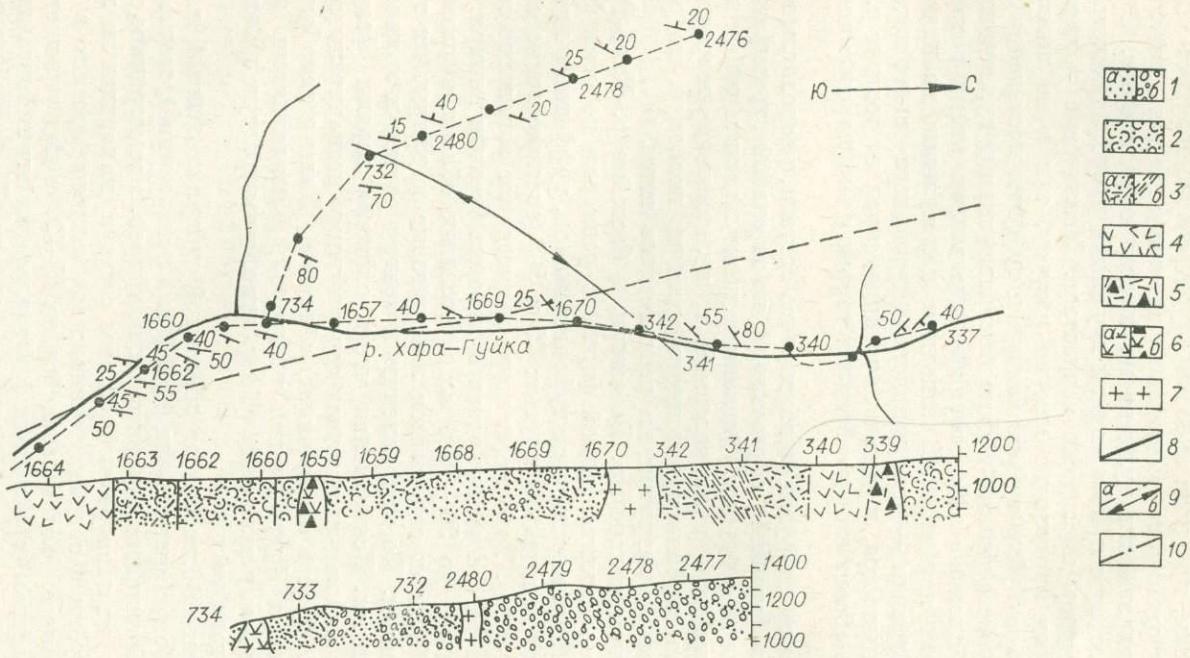


Рис. 31. Геологические разрезы вулканогенно-осадочной толщи в бассейне р. Хара-Гуйки.

1—5 — среднепалеозойские породы: 1 — песчаники, гравелиты (*а*) и конгломераты (*б*), 2 — туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, 3 — туфы и игнимбриты массивные (*а*) и флюидальные (*б*); 4 — андезито-дацитовые порфиры, 5 — их лавобрекчи; 6 — раннепалеозойские трахидициты (*а*) и их лавобрекчи (*б*), 7 — граниты зазинского комплекса; 8 — дайки раннемезозойских граносиенит-порфиров; 9 — граница полей развития вулканогенно-терригенных и вулканогенных пород (*а*), ось антиклинальной складки (*б*); 10 — тектонические контакты.

обусловлено однообразием состава и структуры этих пород. В западной части, где наблюдается переход в пестроцветные вулканогенно-терригенные отложения, стратификация выражена достаточно отчетливо. Непосредственно в зоне контакта вулканогенной и вулканогенно-терригенной толщ по долине р. Хара-Гуйки составлены детальные геологические разрезы (рис. 31). На разрезах и в плане отчетливо выявляется антиклинальная складка, на крыльях которой вскрываются терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные породы. Они находятся в тесном переслаивании, при этом окраска пород разного генезиса в лиловых и серых пачках одинакова; указанный факт является дополнительным свидетельством синхронности вулканизма и осадконакопления. С юго-запада на северо-восток с приближением к участку преобладающего развития вулканитов роль последних возрастает. Увеличение количества вулканогенных пород происходит как по разрезу, так и по латерали. На левобережье Хара-Гуйки туфопесчаники и туффиты постепенно исчезают из разреза, а вместе с ними — признаки стратификации вулканогенной толщи. Последняя сложена здесь тонкофлюидальными игнимбритами и туфами липаритовых порфиров. В западном направлении наблюдается противоположная картина — доля лавового и пирокластического материала постепенно уменьшается, и уже в пяти километрах от долины р. Хара-Гуйки в разрезе абсолютно преобладают терригенные породы: конгломераты, песчаники.

Субвулканические интрузии липаритового состава, располагающиеся в полях развития эфузивных образований, из-за слабой стратификации последних выделяются с трудом. Описанные ниже штоки и дайки выявлены в зоне сочленения вулканогенной и вулканогенно-терригенной толщ. Значительная глубина эрозионного среза не позволяет подразделить субвулканические интрузии на генетические типы.

На юго-восточном склоне хр. Бейсыхан, в бассейне р. Хара-Гуйки изучено секущее тело эллипсовидной формы с размером по осям  $1,2 \times 0,75$  км. Оно располагается среди туфопесчаников, туффитов и игнимбритов. Углы падения контактов крутые: 75 и  $50^\circ$  (соответственно северный и южный контакты). Тело имеет четко выраженное зональное строение. В периферических его частях развиты лавовые брекчии липаритовых порфиров, содержащие до 50—70% остроугольных обломков размером до 10—15 см. В обломках содержатся липаритовые порфиры, их туфы, а также туфопесчаники. По направлению к центру размер и количество обломков уменьшаются. Центральная часть сложена лавами фельзит-порфиров, лишь на отдельных участках содержащими незначительное количество мелких (до 2 см в поперечнике) обломков. Лавы и лавобрекчии часто характеризуются флюидальной текстурой; флюидальность имеет близкое к вертикальному залегание и, вероятно, указывает направление течения внедрившегося расплава.

В непосредственной близости от описанной субвулканической интрузии находятся три более мелких тела (до 200 м в поперечнике), также сложенных лавовыми брекчиями липаритовых порфиров. Изометричное тело, целиком состоящее из лавобрекчий кислого состава, находится на левобережье р. Хара-Гуйки в среднем течении; оно отрепарировано в виде конусовидной вершинки, возвышающейся на 15—20 м над уплощенным водораздельным участком, сложенным флюидальными игнимбритами.

В водораздельной части хр. Бейсыхан, в истоках Хара-Гуйки располагается силлоидальная субвулканическая интрузия лавобрекчий липаритовых порфиров площадью около 3 кв. км. Северный край ее срезан мощной гранитной дайкой, а южная клиновидная часть интрудирована в толщу полимиктовых конгломератов, в основном согласно со слоистостью, имеющей здесь весьма крутые углы падения — около  $70^\circ$ .

В эндоконтактовой зоне шириной до метра в лавобрекчии содержится около 30% остроугольных обломков вмещающих пород; в центральных

частях такие обломки единичны. Два других участка развития среднепалеозойских вулканитов (на левобережье Витима выше устья Зазы и в верховьях Алянги) по своему строению достаточно близки к описанному выше Бейсыханскому участку. Главным отличием является преобладание пород липаритового состава над андезито-дацитами. Субвулканические интрузии здесь не выявлены.

Второй район развития вулканогенных образований среднего палеозоя расположен на правобережье Зазы. Он характеризуется гораздо худшими условиями обнаженности. Вероятно, именно поэтому на указанной территории удалось выделить только субвулканические интрузии, которые, как правило, слагают положительные формы рельефа.

Два штокообразных тела кварцевых порфиров находятся на водоразделе между ручьями Туркул и Ехе-Горхон, где слагают вершины, возвышающиеся на 60—70 м над плоским водоразделом. Они сложены почти целиком темно-серыми массивными однородными и тонкофлюидальными кварцевыми порфирами, местами в периферических частях отмечаются лавовые брекчи с обломками этих же пород. Рассматриваемые штоки, по данным буровых и горных работ, интрудируют метаморфизованные и рассланцованые лавово-пирокластические породы раннего кембрия. Поверхность контакта имеет крутой наклон — до 50—60°, на одних участках она наклонена в сторону вмещающих пород, на других — в сторону интрузии.

Вблизи описанных двух штоков выявлено еще одно тело тонкофлюидальных и плойчатых кварцевых порфиров с крутым падением флюидальности. Контакты его с вмещающими кембрийскими осадочно-вулканогенными отложениями тектонические, однако скважины, пробуренные на глубину до 350 м, не вышли из кварцевых порфиров. Учитывая пологое залегание стратифицированных образований, последний факт можно интерпретировать как свидетельство интрузивной природы рассматриваемого тела.

Тела, подобные описанным, встречены и на других участках, однако распознавание их из-за слабой обнаженности сопряжено со значительными трудностями.

Помимо штокообразных субвулканических интрузий, на Заза-Холойском водоразделе имеются дайки кислого состава. Так, между ручьями Гематитовым и Магнетитовым скважиной 972 пересечена дайка светло-серых массивных кварцевых порфиров свежего облика, секущая метаморфизованные и заметно рассланцованые плагиолипариты раннего кембрия (интервал 194—200,7 м). Кварцевые порфириты по облику, петрографическим особенностям, химизму (см. табл. 43) неотличимы от разновидностей, типичных для описываемой группы вулканитов.

Андезито-дацитовые порфириты на правобережье Зазы известны только в бассейне руч. Ехе-Горхон, где они слагают вытянутое тело размером 4 × 1 км. Контакты его с окружающими породами не изучены. Установлено лишь, что андезито-дациты интрудированы граносиенитами зазинского комплекса. В приконтактовой зоне шириной около 2 м они интенсивно ороговикованы.

Вопрос о формах залегания андезито-дацитовых порфиритов как в этом районе, так и на всей территории юга Витимского плоскогорья, остается дискуссионным. Из приведенного выше описания видно, что эти породы слагают обособленные поля площадью до 50 кв. км. Очертания полей сложенные, без сколько-нибудь заметных заливов и выступов. На участках, где они соприкасаются с кислыми пирокластическими и осадочно-пирокластическими толщами, порфириты резко, без каких-либо переходных зон сменяют указанные толщи по простиранию. Непосредственные взаимоотношения андезито-дацитовых порфиритов с кислыми вулканитами изучить не удается, так как во всех известных обнажениях в зоне контакта этих пород наблюдается либо интенсивное дробление, либо дай-

ки более поздних гранитоидов. Отсутствие признаков налегания или переслаивания порфиритов с другими породами, слаженные очертания и обособленность полей их развития, значительное количество лавобрекций и высокая степень раскристаллизации — все это позволяет предположить, что значительная часть андезито-дацитовых порфиритов слагает субвулканические тела. Отнесение порфиритов и кислых вулканитов к единой возрастной группе произведено на основании анализа аналогичных геологических взаимоотношений с отложениями раннего кембрия, гранитами зазинского комплекса и раннемезозойскими вулканитами, подтверждаемых калий-argonовыми определениями, а также по петрохимическим признакам.

Липаритовые порфириты, их туфы, игнимбриты представляют собой плотные афанитовые породы серых тонов окраски (от светло-серых до почти черных), нередко с кремовым и зеленоватым оттенком. Текстура массивная, местами флюидалная, иногда встречаются тонкополосчатые и пятнистые разновидности. Макроскопически лавовые и пирокластические породы обычно не различаются. Исключение составляют только разновидности туфов, состоящие в значительной мере из обломков кристаллов и вследствие этого характеризующиеся мелкозернистым сложением. Отличительной чертой эфузивов является резкое преобладание основной массы над фенокристаллами. Количество последних не превышает 10%, размеры их варьируют от 0,4 до 0,8 мм, редко достигая 1—2 мм. Фенокристаллы представлены идиоморфным кварцем, таблицами нерешетчатого слабоперитового калинатрового полевого шпата ( $-2V = 62-84^\circ$ ) и альбит-олигоклаза с 8—10% аортитовой молекулы. Наиболее распространенные структуры основной массы — микроаплитовая, фельзитовая, сферолитовая. Реже отмечаются гранофировая, гиалиновая (в слабо девитрифицированном стекле — редкие микролиты полевого шпата). Широкое развитие флюидалности в описываемых породах обусловлено тонким чередованием полос с различными структурами.

Микроструктура туфов витрокристаллокластическая. В обломках присутствуют кристаллы и осколки кристаллов тех же минералов, что и в лавах; количество их нестабильно: есть разновидности, более чем на 90% состоящие из пепловых частиц, изредка встречаются прослои, целиком сложенные мелкими (первые десятые доли миллиметра) осколками кристаллов кварца и полевых шпатов.

Для игнимбритов характерны четкая флюидалность и значительное количество фьямме, размер которых по длиной оси достигает 3—4 мм. Игнимбриты содержат обломки не только кристаллов, но и пород: эфузивов и кварцевых песчаников. В связующей массе отчетливо различается пепловый материал.

Туффиты по внешнему облику близки к вышеописанным лавовым и пирокластическим породам, но в них часто наблюдается слоистость, местами очень тонкая. Помимо пирокластики, в них содержится осадочный материал, превращенный в эпидот-карбонатный агрегат. Количество его варьирует от 10—15 до 50%, вследствие чего имеются все переходы от туффитов к туфопесчаникам. В туфопесчаниках и песчаниках главная масса цемента сложена таким же эпидот-карбонатным агрегатом.

Лавобрекчи — плотные свежие породы преобладающих серых тонов; состоят на 40—80% из обломков, скементированных лавой или туфоловой липаритовых порфиров, нередко с флюидалностью. По составу и структурно-текстурным особенностям породы скементирующей массы не отличаются от соответствующих эфузивных образований. В обломках наблюдаются в основном породы, вмещающие тела лавобрекций: игнимбриты, туфы, реже лиловые и серые туфопесчаники. Размер обломков варьирует от 1—1,5 до 30—40 см, форма остроугольная, реже округленная (у более мелких).

Таблица 31

## Сравнительная характеристика вулканогенных образований юга Витимского плоскогорья

Ранний кембрий	Средний палеозой	Ранний триас
Непрерывный ряд от базальтоидов до липаритовых порфиров	Липаритовые порфиры, андезито-дацитовые и дацитовые порфиры	Ряд от трахидацитов до трахилипаратов
Широко представлены эфузивные (лавы, пирокласты) и субвулканические интрузивные фации разного состава	Эффузивные фации — преимущественно туфы и игнимбриты кислого состава; субвулканические интрузии преимущественно андезито-дацитовые	Абсолютно преобладают субвулканические фации
В составе вулканогенно-осадочной толщи постоянно присутствуют рифогенные известняки	Вулканиты, как правило, ассоциируются с грубообломочными красноцветными отложениями	Синхронные осадочные отложения не установлены
Вулканогенные породы интенсивно метаморфизованы в фации зеленых сланцев, часто рассланцованны	Породы массивные; цемент слабо раскристаллизован, в андезито-дацитовых порфириях его хемическая часть замещена хлоритом, эпидотом, рудным, микролиты плагиоклаза не изменены	Породы массивные, свежие. В цементе передки участки со слабо девитрифицированным стеклом
В кислых лавах и туфах калишпат во вкраплениниках очень редок	В кислых лавах и туфах калишпат во вкраплениниках обычен ( $-2V=62-84^{\circ}$ )	В трахилипаратах калишпат во вкраплениниках много ( $-2V=80-86^{\circ}$ )
<i>Состав плагиоклаза во вкраплениниках (%) An</i>		
Плагиоклаз, как правило, деанортитизирован. Липаритовые порфиры и их туфы — 3—5; дацитовые порфиры, по единичным замерам — 36—38	Липаритовые порфиры, их туфы, игнимбриты — 8—10; андезито-дацитовые порфиры — 38—53	Трахилипараты — 10 Трахидациты — 36—40
Дацитовые порфиры почти не содержат темноцветных во вкраплениниках	В андезито-дацитовых порфириях и трахидацитах вкраплениники биотита, пироксена, роговой обманки обычны (они почти нацело замещены хлоритом, эпидотом, рудным)	
Основная масса гранобластовая, лепидогранобластовая, редко сохраняются участки микрофельзитовой, микропойкилитовой, пилотакситовой, пепловой структуры	Основная масса кислых лав фельзитовая, сферолитовая, микроаплитовая, в андезито-дацитовых порфириях — пилотакситовая, призматическая, микролитовая	Основная масса гиалиновая, микрофельзитовая, сферолитовая

Эпигенетические изменения в вулканитах кислого состава в целом проявлены слабо. Они выражены в основном в девитрификации и некоторой раскристаллизации стекла. Из вторичных минералов наиболее обычны эпидот и серицит, отмечающиеся в небольших количествах в основной массе пород и местами развивающиеся по плагиоклазам фенокристаллов.

Андезито-дацитовые порфиры — очень темные с зеленоватым оттенком порфировые породы массивного сложения. Основная масса мелкозернистая до афанитовой; на фоне темной основной массы выделяются призматические кристаллы серого плагиоклаза и редкие темно-зеленые призмы темноцветных минералов.

Структура пород сериально-порфировая с пилотакситовой, микролитовой, призматической основной массой. Количество порфировых выделений варьирует от 10—15 до 50—60 %. Фенокристаллы представлены в основном андезин-лабрадором № 38—53, отмечаются также разновидности, содержащие, помимо плагиоклаза, калишпат-перит ( $-2V = 68-76^\circ$ ), биотит, в единичных случаях — зеленоватый пироксен ( $2V = 51-54^\circ$ ) и роговую обманку (последняя практически полностью замещена хлоритом). Размер фенокристаллов 0,3—0,6 и 2—5 мм, форма преимущественно призматическая.

Основная масса состоит из агрегата очень мелких (до 0,1—0,2 мм) зерен и чешуй биотита, рудного вещества и хлорита, в который включены тонкие призмочки и микролиты плагиоклаза размером от первых тысячных долей до сотых долей миллиметра. Плагиоклазовые призмочки обычно обнаруживают некоторую ориентировку и подчеркивают тонкофлюидальную текстуру породы, различимую только в микроскоп. В некоторых разновидностях удается наблюдать мелкие изометричные и коротко-призматические зерна кали-натрового полевого шпата и выделения кварца.

Лавобрекчи и андезито-дациты состоят из остроугольных обломков тех же пород, скементированных лавовым материалом. Размер обломков — 2—5, редко до 10 см, количество — до 80 %.

Вторичные изменения в андезито-дацитовых порфириатах несколько выше, чем в кислых вулканитах, но в то же время значительно менее интенсивные, чем в андезитовых порфириатах раннего кембрия.

По фемическим минералам вкрапленников и основной массы развиваются хлорит, эпидот, рудный минерал; плагиоклазы порфировых выделений частично эпидотизированы. Несмотря на то, что постмагматические минералы в тех или иных количествах наблюдаются повсеместно, породы и макроскопически, и в шлифах сохраняют свежий облик. Признаки рассланцевания отсутствуют.

Сопоставим результаты геолого-петрографических характеристик среднепалеозойских вулканитов с близкими по составу породами кембрия и раннего мезозоя (табл. 31). Анализ таблицы показывает, что достаточно уверенное разделение по геологическим и петрографическим признакам возможно только для ранне- и послекембрийских (в целом) образований. Вулканогенные породы среднего палеозоя и мезозоя различаются между собой с меньшей достоверностью.

## ХИМИЗМ ВУЛКАНИТОВ

Для изучения вулканитов в качестве опорного был выбран район левобережья Витима ( хр. Бейсыхан), где обсуждаемые породы представлены наиболее полно, а их взаимоотношения с гранитоидами зазинского комплекса, вулканогенными образованиями цаган-хунтейской свиты и отложениями исташинской свиты установлены вполне однозначно. Представительность проб, отобранных в основном в опорном районе, может считаться достаточной: судя по данным химических анализов вулканитов с других участков, породы рассматриваемой группы характеризуются выдержаным химическим составом в пределах всего ареала их распространения.

По химическому составу (табл. 32) отчетливо выделяются липариты ( $\text{SiO}_2$  — от 69,94 до 77,5 вес. %) и андезито-дациты ( $\text{SiO}_2$  — от 60,2 до 66,7 вес. %). Первые близки к среднему риолиту по Р. Дэли, и особенно к среднему липариту по А. А. Беусу (1972). По классификации А. Н. Заварицкого они относятся к пересыщенным кремнеземом и богатым щелочами породам (класс 2, группа 3). Важной особенностью среднепалеозойских липаритов является преобладание разновидностей, пересыщенных алюминием (см. табл. 34).

Параметры функций распределения содержаний петрогенных окислов в вулканитах юга Витимского плоскогорья

Возраст	Порода	Пара-метр	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	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	<i>n</i>
Палеозой	Липаритовые порфиры	$\bar{X}$	74,28	0,26	13,09	0,85	1,09	0,49	0,93	4,34	3,38	7,75	
		<i>s</i>	2,49	0,12	1,22	0,40	0,43	0,67*	0,49	0,99	0,83	0,62	
		<i>A</i>	-0,17	0,39	-0,09	0,36	1,03	0,38*	0,45	-0,53	0,41	0,03	38
		<i>E</i>	-1,46	-0,62	-0,99	-0,30	1,56	0,25*	-0,17	-0,33	-0,45	-1,17	
Средний мезозой	Андезито-дацитовые порфириты	$\bar{X}$	62,97	0,68	15,86	2,69	2,61	1,71	3,88	3,43	3,68	7,12	
		<i>s</i>	1,66	0,24	1,11	0,60	0,67	0,71	0,35*	0,76	0,73	1,17	
		<i>A</i>	0,65	-0,57	-0,26	0,31	0,17	-0,80	0,07*	-0,55	0,32	-0,32	19
		<i>E</i>	0,05	0,39	0,76	0,22	-0,77	-0,64	0,22*	-0,29	-0,70	-0,17	
Ранний кембрий	Трахилипариты	$\bar{X}$	72,92	0,33	13,47	1,66	0,76	0,27	0,52	5,17	4,34	9,50	
		<i>s</i>	4,53	0,15	0,64	0,61	0,29	0,21	0,25	0,75	0,65	0,42	15
		<i>A</i>	0,06	1,68	0,23	1,08	-0,36	0,36	-0,43	1,02	0,03	0,19	
		<i>E</i>	-1,56	2,21	-1,62	-0,21	-1,34	-1,49	-1,66	-0,36	-1,29	1,30	
Ранний кембрий	Трахидациты	$\bar{X}$	63,31	0,68	15,86	2,28	1,75	1,06	2,09	4,65	5,12	9,76	
		<i>s</i>	2,42	0,23	1,11	1,18	0,98	0,52	0,52	0,68	0,91	0,90	
		<i>A</i>	-0,20	1,30	1,15	-0,11	0,94	-0,03	0,21	0,62	0,71	0,78	9
		<i>E</i>	-1,87	0,47	0,70	-1,19	0,31	-2,02	-1,16	-0,81	-0,39	-0,66	
Ранний кембрий	Плагиолипаритовые порфиры	$\bar{X}$	71,89	0,39	12,21	1,33	1,69	1,15	2,14	2,12	3,83	5,95	
		<i>s</i>	1,74	0,18	1,10	0,58	0,54	0,63	1,13	0,57	0,63	0,91	
		<i>A</i>	0,77	0,16	-0,77	0,07	0,15	0,54	-0,04	0,72	0,09	0,59	8
		<i>E</i>	-1,21	-1,83	-0,79	-1,76	-1,57	-1,45	-1,73	-0,95	-1,51	-1,28	
Ранний кембрий	Дацитовые порфириты	$\bar{X}$	66,21	0,53	14,25	2,18	2,79	1,11	2,94	1,61	4,22	5,83	
		<i>s</i>	4,56	0,14	1,04	1,21	1,30	0,56	1,62	0,64	1,12	0,81	11
		<i>A</i>	-0,30	0,23	0,63	1,09	0,26	-0,18	0,07	-0,39	0,24	-0,43	
		<i>E</i>	-0,51	-1,74	0,70	0,33	-1,13	-1,30	-1,21	-0,17	-1,60	-1,03	

Таблица 33

Сравнение средних содержаний компонентов и их дисперсий с помощью F-и t-критериев (уровень значимости — 0,95), вес. %

Возраст	Порода	Параметр	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	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	F <sub>табл</sub>	t <sub>табл</sub>
Средний палео- зой — ранний мезозой	Липариты	F	2,65	1,56	3,63	2,55	2,20	2,36	3,84	1,74	1,63		
		t	1,78	1,47	1,03	4,13	2,48	2,46	2,77	2,66	3,66	2,66	2,68
	Дациты, андезито-дациты	F	2,12	1,09	1,00	3,42	2,14	1,86	1,96	1,25	1,55		
		t	2,62	0,00	0,02	1,04	2,38	2,44	4,44	4,09	4,46	3,50	2,78
Средний палео- зой — ранний кембрий	Липаритовые порфиры	F	2,05	2,25	1,23	2,10	1,41	1,54	5,31	3,01	1,73		
		t	2,57	1,95	1,88	2,23	3,10	3,66	2,97	6,10	1,73	2,99	2,68
	Дацитовые и андезито-даци- товые порфириты	F	1,43	2,94	1,44	4,07	3,76	1,61	4,97	1,41	2,35		
		t	5,26	1,89	3,91	1,31	0,43	2,40	1,69	6,68	1,43	3,55	2,75
Ранний мезозой — ранний кембрий	Липариты	F	1,29	1,44	2,95	2,21	3,09	9,00	20,43	1,73	1,06		
		t	1,36	0,78	2,92	1,17	4,68	3,81	3,99	9,74	1,74	4,5	2,85
	Дациты	F	2,41	2,70	1,14	1,19	1,76	1,16	9,70	1,13	1,51		
		t	0,96	1,71	3,30	0,19	4,98	0,21	1,64	10,21	1,94	5,20	2,85

Примечание. Подчеркнуты величины, указывающие на значимые различия.

Таблица 34

## Числовые характеристики А. Н. Заварницкого для вулканитов юга Витимского плоскогорья

Возраст	Порода	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	$\varphi$	<i>t</i>	<i>Q</i>	<i>a/c</i>	<i>n</i>
Средний палеозой Андезито-дациты	Липаритовые порфиры	13,28 1,14	4,06 0,61	4,09 1,44	81,56 1,76	13,39 8,06	40,69 18,12	19,38 11,28	46,43 17,57	54,77 11,17	19,47 0,64*	0,26 0,13	35,50 5,26	21,76 0,8*	38
	Нормальные	13,81 1,78	3,70 1,27	9,46 2,82	73,00 1,69	12,46 0,79*	—	30,28 12,83	57,4 15,8	62,83 4,79	28,41 13,29	0,77 0,31	14,67 3,40	4,71 3,38	12
	Пересыщенные алюминием	12,43 2,48	4,04 1,19	9,57 2,04	73,96 1,31	—	17,28 14,48	31,68 11,15	51,02 5,86	60,56 8,87	23,82 5,41	0,85 0,25	19,0 4,91	3,50 1,71	7
Ранний мезозой	Трахилипараты	16,43 0,84	0,33 0,30	3,12 0,89	80,12 1,41	22,42 (n=7)	16,33 (n=6)	10,94 10,41	69,09 11,36	55,70 6,68	44,22 12,46	0,34 0,16	27,05 4,43	49,41 1,59*	13
	Трахидиациты	16,64 2,25	1,58 0,71	5,71 2,16	75,35 2,28	19,16 (n=5)	22,44 (n=5)	19,43 10,09	65,59 11,55	62,01 6,19	38,72 12,99	0,71 0,15	14,40 5,60	28,30 49,50	7
Ранний кембрий	Плагиолипаритовые порфиры	11,33 1,70	2,01 0,91	6,01 1,82	80,64 1,25	16,37 (n=4)	21,90 (n=4)	31,97 13,11	48,86 14,82	73,29 5,59	19,58 8,43	0,405 0,19	36,60 4,06	7,71 6,02	8
	Дацитовые порфириты	-11,67 1,71	2,87 1,32	9,19 3,03	76,25 2,43	20,34 (n=4)	28,60 (n=4)	22,56 13,95	51,56 10,97	78,90 9,40	20,25 7,85	0,60 0,16	26,27 5,63	10,50 13,53	11

Примечания. 1. В числителе — оценка среднего, в знаменателе — оценка среднего квадратичного отклонения. 2. Для липаритов  $\text{SiO}_2 \geq 69,5\%$ , для андезито-дацитов —  $60\% < \text{SiO}_2 < 66\%$ , для дацитов —  $66\% \leq \text{SiO}_2 < 69,5\%$ .

Анdezито-дациты (см. табл. 32) принадлежат к группе слабо пересыщенных кремнеземом, но богатых щелочами пород (класс 3, группа 8). Главным признаком, отличающим их от средних типов, является аномально высокое содержание щелочей, что приближает их к трахиандезито-дацитам. Характерно, что по количеству щелочей липариты и анdezито-дациты близки, несмотря на существенные различия в содержании кремнекислоты (более 10%). Вопрос о петрохимических отличиях среднепалеозойских вулканитов от близких по составу геосинклинальных образований раннего кембрия и вулканогенных пород начальных этапов мезозойской тектонической активизации заслуживает особого внимания, поскольку известно, что химический состав является наиболее надежной и объективной характеристикой вулканогенных образований. Разделение упомянутых разновозрастных групп пород на основе геологических и петрографических критериев возможно далеко не всегда, между тем эта проблема — одна из важнейших в ряду вопросов магматической геологии региона, она связана с поисками месторождений полиметаллов, железа, редких металлов. Целенаправленное систематическое изучение петрохимии и геохимии вулканитов юга Витимского плоскогорья до сих пор не проводилось.

В выборку химических анализов раннемезозойских вулканогенных пород включены пробы только из тех разновидностей, относительное возрастное положение которых установлено определенно (субвулканические тела, прорывающие среднепалеозойские вулканиты и гранитоиды зазинского комплекса, а также эфузивные аналоги этих тел).

Петрохимическое изучение вулканогенных образований раннего кембрия затруднено из-за необычайно широкого развития наложенной гидротермально-метасоматической минерализации (главным образом карбонатизации, окварцевания, калишпатизации). Просмотр большого количества шлифов дал возможность выделить наименее измененные разновидности. В итоге из 70 анализов плагиолипаритовых порфиров, дацитовых и анdezитовых порфириров пригодными оказались лишь 28. Сопоставление полных и «очищенных» выборок выявило существенные раз-

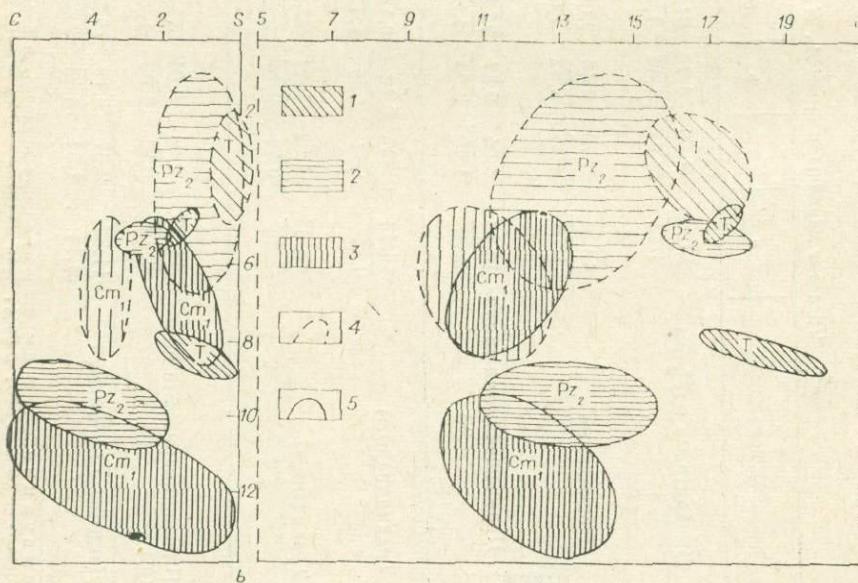


Рис. 32. Расположение полей фигуративных точек химических составов вулканитов на диаграмме А. Н. Заварыцкого.

Формации: 1 — трахиолипаритовая; 2 — липаритовая, 3 — металипарит-дацитовая; 4 — породы липаритового состава; 5 — породы дацитового и анdezито-дацитового состава.

Таблица 35

Корреляционная матрица петрогенных окислов в липаритовых породах среднего палеозоя  
(n=38)

	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O} + \text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$
$\text{SiO}_2$	-0,8381	-0,6635	-0,1765	-0,6654	-0,0038	-0,2115
$\text{Al}_2\text{O}_3$		0,5050	0,0645	0,5319	-0,0794	0,3114
		$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	-0,1645	0,4615	0,1392	-0,1659
			$\text{MgO}$	0,2091	0,0894	-0,0480
				$\text{CaO}$	-0,2549	0,2764
					$\text{K}_2\text{O}$	-0,7940

личия по содержаниям оснований и соотношениям щелочей (Литвиновский, 1973).

Основные данные по петрохимии всех трех возрастных групп вулканитов приведены в табл. 32—34. Анализ этих таблиц позволяет сделать следующие заключения.

1. Главной тенденцией в эволюции химического состава вулканогенных пород от кембрия до раннего мезозоя является прогрессивное увеличение щелочности в основном за счет калия. Одновременно происходит снижение содержания кальция, магния, закисного железа в липаритах.

2. Суммарные содержания щелочей в пределах каждой возрастной группы не обнаруживают сколько-нибудь существенных различий, несмотря на значительный интервал кремнекислотности (от 60 до 77 вес. %).

3. Вулканиты среднего палеозоя отличаются от близких по составу пород кембрия и раннего мезозоя главным образом по содержанию оснований и щелочей (см. также характеристики *a*, *b*, *c*), что обусловливает заметную разобщенность роев фигуративных точек на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 32). Различия в химизме разновозрастных вулканитов находят свое выражение в особенностях их минерального состава (см. табл. 31).

Некоторые дополнительные различия между сравниваемыми породами выявляются при сопоставлении корреляционных связей для пар петрогенных окислов. Наибольшее количество значимых связей устанавливается в липаритовых порфирах среднего палеозоя (табл. 35). В сходных

Таблица 36

Значения линейной дискриминантной функции для пород липаритового и апдезито-дацитового состава

Сравниваемые выборки	$n$	Формула $D(x)$	Значения $D(x)$			$T^2$	$T^2_{\text{табл}}$
			минимальные	максимальные	Оценка среднего		
Pz <sub>2</sub>	38	$0,053 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0,14\text{CaO} - 2,25\text{K}_2\text{O} - 3,32\text{Na}_2\text{O} + 23,17$	-1,66	11,92	3,67	20,80	13,38
Mz <sub>1</sub>	24		-9,26	-0,27	-2,58		
Pz <sub>2</sub>	38	$1,97\text{TiO}_2 - 1,60\text{Al}_2\text{O}_3 - 3,94\text{K}_2\text{O} + 8,53\text{TiO}_2 - 0,75\text{Al}_2\text{O}_3 - 10,89\text{K}_2\text{O} - 6,51\text{Na}_2\text{O} + 72,29$	-12,44	0,98	-5,57	17,34	13,01
Cm <sub>1</sub>	19	+32,44	-0,28	9,33	4,71		
Mz <sub>1</sub>	24		-6,77	-32,30	-18,59	75,15	17,65
Cm <sub>1</sub>	19		5,29	32,43	19,96		

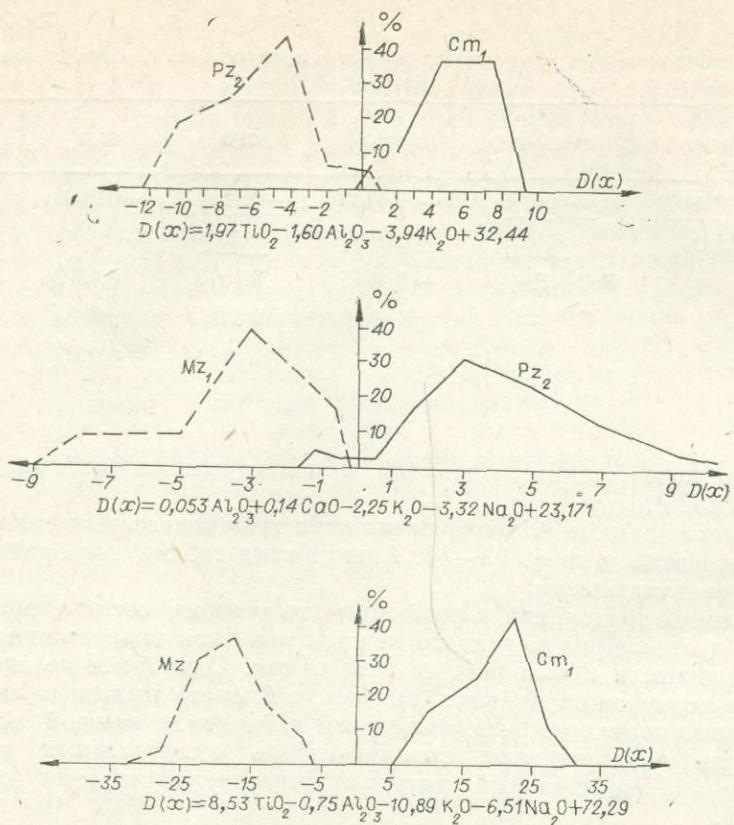


Рис. 33. Графики распределения линейной дискриминантной функции для разновозрастных вулканитов (по петрохимическим данным).

породах раннего мезозоя значимые величины коэффициентов корреляции выявляются только для пар  $SiO_2 - Al_2O_3$  ( $-0,7593$ ) и  $K_2O - Na_2O$  ( $-0,8294$ ), в пластиолипаритовых порфирах раннего кембрия — для пар  $Al_2O_3 - MgO$  ( $-0,8790$ ) и  $MgO - Na_2O$  ( $-0,8586$ ).

В дацитах и андезито-дацитах коррелятивные связи слабее, чем в липаритах. Для среднего палеозоя значимая связь установлена только для пары  $Al_2O_3 - CaO$  ( $-0,8305$ ), для раннего мезозоя —  $SiO_2 - MgO$  ( $-0,8566$ ), в кембрийских дацитах значимая корреляция не выявлена.

Разделение сходных по составу вулканитов различного возраста с высокой степенью вероятности может быть произведено методом линейной дискриминантной функции. Для вычисления последней использованы объединенные выборки липаритов и дацитов, в выборках количественные соотношения этих разновидностей соответствуют их площадным соотношениям. В качестве признаков использованы окислы петрогенных элементов, окисное и закисное железо объединены в один компонент, так как их первичные соотношения нарушены из-за интенсивных эпигенетических изменений фемических минералов. Расчет осуществлялся в несколько этапов с постепенным исключением окислов, вносящих отрицательный вклад в разделение. Окончательные результаты (табл. 36) показывают, что разделение с помощью линейной дискриминантной функции производится с вероятностью выше 99 %, на графиках это выражается в отсутствии или малой площади областей перекрытия (рис. 33).

Для получения геохимической характеристики палеозойских и раннемезозойских вулканитов проведено количественное спектральное определение стронция, бария, рубидия, цезия, лития, бериллия во всех

Таблица 37

## Содержания петрогенных и рассеянных элементов в вулканитах юга Витимского плоскогорья, г/т

Порода	Возраст	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Be	n	K·10 <sup>4</sup>	Na·10 <sup>4</sup>	Ca·10 <sup>4</sup>	Mg·10 <sup>4</sup>	n
Липариты, липаритовые порфириты	Ранний кембрий	15,46 1,18*	79,9 66,9	3,13 2,28	410,8 0,79*	1423 1451	2,4 0,60	27	2,73	2,14	1,77	0,67	25
	Средний палеозой	20,3 1,07*	152,8 0,96	5,04 3,73	1475 1,40*	2958 2282	3,04 1,52	35	3,44	2,13	0,83	0,29	33
	Ранний мезозой	31,9 21,9	135,8 91,2	5,34 4,19	1041,9 1202	2543 1595	3,35 1,77	18	3,82	3,01	1,06	0,44	18
Дациты, андезито-дациты	Ранний кембрий	14,01 10,25	67,7 63,34	2,69 1,30	517,6 1,12*	2227 2463	2,36 1,35	26	1,85	3,00	2,30	1,06	25
	Средний палеозой	37,36 42,72	105,4 61,5	—	2488 3706	3479 2836	3,31 2,04	11	3,37	2,58	2,00	0,91	10
	Ранний мезозой	16,6	160,0	4,1	3478	4856	2,4	3	3,69	2,93	1,82	0,29	3
Андрезитовые порфириты	Ранний кембрий	26,12 16,84	68,39 47,56	6,05 3,48	705,3 609,3	1843 1732	2,16 0,99	22	1,78	2,73	2,35	2,61	20

Примечание. В знаменателе—стандартное отклонение среднего (со звездочкой) его логарифма.

Таблица 38

Химический состав вулканогенных пород предположительно среднепалеозойского возраста

Автор	№ пробы	Возраст	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>	П.п.	Сумма	D(x)
<i>Междуречье Истмии—Ульдзуйтуз</i>																
E. E. Зеленский, 1972	R9-1	Ранний триас	77,00	0,20	11,60	1,49	0,99	0,07	0,25	0,91	3,13	4,23	0,02	0,62	100,47	2,78
То же	2041	"	76,00	0,43	12,48	1,79	0,58	0,02	0,34	0,47	4,68	3,60	0,00	0,65	100,50	1,31
"	62	"	76,46	0,18	12,17	1,52	0,45	0,03	0,33	0,23	4,38	3,80	0,01	0,86	100,38	1,32
"	R19-1	"	75,52	0,23	12,90	2,31	0,45	0,03	0,30	0,45	3,00	4,00	0,00	1,42	100,44	3,83
"	3196	"	63,86	0,87	16,07	3,04	2,22	0,42	1,07	3,41	3,33	4,78	0,25	1,21	100,23	1,47
Г.А. Гусаревич, 1970	C21-129	"	71,72	0,32	14,04	0,76	1,09	0,13	0,40	1,17	4,50	4,40	0,03	1,85	100,11	0,30
<i>Верховья р. Марокты (правобережье р. Удау)</i>																
B. II. Петелигин, 1973	3032	Ранний кембрий	65,0	0,67	16,39	3,55	0,17	0,07	1,58	3,52	4,0	4,13	0,41	0,67	99,89	-8,22
То же	3031 11148	"	64,58 63,60	0,70 0,70	16,95 16,38	0,83 2,40	2,61 0,13	1,22 2,60	3,64 4,0	4,0 4,40	3,90	0,13	0,13	0,66 0,05	99,66 100,50	-9,02 -9,72

главных разновидностях пород (анализ производился в Геологическом институте БФ СО АН СССР, аналитик Ю. Н. Каперская). Для каждой выборки по стандартной программе рассчитаны главные параметры функции распределения содержаний элементов (табл. 37). Большие дисперсии содержаний рассеянных элементов не позволяют выявить математически значимых различий между разновозрастными группами, однако некоторые специфические тенденции устанавливаются достаточно определенно: 1) для вулканогенных образований раннего кембрия в целом характерны наименьшие концентрации рассеянных элементов; 2) содержания стронция, бария, рубидия в андезито-дацитах возрастают от более древних к молодым; в лишаритах же максимальные количества этих элементов отмечаются в среднепалеозойских разновидностях; 3) для лития и отчасти бериллия соотношения обратные. Проведенный анализ химизма вулканитов показывает, что химический состав является одним из главных критериев распознавания вулканогенных пород различных возрастных групп. Особую актуальность петрохимический критерий приобретает в тех случаях, когда разновозрастные вулканиты находятся в пределах единых полей и участков, а геологическая обстановка либо слабая обнаженность не позволяют выявить их взаимоотношения. Такие

условия характерны для Витимского плоскогорья и северной части Западного Забайкалья. Использование выработанных критерииов сходства — различия при обработке имеющихся материалов по химизму вулканитов района дает основание заключить, что в ряде случаев при геологическом картировании возраст некоторых эфузивов был определен неточно (табл. 38).

### О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД С ГРАНИТАМИ СРЕДНЕГО — ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Известные участки развития среднепалеозойских вулканитов располагаются в кровле Зазинского массива. Они приурочены в основном к тем частям plutона, где закартированы гипабиссальные и субвулканические его фации, что особенно наглядно выявляется в районе хр. Бейсыхан. Граниты здесь имеют преимущественно мелкозернистое сложение, в них обычно наблюдается большое количество миаролитовых пустот. На этой территории широко распространены дайкообразные тела и мелкие гранитные массивы, неизвестные в других частях plutона. Отдельные небольшие дайки и периферические части более крупных тел трещинной фации сложены порфировыми гранитоидами, сходными по структуре и составу с кварцевыми порфирами, широко развитыми среди вулканогенных образований. Абсолютный возраст пород зазинского комплекса в рассматриваемом районе близок к возрасту вулканитов (табл. 39).

Вулканические породы липаритового ряда (с содержанием кремнезема более 69%) обнаруживают значительное сходство с гранитами зазинского комплекса также и по химизму (табл. 40). Для выявления более четкого сходства — различия между гранитами и липаритами района использован аппарат линейного дискриминантного анализа. Вычислительные операции выполнены опытно-методической партией по вычислительной технике Восточного геофизического треста на БЭСМ-4. Дискриминантная функция рассчитана по пяти элементам; окислы, несущие в разделении сравниваемых образований отрицательный вклад, из расчетов исключены.

Интервалы значений дискриминантной функции для гранитов колеблются от  $+2,06$  до  $-1,76$ , для липаритов — от  $+2,64$  до  $-3,23$ . Вычисленное значение  $T^2$  равно 16,94. Табличные значения критерия Хотеллинга при 0,05 и 0,01 уровнях значимости и  $K_1 = -5$ ,  $K_2 = 42$  степенях свободы (25 анализов липаритовых порфиров и 23 анализа гранитов) соответственно равны 13,43 и 18,18. Таким образом, при 99%-ной доверительной вероятности подтверждается нулевая гипотеза, а при

Таблица 39  
*Абсолютный возраст вулканогенных пород и гранитоидов юга Витимского плоскогорья по данным калий-аргоновых определений*

№ пробы	Липариты, дациты		Граниты, граносиениты	
	абс. воз- раст, млн. лет	№ пробы	абс. воз- раст, млн. лет	
334в	$267 \pm 6$	910	$241 \pm 4$	
901	$277 \pm 16$	342к	$277 \pm 8$	
902	$256 \pm 2$	342и	$275 \pm 9$	
904	$267 \pm 1$	2395	$248 \pm 3$	
904б	$262 \pm 6$	1238	$248 \pm 4$	
909в	$276 \pm 4$	2274	$244 \pm 12$	
909г	$237 \pm 6$			
8456*	$240 \pm 24$			
1487*	$330 \pm 33$			
342а*	$284 \pm 28,4$			
3336а*	$306 \pm 30,6$			
2896*	$231 \pm 23,1$			

П р и м е ч а н и е. Анализ валовых проб калий-аргоновым методом проводился в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР Л. В. Фирсовым и в ЦЛ Бурятского ГУ (номера, помеченные звездочками).

Таблица 40

Оценки средних (числитель) и стандартных отклонений содержаний петрогенных окислов в гранитах зазинского комплекса и вулканитах среднего палеозоя

Порода	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$
Вулканиты липаритового ряда . . . . .	74,28 2,49	13,09 1,22	0,85 0,40	1,09 0,47	0,49 0,67*	0,93 0,49	4,34 0,99	3,38 0,83
Граниты . . . . .	74,97 1,84	13,10 0,76	0,79 0,29	0,85 0,31	0,57 0,30	0,82 0,42	4,24 0,55	3,74 0,46

\* Значение  $S \lg \bar{Y}$ .

95%-ной — вычисленное и табличное значение  $T^2$  близки. На графике распределения дискриминантной функции это выражается большой областью перекрытия (рис. 34).

Тесная пространственная связь кислых вулканитов с гипабиссальными и субвулканическими гранитами зазинского комплекса, значительное петрографическое сходство отдельных разновидностей интрузивных и эфузивных пород, близость химизма гранитов и липаритов, выражаяющаяся в одинаковом характере всего многообразия связей сравниваемых признаков, наконец, близкий абсолютный возраст позволяют высказать предположение о комагматичности гранитов зазинского комплекса и вулканогенных пород хр. Бейсыхан. Подобный тезис правомерен еще и потому, что зазинский комплекс обнаруживает отчетливые признаки принадлежности к формации субвулканических гранитов. Более высокая основность вулканогенной толщи по сравнению с интрузивными породами не противоречит нашему предположению: такие соотношения, как известно, характерны для комагматических образований и связаны, вероятно, с вертикальной миграцией магматического очага (Кузнецов, 1964). Примечательно, что область перекрытия на графике распределения линейной дискриминантной функции (см. рис. 34) большей частью принадлежит гранитам и интервал ее значений для гранитов является частью интервала значений функции для вулканогенных пород. Указанная особенность, по-видимому, также находит свое объяснение в более широких вариациях состава вулканитов. Естественно, что комагматичные с ними граниты, кристаллизовавшиеся из наиболее кислых порций расплава, обладают меньшей дисперсией значения линейной дискриминантной функции.

Формирование вулканитов, генетически связанных с гранитоидными массивами столь крупных размеров, каким является Зазинский plutон, отнюдь не указывает на исключительность геологических условий. У. Гамильтоном и У. Маерсон (1967) описан ряд огромных интрузивных plut-

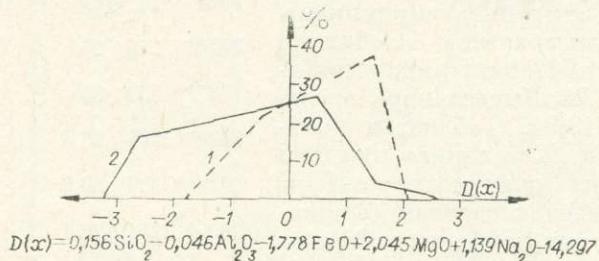


Рис. 34. График распределения линейной дискриминантной функции для гранитов зазинского комплекса (1) и липаритовых порфиров (2) хр. Бейсыхан.

тонов Западной Америки, достигающих размеров  $500 \times 100$  км. В кровле plutонов находятся толщи более древних комагматических с ними вулканопирокластических образований мощностью до 2–3 км. Заметим, что и для этих вулкано-плутонических комплексов характерен несколько более основной состав пирокластов.

Из предположения о вулкано-плутонической природе гранитоидов и липаритов следует, что условия их формирования определялись конечным числом одинаковых ведущих интенсивных параметров. Предполагается, что химический состав интрузивных и вулканогенных пород есть линейная функция этих параметров. В такой постановке задача установления комагматичности сводится к нахождению преобразования, переводящего содержания поронообразующих окислов в интенсивные параметры. Статистическая оценка сходства может быть произведена путем проверки равенства независимых факторов, обусловливающих большую долю общей дисперсии химических составов пород. Для проверки гипотезы комагматичности методом главных компонентов были обсчитаны выборки химических анализов гранитов и эфузивов, характеризующихся одинаковыми интервалами значений содержаний кремнезема — 70 — 76 %. Все вычислительные процедуры выполнены В. С. Летягиным в опытно-методической партии Бурятского геологического управления на ЭВМ «Наури-С». Компоненты нормировались таким образом, чтобы их дисперсии были равны 1. Тогда оценкой расстояния между двумя совокупностями будет величина  $\alpha = \sum [B(\bar{X} - \bar{Y})]^2$ , где  $\alpha$  — расстояние Маханолобиса,  $\bar{X}$  — матрицы содержаний окислов в вулканогенных породах,  $\bar{Y}$  — то же, в интрузивных породах,  $B$  — линейное преобразование.

Для полной характеристики вариации химических составов достаточно четырех факторов, которые обусловливают 92 % общей дисперсии. Превалирующим фактором является первый с собственным числом (дисперсией) 1,45 (табл. 41, 42).

Критерий Хотеллинга ( $T^2$ ), вычисленный по этим компонентам, ра-

Таблица 41

Собственные числа и векторы для ковариационной матрицы химических составов пород системы граниты-литариты		Собственные векторы	Дисперсия, %					
Собственные числа								
1,4501	0,2413	-0,0146 -0,0018 -0,000004	0,0202 -0,0087 -0,000006	0,0102 -0,0026 -0,000019	0,0688 -0,001 -0,000036	-0,1474 -0,0467 -0,000018	0,4818 0,0079 0,000025	47 30 9
0,7405	-0,0174	-0,000001	-0,000005 -0,000008 -0,000006	-0,000006 0,000003 0,000003	0,000001 0 0	0,000004 -0,000002 -0,000002	0,000004 -0,000001 -0,000001	6 3 3
0,4977	0,0000004	-0,000005 -0,000008 -0,000006	-0,000005 0,000003 0,000003	0,000006 0 0	0,000001 0 0	-0,000002 -0,000002 -0,000002	-0,000001 -0,000001 -0,000001	3 3 3
0,4381	-0,000001	-0,000006	-0,000008 -0,000006 -0,000006	-0,000005 0,000003 0,000005	-0,000021 -0,000007	0,000007 -0,000005	-0,000005 -0,000005	2 2
0,0827	0,0000006	0,0000006						
0,0827	0,0000007	0,0477						

Таблица 42

Веса для компонент системы граниты—липариты

Компо-ненты	Веса						Собствен-ные числа	Расстоя-ние Ма-халоно-биса
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O		
I	0,008	-0,031	0,057	0,028	0,199	-0,426	0,521	1,15
II	0,945	-0,079	-0,295	-0,114	-0,045	-0,737	-0,351	0,74
III	3,54	-0,313	-0,429	-1,026	-1,896	0,096	0,131	0,1977
IV	5,07	-1,361	-0,13	1,636	0,354	1,086	1,086	0,1381
								0,87

вен 2,23, тогда как критические значения этого критерия при 0,05 и 0,01 уровнях значимости и  $K_1=2$ ;  $K_2=38$  степенях свободы соответственно равны 2,61 и 3,82. Следовательно, можно принять гипотезу о равенстве факторов, а значит — о комагматичности изучаемых формаций. Наличие в пределах одного региона плутонических гранитоидов и генетически с ними связанных вулканитов позволяет рассматривать эти образования как единую липарит-гранитную вулкано-плутоническую ассоциацию (Устинев, 1963, 1969).

#### ВОЗРАСТ ВУЛКАНИТОВ

Наиболее определенные геологические данные, указывающие на верхний предел возраста вулканитов. На юго-восточных склонах хр. Бейсыхан и на Заза-Холойском междуречье андезито-дацитовые порфиры и кислые туфы интрудированы гранитоидами зазинского комплекса (ручьи Каменистый, Ехе-Горхон и Лев. Ультетхен). Прорывание андезито-дацитовых порфириров гранитами среднего—позднего палеозоя установлено также В. И. Пелепягиным и подтверждено нашими наблюдениями на правобережье Уды (верховье р. Марокты). Анализ образцов и шлифов, сопоставление химических составов выявляют идентичность андезито-дацитовых пород р. Марокты и юга Витимского плоскогорья. В хр. Бейсыхан многократно наблюдалось прорывание как липаритовых порфиров, так и андезито-дацитовых порфириров дайкообразными и штокообразными телами трахиалипаритов и трахиадацитов раннего мезозоя. Дайки этих пород секут также гранитоиды зазинского комплекса. Указанные взаимоотношения свидетельствуют о том, что два последовательных этапа вулканизма были разделены во времени внедрением и кристаллизацией крупных масс гранитоидных расплавов.

Нижний предел возраста для описываемой группы вулканитов устанавливается на основании следующих данных. На Заза-Холойском водоразделе (участки Таежный, Звездный) штокообразные и дайкообразные субвулканические интрузии кварцевых порфиров прорывают нижнекембрийские вулканогенные образования олдындинской свиты. Следует подчеркнуть, что кварцевые порфирь по всем характеристикам, в том числе по химическому составу (табл. 43), идентичны типоморфным разновидностям, развитым на левобережье Витима, и резко отличаются от сходных по составу эфузивных и субвулканических пород раннего кембра. Нижнекембрийские вулканиты рассланцованны и интенсивно метаморфизованы в фации зеленых сланцев; интрудирующие их кварцевые порфирь сохраняют свежий облик и массивную текстуру, из чего, естественно, следует, что этому этапу вулканической деятельности предшествовали складкообразование и метаморфизм нижнекембрийских толщ.

На правобережье Витима, в долинах рек Харагуйки и Сырглы установлена постепенная смена по разрезу и по латерали существенно вулканогенной толщи грубообломочной пестроцветной молассой (см. рис. 31), что указывает на близкоодновременное формирование обеих толщ. Молассовые отложения района сопоставляются с отложениями стратотипа исташинской свиты (Беличенко, 1969, с. 110). Если признать справедливой эту точку зрения и учесть новые данные о налегании отложений исташинской свиты на размытую поверхность гранодиоритов первой фазы баргузинского комплекса, то можно сделать вывод, что формирование обсуждаемых вулканогенных пород отделено от вулканитов нижнего кембрия временем становления и частичного выведения на дневную поверхность крупного Ангаро-Витимского батолита.

Итак, геологические взаимоотношения дают возможность с большой долей вероятности оценивать возраст вулканогенных пород как послекембрийский, но доверхнепалеозойский. Данные, указывающие на комагматичность вулканогенных пород кислого состава с гранитами зазинского комплекса, позволяют сузить предполагаемый временной интервал их формирования и считать их среднепалеозойскими. Более точная датировка станет возможной только после находок органических остатков в молассовых толщах, синхронных с вулканитами.

Таблица 43

Химический состав среднепалеозойских кварцевых порфиров Зазы-Холойского междуречья  
вес. %

№ п/п	№ пробы	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
1	1603-1	76,90	0,11	11,48	1,06	0,46	0,01	0,08
2	ГЛ-1	77,37	0,13	11,97	0,73	0,55	0,03	0,36
3	ГЛ-2	76,80	0,19	11,91	0,93	0,94	0,04	0,36
4	С-972-197	76,50	0,16	11,82	0,41	0,51	0,09	0,32
5	—	74,28	0,26	13,09	0,85	1,09	—	0,49
6	—	71,89	0,39	12,21	1,33	1,69	—	1,45

Окончание табл. 43

№ п/п	№ пробы	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Сумма
1	1603-1	1,30	4,00	2,71	—	1,40	0,07	0,01	99,59
2	ГЛ-1	0,62	4,93	2,75	0,04	0,50	0,06	—	100,04
3	ГЛ-2	0,49	5,21	2,10	0,04	1,20	0,02	—	100,23
4	С-972-197	0,63	4,40	4,45	0,08	1,00	0,10	—	100,17
5	—	0,93	4,34	3,38	—	—	—	—	—
6	—	2,14	2,12	3,83	—	2,38	—	—	—

Примечание. 1—3—кварцевые порфиры субвулканических интрузий правобережья Зазы; 4 — кварцевый порфир из дайки (там же); 5 — средний состав липаритовых порфиров среднего палеозоя ( $n=38$ ); 6 — средний состав плагиолипаритовых порфиров раннего кембрия.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

В настоящем разделе предпринята попытка обсудить условия генерации и кристаллизации кислых расплавов, из которых были сформированы Ангаро-Витимский батолит и гранитоидные plutоны зазинского комплекса. Общеизвестно, что в последние годы наиболее дискуссионным в сложной проблеме генезиса гранитов является вопрос о том, какой механизм реализуется при образовании гранитных магм: анатектическое выплавление в изохимических условиях (Винклер, 1969; Платен, 1967; Менерт, 1971) или магматическое замещение под влиянием потока трансмагматических растворов (Коржинский, 1952, 1967, 1972; Кузнецов, Изох, 1969).

### РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ БАТОЛИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Ангаро-Витимский батолит занимает обширную территорию, которая до формирования гранитоидов среднего — позднего палеозоя была еще более значительной и включала всю восточную и северную части Бурятии.

Изучение батолита показало, что он сложен в основном гранитоидами двух типов: аллохтонными и автохтонными. Первые представлены почти исключительно гомогенными гранитами; во вторую группу, помимо гомогенных гранитов, входят гнейсовидные гранитоиды и мигматиты. Автохтонные породы развиты преимущественно в восточной и южной частях батолита, где занимают площади в десятки тысяч квадратных километров. Граниты, образовавшиеся из перемещенных расплавов, располагаются главным образом в северной и северо-западной частях plutона. Ранее подробно рассмотрены признаки, свидетельствующие о том, что автохтонные гранитоиды образовались в процессе гранитизации метаморфических толщ. Во всех случаях конечными продуктами гранитизации были граниты — от мезократовых до лейкократовых, вследствие чего гомогенные автохтонные граниты всегда отделены от метаморфических пород кровли зоной гнейсовидных гранитоидов и мигматитов. Для аллохтонных разностей типичны интрузивные контакты с боковыми породами, появление мелкозернистых фаций закалки в эндоконтактовых зонах, секущее положение полосчатости и гнейсовидности по отношению к слоистости вмещающих пород. Местами отмечается их внедрение в толщи, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Неодинаковым типом взаимоотношений с кровлей в большинстве случаев и ограничиваются различия между аллохтонными и автохтонными гомогенными гранитами. По химическому и минеральному составу, содержанию рассеянных элементов, по набору и характеру аксессорных минералов, наконец, по термолюминесцентным свойствам микроклинов устанавливается практически полная идентичность этих пород. Не удивительно поэтому, что выделение полей развития аллохтонных и автохтонных разновидностей в ряде случаев достаточно условно. Известны гранитные тела, разные части которых сложены породами, кристаллизовавшимися из перемещенных и неперемещенных расплавов, при этом какие-либо физически выраженные границы между этими породами отсутствуют. Размеры таких тел колеблются от 6—7 кв. км (верховья р. Витим в долине р. Маректы) до сотен квадратных километров (междуречье Витимкан — Муясын, см. рис. 3). Показательны соотношения аллохтонных и автохтонных гранитоидов в переходной зоне между наиболее крупными полями их развития — в бассейнах рек Икат, Витимкан, Чина, Малый Амалат, в среднем течении р. Ципы (см. рис. 2). Здесь в полосе шириной в несколько десятков километров и протяженностью около 300 км располагается серия крупных провесов метаморфической кровли батолита. Благодаря большим разме-

рам этих участков кровли различные их части оказываются в полях гранитоидов разных типов. Такая геологическая позиция дает возможность проследить характер перехода от автохтонных гранитоидов к аллохтонным, поскольку в районах, где реликты кровли среди гранитов отсутствуют, границы между указанными разновидностями, как и в упомянутых выше обособленных гранитных телах, практически отсутствуют. Выявляется, что этот переход, как правило, постепенный и выражается сначала в закономерном уменьшении мощностей контактовых мигматитовых зон, а затем и в исчезновении последних.

Близость составов гомогенных гранитов, образовавшихся из перемещенных и неперемещенных расплавов, отсутствие физически выраженных границ между полями этих пород, закономерное уменьшение интенсивности гранитизации кровли в направлении от автохтонных к аллохтонным гранитоидам — все эти факты являются свидетельством того, что расплавы, из которых сформировались гранитоиды обеих рассматриваемых групп, имеют единый генезис и кристаллизация их происходила близко-одновременно.

### *О механизме формирования автохтонных гранитоидов*

Имеющиеся материалы с достаточной определенностью указывают на то, что гранитные расплавы, при кристаллизации которых были сформированы автохтонные фации Ангаро-Витимского батолита, образовались в процессе переработки больших объемов метаморфических пород. Детальное изучение зон гранитизации, проведенное авторами на различных участках, дает возможность выявить основные закономерности в развитии этого процесса.

Установлено, что практически повсеместно расплавлению предшествовала стадия метасоматической гранитизации, вследствие чего состав субстрата в той или иной мере приближался к гранитному. Так, например, изменение одной из наиболее распространенных разновидностей — биотит-рогообманково-плагиоклазовых сланцев — заключалось в уменьшении содержания фемических минералов, сопровождавшемся в большинстве случаев исчезновением роговой обманки и уменьшением железистости биотита; в деанортитизации плагиоклаза (от 28—32% до 14—18% An); в появлении новообразований микроклина и кварца. Выявлено также, что в мигматитах и гнейсовидных гранитах отсутствуют реститы, обладающие более высокой меланократостью, чем сходные метаморфические породы. Напротив, из приведенных описаний явствует, что меланосомы мигматитов в большинстве случаев обнаруживают признаки обогащения салическими минералами. Такой характер проявления процесса гранитизации совершенно не укладывается в схему анатектического плавления. Известно, что при «сухом» плавлении более устойчивой оказывается роговая обманка, а не биотит, и при расплавлении биотит-рогообманкового сланца наблюдаются следующие стадии (Brown, Fyfe, 1972): биотит-рогообманковый сланец → флогопит-рогообманковый сланец + расплав → пироксеновый сланец + расплав. В общем случае при анатексисе биотитсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов в условиях  $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $P_{\text{общ}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$  нерасплавленный остаток обогащается пироксеном, гранатом, магнетитом и плагиоклазом повышенной основности (Винклер, 1969; Brown, Fyfe, 1970; Knabe, 1971). Что же касается краевых зон Ангаро-Витимского батолита, то в них фемические минералы меланосомы представлены главным образом биотитом (местами с роговой обманкой), а реликтовый плагиоклаз обнаруживает отчетливую тенденцию к увеличению содержания альбитовой составляющей по мере развития процесса гранитизации.

К. Р. Менерт приводит в доказательство изохимичности процесса анатексиса данные о том, что в мигматитах Шварцвальда суммарный со-

Балансы вещества при гранитизации (верховье)

Пункты наблюдений	№ пробы	Порода	Минеральная ассоциация
(Участок 1 (т. п. 1230))	807-1	Крист. сланец	Би+Пл
	807-2	То же, гранитизированный	Би+Пл+(Ми+Кв)
	807-5		
	807-4	Гранит	Би+Пл+Мк+Кв
		Крист. сланец	Би+Пл+Кв
	808-1	Крист. сланец	Пл+Би+Ро+Кв
	808-2	То же, гранитиз.	Пл+Би+Ро+(Кв+Мк)
(Участок 2 (в 450 м ниже по течению))	808-3	Крист. сланец перекристалл.	Пл+Би+Ро+Кв
	808-4	Гранит меланократ.	Пл+Мк+Кв+Би
	808-5	Гранит гнейсовидн.	Мк+Кв+Пл+Би
	808-6	Сланец	Пл+Би+Кв
	808-7	Граносиенит переслаивание нит	Мк+Пл+Кв+Би
	809-1	Гранит	Мк+Кв+Пл+Би
	809-2	Граносиенит	Мк+Пи+Кв+Би
(Участок 3 (в 800 м ниже по течению))	809	Крист. сланец(скиалит)	Ро+Пл+Би

Пункты наблюдений	№ пробы	Порода	Минеральная ассоциация
(Участок 1 (т. п. 1230))	807-1	Крист. сланец	Би+Пл
	807-2	То же, гранитизированный	Би+Пл+(Ми+Кв)
	807-5		
	807-4	Гранит	Би+Пл+Мк+Кв
		Крист. сланец	Би+Пл+Кв
	808-1	Крист. сланец	Пл+Би+Ро+Кв
	808-2	То же, гранитиз.	Пл+Би+Ро+(Кв+Мк)
(Участок 2 (в 450 м ниже по течению))	808-3	Крист. сланец перекристалл.	Пл+Би+Ро+Кв
	808-4	Гранит меланократов.	Пл+Мк+Кв+Би
	808-5	Гранит-гнейсовидн.	Мк+Ке+Пл+Би
	808-6	Сланец	Пл+Би+Кв
	808-7	Граносиенит переслаивание нит	Мк+Пл+Кв+Би
	809-1	Гранит	Мк+Кв+Пл+Би
	809-2	Граносиенит	Мк+Пи+Кв+Би
(Участок 3 (в 800 м ниже по течению))	809	Крист. сланец(скиалит)	Ро+Пл+Би

Таблица 44

Витима ниже устья р. Маректы)

Химический состав, вес. %												
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	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма
58,60	0,96	15,60	0,79	5,93	0,09	5,58	5,21	3,11	3,38	0,17	0,98	99,92
30,91	0,86	16,48	0,84	5,38	0,11	2,42	5,64	2,60	3,40	0,15	1,32	99,50
74,06	0,07	13,56	0,10	1,08	1,01	0,33	1,93	3,27	4,78	0,02	0,32	99,73
59,28	1,01	16,06	1,71	6,13	0,14	4,20	4,20	2,00	3,00	0,20	0,89	99,50
56,50	1,32	16,53	3,66	4,35	0,12	1,79	6,41	3,75	3,79	0,50	0,89	99,61
30,86	1,01	14,88	1,43	5,20	0,16	3,91	6,31	3,00	2,00	0,17	0,64	99,57
61,30	0,56	15,95	2,11	4,67	0,10	3,33	5,60	2,55	2,44	0,14	0,47	100,00
72,64	0,21	14,00	0,50	1,02	0,01	0,32	2,26	2,75	5,56	0,07	0,21	99,55
74,30	0,11	12,67	0,41	1,22	0,02	0,13	1,81	2,50	5,89	0,02	0,45	99,53
30,01	0,86	16,25	0,92	6,25	0,09	3,85	3,85	2,68	3,28	0,17	2,14	99,56
65,90	0,39	16,69	0,63	2,38	0,04	0,98	3,17	3,00	6,09	0,09	0,17	99,53
74,15	0,11	12,82	0,35	1,28	0,03	0,12	1,81	2,59	5,80	0,02	0,60	99,68
66,10	0,29	16,58	0,64	2,40	0,02	1,01	3,14	3,05	6,04	0,09	0,32	99,69
54,06	0,93	16,66	2,06	5,52	0,11	4,40	8,61	2,36	3,14	0,18	2,25	99,50

Окончание табл. 44

Плотность $\rho$	Объем- ная до- ля, в %	Ср. хим. состав, вес. %										Ср. плот- ность $\rho_{ср}$
		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	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	
2,76	30											
2,73	55	61,35	0,82	15,98	0,80	5,17	0,09	3,27	5,14	2,78	3,34	0,14
2,62	10											
2,78	5											
2,80	17											
2,84	15											
2,76	13											
2,63	6	63,65	0,72	15,50	1,50	3,91	0,06	2,24	4,46	2,93	4,01	0,16
2,62	15											
2,77	17											
2,65	17											
2,62	55											
2,64	42	70,15	0,22	14,51	0,55	1,90	0,03	0,64	2,57	2,76	5,78	0,06
2,85	3											

став материала лейкосомы и меланосомы соответствует химическому составу исходной метаморфической породы (Менерт, 1971, с. 210). Нами подобные расчеты баланса вещества проведены в верховьях Витима, выше пос. Усть-Джилинда, где детально изучен разрез зоны мигматитов, а автохтонный характер этих образований устанавливается с достаточной определенностью (см. описание разреза от пос. Цеховского до устья рч. Талачи).

Ниже устья р. Маректы (см. рис. 6, т. н. 1230, 1231) находится зона строматитовых мигматитов. Она сложена породами, образовавшимися на различных стадиях гранитизации: от слабо измененных кристаллических сланцев до почти гомогенных лейкократовых гранитов (диатектитов). Наименее измененные разновидности по составу не отличаются от кристаллических сланцев, которые в 1,5 км по простиранию толщи, в долине Маректы слагают крупные (многие десятки метров) ксенолиты в интрузивных гранитах и не несут следов гранитизации. Зона строматитовых мигматитов вскрывается почти на километр по простиранию и на 30—40 м по мощности, что позволяет рассчитать усредненный химический состав одного и того же литологического горизонта на любом участке и таким образом проследить эволюцию состава в зависимости от степени развития процессов гранитизации. По К. Менерту (1971, с. 213), при образовании мигматитов дифференциация мобилизаторов из реститов осуществляется на расстоянии нескольких сантиметров или дециметров, поэтому очевидно, что видимая мощность зоны в 30—40 м вполне достаточна для оценки химического баланса.

Интенсивность гранитизации увеличивается по простиранию зоны от т. н. 1230 вниз по течению Витима, и в 800 м строматитовые мигматиты постепенно переходят в диатектиты гранитного и граносиенитового состава.

Изучены три участка площадью  $150 \times 50$  кв. м каждый: в районе точки наблюдения 1230, в 450 м и в 800 м ниже по течению Витима. Анализ показывает (табл. 44), что по мере развития процесса гранитизации усредненный состав зоны мигматитов не остается постоянным, а закономерно изменяется, приближаясь к гранитному. При этом даже наиболее обогащенные фемическими минералами участки меланосомы, трактуемые нередко как реститы, по составу либо отвечают исходным кристаллическим сланцам (пр. 807-4, 808-1), либо уже отличаются от них несколько более высокими содержаниями кремнезема (пр. 807-2, 808-6). Миграция компонентов при гранитизации была значительной: происходил привнос кремнезема, калия, выносились кальций, магний, железо, марганец в меньшей степени алюминий. Проведенные исследования приводят к выводу, что процесс гранитизации на изученном участке не был изохимическим, а характер поведения петрогенных окислов соответствует модели магматического замещения.

Как показали эксперименты Г. Брауна и У. Файфа, при анатектическом плавлении пород диоритового и гранитного состава, в которых цветные минералы представлены роговой обманкой или биотитом, выплавляющиеся «расплавы-минимумы» обогащены альбитовым компонентом; в выплавках из диоритового субстрата количество альбита более чем вдвое превышает содержание ортоклазовой составляющей (Brown, Fyfe, 1970). В этом отношении определенный интерес представляют данные, приведенные в табл. 44.

Отчетливо видно, что, несмотря на близкий к диоритовому состав сланцев, начальные гранитные выплавки содержат нормативного ортоклаза значительно больше, чем альбита.

Резюмируя изложенные факты, укажем главные особенности проявления процесса гранитизации.

1. Наличие стадии метасоматической обработки субстрата, предшествующей плавлению.

2. Признаки привноса кремнезема, калия и выноса оснований в процессе гранитизации.

3. Составы начальных выплавок и меланосомы мигматитов, не согласующиеся с данными экспериментов по анатектическому плавлению, но отражающие тенденцию к увеличению кремнеземистости и щелочности всего плавящегося субстрата, включая участки, обогащенные фемическими минералами.

Такой характер гранитизации дает возможность с уверенностью трактовать этот процесс не как анатексис, а как магматическое замещение.

Помимо прямых геологических свидетельств ведущей роли магматического замещения, существуют некоторые дополнительные данные.

Прежде всего обращает на себя внимание значительное сходство химического состава гомогенных гранитов главной фазы с наиболее лейкократовыми разновидностями пород из меланосомы мигматитов. При изучении зон мигматитов отмечены гранитные выплавки, наблюдающиеся в виде мелких пятен, полос, линз и жилоподобных тел различных размеров; контакты их с вмещающими гранитизированными породами обычно расплювчатые, местами резкие, связь с крупными гранитными телами отсутствует, что позволяет с большой долей уверенности квалифицировать эти образования как автохтонные. Очевидно, что первые порции гранитных расплавов, появляющиеся на стадии селективного плавления, отвечают по составу эвтектике или котектическому минимуму. В табл. 43 приведены результаты химического анализа гранитов из выплавок, отобранных в верховьях Витима и в бассейне Амалата. Как видно из сравнения табл. 7 и 45, граниты главной фазы очень близки по своему составу к котектическим выплавкам. Это сходство наглядно выявляется на треугольной диаграмме альбит — ортоклаз — кварц, на которую вынесены фигуративные точки составов котектических выплавок и гранитов эталонной выборки (рис. 35). Концепция анатектического плавления не может дать удовлетворительного объяснения описанному явлению, так как при анатексисе по мере увеличения температуры в плавление вовлекается все большее количество оснований, и состав образующихся крупных масс расплавов должен был бы заметно отличаться от эвтектического. При магматическом же замещении химические потенциалы щелочей поддерживаются на определенном уровне благодаря их постоянной концентрации в трансмагматических растворах, а основания, как «излишние» компоненты, удаляются из системы, что обеспечивает формирование лейкократовых гранитов, богатых щелочными полевыми шпатами.

Данные о том, что гомогенные граниты главной фазы близки по составу к «расплавам-минимум» заставляют подчеркнуть еще одну особенность их химизма. Выше, при характеристике химизма гранитоидов указывалось, что породы всех трех фаз, независимо от кремнекислотности, характеризуются близкими количествами калия и натрия. Содержания указанных компонентов, несмотря на обширные площади,

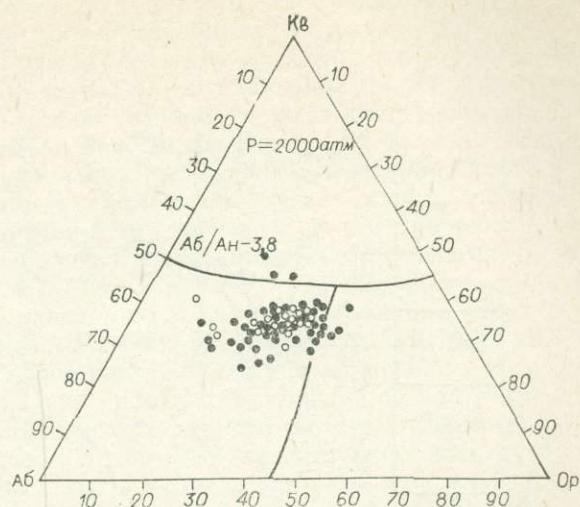


Рис. 35. Фигуративные точки составов гранитов главной фазы баргузинского комплекса (эталонная выборка) и гранитов котектических выплавок из мигматитов (светлые кружки) на диаграмме Аб—Ор—Кф.

Таблица 45

## Химический состав гранитов из лейкосомы мигматитов, вес. %

Оксид	1(232-2)	2(237)	3(247)	4(251)	5(1217)	6(1220-1)	7(1221-1)	8(1239)	9(150)	10(291)	11(300)	12(348)	13(368)	14(389)	15(1339)	16(2011)	17(2015)
SiO <sub>2</sub>	69,80	69,98	73,46	72,46	72,92	71,78	75,36	71,84	73,42	70,90	70,62	73,8	72,84	74,47	74,45	71,27	72,13
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,40	0,25	0,27	0,30	0,43	0,17	0,41	0,27	0,25	0,34	0,83	0,20	0,19	0,16	0,33	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,89	15,43	14,01	14,14	14,23	14,49	13,45	13,83	13,04	15,36	15,20	13,95	14,00	13,47	13,36	15,17	14,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	1,03	0,14	0,47	0,78	0,77	0,31	1,58	0,70	0,13	0,22	0,43	0,94	0,87	0,70	0,88	0,68
FeO	2,35	1,68	1,25	1,68	1,49	1,16	1,02	1,36	1,39	1,48	1,54	0,78	1,04	0,89	0,76	1,54	1,06
MnO	0,04	0,04	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03	0,05	0,02	0,04	0,02	0,05	0,03
MgO	0,48	0,64	0,40	0,32	0,33	0,32	0,44	0,57	0,57	0,68	0,77	0,48	0,08	0,19	0,29	0,58	0,19
CaO	4,74	4,52	4,40	4,35	4,07	4,40	4,01	4,80	4,58	2,30	2,08	4,01	4,57	0,94	4,40	2,33	4,84
K <sub>2</sub> O	5,0	5,47	5,35	5,49	5,40	5,20	4,78	5,0	4,75	4,31	4,0	4,60	5,0	4,68	5,0	2,93	5,20
Na <sub>2</sub> O	3,60	3,12	3,0	3,0	3,37	3,57	3,57	3,50	3,25	3,39	4,04	3,70	3,50	3,58	3,45	4,68	3,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,18	0,27	0,30	0,22	0,32	0,10	0,23	0,44	0,37	0,62	0,54	0,33	0,25	0,08	0,41	0,23
SO <sub>3</sub>	0,01	0,08	0,03	0,07	0,11	0,07	0,09	0,06	0,43	0,62	0,07	0,05	0,04	0,03	0,02	0,06	0,04

Сумма . . . 99,80 99,57 99,57 99,67 99,91 99,60 99,91 100,27 99,58 99,81 99,50 99,51 99,56 99,60 99,69 100,36 99,65

Примечание. Пробы 1—9 отобраны по разрезу в верховье р. Питим (см. рис. 6); 10—17—в низовье р. Мал. Амалат.

занимаемые гранитоидами, остаются постоянными (коэффициент вариации не превышает 20%). Данные по вещественному составу докембрийских и кембрийских отложений региона указывают на то, что метаморфический субстрат, из которого происходило выплавление кислых магм, характеризовался значительным разнообразием: в различных районах развиты гнейсовые, амфиболитовые, карбонатно-сланцевые толщи. Известно, что при анатектическом плавлении состав субстрата сильно влияет на положение точки эвтектики в системе ортоклаз — кварц — альбит. В частности, изменение отношения Аб : Ан от 7,8 до 1,8 приводит к возрастанию ортоклазовой составляющей в «расплаве-минимум» почти вдвое — от 22 до 40% (Платен, 1967, Винклер, 1969). Относительное постоянство содержаний щелочей в гранитоидах plutона указывает на отсутствие строгой зависимости выплавляющихся расплавов от субстрата (в составе) и наличие в прошлом ювенильного источника щелочей.

Важно было оценить, насколько реально допущение об анатектической природе всей массы гранитных расплавов, из которых сформировался Ангаро-Витимский батолит в целом. В предыдущих разделах показано, что образование кислых магм происходило при расплавлении метаморфических толщ докембрая и отчасти раннего кембрая. В пределах исследованной территории средний состав этих толщ не подсчитывался, но соответствующие расчеты сделаны для докембрая соседнего региона — Центрального и Восточного Забайкалья (Канищев, Менакер, 1971). Полученные цифры очень близки к средним составам складчатых поясов мира (Полдерваарт, 1957; Ронов, Ярошевский, 1967; Беус, 1972), поэтому очевидно, что с некоторой долей условности их можно использовать и для характеристики состава докембрийских геосинклинальных толщ Западного Забайкалья. К сожалению, А. Д. Канищевым и Г. И. Менакером при подсчетах не принимались во внимание докембринские интрузивные образования, имеется лишь усредненный состав всей гранитно-осадочной оболочки, включающей огромные массы палеозойских и мезозойских грацитоидов. Эти данные используются нами для характеристики допустимого состава гранитизируемой толщи, содержащей максимально возможное количество кремнезема и щелочей. При расчетах учитывался истинный состав гранитов Ангаро-Витимского батолита (среднее из 235 анализов). Как явствует из табл. 46, максимальное количество кислой магмы, которое могло быть выплавлено при анатексисе из метаморфической толщи, составляет от 22 до 55% по весу (главный лимитирующий компонент — нормативный кварц). Указанные цифры являются предельными и отвечают условиям  $P_{H_2O} = P_{общ}$ . Формирование батолитов происходит на глубинах порядка 10—20 км (Белоусов, 1966; Шейнманн, 1968), что соответствует давлениям не менее 3—5 кбар. При таких условиях водонасыщенная магма должна содержать 8—12% воды по весу (Tuttle, 1958; Кадик и др., 1971). Образование же крупных масс анатектических расплавов происходит в основном в зоне метаморфизма амфиболитовой фации, где общее содержание  $H_2O$ , включая воду гидроксильных групп, не превышает 1—3% (Менерт, 1971). Отсюда следует, что реальное количество анатектического расплава гораздо меньше предельного и должно составлять 6—15% от веса субстрата \*. По имею-

\* Значительно раньше Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1967) указывали, что развитию анатексиса в больших масштабах препятствует острый дефицит воды в зоне гранитизации. Предположение о притоке воды при гранитизации нижележащих толщ (Менерт, 1971, с. 205) не решает проблемы, так как таким путем ее содержание может возрасти всего на 1—2%. Однако сделанное этим автором допущение об анатектическом плавлении крупных масс субстрата за счет последовательного перемещения одной и той же порции воды вместе с фронтом магмообразования (там же) едва ли может реализоваться в природных условиях, ибо при формировании батолитов по мере развития процесса гранитизации происходит постоянное увеличение количества расплавленного вещества и вся имеющаяся в системе вода поглощается образующимися расплавами.

Таблица 46

Усредненный химический состав, вес. %										Нормативный состав				Макс. доля расплава, %		
% <sub>II</sub>	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	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Op	A6	AH	K <sub>B</sub>	Fem	
1	52,19	0,94	13,39	1,84	3,99	0,09	5,10	10,9	2,39	2,03	12,6	22,2	21,3	6,4	37,5	22
2	53,83	0,7	14,35	1,47	3,63	0,08	3,46	7,8	2,7	2,6	15,7	24,2	20,1	16,1	23,9	55,4
3	58,4	0,9	15,4	2,5	4,4	0,1	4,3	5,2	2,87	3,21	19,2	24,5	20,2	15,5	20,2	51,6
4	72,10	0,29	14,54	0,77	4,19	0,05	0,56	1,65	3,76	4,45	26,4	31,7	8,4	—	29,0	4,5

П р и м е ч а н и е. 1 — средний состав протерозойских отложений Центрального и Восточного Забайкалья (Капишев, Менакер, 1971); 2 — средний состав гранито-осадочных оболочек земной коры (протерозой — юра) Центрального и Восточного Забайкалья (там же); 3 — средний состав гранитов Ангаро-Витимского батолита ( $n=235$ ), из, Ирошевский, 1967; 4 — средний состав гранитов Ангаро-Витимского батолита ( $n=235$ ).

шимся геофизическим данным, мощности крупных автохтонных plutонов не должны быть меньше 10—15 км (Розен, Серых, 1972; Штейнберг и др., 1971). При этом большая величина площадей, занятых породами батолита, делает невозможным допущение о сколько-нибудь существенном латеральном перераспределении магматических масс. При толщине слоя гранитной магмы в 10—15 км общая мощность исходного субстрата (или, другими словами, «гранитного» слоя) даже при условии полного отделения жидкой фазы должна была составлять не менее 60—100 км. «Гранитный» слой такой мощности нигде не известен, а в Западном Забайкалье толщина всей коры равна  $39 \pm 2$  км (Булин, 1974).

Итак, анализ условий формирования Ангаро-Витимского батолита приводит к выводу о том, что явления анатексиса при образовании этого plutона не могли играть сколько-нибудь существенной роли. Напротив, особенности строения, состава plutона, характер проявления гранитизации указывают, что решающим фактором гранитообразования были процессы магматического замещения.

#### РТ-условия формирования гранитных расплавов

В настоящее время мы не располагаем достаточным количеством прямых определений температур, при которых генерировались и кристаллизовались гранитные магмы. Некоторые сведения могут быть получены на основе сопоставления химического состава гранитов с данными экспериментального изучения системы гранит — вода. Правомерность такого сопоставления определяется высокой степенью лейкократовости этих пород (содержание нормативного биотита, магнетита и ильменита менее 10 вес. %), отчетливыми признаками обогащения магмы водой, наконец, ахиэвтектическим составом исходных гранитных расплавов. На формирование гранитоидов в условиях значительного обогащения расплава водой указывает широкое развитие процессов гранитизации, свидетельствующее о существовании мощного фронта ювелирных растворов в период становления plutона; обилие пегматитовых обособлений и жил в эндоконтактовой зоне аллохтонных гранитов (объем пегматитового материала, как показано выше, достигает здесь 60—70% всей породной массы); большое количество мирамекитов, развитых почти во всех разновидностях гранитоидов батолита. По ряду наиболее существенных приз-

Таблица 47

Химический состав среднетемпературных гранитов и гранитов главной фазы баргузинского комплекса, вес %

Порода	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$
Среднетемпературные граниты (Tuttle, Bowen, 1958; Штейнберг и др., 1971)	72—73	0,2	14	2	0,5—0,6	1,1—1,4	3,5—4,0	4,0—4,5
Граниты Баргузинского комплекса	72,10	0,29	14,54	1,96	0,56	1,65	3,76	4,45
Граниты plutona Нидл Пойнт (Piwi-niski, Wyllie, 1970) № 678	70,40	0,26	15,22	2,35	1,31	3,03	3,62	3,18
То же, № 685	73,67	0,18	13,88	1,65	0,77	2,43	3,24	3,87

наков (размер тел, особенности химизма) структуры и минерального состава гомогенные граниты близки к типу среднетемпературных, или субсольвусных, гранитов, кристаллизующихся из богатых водой магм (табл. 47).

Выше было показано, что гомогенные граниты plutона по составу очень близки к эвтектическим выплавкам в зонах мигматитов. Учитывая данные о кристаллизации гранитов из высоководных расплавов, состав их также можно считать анихиэвтектическим, если они кристаллизовались в том же интервале температур и давлений ( $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $P_{\text{общ}}$ ), что и начальные выплавки в мигматитах. Такому условию, вероятно, удовлетворяют автохтонные граниты, формирование которых происходило в тыловых частях зон гранитизации, а также граниты, кристаллизовавшиеся из перемещенных расплавов, застывших на тех же уровнях, что и породы мигматитовых зон. Именно эти фации в настоящее время наиболее доступны для наблюдения. Котектичность автохтонных гранитов подтверждается также обилием мелких реликтов субстрата, сложенных ассоциацией плагиоклаз—биотит—кварц; последняя является свидетельством того, что температура магмы не превышала более чем на 10° температуру котектического минимума (Рейф, 1973).

Указанные свойства гранитов позволяют воспользоваться для суждений о минимальных температурах их кристаллизации экспериментальными данными О. Таттла и Н. Боузна (1958). Фигуративные точки составов гранитов попадают в область температур 700—740° на изобарических сечениях диаграммы Аб—Ор—Кв при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000—3000$  атм. Дополнительные сведения о температурах формирования гранитов можно получить из сопоставлений с экспериментами А. Пивинского и П. Уилли (1970), исследовавших гранитоиды plutона Нидл Пойнт в условиях  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ . Среди изучавшихся ими пород образцы № 678 и 685 довольно близки по химизму и нормативному составу к гранитам баргузинского комплекса (см. табл. 47). По данным этих исследователей, при давлении 2 и 3 кбар массовая кристаллизация породы ограничена интервалом температур 690—730°.

Ф. Г. Рейф (1973<sub>1</sub>), изучавший физико-химические условия формирования гранитов баргузинского комплекса в хр. Улан-Бургасы, приходит к выводу, что генерация гранитной магмы происходила при температуре не ниже 695—715°,  $P_{\text{общ}} = 3—3,5$  кбар,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2,7—3,1$  кбар. Величины давления сняты им с диаграммы М. И. Дубровского (1971) и в определенной мере подтверждаются при сопоставлении результатов экспериментальных исследований (Платен, 1967) с материалами по химизму гранитов. На приведенной выше тройной диаграмме (см. рис. 35),

помимо фигуративных точек составов гранитов и эвтектических выплавок, показано положение кривой котектического плавления при  $P_{H_2O}$  2000 атм и отношении Аб : Ан = 3,8, характеризующем эти породы. Наблюдаемые отклонения составов от экспериментальной эвтектики в сторону обогащения альбитовой составляющей указывают, по всей видимости, на то, что кристаллизация гранитов происходила в условиях, значительно превышающих давление 2000 атм, при котором велись экспериментальные исследования.

Из изложенного следует, что температуры генерации гранитных расплавов, получаемые различными методами, оказываются достаточно близкими  $\pm 715 \pm 20^\circ$ . Очевидно, действительные температуры были несколько выше, поскольку в реальных условиях наличие во флюидной фазе углекислоты и других газов определяет превышение общего давления над давлением воды (Кадик, 1973). Определение температур гомогенизации расплавных включений в мигматитах амфиболитовой фации на Алданском щите дает цифры 760—780 и 800—850° (Бакуменко и др., 1974). Суждения о величинах давлений достаточно приблизительны и в будущем могут быть существенно откорректированы. В настоящее время с уверенностью можно говорить лишь о том, что  $P_{общ}$  превышало 2—3 кбар.

В отношении глубин формирования водных гранитных магм единого мнения нет. Так, В. В. Белоусов (1966), Ю. М. Шейнманн (1968), Д. С. Штейнберг и Г. Б. Ферштатер (1971) связывают образование батолитовых гранитоидов с глубокими горизонтами гранитного слоя земной коры (10—30 км). В. С. Соболев с сотрудниками (1967), а также Ю. А. Кузнецov и А. Л. Яншин (1967) подчеркивают, что возникновение гранитных магм определяется не глубиной, а величиной давления. Благоприятные условия, по мнению этих авторов, могут возникнуть и на относительно небольших глубинах. Целиком соглашаясь в принципе с доводами второй группы исследователей, мы считаем, что образование огромных масс гранитных магм, из которых сформировался Ангаро-Витимский батолит, могло происходить лишь на значительных глубинах. Столь мощное расплавление сиала в условиях малых глубин не могло не сопровождаться интенсивными тектоническими движениями, в том числе крупными расколами. В такой обстановке условия становления plutона должны были бы отличаться гораздо большим разнообразием: кристаллизацией как водных, так и маловодных магм, формированием фаций малых глубин вплоть до субвуликанических, излияниями гранитных магм на поверхность по крайней мере на отдельных участках.

В настоящее время на основании геологических данных едва ли можно определить глубину формирования батолита со сколь-нибудь удовлетворительной точностью. Если допустить, что давление, при котором кристаллизовались исходные расплавы, определялось только литостатической нагрузкой, то полученные значения  $P_{общ}$ , равные 3—3,5 кбар, соответствуют глубинам порядка 12—15 км. Мощность крупных батолитов, к числу которых, несомненно, относится и Ангаро-Витимский plutон, составляет 10—15 км. Учитывая, что толщина кровли над батолитом была не менее 10 км, можно заключить, что нижняя его граница опускалась до глубины 20—25 км, т. е. достигала подошвы «гранитного» слоя. Образование столь крупных масс кислых расплавов ниже «гранитного» слоя едва ли вероятно, а поэтому вполне правомерен вывод о том, что становление батолита в целом происходило на месте генерации кислых магм. Относительные перемещения расплавов на отдельных участках были проявлены достаточно широко, но их амплитуда вряд ли была значительной. Отсутствие во многих случаях не только интрузивных контактов, но и физически выраженных границ между аллохтонными и автохтонными гранитами указывает на то, что вертикальная миграция расплавов началась задолго до окончания процессов магмообразования на фронте магматического замещения.

Известно, что обогащенные водой эвтектические расплавы характеризуются ограниченной способностью к вертикальному перемещению. По В. С. Соболеву (1973), условия для вертикальной миграции субольвусных котектических магм могут возникнуть при перегрузке, когда давление в магме превышает литостатическое (там же, с. 10). Возможность создания перегрузок, по крайней мере локальных, в период инверсии и складкообразования, когда происходило формирование батолита, представляется вполне реальной.

Предполагается также, что определенную роль в образовании аллохтонных фаций сыграли явления перегрева. Действительно, реализация механизма магматического замещения в существенных масштабах возможна лишь при наличии хотя бы небольшого градиента температур между внутренними и внешними частями плутона — в противном случае приток тепла к передовым зонам гранитизации прекращается. После того, как фронт магматического замещения перемещался на более высокие гипсометрические уровни, расплавы тыловых частей в условиях продолжающегося подъема геоизотерм подверглись разогреву до температур, превышавших температуры их генерации (температуры гомогенизации единичных расплавных включений в аллохтонных гранитах, по Ф. Г. Рейфу (1973<sub>1</sub>), составляют 830°). Одновременно трансмагматические растворы, просачивавшиеся сквозь магму, продолжали воздействовать на нее, освобождая от «излишних» компонентов, главным образом оснований. Такие расплавы, обедняясь хемической составляющей, могли приближаться по валовому составу к начальным котектическим выплавкам, как это имело место при формировании лейкоократовых гомогенных гранитов и, таким образом, оказывались перегретыми. Этим и определялась их способность к вертикальной миграции. В условиях, когда скорость подъема геоизотерм оказывалась выше скорости «очищения» расплавов от оснований, реликтовый метаморфогенный материал частично или полностью плавился, отклоняя состав магмы от гранитной эвтектики. Такие надэвтектические расплавы, несмотря на значительное содержание воды, могли выжиматься на более высокие горизонты; вероятно, подобные условия реализовались при формировании аллохтонных массивов в хр. Улан-Бургасы (Рейф, 1973<sub>1</sub>).

Предположению о малых амплитудах перемещения аллохтонных гранитов как будто противоречат данные об их внедрении в зеленосланцево-измененные толщи. Однако это противоречие, по всей видимости, снимается, если учесть характер метаморфизма высоких ступеней на Витимском плоскогорье и в сопредельных районах. На этой территории развиты породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев и амфиболитовой (эпидот-амфиболитовой). В их распределении устанавливаются следующие особенности.

1. Неодинаковая степень метаморфизма одновозрастных отложений, зачастую располагающихся в смежных районах.
2. Приуроченность толщ, метаморфизованных в амфиболитовой фации, к полям распространения автохтонных гранитоидов.
3. Закономерное уменьшение степени метаморфизма от амфиболитовой фации вблизи автохтонных гранитоидов до зеленосланцевой в поле гранитов, кристаллизовавшихся из перемещенных расплавов.
4. Преобладание слабо метаморфизованных пород в гальке конгломератов раннего кембрия, указывающее на посленижнекембрийский возраст основной массы метаморфигов амфиболитовой фации.

Указанные факты позволяют высказать предположение о парагенетической связи гранитообразования и метаморфизма высоких ступеней на Витимском плоскогорье (Литвиновский и др., 1972<sub>3</sub>). Для хр. Улан-Бургасы (Бажеев и др., 1972; Рейф, 1973<sub>1</sub>), Чина-Чинаканского междуречья (Васильченко, 1973), центральной части Баргузинского хребта (Беличенко, 1969, с. 164) такой характер метаморфизма можно считать

доказанным. Коль скоро образование пород амфиболитовой фации связывается не с региональным, а с плутоно-метаморфизмом (термин в понимании Miyashiro, 1961; и др.), мощности толщ метаморфитов высоких ступеней едва ли могут быть значительными. Следовательно, факты внедрения гранитов в породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, не опровергают вывода об относительно небольших амплитудах вертикального перемещения аллохтонных расплавов.

*О природе гранитоидов первой фазы.* Породы этой фазы, среди которых преобладают гранодиориты и адамеллиты, характеризуются рядом весьма специфических особенностей. С одной стороны, они обладают признаками типичных гибридных образований: непостоянством структуры, химизма, резко переменными соотношениями породообразующих минералов, обилием ксенолитов диоритоподобных пород и увеличением степени меланократовости гранитоидов вблизи ксенолитов. С другой стороны, обсуждаемые породы обнаруживают отчетливые черты интрузивных образований: резкие интрузивные контакты с породами кровли, слабо проявленные процессы контактово-метасоматического воздействия, образование эндоконтактовых мелкозернистых фаций закалки; независимость состава гранитоидов эндоконтактовых зон от состава метаморфической кровли; глубинная природа ксенолитов, определенно указывающая на аллохтонную природу гранитоидов.

Перечисленные особенности дают основание рассматривать породы первой фазы комплекса как продукт кристаллизации внедрившегося с глубины гибридного расплава. Образование последнего произошло либо в результате глубинной ассилияции существенно сланцевых вмещающих пород гранитной магмой, либо при расплавлении этих пород под действием мощного теплового потока, сопровождавшегося привносом щелочей и кремнезема. И в том, и в другом случае расплав не был гомогенизирован и при внедрении содержал заметное количество твердой фазы. Вместе с тем довольно однообразный состав породообразующих минералов, близость кристаллооптических констант соответствующих минералов гранитоидов и включенных в них глубинных ксенолитов свидетельствуют о достижении физико-химического равновесия в интрудирующем расплаве. По Ф. Г. Рейфу (1973<sub>1</sub>), кристаллизация расплава происходила при температуре 800–830° и общем давлении 2–3 кбар.

*Связь условий гранитообразования с геотектоническим режимом и формационная принадлежность гранитоидов.* Ангаро-Витимский батолит занимает обширные площади, вследствие чего отдельные его части располагаются в различных геотектонических структурах, характеризовавшихся специфическим режимом развития. Поэтому можно полагать, что условия становления плутона не были одинаковыми в различных его частях. Практически всеми исследователями, несмотря на существенные разногласия между ними, в пределах рассматриваемой территории выделяются следующие два структурных элемента, существовавших в позднем протерозое и раннем палеозое: Забайкальская геосинклиналь и Амалатская глыба (Салоп, 1967; Беличенко, 1969; Бутов и др., 1973).

Автохтонные фации гранитоидов тяготеют в основном к Амалатской глыбе или районам, непосредственно к ней прилегающим. Аллохтонные граниты распространены преимущественно на месте геосинклинального прогиба. Такая закономерность, по-видимому, может объясняться различным геотектоническим режимом в пределах указанных участков земной коры. Выше мы показали, что ведущим процессом магмообразования при формировании Ангаро-Витимского батолита было магматическое замещение. В последнем случае проблема пространства решается за счет перемещения вверх границы расплавления, тогда как сами расплавы остаются на месте. Очевидно, что подобный механизм наиболее полно реализуется при разрастании магматического очага под относительно жесткими, устойчивыми участками коры. Именно таким режимом харак-

теризовалась Амалатская глыба в период формирования Ангаро-Витимского батолита.

Гранитообразование на месте геосинклинального прогиба происходило в иных условиях. Здесь в связи с начавшейся инверсией геосинклинали были широко проявлены сводово-глыбовые движения, вследствие чего магматическое замещение метаморфических толщ местами сопровождалось механическим перемещением сформировавшихся расплавов. С увеличением амплитуды поднятий роль аллохтонных фаций возрастила, и хотя вертикальное перемещение расплавов не было значительным, к моменту окончания становления батолита аллохтонные гранитоиды в этих районах резко преобладали над автохтонными.

Переходя к вопросу о формационной принадлежности баргузинского комплекса, напомним некоторые главные его особенности: а) огромные размеры гранитоидного plutона — порядка 130 000 кв. км; б) отчетливые признаки его автохтонности; в) однообразный химический и петрографический состав гранитов, слагающих основной объем plutона; г) широкое распространение гетерогенных продуктов магматического замещения метаморфической кровли; д) значительное развитие небольших секущих тел лейкократовых гранитов третьей фазы, представляющих собой продукты кристаллизации остаточных гранитных расплавов; е) обилие пегматитов; ж) преобладание терригенных песчано-сланцевых толщ среди вмещающих пород. Все эти признаки позволяют уверенно отнести породы баргузинского комплекса к формации гранитных батолитов (по Ю. А. Кузнецовой, 1964).

В настоящее время общепризнано, что геосинклиналь, существовавшая на территории Западного Забайкалья, в среднем кембрии вступила в инверсионную стадию и в позднем кембрии-ордовике превратилась в устойчивую область. Автохтонный характер батолита, его крупные размеры, сопоставимые с размером геосинклинальной области, наконец, приведенные выше доказательства раннепалеозойского времени его формирования указывают на то, что Ангаро-Витимский батолит является типичным сининверсионным plutоном (в понимании Ю. А. Кузнецова, 1970).

### ЛИПАРИТ-ГРАНИТНАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

Эта ассоциация включает гранитоиды зазинского комплекса и комагматичные им вулканиты липаритовой формации. Следует подчеркнуть некоторую условность отнесения андезито-дацитовых порфиритов и их лавобрекций к рассматриваемой группе, поскольку непосредственные контакты этих пород с лавами и пирокластами кислого состава установить не удается. Тем не менее одинаковые взаимоотношения с отложениями раннего кембра, гранитами среднего — позднего палеозоя и субвулканическими телами раннего мезозоя, а также близкие содержания щелочей (важнейший петрохимический признак различия разновозрастных вулканитов) приводят к необходимости объединения вулканогенных пород липаритового и андезито-дацитового состава в одну возрастную группу.

В составе выделяемой вулкано-плутонической ассоциации абсолютно преобладают плутонические гранитоиды, слагающие серию массивов площадью от десятков и сотен до первых тысяч квадратных километров. Несмотря на крупные размеры некоторых plutонов, сопоставимые с таковыми у батолитов, все они обнаруживают отчетливые признаки внедрения: резкие интрузивные контакты и ороговиковование вмещающих пород; присутствие в краевых зонах массивов мелкозернистых и порфировых гранитоидов фации закалки; широкое развитие трещинных фаций, распределение которых контролировалось зонами разрывных

нарушений; наличие образований типа «мегабрекчий»; локальное и спорадическое развитие метасоматических процессов магматической стадии.

Становление плутонических массивов происходило в широком интервале глубин — от средних и до самых малых. Различные глубины формирования выявляются не только для целых массивов, но и для отдельных частей крупных плутонов.

Гранитоиды, кристаллизация которых происходила в мезоабиссальных условиях, развиты достаточно широко. Они характеризуются равномернозернистыми крупнокристаллическими структурами, выдержаными на значительных площадях, слабо выраженными зонами мелкозернистых фаций закалки, наличием на отдельных участках признаков проявления процессов гранитизации (Занвилевич, Литвиновский, 1969) или скарнообразования магматической стадии (Виноградов, 1972). Наиболее типичными породами этого типа можно считать граниты междуречья Алянги — Кыджимита (западная часть Зазинского массива). В низовых Кыджимита на площади около 80 кв. км распространены порфиробластовые породы, сформировавшиеся при воздействии на метаморфическую кровлю внедрившихся гранитоидных расплавов и их эманаций.

Гипабиссальные фации выявляются по широкому распространению миаролитовых и порфировых структур, по обилию дайкообразных апофиз и целых массивов, приуроченных к линейным трещинам. О малых глубинах становления гранитоидов свидетельствует прорывание ими собственных пирокластов и отложений истаинской свиты, накапливавшихся в период, непосредственно предшествовавший внедрению кислых магм. Максимальная мощность толщи — 1500 м (Беличенко, 1969, с. 109); граниты в бассейне р. Байн-Гол и на левобережье Аталаанги интрудируют, по-видимому, нижние и средние ее горизонты, а субвуликанская Харгуйкинская дайка на левобережье Витима сечет всю толщу.

Ф. Г. Рейф, изучая расплавные включения в кварцах гранитов зазинского комплекса (юго-западная часть Курбинского и Ангырский массивы), получил температуры гомогенизации включений в крупнозернистых гранитах 830—800°, в гранит-порфирах — 935—915° (Рейф, 1973<sub>1,2</sub>).

З. В. Щербаковой, проводившей минералотермометрические исследования газово-жидких включений в кварце среднезернистых гранитов зазинского комплекса (пробы из коллекции авторов), в двух случаях получены температуры гомогенизации первичных включений 770 и 790° (соответственно газ+жидкость и газ+жидкость+кристал соли, гомогенизация в жидкость). Эти значения температур достаточно близки к температурам, установленным по расплавным включениям, и, вероятно, фиксируют этап вскипания расплава (устное сообщение).

По данным Ф. Г. Рейфа (там же), кристаллизация расплава происходила при общем давлении не менее 3—4 кбар и парциальном давлении воды порядка 500 бар. Концентрация воды в магме составляла 2,1—2,4 вес. %, что при указанных *PT*-условиях соответствует водонасыщенности расплава около 25 %. Полученные значения *P*<sub>общ</sub> привели Ф. Г. Рейфа к выводу о том, что при внедрении и кристаллизации гранитных магм давление значительно превышало литостатическое.

Представления о недосыщенности внедрившихся гранитных магм водой подтверждаются геологическими данными. Об этом свидетельствуют, в частности, резкие контакты с вмещающими породами, спорадическое проявление инфильтрационных метасоматических процессов магматической стадии, практически полное отсутствие пегматитов. Дополнительными признаками низкого парциального давления воды в кристаллизовавшихся расплавах могут служить высокое содержание кремнезема в гранитах, достигающее 77 %, а также широкое развитие в них перититовых калинатровых полевых шпатов, характерное для гиперсольвусных гранитов (Tuttle, Bowen, 1958). Принадлежность подавляющей массы гранитоидов зазинского комплекса к типу гиперсольвусных, или высо-

котемпературных маловодных гипабиссальных гранитов, по Д. С. Штейнбергу и Г. Б. Ферштатеру (1971), устанавливается как по характеру плутонов и их взаимоотношений с кровлей, так и по особенностям химизма и петрографии самих гранитов: широкому развитию структур «антирапакиви», обилию акцессорного магнетита, преобладанию нерешетчатого перититового калинатрового полевого шпата.

Формирование вулкано-плутонической ассоциации происходило в среднем и позднем палеозое, т. е. в период, когда регион представлял собой область завершенной складчатости с преобладанием устойчивых знакоположительных вертикальных движений (Салоп, 1967). О том, что амплитуда поднятий была значительной, свидетельствует факт нахождения на близких гипсометрических уровнях как нижнепалеозойских гранитов, формировавшихся на глубине порядка 10—12 км, так и интрудирующих эти породы гранитов зазинского комплекса, в том числе гипабиссальных и субвулканических фаций последних. Налегание красноцветов исташинской свиты на размытую поверхность гранитоидов раннего палеозоя также свидетельствует о том, что последние к началу нового тектономагматического этапа были подняты на высоту до 10 км от уровня, на котором происходила их кристаллизация. Режим поднятий сохранился и в дальнейшем, на что указывает регressiveный тип разреза красноцветных мелассовых толщ (Беличенко, 1969) и их сопряженность с проявлениями кислого вулканизма.

Как уже отмечалось при геолого-петрографическом описании, гранитоидные plutоны зазинского комплекса располагаются в пределах широкой полосы северо-восточного простирания. Северо-западная ее граница протягивается от низовьев р. Баргузин в направлении оз. Баунт и далее вдоль долины р. Ципы к Витиму; на юге она, по всей видимости, ограничивается линией, которая проходит по северным предгорьям Малханского и Яблонового хребтов (Комаров, 1972). Структурный контроль определяет не только размещение, но и северо-восточную ориентировку большинства гранитоидных тел; в том же направлении ориентированы многие выступы Зазинского и Курбинского plutонов.

Среднепалеозойские вулканиты находятся в тесной пространственной связи с plutоническими гранитоидами, и, следовательно, можно говорить о едином структурном контроле размещения всех членов вулкано-плутонической ассоциации. Известные участки развития вулканогенных пород сосредоточены на относительно небольшой территории, однако вероятность обнаружения аналогичных образований в других частях региона велика. В этом отношении определенный интерес представляют поля эфузивов кислого состава в низовьях Бол. Амалата, на правобережье Горбылка-Ципиканского, в верхнем течении Усоя. Эти районы были обследованы авторами, и, хотя детально не изучены, присутствие среди вулканогенных пород разновидностей, по петрографическим особенностям и химизму близких к среднепалеозойским, устанавливается достаточно уверенно. Весьма вероятно обнаружение подобных вулканитов и в бассейне Уды, где, как уже упоминалось, выявлены интрудированные гранитами зазинского комплекса андезит-дацитовые порфиры, идентичные породам, развитым в хр. Бейсыхан. Во всех указанных районах известны вулканогенные образования раннего кембрия и раннего мезозоя, и при геологическом картировании среднепалеозойские вулканиты, как и на юге Витимского плоскогорья, были, по-видимому, включены в состав более древних или более молодых толщ. Случай пространственного совмещения разновозрастных вулканитов довольно обычны для территории востока Бурятии. Это явление объясняется существованием многократно подновлявшихся ослабленных зон глубинного заложения, контролировавших вулканическую деятельность в течение достаточно длительного времени. Одна такая зона устанавливается в пределах Заза-Холойского междуречья, где на участке площадью около 200 кв. км развиты вулканические

и субвулканические породы, формирование которых происходило от раннего кембия до юры включительно.

Имеющийся фактический материал позволяет наметить главные этапы образования вулкано-плутонической ассоциации. В настоящее время считается общепризнанным, что генерация магм, из которых кристаллизуются гиперсольвусные гранитоиды, происходит в основном в нижних горизонтах «гранитного» слоя, возможно, на уровне гранулитовой фации. К началу среднего палеозоя гранитный слой был сформирован и состоял в основном из пород Ангаро-Витимского батолита, что при преобладающем котектическом составе последних обеспечивало энергетически выгодные условия выплавления кислых магм.

Новый этап гранитоидного магматизма начался с зарождения локальных очагов, в которых на разных уровнях генерировались липаритовые и андезит-дацитовые расплавы. Эти очаги служили источниками питания для магм, давших вулканогенные толщи и субвулканические интрузии дацит-липаритовой формации. Отсутствие переходных разновидностей между липаритами и андезито-дацитами позволяет считать, что появление магм различного состава не определялось кристаллизационной дифференциацией единого родоначального расплава, а связано с образованием разобщенных и разноглубинных магматических очагов.

Дальнейшее усиление теплопотока привело к расплавлению крупных масс сиала и образованию обширных магматических бассейнов, поглотивших ранее появившиеся локальные очаги. Фронт магмообразования к этому времени полностью переместился в «гранитный» слой, поэтому преобладающий состав расплавов был также гранитным. Учитывая данные о маловодности гранитных магм, можно заключить, что фактором магмообразования явился, по-видимому, мощный кондуктивный теплопоток, проявленный на значительных по площади участках коры. Источником тепла, вероятно, послужили крупные массы базитовых (Менерт, 1971; Н. Добрецов, Г. Добрецов, 1974) или андезитовых (Brown, Fyfe, 1972) расплавов. Субстратом, из которого выплавлялись гранитоидные магмы, были в основном породы Ангаро-Витимского батолита. Характер плавления не был одинаковым на различных участках, однако там, где формировались главные массы расплавов, оно было, по-видимому, анатектическим. На это указывают значимые различия химических составов гранитов баргузинского и пород главных плутонов зазинского комплексов при пониженном содержании в новообразованных породах тугоплавких компонентов-оснований. Граниты среднего — позднего палеозоя относительно обогащены нормативным кварцем и ортоклазом (отношения Аб : Ор : Кв : Аи соответственно равны 33 : 27, 5 : 35, 3 : 4,2 и 34 : 25, 5 : 32 : 8,5). Выплавление эвтектоидных расплавов с повышенным по отношению к исходному субстрату содержанием кварц-ортоклазового компонента могло определяться двумя факторами: низким  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  (500 бар по сравнению с 2,5 кбар при формировании пород Ангаро-Витимского батолита) и сравнительно высоким альбит-анортитовым отношением — около 4 — в раннепалеозойских гранитах (Tuttle, Bowen, 1958; Платен, 1967). Простой расчет показывает, что нерасплавленный остаток составит около 2 вес. % исходной породы гранитного состава и будет обогащен кальцием.

Наряду с преобладающим анатектическим плавлением, на участках быстрого локального разогрева оно, вероятно, было полным, палингенным. Думается, что именно этим можно объяснить тот факт, что породы, слагающие некоторые малые массивы зазинского комплекса, неотличимы по химическому составу от нижнепалеозойских гранитов (например, Бугуруктинский массив в среднем течении р. Усой, интрудирующий отложения багдаринской свиты).

Образовавшиеся на значительных глубинах анатектические и палингенные расплавы в обстановке интенсивных сводово-глыбовых дви-

жений внедрялись в верхние горизонты коры и на отдельных участках интрудировали даже эфузивы и пирокласты предшествующего этапа. В этих условиях размещение и форма многих массивов определялись наличием открытых трещин. Значительное превышение интрузивного давления над литостатическим (см. выше) могло явиться дополнительным фактором трещинообразования в кровле инрузий, с чем, в частности, связывается появление таких специфических образований, как «мегабрекчи» (Рейф, 1972). Влияние структурно-тектонического фактора оказалось особенно существенным при формировании малых массивов.

На востоке Бурятии малых массивов насчитывается около трех десятков. Часть из них находится в непосредственной близости от главных plutонов и, несомненно, относится к категории сателлитов. Большинство же удалено на десятки и даже сотни километров от района наиболее интенсивного проявления гранитоидного магматизма, располагающегося в междуречье Уда — Турка — Витим. С удалением от этого района по простирации региональной подвижной зоны интенсивность процесса магмообразования заметно снижалась. Поэтому вполне естественным представляется допущение, что источником гранитоидных расплавов, при внедрении которых формировались многие малые массивы или группы массивов, могли быть автономные магматические очаги, не имеющие непосредственной связи с главным магматическим бассейном. Такое допущение делает неправомерным отнесение всех рассматриваемых массивов к единому интрузивному комплексу с позиций общепринятого понимания этого термина (Афанасьев, 1963; Кузнецов, 1964). Однако, если принять во внимание общую структурную приуроченность, отчетливые признаки принадлежности к единому этапу магматизма, близкие  $P$ - $T$ -условия формирования обсуждаемых массивов, наконец, присущие всем чисто гранитным разновидностям пород этой группы единые структурно-минералогические и петрохимические особенности, объединение крупных и всех малых plutонов в один интрузивный комплекс представляется целесообразным.

Гипотеза об автономии магматических очагов дает возможность объяснить некоторые особенности гранитоидов малых массивов, не всегда позволяющие с достаточной уверенностью отнести их к зазинскому комплексу. Действительно, при формировании крупного магматического очага происходит расплавление значительных масс субстрата и образуются кислые расплавы, выравнивание составов которых обеспечивается широким развитием процессов конвекции (Кадик, Хитаров, 1968). Если же плавление происходит в локальном объеме и имеет анатектический характер, состав магм, образующихся на разобщенных участках, в большей мере зависит от вариаций состава субстрата. Однако и в тех случаях, когда такие вариации невелики, выплавляющиеся магмы будут близки лишь при одинаковом (в отношении  $T$  и  $P$ ) режиме расплавления. Материалы исследований убеждают в том, что последнее условие выдерживалось не всегда.

Признавая в общем подчиненную роль водных растворов при формировании средне-верхнепалеозойских гранитоидов, необходимо подчеркнуть, что на отдельных участках внедрившиеся расплавы были обогащены водой, и существенно водные флюиды оказали значительное влияние на характер взаимодействия расплавов с породами кровли. Результатом такого взаимодействия явилось образование kontaktово-реакционных гранитоидов. Породы этого типа распространены в основном на правобережье р. Кыджимит, где они локализованы в пределах довольно узкой полосы северо-восточного простирания. Из kontaktово-реакционных образований района наиболее подробно изучены порфиробластовые гранитоиды низовьев Кыджимита, сформировавшиеся при воздействии гранитной магмы на существенно терригенные породы кровли. Магматическая стадия процесса доказывается широким площадным развитием гранитизации (около 80 кв. км); преобладающими гипидиоморфозернистыми структу-

рами и полиминеральным составом гранитоидов; частым присутствием в породообразующих минералах округлых (вероятно, оплавленных) зерен минералов исходной породы; образованием реакционных гранитоидов, идентичных породам основного поля, на контакте магматических гранитов с ксенолитами кровли и в окончаниях апофиз этих гранитов. Значительная роль водных флюидов при формировании kontaktово-реакционных пород подчеркивается широким распространением порфиробластов микроклина, а также характером развития процессов гранитизации в крупных реликтах кровли: наиболее интенсивные изменения наблюдаются в их нижних частях и на пологих участках контактов, тогда как на круtyх боковых контактах границы между гранитоидами и биотит-платиоклазовыми породами, как правило, достаточно четкие. Анализ имеющегося фактического материала позволяет заключить, что порфиробластовые гранитоиды образовались при метасоматической гранитизации кровли гранитной интрузии (термиц в понимании Ю. А. Кузнецова, 1964), причем процесс гранитизации во многих случаях достигал стадии селективного плавления. Обогащение внедрившихся гранитных расплавов водой объясняется, по-видимому, приуроченностью рассмотренного участка к мощной и протяженной тектонической зоне глубинного заложения (Булгатов, 1965), которая может рассматриваться как зона повышенной проницаемости.

Если в большинстве случаев образование магм, материальных для гранитов зазинского комплекса, легко объясняется более или менее полным расплавлением гранитоидного субстрата, в качестве которого выступают породы слагающие Ангаро-Витимский батолит, то условия формирования менее распространенных разновидностей: кварцевых сиенитов, сиенитов и, особенно, нефелиновых сиенитов — несомненно, отличались значительным своеобразием. Исследования в этом направлении только начаты, поэтому в настоящее время можно лишь указать, что намечается полигенетичность сиенитовых пород и связь их с различными механизмами — обогащением кристаллизующегося расплава надэвтектическим, щелочным полевым шпатом за счет удаления кварц-полевошпатового эвтектоидного остатка (Рейф, 1973), плавлением гранитоидного или метаморфического субстрата в условиях привноса щелочей (в основном калия), магматическим заменением карбонатных и высокоосновных силикатных образований (Литвиновский, 1971).

Формирование гранитоидов зазинского комплекса в условиях устойчивой области, вероятная связь их со сводово-глыбовыми поднятиями, данные о средне-позднепалеозойском возрасте, указывающие на значительный временной интервал между замыканием геосинклинали и рассматриваемым этапом магматизма; наконец, очевидная принадлежность к формации суббулканических гранитов — все эти признаки сближают рассматриваемые гранитоиды с постгеосинклинальными гранитами в понимании Ю. А. Кузнецова (1970).

Возрастные аналоги ассоциации, выделенной нами на востоке Бурятии, описаны в Восточном Саяне (Гордиенко, 1969) и в Северной Монголии (Хасин, 1971; Маркова, Павленко, 1972; Маркова, Шаркова, 1974), где их возраст определен как девонский. В районах, непосредственно граничащих с исследованной территорией, подобные образования пока не известны, однако имеющиеся данные позволяют считать, что вероятность их обнаружения достаточно высока. В Восточном Забайкалье в составе нижнекаменноугольных отложений гутайской и ортинской свит имеются вулканиты андезит-липаритовой формации, а среди плутонических образований большое сходство с породами зазинского комплекса обнаруживают гранитоиды,形成的иеся на заключительных этапах карбонового (или карбоново-пермского) магматизма (Вартанова и др., 1972, с. 18—47).

В Юго-Западном Забайкалье, в бассейне р. Джицы к среднему — позднему палеозою относят липариты и трахиандезиты гунзанской свиты (Гордиенко, Литвиновский, 1974); по Д. Жалсабону (1964), такой же возраст имеют вулканогенно-осадочные пачки, включенные в состав боргойской свиты. Мнение о необходимости выделения из состава джидинского комплекса более молодых палеозойских гранитоидных интрузий высказывалось давно (Дворкин-Самарский, 1965). В последние годы А. Н. Дистановой (1971) в Джидинском районе описан самостоятельный дабанский гранит-сиенит-граносиенитовый комплекс, принадлежащий к формации субвулканических гранитов и во многом сходный со средне-позднепалеозойскими гранитоидами востока Бурятии. Появились первые сведения о проявлении среднепалеозойского гранитоидного магматизма в Северо-Байкальском нагорье (Бергер и др., 1973).

В течение многих лет господствовало мнение о том, что на территории Западного Забайкалья и Витимского плоскогорья, в отличие от других областей южного обрамления Сибирской платформы, магматическая деятельность в среднем и позднем палеозое не была проявлены (Салоп, 1967, с. 604). Полученные новые данные заставляют пересмотреть традиционную точку зрения о специфических условиях развития этого региона в палеозойское (послекембрийское) время.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Байкальская горная область представляет собой район, уникальный по масштабам развития гранитоидного магматизма. Последний особенно широко проявлен в восточной части Бурятии, где гранитоиды различных генетических типов занимают обширные площади, измеряемые многими десятками тысяч квадратных километров, а вмещающие метаморфические породы сохранились лишь в более или менее крупных пробесах кровли. Несмотря на столь значительные масштабы распространения (а возможно, и вследствие этого), систематическое изучение гранитоидов региона долгое время не проводилось, вопросы об объеме, границах и критериях выделения магматических комплексов разрабатывались в значительной мере на базе стратиграфических схем и геотектонических построений различных исследователей и потому остаются дискуссионными до настоящего времени.

Многолетние исследования, проводившиеся авторами на Витимском плоскогорье и в сопредельных районах, позволили получить принципиально новые данные по геологии, вещественному составу и возрасту главных магматических комплексов региона и на этой основе обсудить некоторые общие вопросы, касающиеся условий формирования гранитоидов различных генетических типов.

Установлено, что главный этап гранитоидного магматизма в Байкальской горной области связан со становлением гигантского Ангаро-Витимского батолита, впервые выделенного Л. И. Салопом. Размеры батолита еще более значительны, чем указывал Л. И. Салоп, они превышают 130 тыс. кв. км. Формирование его происходило в три этапа; гранодиориты и адамеллиты начального и граниты заключительного этапов образуют сравнительно небольшие массивы и составляют не более 10% объема plutона.

Батолит сложен в основном породами главного (второго) этапа, среди которых выделяются автохтонные и аллохтонные образования. Породы, кристаллизовавшиеся из перемещенных расплавов, представлены преимущественно гомогенными гранитами магматического облика.Автохтонные фации включают мигматиты и гетерогенные, часто гнейсовидные гранитоиды; эти породы на более глубоких горизонтах переходят в гомогенные граниты. Последние по объему преобладают и среди автохтонных образований. Гомогенные граниты обеих фаций не обнаруживают существенных различий по минералого-петрографическим, петрохимическим, геохимическим признакам, они очень близки также по термолюминесцентным свойствам калинатровых полевых шпатов. В пограничных зонах между полями преимущественного развития авто- и аллохтонных образований граниты указанных групп различаются только по характеру контактов с кровлей.

В последние годы среди геологов широко распространилось мнение о значительно более молодом возрасте гранитов, трактуемых нами, как аллохтонные по отношению к остальным породам, слагающим батолит. На многих региональных картах крупные поля аллохтонных гранитов показаны в виде массивов более молодого — витимского комплекса. На при-

мере наиболее типичного района — Ципа-Амалатского междуречья — доказывается ошибочность такой точки зрения.

Главные разновидности гранитоидов комплекса характеризуются вполне определенными петро- и геохимическими особенностями. От ранних фаз к поздним наблюдается возрастание количества кремнезема, уменьшение содержания глинозема и оснований. Однаковые количества щелочей в породах разных фаз, независимо от их кремнекислотности, можно трактовать как дополнительное доказательство существования мощного глубинного источника этих компонентов, определявшего содержание щелочей в расплавах на протяжении всего периода формирования батолита. Для всех пород установлено преобладание закисного железа над окисным, что указывает на значительные глубины их формирования.

Возраст баргузинского комплекса принято считать позднепротерозийским. Изучение взаимоотношений гранитоидов с нижнекембрийскими отложениями на участках, где указывалось налегание последних на интрузивные породы, убеждает в том, что контакты гранитоидов и метаморфических образований эруптивные. Сборы гранитной гальки на большинстве участков развития нижнекембрийских конгломератов, ее детальное петрографическое, петрохимическое и геохимическое исследование показали, что граниты из гальки существенно отличаются от сходных по составу пород Ангаро-Витимского батолита, но обнаруживают значительную близость с гранитами несомненно допалеозойского муйского комплекса, развитого в регионе. Вместе с тем выявляется, что на всех участках, где фаунистически охарактеризованные отложения раннего кембия граничат с породами батолита, последние отчетливо интрудируют стратифицированные образования. Указанные факты позволяют с уверенностью говорить о посленижнекембрийском времени становления Ангаро-Витимского батолита. Данные о налегании на размытую поверхность гранодиоритов первой фазы пестроцветных конгломератов исташинской свиты (возраст ее не древнее позднего кембия — раннего ордовика) и о прорывании пород главного этапа гранитоидами палеозойского зазинского комплекса позволяют ограничить время формирования батолита ранним палеозоем.

Изучение гранитоидов, относимых к витимканскому интрузивному комплексу (ранний палеозой), заставляет ставить вопрос о неправомерности выделения этого комплекса на востоке Бурятии. Основания для такого заключения следующие: а) массивы бассейна р. Витимкан, которые были описаны как эталонные, в действительности представляют собой специфическую контактную фацию «баргузинских» гранитоидов; б) серые гомогенные граниты бассейна р. Ципы, также отнесенные к этому комплексу, входят в состав Ангаро-Витимского батолита; в) крупные plutоны юга Витимского плоскогорья имеют не раннепалеозойский, как считалось до сих пор, а более молодой, скорее всего средне-позднепалеозойский возраст. Таким образом, в пределах исследованной территории фактически отсутствуют гранитоиды, которые можно было бы отнести к витимканскому комплексу нижнего палеозоя. В то же время появляется необходимость в выделении нового интрузивного комплекса, формировавшегося в среднем — позднем палеозое. Он назван зазинским. Главные plutоны (Курбинский, Зазинский, Джидотайский) обнаруживаются в бассейнах рек Турка, Курба, Заза, Кыджимит, Джидотай), малые массивы располагаются как в непосредственной близости, так и на значительном удалении от главных plutонов. Ведущей разновидностью пород комплекса являются лейкократовые преимущественно розовые граниты, которые в периферических частях массивов сменяются мелкозернистыми и порфировыми фациями, местами переходят в граносиениты. Контактово-реакционные образования магматической стадии развиты незначительно. Породы комплекса характеризуются специфическими чертами петрографии, минералогии и химизма, позволяющими во многих случаях с достаточной степенью вероятности отличать их от раннепалеозойских гранито-

идов. Очень важным критерием различия является характер термoluminesценции калинитровых полевых шпатов.

В размещении гранитоидных тел зазинского комплекса значительную роль играют региональные зоны повышенной магматической проницаемости, которые в пределах региона имеют северо-восточное простиранье. Разрывные структуры более высоких порядков в ряде случаев определяют форму и ориентировку массивов.

Гранитоиды зазинского комплекса интрудируют породы Ангаро-Витимского батолита и пестроцветные отложения исташинской свиты, возраст которой, как уже упоминалось, не древнее позднего кембрия — ордовика. Они перекрываются вулканогенными породами раннего мезозоя. На основании имеющихся геологических и радиологических данных (абсолютный возраст гранитоидов варьирует от 350 до 240 млн. лет), время формирования комплекса можно отнести к среднему-позднему палеозою.

Впервые в Западном Забайкалье выявлены вулканогенные образования среднего палеозоя. Они находятся в основном в междуречье Аталаанга — Витим — Алянга и на Заза-Холойском водоразделе. Преобладающий состав липаритовый и андезито-дацитовый. Сравнительное изучение вещественного состава дало возможность установить количественные и качественные признаки отличия указанных вулканитов от сходных по составу и пространственно тесно с ними связанных пород раннего кембрия и нижних мезозоя. Геологическими наблюдениями установлено, что субвулканические фации этих вулканитов прорывают рассланцованные и метаморфизованные отложения раннего кембрия и, в свою очередь, интрудируются гранитоидами зазинского комплекса. Доказывается генетическая связь гранитов и вулканитов кислого состава, на этом основании выделена средне-позднепалеозойская вулкано-плутоническая ассоциация, которая сопоставляется с девонскими вулкано-плутоническими формациями Восточных Саян и Северной Монголии.

Анализ условий формирования раннепалеозойских гранитоидов приводит к выводу о том, что они являются типичными представителями формации гранитных батолитов. Ангаро-Витимский батолит сложен в основном породами, образовавшимися из автохтонных и параавтохтонных расплавов; кристаллизация расплавов происходила в значительной мере на месте их генерации (исключение составляют массивы начального и заключительного этапов становления plutона). При выплавлении гранитных магм ведущим был процесс магматического замещения метаморфических толщ, вследствие чего образовавшиеся расплавы были обогащены водой, а температура их кристаллизации составляла не менее 700—740°. На ранних этапах в обстановке быстрого локального разогрева выплавлялись надвтектические маловодные расплавы, при внедрении которых сформировались гранодиориты первой фазы. Формирование вулкано-плутонической ассоциации начиналось с зарождения локальных очагов в нижних горизонтах гранитного слоя и излияния магм на поверхность. Следующий этап ознаменовался выплавлением крупных масс гранитных расплавов; плавление было по преимуществу анатектическим, водонасыщенность магм составляла около 25%, вследствие чего они интрудировали в высокие горизонты коры и образовали серию plutонов.

Изложенные в монографии данные о времени формирования двух крупных гранитоидных комплексов Бурятии позволяют по-новому подойти к истории магматизма района, уникального по масштабам развития гранитоидов. Максимум проявления гранитоидного магматизма приходится на каледонскую эпоху, а не на поздний протерозой, как указывалось большинством исследователей.

Выделение средне-позднепалеозойской липарит-гранитной вулкано-плутонической ассоциации и данные о ее широком развитии в пределах Байкальской горной области заставляют отказаться от традиционной точ-

ки зрения, согласно которой магматическая деятельность в регионе затухла в раннем палеозое и возобновилась лишь в конце перми — триасе.

В действительности геологическая история Западного Забайкалья, Витимского плоскогорья и прилегающих районов Алтая-Саянской складчатой области, Монголии и Восточного Забайкалья в палеозойское время была в принципе одинаковой. Отличительной чертой исследованного района является преобладание плутонических гранитоидов под вулканическими и осадочными образованиями этого этапа.

Становление Ангаро-Витимского батолита многими исследователями связывается с главным этапом байкальского тектоно-магматического цикла. Проблема байкалид в настоящее время является предметом широкой дискуссии и имеет планетарное значение. Новые данные о возрасте и истории формирования батолита, располагающегося непосредственно в пределах эталонного региона — Байкальской горной области — дают возможность с большей определенностью подойти к решению этой сложной проблемы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Александров А. Л. Статистические оценки параметров распределения калия, натрия, рубидия и лития в гранитоидах байкалид и их прикладное значение.— «Геохимия», 1969, № 4, с. 379—395.
- Андреев Г. В., Шаракшинов А. О., Литвиновский Б. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969. С. 186.
- Афанасьев Г. Д. К проблеме гранитов.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 42—59.
- Бажеев Е. Д., Кудрин М. В., Пелепягин А. И., Рейф Ф. Г. О характере контактового метаморфизма в связи с разновозрастными палеозойскими гранитоидами.— «Зап. Забайк. фил. геогр. об-ва СССР». Чита, 1972, вып. 69, с. 45—47.
- Бакуменко П. Т., Соболев В. С., Томиленко А. А., Чупин В. П. Об условиях генерации и кристаллизации анатектитовых магм при метаморфизме (по данным изучения расплавленных включений).— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1974, с. 29—30.
- Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969. С. 208.
- Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1962. С. 167.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 11, с. 72—85.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. С. 124.
- Бергер В. И., Жидков А. Я., Кормилицын В. С., Марков К. А., Никитин Н. В. Металлогенез палеозойского этапа активизации в Забайкалье.— В кн.: Металлогенез областей тектономагматической активизации (Тезисы докладов VII Всес. металлогенич. совещ.). Иркутск, 1973, с. 160—162.
- Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Наука», 1972. С. 296.
- Булгатов А. Н. О границе протерозойских и раннекембрийских геосинклинальных систем в юго-западной части Витимского плоскогорья.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 7, с. 138—139.
- Булгатов А. Н. Позднепротерозойские гранитоиды севера Бурятии.— В кн.: Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ, 1966, с. 40—46.
- Булгатов А. Н., Васильченко В. В., Гамчян А. А., Хрипков А. В. Стратиграфия древних отложений северной части Витимского плоскогорья и их металлоносность.— «Сов. геол.», 1969, № 10, с. 26—38.
- Булин Н. К. Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974, № 8, с. 5—25.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1, М., 1962, с. 133—161. (Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 12).
- Бутов Ю. П. Находка кембрийской фауны в центральной части Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье).— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 2, с. 419—421.

*Бутов Ю. П.* Нахodka кембрийской фауны в центральной части Южно-Муйского хребта (Западное Забайкалье).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 11, с. 151—153.

*Бутов Ю. П., Волколаков Ф. К., Ивойлов Ю. А.* Палеогеография территории Бурятской АССР в кембрии.— «Труды БКНИИ СО АН СССР. Серия геол.». Улан-Удэ, 1966, вып. 21, с. 19—39.

*Бутов Ю. П., Занылевич А. Н., Литвиновский Б. А.* Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области.— «Геотектоника», 1974, № 2, с. 60—71.

*Бутов Ю. П., Литвиновский Б. А.* Тектоника и развитие центральной части Байкальской горной области в позднем докембре — кембрии.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (Тектоника Забайкалья). Материалы X сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973, с. 62—64.

*Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В.* Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. С. 272.

*Васильченко В. В.* Геология и металлогения центральной части Витимского плоскогорья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973. С. 27.

*Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. С. 247.

*Виноградов Б. К.* Об отношении интрузии гранитов к скарнам и оруденению на месторождении Солонго (Зап. Забайкалье).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. XV. Улан-Удэ, 1972, с. 120—125.

*Волколаков Ф. К., Давыдов В. И., Кубанов Г. А., Язмир М. М.* Новые местонахождения фауны и флоры кембрия в бассейне р. Бамбуйки (Западное Забайкалье).— «Геол. и геофиз.», 1964, № 8, с. 133—135.

*Гордиенко И. В.* Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, 1969. С. 213.

*Гордиенко И. В., Литвиновский Б. А.* Средне- и верхнепалеозойский вулканализм Бурятии.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Тезисы 2-го регионального петрограф. совещ. Иркутск, 1974, с. 33.

*Дворкин-Самарский В. А.* Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965. С. 287.

*Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. Н.* Геохимические особенности гранитоидов баргузинского и витимканского комплексов Байкальской глыбы.— «Геохимия», 1970, № 10, с. 1225—1232.

*Дистанова А. Н.* К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 137—147.

*Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л.* Возможная геологическая модель магматического процесса.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 130—137.

*Дубровский М. И.* Гранитные эвтектики, минимумы и магмы.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 54—68.

*Жалсабон Д.* Верхнепалеозойские отложения Бурятии.— В кн.: Геология СССР. Т. 35. М., «Недра», 1964, с. 212—214.

*Занылевич А. Н., Литвиновский Б. А.* Роль процессов гибридизма в формировании порфировидных гранитоидов междууречья Кыдакимта — Мусыши (Витимское плоскогорье).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. XII. Улан-Удэ, 1969, с. 63—72.

*Занылевич А. Н., Литвиновский Б. А.* Критерии для разделения палеозойских гранитоидных комплексов востока Бурятии.— «Труды ГИН БФ СО АН СССР», Улан-Удэ, 1975 вып. 3, с. 35.

*Кадик А. А., Лебедев Е. В., Хитаров Н. И.* Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971.

*Кадик А. А., Луканин О. А.* Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью.— «Геохимия», 1973, № 2, с. 163—179.

*Кадик А. А., Хитаров Н. И.* Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества.— «Геохимия», 1968, № 6, с. 651—665.

*Канищев А. Д., Менакер Г. И.* Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1971, № 1, с. 3—17.

*Каширин К. Ф.* Закономерности распределения редких элементов в интрузивных породах конкудеро-мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). Автореф. канд. дис. Фрунзе, 1969. С. 21.

*Каширин К. Ф.* Распределение стронция и бария в кислых и щелочных породах конкудеро-мамаканского комплекса.— В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М., «Наука», 1973, с. 72—79.

*Комаров Ю. В.* Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. С. 156.

*Конев А. А., Лисий В. П.* Молодые интрузии бассейна верхнего течения р. Витима и связанная с ними рудоносность.— В кн.: Труды Первого совещания по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958, с. 113—124.

*Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР Серия геол.», 1952, № 2.

*Коржинский Д. С.* Режим кислотности и щелочно-метальности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Наука», 1967, с. 163—169.

*Коржинский Д. С.* Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. М., «Наука», 1972, с. 144—153. (Тр. IV Всес. петрограф. совещ., ч. 1).

*Кузнецов А. Н.* О составе и возрасте гранитоидов в бассейнах рек Верхней Ципы и Циликаны.— В кн.: Палеозойский магматизм Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 91—98.

*Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

*Кузнецов Ю. А.* Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.

*Кузнецов Ю. А., Изюх Э. П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 7—20.

*Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 10, с. 108—121.

*Литвиновский Б. А.* Некоторые особенности магматического замещения высокососновых силикатных пород (на примере щелочных массивов Витимского плоскогорья).— «Сов. геол.», 1971, № 2, с. 136—144.

*Литвиновский Б. А.* Новая среднепалеозойская липарит-дацитовая формация в Западном Забайкалье и некоторые вопросы ее металлогении.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 10. Чита, 1973, с. 7—10.

*Литвиновский Б. А.* Герцинские постинверсионные гранитоиды Витимского плоскогорья и сопредельных территорий (тезисы).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. 2. Томск, 1974, с. 9—10.

*Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н.* Новые данные об Ангаро-Витимском батолите (Зап. Забайкалье).— «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1972<sub>1</sub>, т. 203, № 3, с. 654—657.

*Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н.* К проблеме баргузинского и витимканского интрузивных комплексов.— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972<sub>2</sub>, с. 58—71.

*Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н.* К вопросу о возрасте и природе регионального метаморфизма древних толщ востока Бурятии.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. XV. Улан-Удэ, 1972<sub>3</sub>, с. 45—49.

*Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н., Летягин В. С.* О вулкано-плутонической природе палеозойских гранитоидов юга Витимского плоскогорья.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 3, с. 57—63.

*Литвиновский Б. А., Каперская Ю. Н.* Основные черты химизма палеозойских и раннемезозойских вулканитов юга Витимского плоскогорья.— В кн.: Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Вып. 5. Улан-Удэ, 1974, с. 14—20.

*Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н.* Новые данные об эволюции палеозойского и раннемезозойского вулканализма на Витимском плоскогорье и в сопредельных районах

(тезисы).— В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 71.

Маркова Н. Г., Павленко А. С. О вулкано-плутонической ассоциации орогенного этапа развития Монголо-Алтайской зоны каледонид.— «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1972, т. 206, № 1, с. 174—177.

Маркова Н. Г., Шаркова Т. Т. Девонские отложения южной части Монгольского Алтая.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974, № 6, с. 104—113.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971. С. 328.

Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. С. 149.

Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.

Поллеваарт А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Прудовский Э. Л., Летягин В. С., Грудинин М. И. Габброидная формация Центральной Бурятии.— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 109—125.

Рейф Ф. Г. Условия формирования палеозойских гранитоидных формаций хребта Улан-Бургасы.— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 79—90.

Рейф Ф. Г. Физико-химические условия формирования палеозойских гранитоидов хребта Улан — Бургасы (Восточное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. Улан-Удэ, 1973<sub>1</sub>. С. 30.

Рейф Ф. Г. Расплавные включения в кварце посторогенных гранитов Центральной Бурятии и РТ-условия их формирования.— «Докл. АН СССР», 1973<sub>2</sub>, т. 213, № 4, с. 918—921.

Розен О. М., Серых В. И. Геохимический аспект проблемы гранитообразования.— «Матер. I Междунар. геохим. конгресса. Гранитизация, граниты и пегматиты». М., 1972, т. 3, кн. 2, с. 95—117.

Рокачук Т. А., Платонов А. Н., Таращан А. Н. О термолюминесценции полевых шпатов из гранитоидов Западного Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 9, с. 97—110.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.

Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 1, с. 3—21.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., «Недра», 1964. С. 515.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., «Недра», 1967. С. 699.

Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М., «Наука», 1973. С. 34.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 170—182.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970. С. 311.

Ставров О. Д. К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия.— «Геохимия», 1971, № 10, с. 1192—1208.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. С. 231.

Устиеев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 12, с. 3—30.

Устиеев Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. М., «Наука», 1969, с. 5—43.

Хасин Р. А. Основные черты эволюции магматизма Монголии.— В кн.: Магматизм

- и металлогения Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1971, с. 7—40.
- Хренов П. М.* Магматические горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы их металлогении.— В кн.: Материалы по изучению производительных сил БурАССР. Вып. 3. Улан-Удэ, 1957, с. 17—68.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, с. 231.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б.* Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических формаций.— «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1968, т. 182, № 4, с. 918—921.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Малахова Л. В., Бушлаев И. Н., Красноваев А. А., Чашухина В. А.* Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 3—33.
- Brown G. C., Fyfe W. S.* The production of granitic melts during ultrametamorphism.— «Contr. Mineral. and Petrology», 1970, v. 28, p. 310—318.
- Brown G. C., Fyfe W. S.* The transition from metamorphism to melting: status of the granulite and eclogite facies. Intern. Geol. Congress, XXIV session, section Petrology. Montreal, 1972, p. 27—34.
- Hamilton W., Myers W.* The nature of batholiths. Geol. Survey profess. paper. US Gover printing off. Washington, 1967.
- Knabe W.* Anatexis von Quazz — Plagioklas — Biotit — Metamorphites.— «Geol. Jahrb. (BRD)», 1971, Bd. 89, p. 1—31.
- Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts.— «J. of Petrology», 1961, v. 2, № 3, p. 277—311.
- Piwinskii A., Wyllie P.* Experimental studies of igneous rock series: felsic body suite from the Needle Point pluton, Wallowa batholith Oregon.— «J. of Geology», 1970, v. 78, № 1, p. 52—76.
- Tuttle O., Bowen N.* Origin of granite in the light of experimental studies in sistem NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> — KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> — SiO<sub>2</sub> — H<sub>2</sub>O.— «The Geol. Soc. Amer. mem.», 1958, v. 74, p. 153.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Состояние проблемы и методика исследований . . . . .	5
Плутонические породы . . . . .	7
Раннепалеозойские батолитовые гранитоиды (баргузинский комплекс) . . . . .	—
Аллохтонные граниты главной фазы . . . . .	9
Автохтонные гранитоиды и мигматиты главной фазы . . . . .	15
Бурундийская «интрузия» . . . . .	31
Породы начальной и заключительной фаз . . . . .	37
Средне-позднепалеозойские гранитоиды (зазинский комплекс) . . . . .	42
Магматические гранитоиды главной фазы . . . . .	43
Контактово-реакционные гранитоиды главной фазы . . . . .	48
Гранитоиды заключительной фазы . . . . .	53
Группа малых массивов . . . . .	54
Химизм баргузинского и зазинского комплексов . . . . .	57
Термoluminesценция кали-натровых полевых шпатов . . . . .	72
Возраст гранитоидов . . . . .	76
Вулканогенные образования . . . . .	92
Геолого-петрографическое описание . . . . .	—
Химизм вулканитов . . . . .	98
О генетической связи вулканогенных пород с гранитами среднего — позднего палеозоя . . . . .	107
Возраст вулканитов . . . . .	109
Условия формирования гранитоидов . . . . .	112
Раннепалеозойские батолитовые гранитоиды . . . . .	—
О механизме формирования автохтонных гранитоидов . . . . .	113
PT-условия формирования гранитных расплавов . . . . .	120
Лишарит-гранитная вулкано-плутоническая ассоциация . . . . .	125
Заключение . . . . .	131
Литература . . . . .	134

*Борис Абрамович Литвиновский,  
Ада Наумовна Занвилевич*

**ПАЛЕОЗОЙСКИЙ  
ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ  
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Ответственный редактор  
*Владимир Николаевич Довгаль*

Редактор Я. М. Мочалов  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Художник А. А. Заплавный  
Технический редактор Г. Я. Герасимчук  
Корректоры З. П. Сабитова, О. В. Мозалевская

---

Сдано в набор 26 ноября 1975 г. Подписано к печати 10 сентября 1976 г.  
МН 10631. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. 9 печ. л., 12,6  
 усл.-печ. л. +2 вкл., 13,1 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 724.  
 Цена 1 р. 31 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99,  
Советская 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77,  
Станиславского, 25.



Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117464, Москва, В—464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110, Ленинград, П—110, Петрозаводская ул. 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

#### Адреса магазинов «Академкнига»

- 480391, Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97;  
370005, Баку, 5, ул Джапаридзе, 13;  
320005, Днепропетровск, 5, проспект Гагарина, 24;  
664033, Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303;  
734001, Душанбе, 1, проспект Ленина, 95;  
252030, Киев, 30, ул. Ленина, 42;  
277012, Кишинев, 12, ул. Пушкина, 31;  
443002, Куйбышев, 2, проспект Ленина, 2;  
192104, Ленинград, Д—120, Литейный проспект, 57;  
199164, Ленинград, Менделеевская линия, 1;  
199004, Ленинград, 9 линия, 16;  
103009, Москва, ул. Горького, 8;  
117312, Москва, ул. Вавилова, 55/7;  
630076, Новосибирск, 76, Красный проспект, 51;  
630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22;  
620151, Свердловск, 151, ул. Мамина-Сибиряка, 137;  
700029, Ташкент, Л—29, ул. Ленина, 73;  
700100, Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;  
634050, Томск, 50, наб. реки Ушайки, 18;  
450075, Уфа, 75, Коммунистическая ул., 49;  
450075, Уфа, 75, проспект Октября, 129;  
310003, Харьков, 3, Уфимский пер., 4/6.  
720001, Фрунзе, 1, бульвар Дзержинского, 42;

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Фельдман Г. М.** Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов.
- Романовский Н. Н.** Формирование полигонально-жильных структур.
- Булаев К. Б.** Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья.
- Домышев В. Г.** Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы.
- Адаменко О. М.** Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий.
- Зайков В. В.** Рудоносные вулканические комплексы позднего протерозоя и раннего кембрия Тувы.

*Книги высыпаются наложенным платежом. Заказы направлять по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*

2

Цена 1 р. 31 к.

1959

7