

**Орогенный
МАГМАТИЗМ
офиолитовых
ПОЯСОВ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 561

ОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ (на примере Восточного Казахстана)

Ответственный редактор
д-р. геол.-мин. наук Э. П. И з о х



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1983

Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана) /Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. - Новосибирск: Наука, 1983.

В монографии суммированы новые данные по позднегерцинским магматитам ($C_2 - T_1$), развитым в осевой (офиолитовой) зоне Зайсанской складчатой системы на кристаллическом фундаменте ультрамафит-мафитового типа. Выделены и описаны две вулканоплутонические базит-гранитоидные серии, дан анализ их рудоносности. На основе данных по геологии, петрохимии, а также изучения глубинных включений и их ксенокристов в гранитоидах обсуждаются вопросы автономности магм различного состава, условия их выплавления и становления, особенности состава и эволюции магмогенерирующих субстратов коры и верхней мантии.

Книга представляет интерес для геологов и петрографов, занимающихся изучением изверженных горных пород.

Авторский коллектив: П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров, А.Э. Изох, Н.В. Полянский, В.С. Кузевный, П.С. Ревякин, В.Д. Борцов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография посвящена описанию позднегерцинских магматических комплексов эвгеосинклинальной зоны Зайсанской складчатой области, где интрузивы и вулканические центры пространственно совмещены с Чарским и Горностаевским офиолитовыми поясами.

Прежние воззрения на природу офиолитовых поясов как индикаторов глубинных разломов к началу 60-х гг. пришли в противоречие с фактическим материалом, что способствовало распространению идей НГТ (новой глобальной тектоники) и на офиолитовые пояса. Они стали рассматриваться как реликты океанической коры, скученной и частично обдуцированной на край континента. Такая модель офиолитовых поясов предполагает появление на определенной стадии развития геосинклинальной области новой коры, сформированной за счет метаморфизма скученных офиолитовых и терригенных комплексов. Индикаторами состава этой коры в океаническую и переходную стадии развития эвгеосинклинальных зон служат включения метаморфических пород в серпентинитовом меланже, свойственные практически всем офиолитовым альпинотипным поясам. Индикаторами же состава коры и мантии в континентальную стадию развития служат магматические породы и включения глубинных пород и минералов в них. Изучение этих включений и прослеживание эволюции орогенного магматизма позволяют с определенным приближением оценить состав и строение глубоких уровней коры и мантии в местах современного залегания офиолитов.

Особенности развития магматизма и земной коры Зайсанской геосинклинальной области в океаническую и переходную стадии развития Чарской зоны рассмотрены нами ранее (Ермолов и др., 1981). Данная книга, продолжая предыдущую, освещает особенности эволюции магматизма и коры Чарской зоны в континентальную стадию ее развития.

В основу монографии положены материалы П.В. Ермолова (ИГН АН КазССР), А.Г. Владимирова и А.Э. Изоха (ИГиГ СОАН СССР). В книгу включены также геологические материалы В.С. Кузубного (ИЦМ, Красноярск) и Н.В. Полянского (ИГН АН КазССР); П.С. Ревякиным (ЦНИГРИ) и В.Д. Борцовым (ПГО Востказгеология) выполнен анализ геофизических полей и расшифрована морфология интрузивов по геофизическим данным. Авторство указано в оглавлении.

Редакция текста осуществлена Э.П. Изохом.

Авторы благодарят А.А. Абдулина, Э.П. Изоха, Г.В. Полякова за добродетельную поддержку проведенного исследования, а также В.Л. Козлову, Л.Б. Труцких, М.Ф. Нахаеву и О.А. Карпушину за помощь в подготовке монографии.

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

Чарская зона является осевой структурой Зайсанской (Иртыш-Зайсанской) складчатой системы. Как структурно-формационная зона она выделена В.П. Нехорошевым (1958). Основные особенности геологии и металлогении зоны рассмотрены позднее в работах М.Г. Хисамутдинова и др. (Геологические формации..., 1972), Г.Н. Шербы и др. (1976), И.А. Ротараша и др. (1980), П.В. Ермолова и др. (1981), Н.В. Полянского, П.В. Ермолова и В.Д. Хомякова (1980). Границы зоны на северо-востоке проводятся нами по юго-западному краю Калба-Нарымского плутона, а на юго-западе — по системе разломов, включающей Боко-Кокпектинский, Кояндинский, Жананский и др. (рис. 1).

Фундамент. Существуют две точки зрения на природу кристаллического фундамента Чарской зоны. Одна группа геологов считает, что зона развилась на срединном массиве и в основании ее геосинклинального разреза залегает кристаллический фундамент континентального типа (Горжевский и др., 1960; Любецкий, 1965; Нехорошев, 1966; Геологические формации..., 1972). Вторая группа геологов рассматривает Чарскую зону как след океанического бассейна с ультрабазит-метабазитовым кристаллическим фундаментом океанического типа, замкнувшегося в среднем палеозое (Красильников, 1966; Ковалев, Карякин, 1973; Зоненшайн и др., 1976).

Наши данные подтверждают представления второй группы геологов. Как было показано раньше (Добрецов, Пономарева, 1969; Добрецов, Ермолов, Хомяков, 1979; Ермолов, Полянский и др., 1981), о составе фундамента Чарской зоны можно судить по комплексам метаморфических пород, включенных в серпентинитовый меланж. Ультрабазиты, образующие основу меланжа, относятся к дунит-гарцбургитовой формации и сопоставляются с океаническими и альпинотипными ультрабазитами.

Метаморфические породы, включенные в меланж, расчленяются на комплекс высоких и комплекс умеренных и низких давлений. Первый представлен глаукофановыми, гранат-глаукофановыми и рибекитовыми сланцами, гранатовыми амфиболитами, зеленосланцевыми диафоритами по эклогитам, реже эклогитами, гранат-мусковит-глаукофановыми и рибекитовыми кварцитами; второй сложен плагиоклазовыми амфиболитами, горнблецдитами, плагиоклаз-цоизитовыми сланцами, графитовыми, слюдястыми и мономинеральными кварцитами, родингитами, габбро и плагиогранитами океанического типа. Сводная петрохимическая выборка по включениям в меланже распределяется следующим образом: 75% составляют метабазиты и габбро с 43-52 вес.% SiO_2 , 14% приходится на метасилициты с 83-96 вес.% SiO_2 , 11% — на метаграувакки, метатUFFы, плагиогранитоиды океанического типа и породы неясного происхождения с 54-69 вес.% SiO_2 .

Таким образом, в серпентинитовом меланже Чарской зоны присутству-

ют все элементы метафиолитовой триады (серпентиниты, metabазиты и метасилициты), которая хорошо сопоставляется с меланократовым фундаментом океанических и рифтовых областей и резко отличается от континентальных метаморфических ассоциаций. По составу комплекс метапород высоких давлений сопоставляется с максютовским комплексом рифея Южного Урала.

Модель кристаллического фундамента Чарской зоны на ранних этапах ее развития может быть представлена в следующем виде. Основание фундамента слагали ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации. Выше располагались габбро, габбро-анортозиты, плагиогранитоиды. Завершался разрез metabазитами, переслаивающимися с метаграувакками и метасилицитами. Соотношение комплексов метапород высоких и низких давлений не может быть восстановлено, так как они представляют собой либо разные уровни разреза фундамента, либо, что более вероятно, характеризуют латеральную изменчивость фундамента.

Возраст фундамента, судя по самому древнему значению радиологического определения, полученному для диафоритового эцлогита калий-аргоновым методом, вероятнее всего, допалеозойский (545 млн. лет; по данным Н.Л. Добрецова, Л.Г. Пономаревой, 1969).

Палеозойские отложения. Разработка основ стратиграфии палеозойских отложений Чарской зоны связана с именами В.А. Обручева, Н.А. Елисева, М.В. Муратова, В.И. Славина, Г.И. Сократова, Е.А. Флерова, Н.А. Севрюгина, А.Я. Ипатова, Г.А. Полникова, М.М. Марфенковой, Л.С. Либрович, Л.И. Кайпун, З.П. Падве, А.Г. Пламенской, И.К. Синдина, А.Х. Кагарманова. В последние годы существенные коррективы в стратиграфическую схему Чарской зоны внесли Н.В. Полянский и Л.Н. Кленина (Ермолов и др., 1981).

Основание разреза палеозоя слагают отложения среднего (?) ордовика-девона. Они подразделены на две свиты: беркутинскую и каракайтасскую.

Беркутинская свита ($O_2 - D_2$ gV). Отложения свиты широко развиты в юго-восточной части Чарского офиолитового пояса и к юго-западу от него (см. рис. 1). Значительная их часть рассредоточена в виде обломков и крупных блоков в нижнекаменноугольной олистостроме. Контакты пород свиты с вмещающими отложениями повсеместно тектонические. Свита сложена в основном лавами афировых и микропорфировых диабазов, диабазовых порфиритов, спилитов, вариолитов, содержащими прослойки сургучнокрасных, светло-серых иногда с голубоватым или зеленоватым оттенком яшм. Редко встречаются прослойки пелитоморфных кремнистых известняков и известковистых кремней. Вулканиды по составу принадлежат к толеитовой серии, подчиненное значение имеют щелочные базальты (Полянский, Хомяков, 1981). В целом породы характеризуются низкой глиноземистостью, высокой титанистостью и несколько повышенной щелочностью при резко повышенной роли натрового компонента. Вулканиды претерпели интенсивные зеленокаменные преобразования, отдельные части разреза метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Мощность отложений свиты превышает 1400-1500 м. Возраст охарактеризован фауной радиолярий в интервале S_1 ln - D_2 (сборы Л.Н. Клениной, определения Б.Б. Назарова). Более древний возраст свиты принят нами на основе сопоставления с каракайтасской свитой (см. ниже), которая рассматривается как латеральный аналог беркутинской свиты.

Каракайтасская свита ($O_2 - D_3$) выделена впервые (Ермо-

лов и др., 1981). Развита она в центральной и северо-западных частях Чарского офиолитового пояса, сменяя в северо-западном направлении отложения беркутинской свиты. Свита сложена темно-серыми с зеленоватым оттенком базальтовыми, реже андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами. Вулканогенные породы переслаиваются с темно-серыми и серыми фтанидами, зелеными и лиловыми кремнисто-глинистыми и известково-кремнистыми алевролитами, сургучно-красными яшмами. Встречаются невыдержанные горизонты вулканомитовых песчаников и известняков. Мощность свиты превышает 1500–1800 м. По химическому составу вулканогенные породы соответствуют глиноземистым толеитам, встречаются также щелочные базальты (Полянский, Хомяков, 1981).

Отложения свиты с более молодыми и более древними породами имеют тектонические контакты. Возраст пород свиты определяется по фаунистическим остаткам. Известняки содержат фауну кораллов и брахиопод живетского и франского возрастов. Кремнистые породы, переслаивающиеся с базальтами, содержат радиолярии, позволяющие определить возраст пород в интервале: средний ордовик-живетский ярус среднего девона.

Силурийские отложения развиты в юго-восточной части Чарского офиолитового пояса в районе пос. Ортабулак и оз. Арасан (см. рис. 1). В основании разреза залегают образования лландовери, которые вверх по разрезу сменяются венлокскими, а еще выше – лудловскими отложениями. Состав пород: глинистые, известково-кремнистые, глинисто-кремнистые и кремнистые алевролиты, прослой известняков и песчаников. Мощность отложений превышает 400 м. Возраст подтвержден фауной граптолитов, брахиопод, трилобитов и кораллов (Кленина, Корень, 1977).

Нижнедевонские отложения Л.Н. Кленина выделяет северо-восточней пос. Ортабулак и в окрестностях оз. Арасан. Они несогласно налегают на лудловские отложения. Представлена толща известняками, кремнисто-глинистыми, известково-глинистыми алевролитами, кремнистыми алевролитами, известковистыми и полимиктовыми песчаниками. Мощность превышает 290 м. Возраст определен по фауне тентакулит (сборы Л.Н. Клеиной, определения Т.Н. Корень и В.Л. Клишевича).

Нижнедевонско-эйфельские отложения распространены в юго-восточной части Чарского офиолитового пояса. Они представлены крупными массивами органогенных известняков. Возраст установлен по фауне брахиопод (Н.Л. Бубличенко, сборы Л.Н. Клеиной).

Эйфельские отложения представлены массивами органогенных известняков и тонкослоистыми существенно кремнистыми породами. Органогенные известняки развиты в юго-восточной части Чарского офиолитового пояса. Мощность их достигает 600 м. Возраст установлен по фауне брахиопод. Кремнистые отложения прослеживаются в виде узкой прерывистой полосы на всем протяжении Чарского офиолитового пояса и на северо-западном продолжении его между пос. Знаменка и г. Чарском (см. рис. 1). Толща сложена кремнистыми, кремнисто-глинистыми и глинистыми алевролитами, прослоями известняков и известковистых песчаников. Возраст определен по фауне брахиопод, кораллов, радиолярий.

Живетские отложения, как и эйфельские, представлены двумя типами разрезов: карбонатным и кремнистым. Карбонатный тип разреза развит в центральной и северо-западной частях Чарского офиолитового пояса. Он сложен серыми и темно-серыми известняками. Мощность разреза достигает 400 м. Взаимоотношения с вмещающими породами тектонические. Возраст устанавливается по фауне брахиопод и кораллов. Одновозрастная тол-

ща кремнистых пород, обнажающаяся на разрозненных участках в юго-восточной и центральной частях Чарского офиолитового пояса, представлена зелеными, лиловыми, сургучно-красными кремнистыми и известково-глинисто-кремнистыми алевролитами, содержащими прослой серых и темно-серых известняков. Мощность разреза 150-180 м. Возраст определен по фауне радиолярий (Б.Б. Назаров).

Франские отложения также представлены двумя типами разрезов: карбонатным и кремнистым. Карбонатные отложения состоят из крупных массивов известняков, обнажающихся в юго-восточной части Чарского офиолитового пояса. Мощность известняков достигает 500 м. В известняках содержится фауна брахиопод, амmonoидов и гастропод. Кремнистые отложения слагают тектонические блоки среди нижнекаменноугольных отложений. Они распространены в Чарском офиолитовом поясе и на прилегающих к нему с юго-запада и северо-востока территориях. Толща сложена кремнистыми и кремнисто-глинистыми алевролитами, содержащими прослой полимиктовых песчаников. Мощность отложений достигает 150 м. Возраст установлен по фауне радиолярий (Б.Б. Назаров).

Фаменские отложения представлены двумя типами разрезов: карбонатным и кремнисто-терригенным. Карбонатные породы в виде немногочисленных небольших по размерам тектонических блоков развиты по периферии Чарского офиолитового пояса (см. рис. 1). Представлены они органогенными известняками мощностью до 150-200 м. Возраст пород определен по фауне фораминифер и брахиопод. Кремнистые отложения развиты восточнее Чарского офиолитового пояса и прослеживаются от средней его части до пос. Курчум (см. рис. 1). Они слагают узкие протяженные тектонические пластины в нижнекаменноугольных ($C_1 S$) отложениях. Это кремнисто-глинистые, кремнистые, известково-кремнистые алевролиты и алевропелиты, содержащие прослой кварцевых и полимиктовых песчаников; встречаются яшмы, базальтовые и андезит-базальтовые порфириты. Кремнистые отложения часто обогащены марганцем и железом. Мощность разреза достигает 250 м. Возраст определен по многочисленным находкам радиолярий.

Турнейские отложения пользуются незначительным распространением. Они слагают разрозненные небольшие по размерам тектонические блоки. Состав пород: органогенные известняки с прослоями известняково-кремнистых алевролитов. Мощность известняков достигает 150 м. Они охарактеризованы фауной брахиопод и фораминифер. Имеются единичные находки конодонтов (Аристов, Алексеев, 1976).

Визейские отложения включают три типа разрезов: карбонатный, вулканогенный и кремнисто-терригенный.

Первый тип сложен органогенными известняками. Они свойственны северо-восточному борту Чарского офиолитового пояса, отмечены на северо-западном продолжении его между пос. Знаменка и г. Чарском и в пределах Горностаевского офиолитового пояса. Мощность отдельных массивов достигает 500 м. Возраст обоснован фауной брахиопод, фораминифер и кораллов.

Вулканогенные отложения рассматриваемого возраста выделены в вержарскую свиту $C_1 V_1$. Ее отложения развиты в юго-восточной части Чарского офиолитового пояса в полосе между пос. Знаменка и г. Чарском (см. рис. 1). Вулканогенные породы представлены в основном андезито-базальтами и андезитами, в меньшей мере дацитами и туфами. Они содержат повышенное количество глинозема, пониженное - титана и относятся к щелочноземельной серии пород. Осадочные породы в этом разрезе представлены туфопесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками, глинистыми,

известково-глинистыми, глинисто-кремнистыми и кремнистыми алевролитами, туфоконгломератами и известняками.

Общая мощность отложений достигает 1900 м. Органических остатков свита не содержит. Породы ее в виде обломков и крупных глыб присутствуют в олистостромовом комплексе серпуховского возраста.

Кремнисто-терригенные отложения визейского возраста выделены в аркалыкскую свиту ($C_1 V_{2-3}$). Породы ее развиты в Чарском офиолитовом поясе и в полосе между пос. Знаменка и г. Чарском (см. рис. 1). Для свиты характерно большое разнообразие пород. На одних участках отмечаются пестроцветные алевролиты, полимиктовые песчаники, реже гравелиты и конгломераты, содержащие прослои андезитов-базальтовых, андезитовых и базальтовых порфиритов и их туфов. На других участках свита сложена темноцветными углисто-известково-глинистыми и углисто-кремнистыми алевролитами, часто пиритизированными. Соотношения между этими типами разрезов не установлены. Кроме того, в строении разрезов свиты принимают участие олистостромовые фаши, среди которых следует отметить серпентинитовые песчаники, гравелиты и седиментные брекчии. Мощность отложений свиты достигает 500 м. Возраст определен по фауне фораминифер, аммонидей, брахиопод и двустворок.

Серпуховские отложения слагают более 50% площади Чарской зоны. Они имеют тектонические контакты с более древними породами, а вверх по разрезу сменяются отложениями буконьской свиты C_2 . Состав пород: полимиктовые, иногда известковистые песчаники, реже конгломерато-песчаники и конгломераты, переслаивающиеся с углисто-глинистыми и глинистыми алевролитами. На площадях развития покровных структур (см. ниже) значительная часть серпуховских отложений представлена олистостромами. Мощность отложений достигает 2000 м. Возраст установлен по фауне гониатитов, брахиопод, пелеципод и фораминифер.

Отложения среднего карбона (буконьская свита) выполняют прогибы и мульды южнее и юго-западнее пос. Мариновка, севернее и северо-западнее г. Чарска и северо-западнее пос. Знаменка (см. рис. 1). Отложения свиты несогласно залегают на породах серпуховского возраста и несогласно перекрываются образованиями среднего-верхнего карбона.

Представлена свита сероцветными полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, осадочными брекчиями, глинистыми и углисто-глинистыми алевролитами. Изредка встречаются маломощные прослои углей и известняков. Мощность свиты 1500-2000 м. Свита охарактеризована фауной брахиопод, гониатитов, пелеципод и остатками флоры.

Отложения среднего-верхнего карбона (даубайская свита) выполняют Сарджальско-Даубайский наложенный прогиб в юго-восточной части зоны и отдельные выходы в районе г. Чарска (см. рис. 1). Они несогласно залегают на буконьской свите (C_2) и с локальным несогласием перекрываются отложениями верхнего карбона. Состав пород: андезиты, андезитов-базальты, базальты, дациты, липариты, их лавобрекчии и туфы, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, туфоконгломераты. Субвулканические тела сложены диабазами, диоритовыми порфиритами, плагиогранит-порфирами. Мощность отложений свиты достигает 1200 м. Возраст установлен по флоре и положению в разрезе.

Отложения верхнего карбона делятся на три свиты (снизу вверх): майтубинскую, тюрешокинскую и салдырминскую. Они развиты исключительно в Сарджальско-Даубайском прогибе (см. рис. 1).

В майтубинской свите выделяются две толщи: нижняя сероцветная и верхняя красноцветная. Сероцветная толща сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами, содержащими редкие невыдержанные по простиранию прослои андезитов, андезито-дацитов и их туфов. Отмечаются мало-мощные прослои органогенных известняков. Мощность толщи 1100–1200 м. Возраст определен по положению в разрезе и фауне двустворок (А.Х. Кагарманов). Пестроцветная толща сложена преимущественно красноцветными конгломератами, гравелитами, полимиктовыми, реже известковистыми песчаниками, алевролитами, прослоями водорослевых известняков. Мощность толщи колеблется в пределах 450–950 м. Возраст определен по пресноводным двустворкам.

Тюрешокинская свита выделена впервые (Ермолов и др., 1981). Породы ее несогласно залегают на пестроцветной толще майтубинской свиты и согласно перекрываются салдырминской свитой. Свита сложена базальтами, андезито-базальтами и андезитами, их туфами и лавобрекчиями. Изредка встречаются невыдержанные по простиранию прослои коричневатых вулканомиктовых песчаников и серых известняков. А.Г. Владимировым свита расчленена на три пачки (см. ниже). Возраст ее определен по положению в разрезе.

Салдырминская свита завершает разрез верхнепалеозойских отложений в изученном районе. Выходы ее сохранились в Актобинской мульде (район пос. Курчум), в Сарджальско-Даубайском прогибе и в восточной части Семейтауской вулканической структуры к северо-востоку от пос. Знаменка (см. рис. 1). Сложена салдырминская свита липаритами и дацитами, их туфами, лавобрекчиями и игнимбритами. Вулканогенные породы содержат прослои красноцветных вулканомиктовых осадочных брекчий и песчаников, глинистых, кремнисто-глинистых и известково-глинистых алевролитов. Мощность свиты достигает 800 м. Возраст определяется по положению в геологическом разрезе. Кроме того, Т.С. Гришиной в рассматриваемых отложениях установлен комплекс спор и пыльцы, сопоставляемый с таковым нижебалахонской подсерии Кузбасса.

Мезозойские отложения представлены семейтауской свитой нижнетриасового возраста. Породы ее участвуют в строении Семейтауской вулканоплутонической структуры. Свита несогласно налегает на позднепалеозойские и более древние отложения. Она сложена трахитами, липаритами, витрофирами, щелочными базальтами, игнимбритами, туфами кислого состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоконгломератами. Мощность свиты 700–1000 м. Возраст определен по флоре (Истомин, Сальменова, 1964).

Структура Чарской зоны. Глубинное строение Чарской зоны по геолого-геофизическим данным показано на рис. 2. Характерно незакономерное чередование по простиранию зоны блоков коры с разным соотношением "гранитного" и "базитового" слоев. Над куполообразными выступами "базитового" слоя мощность "гранитного" слоя составляет 14–16 км. Структуры с таким соотношением слоев коры, за редким исключением, лишены гранитоидного магматизма. В тех участках, где он все же появляется, как, например, в линейной зоне, пересекающей Кокпектинский свод, гранитоиды сопровождаются значительным объемом габброидов. В прогибах мощность гранитного "слоя" увеличивается в 1,5 раза и достигает 22–23 км. Именно к этим участкам приурочены главные ореолы гранитоидного магматизма. В зонах сочленения поднятий и прогибов "базитового" слоя отмечается кора промежуточного типа.

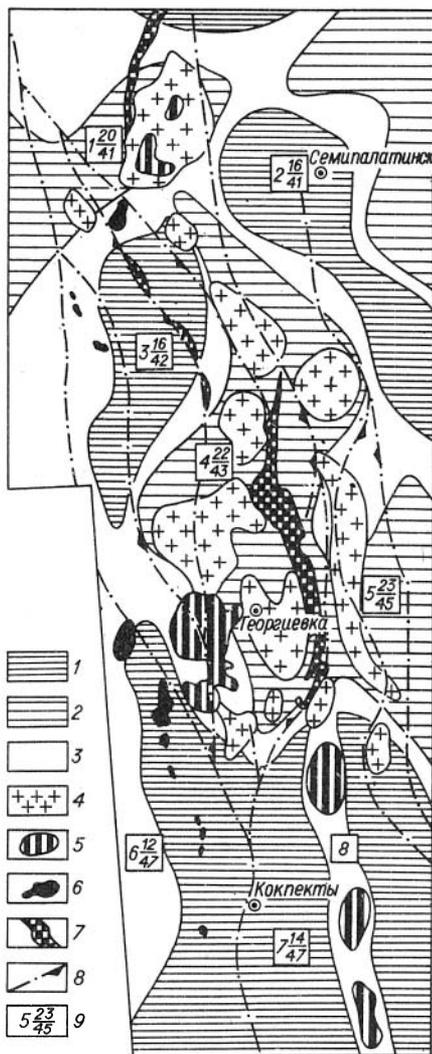


Рис. 2. Схема современного глубинного строения Чарской зоны по геолого-геофизическим данным. Составлена П.С. Ревякиным, В.Д. Борцовым.

1 - блоки с увеличенной мощностью "базитового" слоя; 2 - блоки с увеличенной мощностью "гранитного" слоя; 3 - области, переходные между (1) и (2); 4 - позднепалеозойские гранитоидные очаговые зоны; 5 - то же, с участием базитов; 6 - позднепалеозойские интрузивы основного состава; 7 - офиолиты; 8 - разломы и направления их падения; 9 - структурные элементы земной коры (в числителе - мощность "гранитного" слоя, в знаменателе - мощность коры); 1 - Знаменский прогиб, 2 - Семипалатинский свод, 3 - Кояндынский свод, 4 - Георгиевский прогиб, 5 - Калбана-Нарымский прогиб, 6 - Терсайрыкская переходная зона, 7 - Кокпектинский свод, 8 - Преображенская зона активизации.

Глубинные разломы имеют в основном северо-западное простирание. Большинство из них погружаются на юго-запад, отдельные на северо-восток.

Офиолитовые пояса занимают трансструктурное положение. Чарский офиолитовый пояс целиком залегает в блоке с увеличенной мощностью "гранитного" слоя. Далее к северо-западу офиолиты прослеживаются через Кояндынский куполообразный выступ в Знаменский прогиб и затем непрерывно в пределы Славгородского поднятия.

На всей территории Чарской зоны мощность "базитового" слоя превышает мощность "гранитного" слоя в 1,1-3,8 раза.

Структуры верхних этажей показаны на рис. 3. Исследования, проведенные нами в последние годы, подтвердили представления Н.А. Елисеева (1936), А.А. Ковалева, Ю.В. Карякина (1973) и других геологов о широком проявлении в Чарской зоне покровной тектоники. Общая структура зоны рассматривается нами как синформа. Основанием ее служит граувакково-олистостромовый комплекс серпуховского возраста, находящийся в автотонном залегании. Выше располагаются аллохтонные покровы, образованные отложениями нижнего-среднего палеозоя. На них и на граувакково-олистостромовый комплекс наложены верхнепалеозойские и мезозойские прогибы и мульды, представляющие собой неавтохтон (см. рис. 3).

Автохтон занимает более 50% площади Чарской зоны. Возраст его

серпуховский. Вблизи тектонических покровов автохтон сложен олистостромовыми фашиями, на удалении они сменяются граувакками. Внутреннее строение автохтона складчатое; пликвативные структуры осложнены разломами.

Аллохтон имеет более сложное строение. В одних случаях покровы сложены породами одного какого-либо комплекса, в других — они представляют собой пакет покровов, в котором отдельные чешуи разделены серпентинитовым меланжем или олистостромом. Выделяются следующие покровные структуры: Чарский пакет покровов, Горностаевский, Жангиз-Тобинский и Акбулакский покровы, Кызылсуйская и Аркалыкская зоны клиппов и олистостромом.

В Чарском пакете покровов (см. рис. 3) в основании располагается Николаевский покров, сложенный отложениями визейского возраста; структурно выше размещаются Буршабулакский и Батурицкий покровы, основание которых сложено серпентинитовым меланжем, а верхние части соответственно отложениями беркутинской и каракайтасской свит. Завершается разрез Терентьевским покровом, в который объединены тектонические пластины и блоки, сложенные силурийскими и девонскими известняками и известково-кремнистыми отложениями.

Жангиз-Тобинский покров располагается юго-западнее Чарского офиолитового пояса (см. рис. 3), он является частью описанного И.А. Ротаршем с соавторами (Геологическая карта..., 1979) Желдыкарского покрова. Жангиз-Тобинский покров сложен породами беркутинской свиты, тектонически перекрывающими флишоидные и олистостромовые образования серпуховского возраста. На отдельных участках в основании покрова отмечаются выходы серпентинитового меланжа и олистостромовые фации с обломками пород покрова. Можно предполагать, что Жангиз-Тобинский покров когда-то составлял единое целое с Буршабулакским покровом.

Акбулакский покров отделен от Жангиз-Тобинского покрова полосой терригенных пород C_1s . Покров сложен комплексом вулканогенно-осадочных образований нижне-среднедевонского возраста, резко отличных от пород Жангиз-Тобинского покрова. Данный комплекс хорошо сопоставляется с нижне-среднедевонским вулканическим комплексом Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы, ближайшие выходы которого в современной структуре региона находятся в 50 км юго-западнее Акбулакского покрова.

Кызылсуйско-Теректинская зона клиппов и олистолитов (см. рис. 3) кулисообразно располагается к северо-востоку от Чарского офиолитового пояса. Ее положение соответствует выделявшемуся здесь ранее Западно-Калбинскому глубинному разлому (Геологические формации..., 1972; Щерба и др., 1976). Зона большей частью сложена граувакково-флишоидной толщей намюрского возраста, включающей крупные пластины и блоки ксеногенных пород: кремнистых алевролитов, фтанитов, яшм, базальтов и андезитобазальтов, известняков верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста. Весьма примечательными являются крупные, площадью в десятки квадратных километров, массивы верхневизейских известняков, образующих экзотические включения в терригенных породах. Изучение их структурного положения и взаимоотношений с вмещающими породами показало, что они являются отторженцами тектонического покрова (Полянский, 1978). Сходное строение имеет Аркалыкская зона олистолитов (см. рис. 3).

Неоавтохтон сложен вулканогенно-осадочными породами верхнего палеозоя и мезозоя. Они выполняют Сарджальско-Даубайский наложенный прогиб, Майтубинскую, Улькен-Акжальскую, Актубинскую и Семейтаускую мульды. Внутреннее строение складчатое, причем на морфологию складок

значительное влияние оказывают подвижки фундамента (автохтона и аллохтона).

Интрузивные породы в Чарской зоне по сравнению с соседними зонами развиты незначительно. Наиболее древними образованиями являются габбро и высоконатровые плагиограниты, включенные в серпентинитовый меланж и являющиеся составной частью офиолитового комплекса. В нижнем карбоне в парагенетической связи с вулканитами верахарской свиты проявился николаевский комплекс диоритов, с которыми ассоциируют небольшие выходы габбро и дайки гранитов. Детально вышеперечисленные интрузивные породы рассмотрены в книге П.В. Ермолова, Н.В. Полянского и др. (1981).

Максимум развития интрузивного магматизма в Чарской зоне приходится на верхний палеозой и мезозой. В это время были сформированы сложные по составу и строению тастауская и семейтауская габбро-гранитоидные серии, которым посвящена данная книга.

История развития Чарской зоны. Докембрийская и раннепалеозойская история развития Зайсанской складчатой системы и Чарской зоны расшифрована до сих пор недостаточно, поэтому вопрос о времени заложения эвгеосинклинального бассейна спорен. Нами (Полянский и др., 1979) было высказано предположение о заложении эвгеосинклинали в виде "раздвига" или рифта в позднем ордовике. Рифтообразование увязывается со складкообразованием в окаймляющих Зайсанскую систему Чингиз-Тарбагатайской и Алтае-Саянской складчатых областях, происходившим в это время. Приблизительно тогда же возникли океанические бассейны на месте Урала, Южного Тянь-Шаня и Южной Монголии (Зоненшайн и др., 1976; Абдулин и др., 1976; Перфильев, 1979).

Средне- и позднепалеозойскую историю развития Чарской зоны можно разделить на три стадии: океаническую, переходную и континентальную (Пейве и др., 1976).

В океаническую стадию ($O_2 - D_3$) формировались три латеральных ряда комплексов: 1) базальт-радиоляритовый (беркутинская и каракайтаская свиты), 2) терригенно-известково-кремнистый и 3) известняковый рифтогенного происхождения. Первый ряд формировался в осевой глубоко-водной части прогиба, второй - в условиях континентального склона или его подножия (Мурдмаа, 1971; Зоненшайн и др., 1976), третий в условиях шельфа.

На ранних этапах переходной стадии ($D_3 - C_1$) три фациальные области осадконакопления (вулканогенная, терригенная и рифтогенная) сохраняются, но вулканиты принадлежат уже щелочноземельной серии, в терригенных породах появляются грубые фашии и олистостромы, свидетельствующие о начале процессов скучивания. Максимум скучивания и тектонического сближения вышеуказанных латеральных рядов приходится на конец раннего карбона. В это время сформировались олистостромы и появились первые зародыши коры переходного типа.

В континентальную стадию ($C_2 - T_1$) на коре переходного типа закладываются и развиваются наложенные прогибы, накапливается континентальная моласса и проявляется вначале щелочноземельный, а позднее щелочной вулканизм. К этой же стадии относится максимум метаморфизма, формирование континентальной коры и гранитоидообразование.

Глава 2

СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ

МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РЕГИОНА.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД, МЕТОДИКА И ОБЗОР

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ,

ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В РАБОТЕ

Авторами предложена следующая схема расчленения интрузивных и вулканических пород Чарской структурно-формационной зоны.

1. Тастауская вулканоплутоническая базит-гранитоидная серия:
 - а) аргимбайская вулканоплутоническая базитовая ассоциация C_{2-3}^1 ,
 - б) максутский гипабиссально-плутонический пикрит-диабазовый комплекс - C_{2-3}^1 ,
 - в) тастауская вулканоплутоническая гранитоидная ассоциация - C_3 ,
 - г) преображенский (дельбегетейский) гипабиссально-плутонический монзонит-гранитоидный комплекс - C_3-P_1 .
2. Интрузивы щелочных гранитов - $P_{1-2} (?)$.
3. Семейтауская вулканоплутоническая базит-гранитоидная серия - T_1 .

За пределами схемы остаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, а также разнообразные по составу интрузивы раннего и среднего палеозоя, характеристика которых ранее уже приводилась (Ермолов и др., 1981).

Употребляемая в книге классификация гранитоидов и близких к ним пород приведена в соответствии с их химическим составом по кремнеземистости и соотношению щелочей (Изох, Налетов, 1974). Для ультраосновных и основных разностей использовались преимущественно рекомендации Петрографического комитета ОГГ АН СССР.

Характеристика магматических комплексов (ассоциаций) проводилась на вещественной основе в соответствии с классификацией, разработанной академиком Ю.А. Кузнецовым и его сотрудниками (Кузнецов и др., 1976; Белоусов, 1976; Белоусов и др., 1981). При этом учитывалось два главных признака: 1) комбинация породных групп и их количественное соотношение, 2) преобладающий петрохимический уклон (класс) каждой породной группы по основным классификационным признакам (общей меланократовости, общей щелочности, железистости, глиноземистости и т.д.). Рабочий вариант унифицированных петрохимических шкал по этим признакам приведен в работах А.Ф. Белоусова и др. (1981), Б.Ф. Налетова и Э.П. Изоха (1977).

Для гранитоидсодержащих ассоциаций использовалась также петрохимическая классификация, предложенная Э.П. Изохом (1978).

В книге использовались следующие экспериментальные и эмпирические данные.

Результаты исследований систем гранитоидного и андезитового составов. Главные особенности кристаллизации расплавов кислого и среднего составов сводятся к следующему (Грин, 1970; Грин, Рингвуд, 1970; Грин,

Ламберт, 1970; Кадик и др., 1971; Жариков и др., 1978; Максимова и др., 1978; Hamilton, 1963; Kudo, Weill, 1970; Wood, Strens, 1971; Green, 1972; Green, Ringwood, 1972; Egger, 1972; Wyllie, 1977; Stern, Wyllie, 1978; Takahashi, 1978).

1. Вода и фтор, являясь одними из главных компонентов магматического флюида (фтор для литий-фтористых гранитов и онгонитов), снижают температуру ликвидусной кристаллизации. Двуокись углерода – также широко распространенный компонент магматического флюида – по сравнению с водой и фтором понижает температуру ликвидусной кристаллизации расплава несущественно.

2. Растворимость воды в расплаве определяется в основном давлением.

3. Сolidусная кристаллизация расплавов с первоначальным содержанием воды более 1% происходит в условиях насыщения водой и примерно в одинаковых условиях температур и давлений, в связи с чем в изобарических сечениях температурный интервал кристаллизации расплавов разной водонасыщенности неодинаков: маловодные магмы кристаллизуются в интервале 200–270°C, в то время как кристаллизация насыщенных водой субальвусных расплавов происходит в интервале 80–100°C.

4. Расплавы разной водонасыщенности в мезоабиссальных условиях (2–4 кбар), уровень становления подавляющего большинства фанерозойских плутонов) кристаллизуются неодинаково: маловодные магмы (1–2% H₂O) кристаллизуются с поглощением воды из вмещающих пород и осушением последних, а высоководные (8–10% H₂O) – в условиях дегазации и выделения флюида во вмещающие породы.

5. Магнезиальный оливин в расплавах среднего состава появляется на ликвидусе, но быстро исчезает, замещаясь ортопироксеном. Железистость оливина в парагенезисе с кварцем увеличивается с возрастанием давления.

6. Нижний предел устойчивости ортопироксена по давлению в зависимости от содержания H₂O колеблется от 11 до 18 кбар, а по температуре в насыщенных водой расплавах при 3–5 кбар – от 880 до 920°C. При давлении более 5 кбар в насыщенных водой расплавах поле ортопироксена перекрывается полем амфибола. С повышением температуры и давления ортопироксен растворяется в клинопироксене. Как фаза ликвидуса ортопироксен в расплавах кислого и среднего составов не отмечен. В приповерхностных условиях (P < 4 кбар) он кристаллизуется вслед за ликвидусным плагиоклазом, опережая клинопироксен. Глиноземистость ортопироксена растет быстро в корунднормативных расплавах и медленно – в диопсиднормативных.

7. Клинопироксен в расплавах среднего состава является фазой ликвидуса при P > 15 кбар. Смена на ликвидусе клинопироксена плагиоклазом в зависимости от содержания H₂O происходит вдоль линии с координатами 5 кбар – 1000°C и 15 кбар – 1220°C. С повышением давления и температуры вследствие растворения ортопироксена в клинопироксене содержание кальциевого компонента в клинопироксене снижается, в связи с чем недонасыщенные кальцием клинопироксены в кислых расплавах могут рассматриваться как интрателлурические. При давлении 18–21 кбар начинает кристаллизоваться омфакит, а при P > 30–32 кбар – жадеит. В насыщенных водой расплавах поле клинопироксена, в отличие от ортопироксена, не перекрывается полностью полем амфибола.

8. Устойчивость пироп-альмандинового граната по давлению опреде-

ляется составом расплава и температурой. В диопсиднормативных расплавах гранат устойчив только в условиях сверхвысоких давлений. В корунднормативных расплавах верхний предел стабильности граната по давлению зависит от содержания глинозема и колеблется от 13–16 кбар (при 0,1% норм. корунда) до 1–3 кбар (при 4–5% норм. корунда). В связи с этим пироп-альмандиновый гранат для мало- и умеренноглиноземистых гранитов может служить барометром. В корунднормативных гранитоидах содержание пиропового компонента в гранате определяется температурой и очень мало зависит от давления, в связи с чем при известном содержании воды он может служить геотермометром.

9. Плагноклаз в расплавах андезитового состава является фазой ликвидуса в диапазоне давлений и температур от 5 кбар и 1000°C при 10% H₂O до 15 кбар и 1200°C в сухих условиях. Основность плагноклаза увеличивается с увеличением температуры. Увеличение давления способствует снижению основности плагноклаза. В расплаве высокоглиноземистого гранита плагноклаз является фазой ликвидуса только в приповерхностных условиях.

10. Поле кристаллизации амфибола расширяется с повышением содержания в расплаве воды. При 10% H₂O верхний предел устойчивости амфибола составляет 920–950°C.

11. Снижение содержания воды в расплаве вызывает расширение поля кристаллизации биотита. Предел стабильности его при 2% воды составляет 950°C, а при 5% воды он опускается до 820°C.

12. Снижение температуры и давления приводит к изменению состава кристаллизующихся минералов и появлению их изоморфных рядов. Сопоставление таких рядов с природными изоморфными рядами, наблюдаемыми в гранитоидах, позволяет реконструировать историю зарождения и эволюцию природных расплавов.

Результаты экспериментальных исследований ультраосновных и базальтовых систем. Из всего обилия экспериментальных данных здесь кратко сведены некоторые, непосредственно касающиеся рассмотренных в работе вопросов генезиса и эволюции основного и ультраосновного магматизма в регионе. Главным образом, эти данные заимствованы с разрешения авторов из новейшей сравнительной сводки, приведенной в монографии А.Ф. Белоусова, А.П. Кривенко "Магмогенез вулканогенных формаций" (1982).

1. Наиболее вероятным источником для мелапикритовых расплавов являются перидотитовые (лерцолитовые) субстраты. Образование автономных мелапикритовидных выплавов при давлениях до 30 кбар из безводных перидотитов возможно лишь при сильно продвинутом плавлении, когда в расплав начинает переходить равновесный с ним избыточный высокотемпературный оливин (Mysen, Kushiro, 1977; Arndt, 1977 а,б; Wendlandt, Mysen, 1980).

2. Присутствие воды при высоких давлениях приводит к инконгруэнтному плавлению ортопироксена и повышает устойчивость оливина на всем интервале кристаллизации мелапикритовидного расплава (Kushiro а.о., 1968).

3. Постоянное присутствие избыточного оливина на ликвидусе мелапикритовидного расплава при разных давлениях и умеренных содержаниях воды предопределяет высокую эффективность его фракционирования.

4. Для магм базальтоидного ряда (от пикритобазальтов до лейкобазальтов) предложено несколько моделей исходных субстратов: перидотитовая (лерцолитовая), пироксенитовая и эклогитовая модель. В сухих условиях пе-

перидотиты при давлении до 25–30 кбар дают выплавки, отвечающие сначала пикритобазальтам с повышенной глиноземистостью, а затем – пикритами (Ito, Kennedy, 1967; Геншафт, 1977; и др.). Пикритобазальты содержат ликвидусный оливин в сухих условиях при давлениях меньше 20 кбар, а базальты – меньше 12 кбар, что накладывает существенные ограничения на модель прямого выплавления базальтоидов из сухого перидотита (O'Hara, Yoder, 1967; Йодер, 1979). Дефицит некоторых петрохимических компонентов, а также редкоземельных и рассеянных элементов при выведении щелочных базальтов и лейкобазальтов из перидотита также сильно ограничивает область применения перцолитовой модели (Mysen, 1978; Йодер, 1979; и др.).

При низких давлениях в присутствии воды и щелочей возможны скудные выплавки высокоглиноземистых щелочных андезито–базальтов из перидотита (MacRae, 1979; Francis, 1976). На начальных стадиях при давлениях меньше 15–20 кбар в условиях сильного обогащения водой из перидотитового субстрата возможно выплавление существенных объемов лейкобазитовых расплавов, в том числе высокоглиноземистых андезито–базальтов (Kushiro a.o., 1968; Mysen, Boettcher, 1975; и др.).

Эксперименты по плавлению и кристаллизации искусственных смесей с варьирующим отношением перидотитового и базальтового компонентов в сухих или близких к сухим условиям, показали, что эклогиты, гроспидиты и пироксены могут быть реальными источниками базальтов (Грин, Рингвуд, 1968; Ito, Kennedy, 1967; Геншафт, 1977; и др.).

5. При атмосферном давлении в сухих условиях во всем базальтоидном ряду расплавов оливин, как правило, кристаллизуется раньше клинопироксена и плагиоклаза. При дальнейшей кристаллизации в мелабазальтах клинопироксен появляется раньше плагиоклаза, в лейкобазальтах наблюдается обратная картина, а в низкощелочных базальтах средней основности происходит одновременная кристаллизация обоих минералов. Во всех случаях разница температур начальной кристаллизации клинопироксена и плагиоклаза не превышает 50–70°C, что указывает на преобладание клинопироксен–плагиоклазовой котектики в большинстве расплавов базальтоидного ряда (Белоусов, 1976; Йодер, 1979).

6. При повышении давления в сухих условиях возможность появления избыточного ликвидусного оливина уменьшается и исчезает вовсе при давлении меньше 20–25 кбар для щелочных пикритобазальтов, 10–15 кбар – для низкощелочных пикритобазальтов, 8–10 кбар – для мела- и мезобазальтов (Йодер, 1979). Клинопироксен в сухих известково–щелочных мелабазальтах является ликвидусным при давлении 10–30 кбар, а в щелочных – при $P > 5$ кбар. Ортопироксен (один или с оливином) во всем спектре базальтоидов не бывает избыточным на ликвидусе.

7. Плагиоклаз появляется на ликвидусе только в высокоглиноземистых базальтах повышенной или средней меланократовости, на солидусе он сохраняется в базальтоидных расплавах при давлении до 20 кбар. Гранат появляется в избытке на ликвидусе при давлении 25–30 кбар и выше, где он, как правило, имеет котектические взаимоотношения с клинопироксеном.

Отсутствие избыточного на ликвидусе граната и появление плагиоклаза при давлениях меньше 20 кбар, вероятнее всего предопределяют менее глубинную природу высокоглиноземистых базальтоидов по сравнению с щелочными (Геншафт, 1977; Йодер, 1979).

8. В присутствии воды оливин сохраняется в качестве ликвидусной фазы при более высоких давлениях, в то время как устойчивость ортопи-

роксенов и плагиоклазов резко снижается. Область кристаллизации клинопироксена расширяется и он становится ликвидусным даже в лейкобазальтоидных расплавах. Амфибол в насыщенных водой базальтоидах способен появляться на поздних стадиях кристаллизации при давлениях до 20–25 кбар; в содержащих воду мелабазальтах появляется на солидусе также флогопит.

9. Как и в сухих условиях, так и в присутствии воды в широком интервале давлений (10–30 кбар) плавление андезитов начинается при более низких температурах, чем базальтов и пикритобазальтов.

Некоторые геохимические критерии, используемые в петрологических моделях. Применяемые в книге геохимические критерии делятся на три категории. Первые основаны на распределении одного или нескольких химических элементов между двумя минералами или между минералом и расплавом. Они позволяют количественно оценить условия кристаллизации расплавов и иногда уровень их зарождения.

К ним относится оливин–расплавный геотермометр Л.Л. Перчука, В.И. Ваганова, применяемый для оценки субликвидусной температуры основных и ультраосновных расплавов (Перчук, Ваганов, 1978).

Для щелочносалических систем использовался оливиновый геобарометр Е. Такахаша (Takahashi, 1978), учитывающий распределение Ni, Co, Fe, Mn, Mg между оливином и расплавом.

Плагиоклазовый геотермометр А.М. Кудо и Д.Ф. Вейла (Kudo, Weill, 1970), основанный на распределении Al, Si, Ca, Na между плагиоклазом и расплавом, применялся для высокотемпературных гранитоидов, где зональный плагиоклаз обычно содержит единичные ядра лабрадора. При этом реликтовые ядра лабрадора, состав которых определялся оптическими методами, рассматривались в качестве субликвидусных выделений, а состав расплава оценивался по валовому химическому составу породы, поскольку влиянием весьма редких субликвидусных кристаллов плагиоклаза можно было пренебречь.

В некоторых случаях использовался также двупироксеновый геотермометр Бойда.

Ко второй категории относятся мономинеральные термометры и барометры, основанные на оценке предельных содержаний того или иного химического компонента в минеральной фазе при заданных экстенсивных параметрах системы. Это полуэмпирический гранатовый геотермометр (рис. 4) и ортопироксеновый геобарометр (рис. 5).

Третья категория геохимических критериев является индикаторной. Нами использовалось только первичное отношение изотопов стронция для выявления сродства гранитоидов с тем или иным субстратом. Остановимся в этой связи кратко на достижениях стронциевой изотопии в петрологии гранитоидов.

Полтора – два десятилетия назад, когда работы по геохимии изотопов стронция были единичны, значение отношения $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,706$ принималось граничным для расчленения пород на мантийные и коровые. Гранитоиды с высоким значением этого отношения ($> 0,706$) и сейчас рассматриваются как коровые или контаминированные коровым материалом мантийные образования, а с низким ($< 0,706$), независимо от состава и положения в структурах (континенты, океанические области, островные дуги), – как производные мантии. Мантийное отношение имеют, например, дациты Камчатки (Толстяхин и др., 1976), некоторые граниты Японии (Shibata, Ishihara, 1979), гранитоидные гнейсы Кении (Shibata, Suwa, 1979), адамеллиты Северной Каролины (Butler, Fullagar, 1978), некоторые гра-

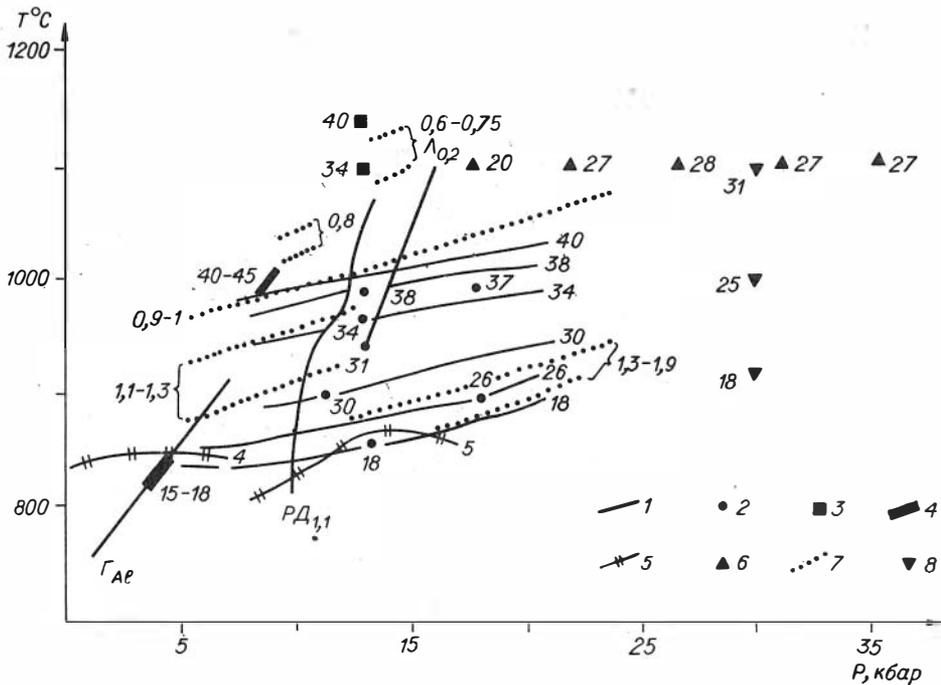


Рис. 4. Ориентировочный гранатовый геотермометр.

1 - пределы стабильности граната по давлению: $\Lambda_{0,2}$ - липарит с 0,2% нормативного корунда, РД_{1,1} - риодацит с 1,1% нормативного корунда, Γ_{Al} - высокоглиноземистый гранит; 2 - содержание пироба в гранате риодацитов при 5% воды; 3 - то же, при 2% воды (Green, Ringwood, 1972); 4 - эмпирически установленные предельные содержания пироба в гранате мигматитов гнейсо-амфиболитового (15-18% пироба) и гнейсо-гранулитового (40-45% пироба) слоев коры (Ермолов и др., 1979а); 5 - температурный предел стабильности базальтов (Грин, 1972, цифры - содержание пироба в гранате); 6 - гранат высокоглиноземистых базальтов (Грин, 1972); 7 - коэффициенты распределения железа между гранатом и расплавом (Green, 1977); 8 - гранат из тоналитов при 5% воды (Stern, Wyllie, 1978). Цифры рядом с точками - содержание пироба в гранате.

ниты Англии (Brown, O'Connor, 1978), риолиты Новой Гвинеи (Johnson a.o., 1978), гранитные батолиты Перу (Brown, 1977), тоналиты Центральных Кордильер (Kesler a.o., 1977), моноциты Калифорнии (Sylvester, 1978).

Если в отношении отдельных гранитов и риолитов, тесно связанных с базитами, такая интерпретация более или менее корректна, то в большинстве других случаев оказалось парадоксальным, что практически все проявления мантйных гранитов приурочены к континентам и островным дугам и не встречаются в океанических областях (за исключением океанических островов). Пря-

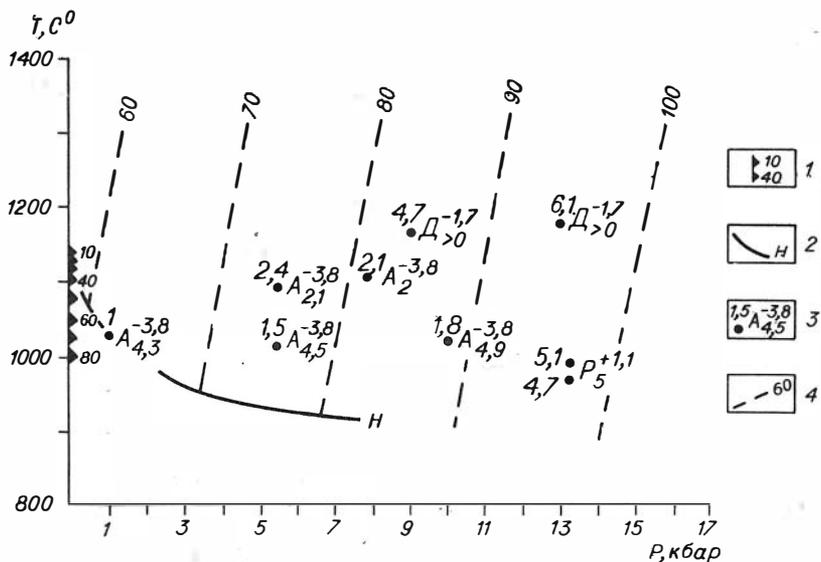


Рис. 5. Ортопироксеновый геобарометр.

1 - температура плавления ортопироксена в сухих условиях при 1 атм (Bowen, 1933, 1935); 2 - нижний предел устойчивости пироксена ромбического по температуре в насыщенных водой расплавах; 3 - глиноземистость ортопироксенов в зависимости от T и P (Eggler, 1972, Грин, 1970; Грин, Рингвуд, 1970): А - андезит, Д - диорит, Р - риодацит; вверху слева - содержание глинозема в ортопироксене, вес.%, вверху справа - содержание глинозема в расплаве ((-) - диопсиднормативные и (+) - корунднормативные расплавы), внизу справа - содержание воды в расплаве; 4 - изолинии содержания ферросилита в ортопироксене в парагенезисе с кварцем и оливином (Wood, Strens, 1971).

мой увязке величины отношения Sr^{87}/Sr^{86} с коровым или мантийным источником расплавов противоречат и такие данные, как низкие (0,701) значения его в некоторых заведомо коровых породах, например в гранулитах и кордиеритовых гнейсах Индии (Jayaram a.o., 1976), неодинаковое поведение изотопов стронция в открытых геохимических системах, приводящее к заметному искажению первоначального отношения (Hawkesworth e. a., 1978, Chaudhuri a. o., 1979), положительная корреляция величины отношения Sr^{87}/Sr^{86} с концентрацией Rb^{87} в породе (Bonin e.a., 1979; Артемов, 1979; Балашов, 1979), который в свою очередь коррелируется с калием.

С учетом вышеизложенного нами различаются по величине первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} следующие типы гранитоидных ассоциаций: 1 - мантийные гранитоиды и вулканиты, образованные путем плавления эклогитов мантии (< 0,702); 2 - коровые гранитоиды и вулканиты, образованные за счет плавления метабазитовых комплексов или комплексов древней протокоры (0,702 - 0,706); 3 - коровые гранитоиды, образованные за счет плавления метапелитовых и сложных метапелит-метабазитовых, но с преоблада-

нием метапелитов комплексов ($>0,706$); 4 – гранитоиды и вулканиты, образованные путем синтексиса базальтов с коровыми расплавами (также $>0,706$).

Глава 3

ТАСТАУСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ БАЗИТ-ГРАНИТОИДНАЯ СЕРИЯ, $C_2 - P_1$

Тастауская вулканоплутоническая базит-гранитоидная серия, в которую включены позднегерцинские ($C_2 - P_1$) эффузивные и интрузивные породы Чарской зоны, выделена впервые (Ермолов и др., 19786).

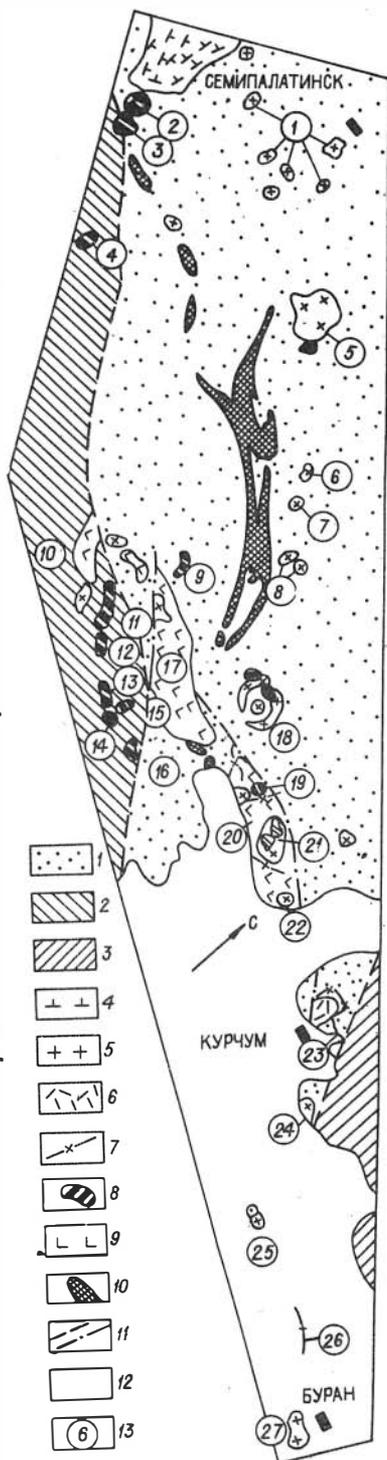
Изверженные породы тастауской серии проявлены в виде кольцевых или линейных вулканических и вулканоплутонических структур, а также интрузивов, которые образуют региональный магматический пояс северо-западного простирания, прослеживающийся более чем на 400 км от границы с КНР до Семипалатинского Прииртышья. В состав серии входят (рис. 6): малые гранитоидные тела в районе г. Семипалатинска и на левом берегу Иртыша; Дельбегетейский гранитоидный интрузив; малые интрузивные тела пестрого состава, расположенные вдоль Чарского офиолитового пояса; Уйтасский и Филипповские гранитоидные интрузивы; Тастауская вулканоплутоническая кольцевая базит-гранитоидная структура; Буконьский пояс гранитоидных даек и малых тел, а также приуроченный к нему одноименный интрузив габбро-норитов; Преображенский базит-гранитоидный интрузив и одноименный дайковый пояс; Караоткельский, Турангикульский, Буранский гранитные интрузивы; Актюбинская структура, сложенная преимущественно кислыми вулканитами; дайковый пояс гранит-порфиров горы Керич, интрузив субвулканических гранитов горы Чекельмес и др.

Возрастным эквивалентом тастауской серии в соседней с юго-запада Жарма-Саурской зоне является салдырминская базит-гранитоидная вулканоплутоническая серия (Ермолов и др., 1977). Обе серии различаются лишь составом гранитоидных членов. Базиты формируют занимающие сквозьструктурное положение ареалы, которые нередко пересекают границу между структурно-формационными зонами. В связи с этим для более полной характеристики позднегерцинского магматизма осевой части Зайсанской складчатой области в книге рассмотрены также геология и вещественный состав базитов салдырминской серии, тяготеющих к зоне сочленения Жарма-Саурской и Чарской зон. Здесь выделяются сквозьструктурный Сарджальско-Даубайский прогиб, состоящий из нескольких вулканических ареалов (Майтубинского, Даубайского, Турсумбай-Воронцовского), протяженный Аргимбай-Петропавловский интрузивный пояс (Аргимбайский, Карасуйский, Петропавловский, Коктектинский и другие интрузивы) и рой небольших субвулканических тел (см. рис. 6). Приводятся исчерпывающие данные по Максутскому интрузиву, также расположенному в зоне сочленения Жарма-Саурской и Чарской зон.

Схема формирования магматических пород тастауской серии с учетом особенностей строения смежных ареалов развития базитов и кислых вулканитов имеет следующий вид.

Рис. 6. Схема размещения вулканических центров и интрузивов тастауской и салдырминской вулcano-плутонических серий в структурах Зайсанской складчатой системы. Составлена П.В. Ермоловым.

1 - Чарская, 2 - Жарма-Саурская, 3 - Калба-Нарымская структурно-формационные зоны; 4 - Семейтауская вулканическая структура T_1 ; 5-9 - тастауская (в Чарской зоне) и салдырминская (в Жарма-Саурской зоне) вулcano-плутонические базит-гранитоидные серии: 5 - гранитоиды тастауской вулcano-плутонической ассоциации и преображенского комплекса нерасчлененные, 6 - кислые вулканы и 7-дайковые пояса субвулканических гранит-порфиров тастауской ассоциации, 8 - базиты максутского комплекса и аргимбайской вулcano-плутонической ассоциации нерасчлененные, 9 - вулканы аргимбайской ассоциации (даубайский и тюрешокинский комплексы); 10 - Чарский офиолитовый пояс; 11 - тектонические разрывы; 12 - рыхлые отложения; 13 - интрузивы и вулканические центры тастауской и салдырминской серий (цифры в кружках: 1 - Семипалатинская группа малых гранитоидных интрузивов, 2 - Северный Койтас, 3 - Южный Койтас, 4 - Максутский, 5 - Дельбегетейский, 6 - Бакырчикский, 7 - Уйтасский, 8 - Филипповские и 9 - Акжальский интрузивы, 10 - Воронцовский вулканический центр, 11 - Аргимбайский, 12 - Зосимовский, 13 - Карасуйский, 14 - Комсомольский, 15 - Петропавловский и 16 - Кокпектинский интрузивы, 17 - Даубайский вулканический центр, 18 - Тастауская вулcano-плутоническая структура, 19 - Буконьские интрузивы и одноименный дайковый пояс, 20 - Майтубинский вулканический центр, 21 - Преображенский и 22 - Караоткельский интрузивы, 23 - Актобинский вулканический центр, 24 - Турангиккульский и 25 - Чекельмесский интрузивы, 26 - Керишский дайковый пояс, 27 - Буранский интрузив).



I. Аргимбайская базитовая вулканоплутоническая ассоциация (C_{2-3}^1).

Эффузивно-субвулканическая фация

I. Субщелочные андезиты, андезито-базальты и их туфы с подчиненным количеством трахитов, субвулканические дайки диоритовых порфиритов (даубайский комплекс).

II. Субщелочные андезиты, андезито-базальты, туфы, субвулканические дайки и некки диоритовых и диабазовых порфиритов, реже диабазов (тюрешокинский комплекс).

Гипабиссальная фация

III. Интрузивы субщелочных диабазов и диабазовых порфиритов, жилы и дайки сиенитов (аргимбайский комплекс).

II. Максутский пикрит-базитовый гипабиссально-плутонический комплекс (C_{2-3}^2).

1-я фаза - мелкозернистые оливиновые габбро-диабазы и норит-диабазы;

2-я фаза - среднезернистые и крупнозернистые оливиновые габбро-нориты и габбро с фацией (?) габбро-диоритов;

3-я фаза - мелкозернистые плагиоклазосодержащие порфиридные пикриты, пикритовые порфириты, а также пикрит-диабазы.

III. Тастауская гранитоидная вулканоплутоническая ассоциация (C_3).

Эффузивно-субвулканическая фация (салдырминский комплекс).

Дациты, липариты, дацит-липаритовые пирокластические породы салдырминской свиты. Экструзивные тела, некки, отдельные дайки дацит-порфиров, граносиенит-порфиров, гранит-порфиров и фельзитов. Субвулканические дайковые пояса граносиенит-порфиров, гранит-порфиров, фельзитов, мелкозернистых граносиенитов и гранитов.

Гипабиссальная фация (собственно тастауский комплекс).

1-я фаза - мелко-среднезернистые и меланократовые граносиениты и пересекающие их дайки граносиенит-порфиров;

2-я фаза - среднезернистые, иногда порфиридные лейкограниты и граниты;

3-я фаза - мелкозернистые лейкограниты, жилы пегматитов и аплитов.

4-я фаза - послегранитовые дайки диабазовых порфиритов, граносиенит-порфиров, сиенит-порфиров и гранит-порфиров.

IV. Преображенский (дельбегетейский) монзонит-гранитоидный гипабиссально-плутонический комплекс ($C_3 - P_1$).

1-я фаза - средне-крупнозернистые монзониты;

2-я фаза - средне-крупнозернистые кварцевые сиениты с фацией граносиенитов;

3-я фаза - среднезернистые адамеллиты с фацией граносиенитов;

4-я фаза - мелкозернистые и среднезернистые лейкограниты, жилы аплитов;

5-я фаза - послегранитовые дайки диабазов, диоритовых порфиритов, граносиенит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Характерной чертой тастауской серии является широкое развитие наряду с простыми по строению малыми телами полихронных вулканоплутонических структур и интрузивов, внутри которых тесно переплетены извержен-

ные породы выделенных выше магматических комплексов и ассоциаций. Эта особенность указывает на сближенность во времени процессов формирования всех магматитов серии.

§ 1. Аргимбайская вулкано-плутоническая базитовая ассоциация

Главный объем изверженных пород аргимбайской вулкано-плутонической ассоциации сосредоточен в Сарджальско-Даубайском прогибе; отдельные разрозненные выходы их отмечаются вдоль юго-западного борта Чарского офиолитового пояса (см. рис. 1). Эффузивно-субвулканическая фация представлена даубайским и тюрешокинским комплексами, гипабиссальная фация — аргимбайским.

1. Даубайский и тюрешокинский вулканогенные комплексы

Даубайский комплекс по объему соответствует одноименной свите. Выходы его известны в Даубайской и Майтубинской наложенных мульдах Сарджальско-Даубайского прогиба (горы Сарьжал, Каражал, окрестности пос. Даубай, среднее течение Малой и Большой Букопи, районы между пос. Преображенка и Караоткель), вдоль юго-западного борта Чарского офиолитового пояса (между пос. Батуринка и г. Чарском, северо-восточнее пос. Новотаубинка).

Преобладающими разновидностями являются андезитовые, андезито-базальтовые и трахиандезитовые порфириты, в меньшей мере развиты базальтовые порфириты и трахит-порфиры. Эксплозивные образования составляют около 50% общего объема комплекса. Большое распространение имеют субвулканические штокообразные и дайкообразные тела диоритовых порфиритов.

Общая мощность вулканогенной толщи колеблется от нескольких сотен до 1400 м.

Тюрешокинский комплекс также соответствует одноименной свите. Его вулканические породы развиты в Сарджальско-Даубайском прогибе юго-западнее г. Котел и между пос. Малай и Воронцовка. Наиболее полный разрез комплекса обнажается в 12 км северо-западнее Воронцовки на горе Тюрешоки (рис. 7). Здесь вулканогенная толща подразделяется на три пачки, каждая из которых имеет своеобразный петрографический облик (рис. 8).

Нижняя пачка, мощностью 100–350 м, имеет пологое падение к центру мульды и несогласно залегает на пестроцветной толще (C_{2-3}). Она представлена базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами, которые чередуются с маломощными прослоями вулканических автобрекчий, туфобрекчий и туфов.

Средняя пачка, мощностью 70–200 м, сложена однородными крупнолейстовыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами лейкобазальтоидного состава, залегающими почти горизонтально на подстилающей толще. На границах этой пачки с выше- и нижележащими пачками часто наблюдаются маломощные маркирующие горизонты туфогенных известняков.

Верхняя пачка, мощностью 200–210 м, имеет согласные контакты с нижележащими вулканическими породами. В большей своей части она характеризуется грубым переслаиванием афанитовых или скуднопорфировых андезитов и в различной степени гематитизированных лавобрекчий того же состава.

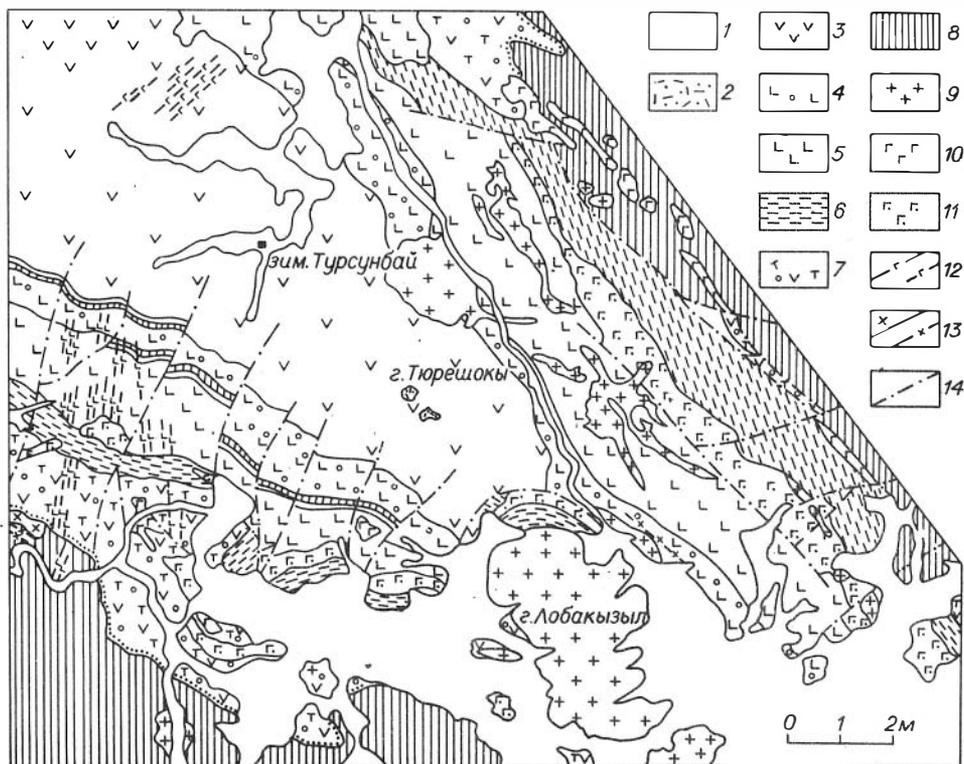


Рис. 7. Схема геологического строения северной части Турсумбайско-Воронцовской мульды (Воронцовский вулканический центр). Составлена А.Г. Владимировым, А.Э. Изохом с использованием материалов В.Ф. Чу-гунова и др.

Стратифицированные образования: 1 - четвертичные; 2 - салдырминской свиты C_3 (туфобрекчии и туфы кислого состава, иногда липариты); 3-5 - тюрешокинской свиты C_{2-3} (3 - верхняя пачка афанитовых и микропорфировых андезитов-базальтов с миндалекаменными андезитовыми и андезитовыми лавами в верхней части, 4 - средняя пачка крупнолейстовых лейкобазальтоидов с редкими прослоями известняков, 5 - нижняя пачка скуднопорфировых и афанитовых базальтов, иногда миндалекаменных); 6,7 - пестроцветной толщи C_{2-3} : 6 - верхняя пачка грубослоистых отложений, представленных туфами, туффитами, пестроцветными полимиктовыми песчаниками и гравелитами с примесью известковистого материала, 7 - нижняя пачка грубообломочных осадочно-вулканогенных отложений с базальтными конгломератами в основании и с прослоями тонколейстовых лейкобазальтоидов; 8 - вулканогенно-осадочные отложения нижнего карбона нерасчлененные. Интрузивные образования: 9 - субвулканические фельзиты, связанные с кислыми вулканитами салдырминской свиты, 10 - габбро-диабазы аргимбайского комплекса C_{2-3} ; 11,12 - субвулканические диориты и диабазы, связанные с вулканитами тюрешокинской свиты C_{2-3} : 11 - микродиориты, 12 - диабазовые и диоритовые порфириты; 13 - диоритовые порфириты и диориты C_1 (?); 14 - разломы.

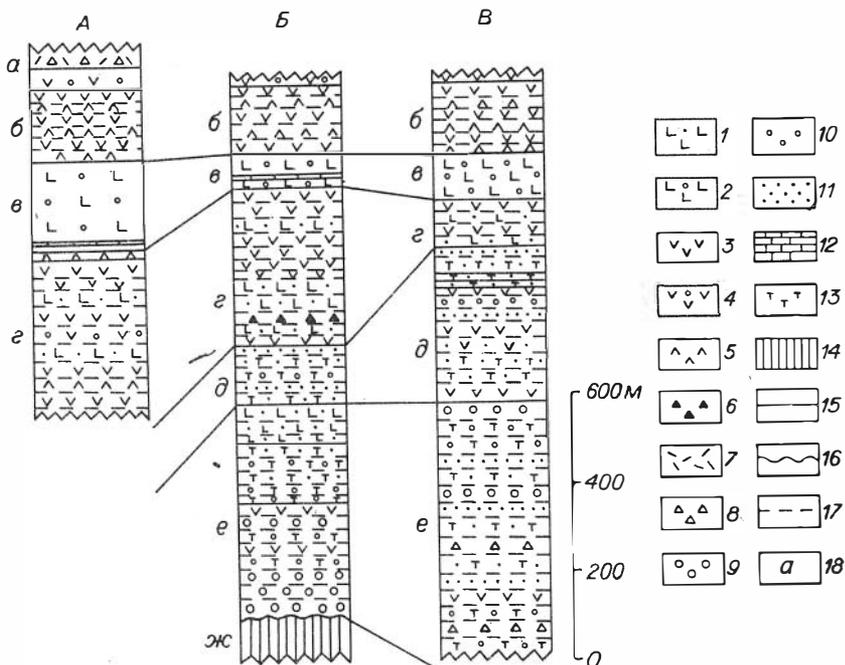


Рис. 8. Стратиграфические колонки по некоторым разрезам северной части Турсумбайско-Воронцовской мульды. А - разрез от г. Тюрешоки на юго-юго-запад, Б - разрез от зим. Турсумбай на юго-запад, В - разрез от зим. Турсумбай на северо-восток. Составлены А.Г. Владимировым.

1-5 - базальтоидные лавы: 1 - тонколейстовые плагиоклаз-пироксеновые порфириды, 2 - крупнолейстовые плагиоклазовые порфириды, 3 - афанитовые и скуднопорфировые лавы, 4 - миндалекаменные лавы, 5 - лавобрекчии; 6 - туфобрекчии и туфы базальтоидные; 7 - кислые лавы; 8 - туфобрекчии и туфы кислые; 9 - конгломераты и конгломерато-брекчии; 10 - гравелиты, гравелито-песчаники; 11 - песчаники, алевролиты-песчаники; 12 - известняки; 13 - туфогенная примесь в осадочных породах; 14 - вулканогенно-осадочная толща S_1 нерасчлененная; 15 - поверхности стратиграфически согласные; 16 - поверхности стратиграфически несогласные; 17 - условная граница переслаивания внутри выделенных толщ; 18 - свиты и пачки: а - салдырминская свита, б - верхняя, в - средняя и г - нижняя пачки тюрешокинской свиты, д - верхняя и е - нижняя пачки пестроцветной толщи, ж - отложения нижнего карбона.

ва. Вверх по разрезу вулканические брекчии и лавы постепенно вытесняются миндалекаменными базальтоидами.

Петрографическая характеристика. Базальты, андезито-базальты и андезиты даубайского комплекса по структурным особенностям и минеральному составу сходны друг с другом. Среди них резко преобладают породы с массивной текстурой и крупнопорфировой структурой, реже отмечаются афирмовые и микропорфировые разности (табл. 1).

По составу вкрапленников порфириды делятся на плагиоклазовые (пре-

Таблица 1

Количественно-минералогическая характеристика базальтоидов даубайского и тюрешокинского комплексов

Свита, пачка	Численность вы- борки	Афировые	Порфировые		
			плаггиоклазовые	плаггиоклаз-клино- пироксеновые	пироксеновые
Даубайская свита					
в целом	26	6(44-9)	15(77-37)	5(38-6)	-
Тюрешокинская сви- та в целом	72	29(52-30)	20(41-18)	11(26-8)	12(27-9)
В том числе:					
нижняя пачка	17	8(72-23)	6(62-14)	2(36-2)	1(30-0)
средняя пачка	20	-	11(77-32)	9(69-23)	-
верхняя пачка	35	21(76-42)	3(22-2)	-	11(49-17)

Примечание. В скобках указаны 95%-ные доверительные оценки доли выборки, удовлетворяющей заданному уклону (Большев, Смирнов, 1965).

обладают) и пироксен-плаггиоклазовые. Для тех и других характерны интерсерральные, пилотакситовые и гиалопилитовые структуры основной массы.

Плаггиоклаз (35-40 ÷ 48-52% An) в порфировых выделениях представлен таблитчатыми удлиненно-призматическими кристаллами и их гломмеросростками.

Клинопироксен образует мелкие, уступающие по размерам плаггиоклазу, призматические и короткопризматические зерна ($N_g = 1,714-1,710$; $N_p = 1,688-1,685$). Клинопироксены из вкрапленников проанализированы на микрозонде (табл. 2). По составу они отвечают субкальциевым диопсидам и субкальциевым диопсид-авгитам, для которых характерна повышенная хромистость. В редких случаях совместно с клинопироксеном, отмечается гиперстен. Кроме пироксенов и плаггиоклазов иногда встречаются мелкие выделения биотита. Из аксессуарных минералов установлены магнетит, апатит, циркон и сульфиды.

Трахит-порфиры даубайского комплекса характеризуются гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены плаггиоклазом, реже клинопироксеном и роговой обманкой. Плаггиоклаз образует таблитчатые слабозональные зерна (28-32% An). Клинопироксен представлен мелкими короткопризматическими зернами ($N_g = 1,712-1,708$). Темно-коричневая роговая обманка образует длиннопризматические кристаллы ($N_g = 1,690$). Эпизодически встречаются мелкие чешуйки биотита.

Вторичные изменения вулканитов даубайского комплекса связаны с процессами зеленокаменного перерождения: цветные минералы и основная масса замещаются хлоритом, эпидотом, карбонатом, соссюритом и серицитом. Почти повсеместно проявлена альбитизация.

Для андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов нижней пачки тюрешокинского комплекса в равной мере характерны порфировые и афировые разности (см. табл. 1). Порфировые разности подразделены на плаггиоклазовые и клинопироксен-плаггиоклазовые. Плаггиоклаз из вкрапленников имеет удлиненно-призматический габитус. Пироксеновые выделения ($N_g = 1,714-1,711$; $N_p = 1,690-1,688$) количественно подчинены плаггиоклазовым и уступают им в размерах. Структуры основной массы существенно интерсерральные, иногда микролитовые. Афировые и микропорфировые лавы сложены лейстами плаггиоклаза, а также клинопироксеном, рудными минералами, биотитом и стеклом. Плаггиоклаз всегда преобладает, что подчеркивает лейкобазальтоидный уклон вулканитов. Структуры основных масс: пилотакситовые, микролитовые и интерсерральные. Вторичные изменения в эффузивах нижней пачки проявлены незначительно.

Средняя пачка представлена исключительно крупнопорфировыми лейкобазальтоидами (см. табл. 1). Во вкрапленниках отмечается плаггиоклаз, иногда совместно с клинопироксеном ($N_g = 1,712-1,710$; $N_p = 1,687-1,685$). В редких случаях клинопироксен сосуществует с бронзитом ($N_g = 1,690$; $N_p = 1,680$; $f = 20\%$). Пироксеновые вкрапленники уступают по количеству плаггиоклазовым, имеют явные признаки оплавления. Порфировые выделения плаггиоклаза представлены идиоморфными слабозональными кристаллами лабрадора (62-42% An). Вторичные изменения проявлены слабо. Структуры тонкой ткани: интерсерральные, гиалопилитовые. В значительной мере вулканиты обогащены хлорит-карбонат-халцедоновыми миндалинами.

В строении верхней пачки участвуют ритмично чередующиеся покровы андезито-базальтовых афировых или скуднопорфировых миндалекаменных лав и лавобрекчий близкого состава. По характеру вкрапленников андезито-базальты относятся к ортопироксеновым, клинопироксеновым и значительно

Таблица 2

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты пироксенов из вулканических пород даубайского комплекса

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
	<u>Вес. %</u>								
SiO ₂	51,75	49,41	51,94	51,43	Al ^{IV}	0,070	0,129	0,043	0,017
TiO ₂	0,63	0,86	0,47	0,27	Al ^{IV}	0,089	0,087	0,041	-
Al ₂ O ₃	3,64	4,91	1,90	0,39	Cr	0,015	0,032	0,007	0,003
Cr ₂ O ₃	0,51	1,10	0,24	0,09	Σ Fe ²⁺	0,261	0,177	0,388	0,913
Σ FeO	8,43	5,67	12,40	28,71	Mn	0,006	0,003	0,016	0,026
MnO	0,18	0,11	0,51	0,81	Mg	0,862	0,832	0,755	1,041
MgO	15,65	14,94	13,53	18,35	Ca	0,752	0,872	0,791	0,062
CaO	19,01	21,77	19,74	1,53	Na	-	-	-	-
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Сумма...	3,985	4,003	3,998	4,026
Сумма...	99,80	98,77	100,73	101,49	f	23,65	17,79	34,86	47,24
	<u>Формульные коэффициенты</u>				Fe	15,67	12,16	21,53	46,27
Si	1,912	1,847	1,944	1,956	Mg	45,04	42,89	38,32	50,71
Ti	0,018	0,024	0,013	0,008	Ca	39,29	44,95	40,15	3,02

Примечание. 1 - клинопироксен (обр. 314/3, андезитовый порфирит); 2 - клинопироксен (обр. 314/2, андезитовый порфирит); 3 - клинопироксен (обр. 314/5, андезитовый порфирит); 4 - ортопироксен (то же). Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A А.И. Кузнецовой (ИГиГ СО АН СССР) по образцам А.Г. Владимирова. Суммарное железо дано в закисной форме.

реже к плагиоклазовым разностям (см. табл. 1). Порфиновые выделения клинопироксенов ($N_g = 1,712 - 1,706$; $N_p = 1,686 - 1,682$) характеризуются короткопризматическим, а ортопироксенов ($N_g = 1,692 - 1,690$; $N_p = 1,682 - 1,680$) – удлиненно-призматическим габитусом. Плагиоклаз (56–30% An) зонален. Для основной массы характерны пилотакситовые структуры, хотя иногда отмечаются и другие типы существенно кристаллических структур (микролитовые, интерсертальные и др.). Вторичные изменения проявлены слабо.

Лавобрекчии имеют атакситовую текстуру, обусловленную сочетанием участков породы с различной окраской и микроструктурой (пузыристой, витрофировой, гиалопилитовой, гиалиновой, микропорфировой, миндалекаменной со стекловатой основной массой, микролитовой и др.). Количественно преобладают участки со стекловатой массой.

Завершается разрез верхней пачки миндалекаменными базальтами и андезито-базальтами. По обилию хлорит-карбонат-халцедоновых миндалинов и пузырей эти эффузивы не имеют себе аналогов в тюрешокинском комплексе. Во вкрапленниках отмечается только плагиоклаз (38–30% An). Структуры тонкой ткани: гиалиновые, гиалопилитовые, гиало-пилотакситовые.

Петрохимическая характеристика. Основывается на 40 силикатных анализах (табл. 3, № 1–40). Статистические данные приведены в табл. 4.

В составе вулканитов выделяются две обособленные породные группы: базальтоидная, слагающая главный объем даубайского и тюрешокинских комплексов, и щелочносалическая, представленная немногочисленными трахитами даубайского комплекса.

Базальтоидная породная группа. Эффузивы даубайского комплекса, отнесенные к базальтоидной группе, являются субщелочными лейкобазальтоидами: $a = 11,87 \pm 1,27$; $b' = 16,78 \pm 2,13$ (здесь и ниже по тексту приведены 95%-ные доверительные интервалы среднего), имеющими натриевое соотношение щелочей. Отметим явное преобладание высокоглиноземистых разностей, для которых характерны низкая титанистость и умеренная магнезистость.

Эффузивы тюрешокинских комплексов также относятся к субщелочным лейкобазальтоидам ($a = 11,33 \pm 0,41$; $b' = 13,79 \pm 1,06$). Соотношение щелочей и содержание титана близки к рассмотренным выше базальтоидам даубайского комплекса (см. табл. 3, 4). Отметим также их умеренножелезистые и высокоглиноземистые составы.

К общим особенностям химизма базальтоидной породной группы относятся ее пониженная меланократовость и повышенная щелочность, причем преобладают субщелочные андезитовые и андезито-базальтовые уклоны, характерна пересыщенность кремнеземом, низкая титанистость и высокая глиноземистость (см. табл. 4).

Щелочносалическая породная группа охарактеризована только четырьмя анализами (см. табл. 3, № 8, 9, 20, 21), что не позволяет провести статистическую оценку петрохимических параметров. Отметим, что все составы относятся к умереннощелочным мелатрахитам ($a = 11,59$; $b' = 15,70$), пересыщенным кремнеземом.

На вариационных кривых, показывающих зависимость содержаний щелочей от кремнезема, наблюдается резкий разрыв при переходе от базальтоидов к трахитам (рис. 9), что подчеркивает существенную обособленность обеих породных групп по составу. Для всех вулканических пород характерно преобладание натрия над калием.

Таблица 3

Химический состав магматических пород аргимбайской базитовой

№	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	2	3	4	5	6	7	8
Даубайский							
1	1397А	53,20	1,54	17,29	4,11	3,52	0,08
2	1401Б	54,48	0,96	15,73	0,91	4,52	0,15
3	1397Б	55,38	1,27	17,44	2,76	4,02	0,08
4	1404А	56,52	0,97	17,45	1,59	4,20	0,08
5	1398	60,22	0,82	16,60	2,26	2,73	0,05
6	1401А	55,72	1,16	17,19	3,07	2,87	0,06
7	1400А	60,48	1,12	18,48	1,75	3,48	0,10
8	1408	63,46	0,87	16,10	2,19	2,51	0,09
9	1407	64,90	0,78	15,83	3,30	1,29	0,06
10	2512/1	46,73	1,25	17,77	3,26	6,21	0,13
11*	2545	48,00	0,80	16,30	1,40	3,91	0,16
12	2151Б	50,14	1,70	16,68	5,47	4,45	0,12
13*	2546	51,50	0,65	18,05	0,89	4,93	0,13
14	2151В	54,22	0,33	19,56	3,62	3,16	0,11
15	2512/2	52,60	1,12	16,26	5,51	3,71	0,12
16	2151А	49,90	1,50	16,21	5,77	4,45	0,15
17*	314/3	53,00	1,32	15,40	5,70	3,91	0,20
18	2512/3	53,11	1,15	19,39	4,97	3,86	0,12
19	2151Г	54,54	0,94	17,47	3,57	4,09	0,10
20	2151Д	64,84	0,52	16,85	1,45	3,08	0,02
21	2512/4	64,94	0,58	15,93	2,86	2,43	0,06
Тюрешокинс							
22*	999	49,00	1,39	19,10	3,97	3,36	0,17
23*	961	50,50	1,42	18,50	3,99	3,54	0,14
24*	996	54,00	1,44	19,30	2,06	4,02	0,14
25*	964	48,50	1,48	21,50	3,79	2,90	0,17
26*	1026	50,00	1,50	18,65	3,58	2,96	0,17
27*	1034	52,00	1,30	19,05	3,68	2,99	0,12
28*	986	52,50	1,50	18,60	4,36	3,28	0,15
29*	668	53,94	1,26	15,37	3,88	3,85	0,14
30*	1032	54,50	1,06	18,50	2,88	3,22	0,13

вулcano-плутонической ассоциации

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
9	10	11	12	13	14	15	16

комплекс

5,65	4,94	3,45	1,15	0,19	3,71	0,40	99,23
3,72	6,10	4,63	1,29	0,18	6,32	0,27	99,26
5,26	3,81	5,28	0,14	0,17	3,75	0,30	99,66
3,24	4,82	3,18	1,82	0,15	4,91	0,27	99,20
2,99	4,43	3,23	1,05	0,32	4,64	0,16	99,50
3,97	5,05	3,02	1,87	0,18	5,22	0,29	99,67
3,64	1,51	6,36	0,57	0,24	2,08	0,22	100,03
1,98	2,24	5,06	3,45	0,22	1,70	0,23	100,10
1,70	2,41	5,60	2,01	0,17	1,77	0,23	100,05
5,14	7,59	2,30	1,68	0,23	6,79	0,28	99,36
4,60	10,95	5,90	0,44	-	7,24	0,39	100,09
4,89	5,67	6,24	0,53	0,41	4,05	0,49	100,84
6,00	3,52	5,82	0,78	-	7,16	0,26	99,69
3,74	2,95	6,78	1,77	0,50	2,00	0,70	99,44
3,46	8,96	3,43	0,73	0,12	3,33	0,22	99,57
5,54	7,94	3,23	1,63	0,43	2,79	0,58	100,12
6,05	8,70	3,88	0,80	-	0,82	0,25	100,03
2,41	6,02	3,89	2,42	0,16	1,86	0,44	99,80
4,40	6,58	3,55	2,06	0,30	1,54	0,49	99,63
1,46	3,17	4,04	2,73	0,55	0,97	0,43	100,11
1,26	1,98	4,40	2,96	0,20	1,74	0,20	99,54

кий комплекс

3,60	7,30	3,89	1,20	0,12	7,10	He обн.	100,20
2,85	8,30	4,00	2,00	0,16	4,06	"	99,46
3,20	6,70	3,78	0,50	0,26	4,32	"	99,72
1,52	9,69	3,44	0,88	0,16	6,34	"	100,30
2,35	9,60	3,56	2,46	0,16	5,16	"	100,15
2,35	8,70	3,56	1,73	0,10	4,48	"	100,06
2,77	8,40	4,13	1,73	0,10	2,58	"	100,10
3,83	7,40	3,90	2,09	-	3,94	0,64	100,24
2,42	7,35	3,56	1,53	0,10	4,98	He обн.	100,23

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8
31*	1051	54,50	1,28	18,30	3,84	2,76	0,17
32*	987	55,00	1,10	18,90	3,38	3,05	0,12
33*	1025	56,50	1,36	18,10	3,07	3,59	0,15
34*	970	48,00	1,64	21,70	4,15	3,74	0,17
35*	972	52,00	1,30	18,50	3,49	3,48	0,15
36*	662	55,99	1,06	16,02	6,02	2,02	0,16
37*	1045	57,00	1,20	18,65	3,09	3,48	0,16
38*	1011	57,50	1,06	17,70	5,24	1,18	0,14
39	270/1	58,14	1,02	16,84	4,29	2,15	0,09
40	271/1	58,34	1,19	18,65	5,84	2,44	0,08
Аргимбайский							
41	546	51,78	1,51	16,47	2,94	5,28	0,16
42	530	52,36	1,49	16,65	3,57	5,08	0,16
43	5014	52,57	1,37	17,05	3,60	5,30	0,14
44	545	52,63	1,76	17,02	3,90	5,22	0,16
45	476/3	52,90	1,62	16,32	3,68	4,83	0,14
46	712/2	53,43	1,61	16,96	3,90	4,75	0,14
47	724	54,36	1,95	17,80	2,74	5,46	0,25
48	541	54,36	1,64	16,39	4,16	4,74	0,15
49	715	54,40	2,05	17,80	2,82	6,35	0,22
50	506	54,62	1,56	16,43	3,69	4,80	0,18
51	718	54,79	1,68	16,81	4,19	4,39	0,15
52	517	54,83	1,64	16,14	3,37	5,24	0,14
53	497	54,84	1,72	15,78	3,55	5,44	0,14
54	708	54,86	1,88	16,85	3,15	5,53	0,24
55	727	55,00	1,70	16,32	3,45	5,11	0,16
56	487 ^a	55,33	1,70	15,72	3,94	4,81	0,15
57	726	55,92	1,68	16,09	3,33	5,15	0,16
58	493	53,61	1,28	17,90	3,29	5,16	0,13
59	615	54,48	1,56	16,98	3,52	5,03	0,13
60	622	54,98	1,54	16,74	4,37	3,92	0,13
61	547	57,12	1,31	16,64	4,23	3,27	0,11
62	502	60,72	1,08	16,12	2,02	3,58	0,08
63	480	61,03	1,08	15,85	2,05	3,95	0,17
64	581/1	47,25	1,75	16,99	4,99	4,80	0,14
65	5024	52,34	1,62	17,26	2,91	5,89	0,16
66	5025	52,84	1,50	17,23	3,45	5,44	0,16
67	5022	57,84	1,31	16,96	3,24	3,12	0,09
68	5621	63,92	0,60	16,80	1,99	2,03	0,08
69	212	47,53	1,51	16,17	4,43	5,86	0,13
70	648/1	47,90	1,70	17,03	4,65	5,17	0,18
71	647/1	48,85	2,20	15,80	4,59	6,38	0,17
72	648/5	48,92	1,76	16,59	4,50	5,20	0,15

9	10	11	12	13	14	15	16
2,40	7,25	3,33	1,80	0,28	4,20	He обн.	100,11
3,67	5,10	3,78	1,60	0,32	4,50	"	100,52
2,00	7,40	3,78	1,47	0,10	2,54	"	100,06
2,70	8,65	3,22	0,88	0,36	5,42	"	100,63
2,45	8,10	3,44	1,53	0,30	5,00	"	99,74
2,93	7,17	4,11	2,05	-	2,29	0,57	100,39
1,85	6,70	3,67	2,54	0,14	1,62	He обн.	100,10
1,25	6,37	3,67	2,15	0,30	3,94	"	100,50
2,50	6,83	3,23	1,87	-	2,06	0,32	99,34
1,45	4,37	3,39	1,89	-	4,06	0,57	99,27

комплекс

4,52	6,70	4,88	1,20	-	4,06	0,63	100,13
4,13	7,26	4,62	1,45	-	2,25	0,64	99,66
3,74	6,18	4,20	1,71	-	3,89	0,25	100,00
4,03	6,85	4,73	1,55	-	1,40	0,69	99,94
4,34	6,29	4,73	1,65	-	2,98	0,66	100,14
4,03	7,08	4,24	1,31	-	1,68	0,60	99,73
4,50	4,40	5,17	1,92	-	1,37	0,41	100,33
3,62	6,00	4,72	1,89	-	1,94	0,68	100,29
4,65	4,60	4,31	1,73	-	1,13	0,41	100,47
3,12	6,56	4,71	1,89	-	1,71	0,67	99,94
3,22	6,67	4,64	1,88	-	1,36	0,63	100,41
3,42	6,14	4,88	1,89	-	1,23	0,60	99,52
3,21	6,57	5,01	1,85	-	1,45	0,52	100,08
5,25	5,30	4,20	1,97	-	0,76	0,36	100,35
3,42	6,06	5,14	2,08	-	0,86	0,65	99,95
3,22	5,73	4,72	2,09	-	1,45	0,69	99,55
3,38	6,24	4,64	2,08	-	0,92	0,46	100,05
3,82	7,53	4,61	1,44	-	0,64	0,13	99,54
3,32	7,27	4,72	1,55	-	0,66	0,61	99,83
3,52	6,85	4,72	1,79	-	0,47	0,63	99,66
2,93	5,75	5,05	1,45	-	1,08	0,63	99,57
1,46	2,86	6,78	2,04	-	2,43	0,55	99,72
1,35	3,28	6,30	2,16	-	2,16	0,56	99,94
6,09	8,32	4,37	1,40	-	2,92	0,68	99,70
4,07	7,08	3,95	1,28	-	2,85	0,34	99,75
3,98	5,51	4,22	1,73	-	2,94	0,24	99,24
3,37	2,83	5,61	2,00	-	3,16	0,17	99,70
2,14	1,65	6,12	2,17	-	2,11	0,13	99,74
6,95	7,84	3,20	1,20	-	4,25	0,46	99,53
7,75	9,08	2,97	0,86	-	2,93	0,24	100,46
5,23	7,67	4,71	1,35	-	2,05	0,53	99,53
4,82	7,68	4,72	1,75	-	2,75	0,75	99,53

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8
73	648/2	49,92	1,82	16,56	4,02	5,54	0,14
74	33	51,46	2,55	13,47	4,50	7,29	0,18
75	648/7	48,81	1,76	15,97	3,85	6,33	0,17
76	648/6	49,08	2,36	15,24	4,43	5,85	0,15
77	35	51,60	1,75	15,78	2,53	6,15	0,12
78	34	54,35	2,00	15,43	3,00	6,29	0,11
79	648/8	57,78	1,57	16,46	3,32	3,05	0,12
80	650/2	58,97	0,95	14,85	2,21	3,35	0,12
81	648/16	61,26	0,56	16,18	1,43	2,31	0,11
82	648/17	63,49	0,48	16,26	0,84	1,69	0,08
83	648/15	63,72	0,63	16,52	1,60	2,16	0,08
84	85	49,34	1,31	17,09	3,83	5,79	0,12
85	682	49,42	1,30	19,69	2,65	4,25	0,20
86	686	50,50	1,78	19,20	1,79	5,46	0,23
87	6576	63,68	0,55	14,75	1,12	1,72	0,02
88	6557	63,85	0,30	17,44	1,45	1,40	0,04
89	6560	66,26	0,55	14,55	2,31	1,51	0,03
90	684/1	66,54	0,50	16,55	0,95	2,62	0,07
91	6559	67,44	0,50	15,33	0,95	1,51	0,01
92	683/2	68,66	0,47	15,90	1,29	1,43	0,05
93	6578	69,18	0,46	15,19	0,94	1,24	0,03
94	81	49,95	1,68	16,53	4,54	5,03	0,16
95	79	50,80	1,70	17,26	2,95	6,35	0,16
96	75	51,93	1,70	15,39	0,08	8,62	0,08
97	77	52,74	2,10	16,84	3,10	6,34	0,16
98	78	55,02	2,25	14,46	4,14	5,17	0,16
99	80	56,31	1,27	16,81	3,18	3,88	0,14
100	76	59,20	1,40	16,39	2,63	3,16	0,12
101	74	62,26	0,98	16,88	1,27	3,02	0,16
102	72	48,12	1,82	17,48	3,51	5,31	0,04
103	83	51,42	1,34	16,61	3,45	4,79	0,12
104	693	51,78	1,62	16,75	1,80	5,67	0,20
105	70	52,31	1,90	17,05	3,99	5,08	0,17
106	73	53,00	1,25	17,05	3,67	3,88	0,16
107	82	54,36	1,68	17,21	4,38	3,88	0,14
108	71	57,07	1,44	17,90	1,81	4,29	0,14
109	84	58,77	1,22	17,76	2,22	3,57	0,07
110	867	48,65	1,72	15,84	4,80	4,76	0,09
111	817	49,82	1,62	17,20	2,06	5,17	0,22
112	869	49,84	1,60	17,30	1,70	5,67	0,21
113	820	51,53	1,45	15,91	3,79	4,88	0,16
114	827	67,62	0,41	15,00	1,39	1,18	0,05
115	835	68,44	0,39	15,61	1,48	1,11	0,04

9	10	11	12	13	14	15	16
4,33	8,25	4,88	1,51	-	2,68	0,71	100,36
3,42	8,28	4,81	0,91	-	2,00	0,66	99,53
4,48	7,75	5,02	1,31	-	3,26	0,82	99,53
3,53	7,75	5,37	1,74	-	2,99	1,06	99,55
4,49	7,45	4,95	1,41	-	2,50	0,77	99,50
2,78	5,77	6,03	0,75	-	2,06	0,94	99,51
1,41	6,29	8,27	0,24	-	1,05	0,16	99,72
1,60	5,74	9,27	0,28	-	2,74	0,15	100,23
0,60	4,61	8,02	2,81	-	1,63	0,10	99,62
0,60	3,77	10,84	0,24	-	1,97	0,09	100,35
0,40	3,63	8,49	2,33	-	0,80	0,14	100,50
4,74,	7,86	4,65	1,25	-	2,63	0,63	99,24
3,73	8,67	5,31	1,10	-	3,16	0,58	100,06
6,00	6,35	5,60	0,67	-	2,80	0,48	100,86
1,20	5,02	10,68	0,10	-	0,58	0,09	99,51
1,33	3,21	10,21	0,21	-	0,01	0,07	100,12
0,35	2,79	6,60	4,18	-	1,14	0,14	100,41
1,15	1,35	7,33	3,26	-	0,16	0,07	100,55
0,54	2,23	8,10	1,92	-	0,83	0,28	99,64
0,55	1,88	8,93	0,26	-	0,36	0,09	99,87
0,31	2,30	10,20	0,10	-	0,42	0,07	100,44
5,45	7,20	4,85	0,88	-	3,69	0,38	100,34
4,70	6,03	5,40	0,98	-	2,79	0,36	99,48
5,35	7,01	4,00	1,32	-	3,09	0,67	99,24
3,33	5,20	5,05	2,78	-	2,16	0,65	100,45
3,10	5,60	5,18	2,32	-	1,68	0,63	99,71
3,84	4,35	5,60	1,75	-	2,97	0,43	100,53
1,01	3,50	5,68	3,10	-	3,71	0,35	100,25
1,11	2,52	7,40	3,00	-	0,10	0,48	99,18
5,66	9,53	4,02	1,20	-	3,11	0,35	100,15
4,86	7,01	5,15	1,27	-	2,77	0,74	99,53
6,00	5,70	5,82	1,63	-	2,62	0,31	99,90
3,19	5,86	5,37	2,25	-	1,96	9,75	99,88
5,86	4,20	5,60	1,08	-	4,45	0,21	100,41
2,32	5,47	4,98	2,82	-	1,57	0,82	99,63
2,27	3,86	6,20	2,90	-	2,05	0,49	100,42
1,85	3,72	5,95	2,95	-	1,08	0,28	99,44
5,32	9,24	4,33	1,30	-	3,35	0,41	99,81
6,90	7,85	4,15	1,20	-	3,01	0,27	99,47
6,40	7,30	5,07	1,30	-	3,61	0,33	100,33
5,64	7,93	4,12	1,50	-	2,56	0,70	100,17
0,93	3,40	5,17	3,12	-	1,29	0,07	99,13
0,62	2,30	6,42	3,20	-	0,82	0,08	100,51

Примечание. 1-9 - горы Сарыжал: 1 - плагиоклаз-порфировый андезито-базальт; 2-4 - плагиоклаз-клинопироксен-порфировый андезит; 5 - плагиоклаз-порфировый андезито-дацит; 6 - афировый андезит; 7 - афировый трахиандезито-дацит; 8 - трахит; 9 - трахит-порфир; 10-21 - горы Каражал: 10 - миндалекаменный базальт; 11 - афировый базальт; 12,13 - афировый андезито-базальт; 14 - микропорфировый андезит; 15 - андезитовая лавобрекчия; 16-18 - плагиоклаз-порфировый андезито-базальт; 19 - скуднопорфировый клинопироксен-плагиоклазовый андезит; 20 - трахит; 21 - трахит-порфир. Турсумбайско-Воронцовская мульда: нижняя пачка: 22 - слабоминдалекаменный андезито-базальт; 23 - афировый андезито-базальт; 24 - слабоминдалекаменный плагиоклазпорфировый андезит; средняя пачка: 25 - плагиоклаз-порфировый базальт; 26 - крупнолейстовый плагиоклаз-порфировый базальт; 27 - миндалекаменный плагиоклаз-порфировый андезито-базальт; 28,29 - порфировый пироксен-плагиоклазовый андезито-базальт; 30-31 - миндалекаменный плагиоклаз-порфировый андезито-базальт; 32 - плагиоклаз-порфировый андезит; 33 - миндалекаменный плагиоклаз-порфировый андезит; верхняя пачка: 34,35 - афировый андезито-базальт; 36-38 - афировый андезит; 39,40 - андезит. Аргимбайский интрузив: 41,42 - кварцсодержащий клинопироксен-плагиоклазовый диабаз; 43 - кварцсодержащий диабаз; 44-57 - диабаз; 58-61 - клинопироксен-плагиоклазовый диабазовый порфирит; 62,63 - альбитизированный диабазовый порфирит. Группа Подхозных интрузивов: 64 - клинопироксен-плагиоклазовый диабаз; 65,66 - кварцевый диабаз; 67 - альбитизированный диабазовый порфирит; 68 - альбитит. Зосимовские интрузивы: 69 - клинопироксеновый диабазовый порфирит; 70-73 - оливинсодержащий такситовый диабаз; 74 - то же; 75-79 - пегматоидный габбро-эссексит; 80-83 - сиенит. Карасуйский интрузив: 84-86 - кварцсодержащий клинопироксен-плагиоклазовый диабаз; 87-93 - сиенит. Группа Комсомольских интрузивов: 94-99 - кварцсодержащий клинопироксен-плагиоклазовый диабаз; 100 - пегматоидный габбро-эссексит; 101 - сиенит. Группа Петропавловских интрузивов: 102 - диабазовый порфирит; 103, 104 - роговообманково-клинопироксеновый диабаз; 105-107 - кварцсодержащий роговообманково-клинопироксеновый диабаз; 108, 109 - альбитизированный диабазовый порфирит; 110-113 - роговообманково-клинопироксеновый габбро-диабаз; 114,115 - сиенит.

Образцы 1-9, 12; 14, 16, 19, 20 - колл. Н.В. Полянского; 10, 15, 18, 21, 39, 40, 84 - колл. П.В. Ермолова; 11, 13, 17, 22-38, 41, 42, 44-64, 70-73, 75, 76, 79-83, 85-93, 104, 110-115 - колл. А.Г. Владимирова; 43, 65-68 - колл. В.Ф. Чугунова; 69, 74, 77, 78 - колл. Б.А. Дьячкова; 94-103, 105-109 - колл. А.Е. Ермоленко.

Отмеченные звездочкой анализы выполнены квантометрическим методом, остальные - химико-аналитическим. В тех анализах, где не указаны содержания H_2O^- , они включены в потери при прокаливании.

2. Аргимбайский сиенит-диабазовый комплекс

Магматические породы аргимбайского комплекса главным образом сконцентрированы в одноименном интрузивном поясе (Ермолов и др., 1973, 1977; Владимиров и др., 1979б).

Аргимбайский интрузивный пояс приурочен к северо-восточному борту

Таблица 4

Средний химический состав (вес.%) и петрохимические характеристики главных породных групп, участвующих в составе аргимбайской вулканоплутонической ассоциации

N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	<u>56,05</u> 3,76	<u>1,14</u> 0,35	<u>18,07</u> 1,22	<u>3,46</u> 1,74	<u>4,20</u> 0,91	<u>7,32</u> 1,73	<u>0,12</u> 0,04	<u>4,61</u> 1,16	<u>6,14</u> 2,55	<u>4,57</u> 1,47	<u>1,28</u> 0,68	<u>0,37</u> 0,15
2	<u>55,91</u> 2,94	<u>1,35</u> 0,20	<u>19,19</u> 1,87	<u>4,10</u> 1,00	<u>3,19</u> 0,75	<u>6,88</u> 0,65	<u>0,15</u> 0,03	<u>2,64</u> 0,77	<u>7,77</u> 1,44	<u>3,82</u> 0,28	<u>1,75</u> 0,54	<u>0,13</u> 0,23
3	<u>55,98</u> 3,30	<u>1,25</u> 0,29	<u>18,66</u> 1,67	<u>3,80</u> 1,41	<u>3,67</u> 0,96	<u>7,09</u> 1,28	<u>0,14</u> 0,04	<u>3,57</u> 1,38	<u>7,00</u> 2,17	<u>4,17</u> 1,08	<u>1,53</u> 0,65	<u>0,24</u> 0,23
4	<u>65,77</u> 0,82	<u>0,70</u> 0,17	<u>16,49</u> 0,42	<u>2,50</u> 0,83	<u>2,37</u> 0,76	<u>4,62</u> 0,35	<u>0,06</u> 0,03	<u>1,63</u> 0,31	<u>2,50</u> 0,51	<u>4,87</u> 0,71	<u>2,84</u> 0,61	<u>0,28</u> 0,11
5	<u>53,57</u> 2,26	<u>1,71</u> 0,26	<u>17,14</u> 1,01	<u>3,61</u> 0,95	<u>5,36</u> 0,92	<u>8,61</u> 0,94	<u>0,16</u> 0,04	<u>4,57</u> 1,28	<u>6,91</u> 1,33	<u>4,82</u> 0,57	<u>1,61</u> 0,46	<u>0,54</u> 0,18
6	<u>65,69</u> 2,82	<u>0,56</u> 0,20	<u>15,93</u> 0,86	<u>1,39</u> 0,45	<u>1,89</u> 0,72	<u>3,14</u> 0,92	<u>0,06</u> 0,04	<u>0,81</u> 0,41	<u>3,23</u> 1,30	<u>8,48</u> 1,75	<u>1,80</u> 1,52	<u>0,14</u> 0,11

Окончание табл. 4

N	a	c	b(b')	f'	m'	n	ψ	t	Q	d	F
1	$\frac{11,87}{2,70}$	$\frac{5,57}{1,71}$	$\frac{16,78}{4,54}$	$\frac{39,92}{8,94}$	$\frac{43,34}{7,17}$	$\frac{83,19}{10,00}$	$\frac{16,64}{8,02}$	$\frac{1,52}{0,51}$	$\frac{-0,12}{9,75}$	$\frac{0,49}{0,11}$	$\frac{47,28}{7,26}$
2	$\frac{11,33}{0,91}$	$\frac{7,61}{1,87}$	$\frac{13,79}{2,36}$	$\frac{50,74}{8,57}$	$\frac{32,91}{6,62}$	$\frac{77,17}{5,92}$	$\frac{26,84}{8,98}$	$\frac{1,80}{0,34}$	$\frac{3,92}{6,48}$	$\frac{0,43}{0,07}$	$\frac{60,04}{7,08}$
3	$\frac{11,59}{1,96}$	$\frac{6,65}{2,05}$	$\frac{15,20}{3,82}$	$\frac{45,63}{10,21}$	$\frac{37,84}{8,60}$	$\frac{80,01}{8,54}$	$\frac{22,02}{9,88}$	$\frac{1,67}{0,44}$	$\frac{2,01}{8,32}$	$\frac{0,46}{0,09}$	$\frac{54,02}{9,57}$
4	$\frac{14,60}{1,46}$	$\frac{2,99}{0,63}$	$\frac{7,09}{0,46}$	$\frac{53,36}{4,57}$	$\frac{33,82}{9,94}$	$\frac{72,11}{5,85}$	$\frac{26,08}{10,53}$	$\frac{0,80}{0,20}$	$\frac{16,13}{3,49}$	$\frac{0,67}{0,08}$	$\frac{61,53}{5,73}$
5	$\frac{12,97}{1,50}$	$\frac{5,01}{1,05}$	$\frac{19,52}{3,01}$	$\frac{43,33}{5,30}$	$\frac{39,37}{7,27}$	$\frac{82,10}{4,06}$	$\frac{16,14}{4,47}$	$\frac{2,35}{0,38}$	$\frac{-6,00}{4,67}$	$\frac{0,57}{0,08}$	$\frac{52,11}{6,92}$
6	$\frac{19,70}{1,58}$	$\frac{-0,24}{1,35}$	$\frac{7,10}{2,60}$	$\frac{40,83}{7,96}$	$\frac{18,74}{6,81}$	$\frac{87,03}{11,31}$	$\frac{11,97}{7,85}$	$\frac{0,64}{0,25}$	$\frac{3,91}{8,24}$	$\frac{1,00}{0,10}$	$\frac{69,38}{9,66}$

Примечание. 1 - субшелочные лейкобазальтоиды даубайского комплекса (17 ан.); 2 - субшелочные лейкобазальтоиды тюрешокинского комплекса (19 ан.); 3 - субшелочные лейкобазальтоиды вышеперечисленных комплексов объединенные (35 ан.); 4 - трахиты даубайского комплекса (4 ан.); 5 - базиты аргимбайского комплекса (49 ан.); 6 - сивиты аргимбайского комплекса (14 ан.). В числителе - среднее арифметическое, в знаменателе - средне-квадратичное отклонение.

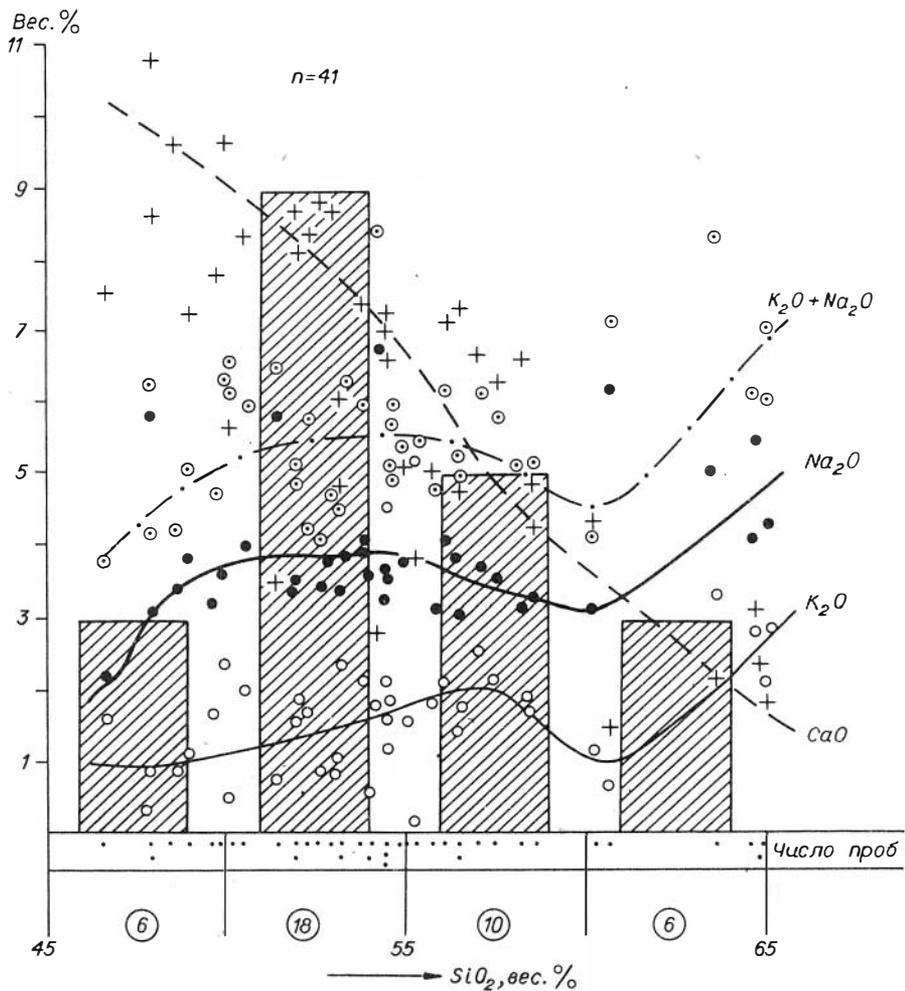


Рис. 9. Вариационная диаграмма вулканических пород даубайского и тюрешикинского комплексов.

Цифры в кружках – число анализов, приходящихся на 5%-ный интервал кремнекислотности.

Турсумбайско–Воронцовской мульды и имеет северо–западное простирание (рис. 10, см. вклейку). В его структуре выделены Аргимбайский, Зосимовский и Петропавловский ареалы (см. рис. 6).

Аргимбайский ареал объединяет интрузивы, расположенные в северо–западной части пояса: группы Подхозных и Шокжалских тел, собственно Аргимбайский массив, явившийся прототипом при выделении комплекса.

Аргимбайский массив имеет в плане клинообразную форму с общей площадью около 60 км² (см. рис. 10). Вмещающие породы представлены терригенными отложениями аркалыкской (C₁V₂), буконьской (C₂) и вулканосадочными отложениями терсайрыкской (C₁t₂ – v₁) свиты. В северо-

ро-западном направлении он расщепляется на систему субпараллельных пластин. Северо-восточный контакт массива имеет согласное залегание со вмещающими породами и пологое падение на северо-восток; юго-западный контакт сохраняет северо-восточное падение, но становится более крутым. Массив сопровождается ореолом диабазовых даек.

Ядерная часть интрузива сложена среднезернистыми диабазами, периферическая – диабазовыми порфиритами. Контакт между ними нерезкий. Небольшую распространенность имеют пегматоидные габбро-эссекситы, формирующие шпирь площадью до 10–15 м² и имеющие постепенные переходы с вмещающими диабазами. Чрезвычайно редко отмечаются маломощные (2–5 см) прожилки сиенитов.

Внутреннее строение массива осложнено более поздними процессами автометасоматической (?) альбитизации, проявившейся главным образом по периферической зоне. С альбитизированными диабазами и альбититами обычно пространственно совмещены пегматоидные габбро-эссекситы.

Зосимовский ареал расположен в средней наиболее узкой части Аргимбайского пояса (см. рис. 10). Здесь среди алевролитопесчанистых отложений среднего-верхнего карбона залегают мощные (15–40 м) крутопадающие дайки, сложенные следующими породами: 1-я фаза – диабазы, диабазовые порфириты; 2-я фаза – пегматоидные габбро-эссекситы и 3-я фаза – сиениты. Пегматоидные габбро-эссекситы формируют интрузивные жилы и шпировидные тела, имеющие постепенные переходы с диабазами. В некоторых дайках их объем достигает 30–50% общего объема. Сиениты образуют жилы мощностью 5–10 см. Они являются самыми молодыми и пересекают как габбро-эссекситы, так и диабазы.

Петропавловский ареал включает массивы, расположенные в юго-восточной части пояса: Придорожный, Карасуйский, Коклектинский, а также группы Комсомольских и Петропавловских тел (см. рис. 10). Все массивы, за исключением Комсомольских тел, имеют сложное строение и сформированы базитами двух комплексов: аргимбайского и максутского.

Карасуйский интрузив (см. рис. 13,в) находится среди песчанико-сланцевых отложений нижней толщи майтубинской свиты. В его южном экзоконтакте осадочные слои падают на юг под углом 55–60°, в восточном образуют небольшую синклиналию складку. На севере массив обрезан широтным разломом, по которому базиты и вмещающие их верхнепалеозойские отложения граничат с нижнекаменноугольными вулканитами терсайрыкской свиты. В южном направлении он выклинивается. Падение массива пологое на север. Большая его часть сформирована диабазами, пегматоидными габбро-эссекситами и сиенитами аргимбайского комплекса. Пикрит-диабазы максутского комплекса известны только в западной части массива. Неудовлетворительная обнаженность не позволяет выяснить характер их взаимоотношения с породами аргимбайского комплекса. Для массива характерно широкое развитие сиенитов, которые составляют приблизительно 10–15% его общей площади. Они слагают прожилки, жилы и дайки, пересекающие диабазовые и габбро-эссекситовые породы. Последние, кроме пегматоидных шпиров, образуют также эндоконтактовые оторочки вокруг сиенитовых жил и даек.

Группа Петропавловских массивов включает дайкообразные тела, согласно залегающие среди карбонатно-черносланцевых пород аркалыкской свиты. Кроме базитов аргимбайского комплекса, здесь выявлено два линейных тела пикрит-диабазов и пикритовых порфиритов максутского комплекса. Геологическими наблюдениями установлено, что пикритовиды являются более мо-

лодыми по отношению к базитам аргимбайского комплекса. Опорное обнажение, на котором была зафиксирована апофиза пикритовых порфиритов, пересекающая дайку габбро-диабазов аргимбайского комплекса, расположено в 1-1,5 км западнее пос. Петропавловка (см. рис. 13,г).

Кокпектинский массив расположен на левом берегу р. Кокпекты. Вмещающими отложениями являются углистые алевролиты и песчаники аркалыкской свиты, падающие моноклиально на северо-восток под углом $30-40^{\circ}$. Массив представляет собой силл мощностью около 300-400 м, приуроченный к контакту песчаников и углистых алевролитов (см. рис. 10,13,б).

Массив образован породами аргимбайского и максутского комплексов. Первые слагают подошву и кровлю массива, причем их мощность в основании не превышает 10-20 м, а в кровле достигает 150-200 м. Вторые слагают два самостоятельных тела, расположенных в центральной части силла. Аргимбайский комплекс представлен здесь диабазами, шширами пегматоидных габбро-эссекситов и жилами сиенитов; максутский комплекс - пикрит-диабазами. Взаимоотношение обоих комплексов в этом массиве выяснить не удалось из-за плохой обнаженности контактов.

Кроме рассмотренных массивов, габброиды аргимбайского комплекса присутствуют, вероятно, в Тастауском и Преображенском массивах (см. ниже), но там они вследствие наложенных процессов гранитизации диагностируются не всегда уверенно.

В целом формирование аргимбайского комплекса происходило в две интрузивные фазы: раннюю (диабазы, диабазовые порфириты) и позднюю (жилы сиенитов). Особое положение занимают пегматоидные габбро-эссекситы, которые имеют с предшествующими базитами как постепенные, так и резкие контакты. По отношению к сиенитам они всегда являются более ранними образованиями.

Петрографическая и минералогическая характеристика. Базитовая группа пород составляет более 95% объема комплекса. Состав ее довольно однообразен.

В Аргимбайском ареале проявлены клинопироксен-плаггиоклазовые диабазовые порфириты и диабазы. Первые сложены микродолеритовой основной массой, вкрапленниками плаггиоклаза (5-8%) и клинопироксена (1-2%). Плаггиоклаз представлен: идиоморфными фенокристаллами с прямой зональностью (58-44% An), пойкилобластическими кристаллами (33-28% An), для которых характерны неясные очертания, большое количество включений клинопироксена и рудного, и лейстами андезин-олигоклаза (33-12% An) в основной массе. Клиннопироксен образует как фенокристаллы ($N_g = 1,708$; $N_p = 1,682$), так и мелкие зерна основной массы. Первично-магматического амфибола нет, зато широко проявлена вторичная зеленая роговая обманка ($N_g = 1,680$; $N_p = 1,660$). Биотит представлен единичными пластинками в основной массе. Рудные минералы рассеяны в виде тонкой вкрапленности. Калишпат и кварц обычно выполняют интерстиции между другими породообразующими минералами.

Диабазы - серо-зеленые равномернозернистые породы, сложенные плаггиоклазом (60-70%), клинопироксеном (15-20%), биотитом (2-3%), рудными минералами (3-5%), калишпатом (5-8%), кварцем (3-5%) и апатитом (2-3%). Микроструктура диабазовая, иногда пойкилоофитовая. Плаггиоклаз зонален: ядро - 52-34% An, каймы - 28-12% An. Клиннопироксен ($N_g = 1,713-1,708$; $N_p = 1,688-1,681$) повсеместно замещен вторичным зеленым амфиболом ($N_g = 1,680$; $N_p = 1,660$). Первично-магматическая роговая обманка отмечена только в одном образце ($N_g = 1,659$; $N_p =$

=1,638). Биотит соответствует лепидомелану ($N_g = 1,655 - 1,645$). Рудные минералы и кварц в виде ксеноморфных выделений рассеяны по всему объему породы. Калишпат образует каймы вокруг плагиоклаза и отдельные кристаллы, субидiomорфные по отношению к кварцу. Отметим также интенсивную калишпатизацию периферических зон плагиоклаза.

Для Зосимовского ареала характерны клинопироксеновые диабазовые порфириды и такситовые оливинсодержащие диабазы. В диабазовых порфиридах вкрапленники представлены мелкими идиоморфными кристаллами клинопироксена (5-10%; $N_g = 1,713 - 1,707$; $N_p = 1,687 - 1,684$), погруженными в основную массу следующего состава: плагиоклаз (50-60%; 32-18% An), клинопироксен (35-40%), рудные минералы (до 5%) и биотит (1-2%).

Оливинсодержащие диабазы имеют офитотакситовую текстуру, которая определяется неравномерным чередованием участков породы с диабазовой, пойкилоофитовой или пойкилоинтерсертальной микроструктурой. Породообразующие минералы: оливин (0-5%; $2V = -83 - 90^\circ$), плагиоклаз (50-60%, 44-20% An), клинопироксен (30-35%; $N_g = 1,715 - 1,714$; $N_p = 1,688 - 1,687$), рудные минералы (до 5%), биотит (2-3%) и апатит (2-3%). Присутствие оливина и такситовый облик диабазов исключительно редки для базитов аргимбайского комплекса.

В Петропавловском ареале проявлены клинопироксеновые и роговообманково-клинопироксеновые диабазы. Они сложены плагиоклазом (55-70%), клинопироксеном (15-25%), роговой обманкой (0-15%), биотитом (2-3%), рудными минералами (2-3%), апатитом (1-3%) и кварцем (0-5%). Микроструктура диабазовая, в некоторых случаях габбровая или пойкилоофитовая.

Плагиоклаз 1-й генерации (43-33% An) повсеместно окружен альбит-олигоклазовой каймой. Клинопироксен ($N_g = 1,717 - 1,708$; $N_p = 1,686 - 1,681$) ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. Коричневая роговая обманка ($N_g = 1,683 - 1,673$; $N_p = 1,662 - 1,657$) присутствует только в диабазах Петропавловских и Кокпектинского массивов. Биотит ($N_g = 1,647 - 1,632$) и рудные минералы обычно совмещены друг с другом. Вторичные минералы: зеленый амфибол, прохлорит, соссюрит, альбит, минералы группы эпидота и др.

Итак, основной объем базитов аргимбайского комплекса сложен двухминеральным парагенезисом андезина (50-70%) и клинопироксена (25-40%), к которому в некоторых массивах добавляется роговая обманка (до 15%). Типоморфные минералы: биотит и калишпат. Наиболее лейкократовыми являются кварцсодержащие диабазы Аргимбайского ареала, наиболее меланократовыми - оливинсодержащие диабазы Зосимовского ареала. В минералогическом отношении базиты комплекса представляют собой систему двух минеральных парагенезисов. Раннемагматический клинопироксен-плагиоклазовый парагенезис слагает вкрапленники в порфириковых разностях, а также призматический каркас в диабазах, позднемагматический - представлен минералами основной массы: альбитом, обрастающим первично-магматический плагиоклаз, калишпатом, кварцем и биотитом.

Пегматоидные габбро-эссекситы - крупнокристаллические резко порфиридовидные породы, призматический каркас которых сложен двухпятисантиметровыми кристаллами олигоклаз-андезина, клинопироксена ($N_g = 1,714 - 1,707$; $N_p = 1,688 - 1,682$) или замещающего его волокнистого зеленого амфибола. Основная масса, не превышающая 10-15% общего объема породы, представлена альбитом, калишпатом, клинопироксеном и кварцем.

Для выяснения химических особенностей клинопироксенов аргимбайско-

го комплекса использовано 10 анализов (табл. 5). По классификации Н.Л. Добрецова и др. (Породообразующие пироксены..., 1971), в диабазах преимущественным распространением пользуются субкальциевые авгиты, в сиенитах – субкальциевые салиты. По железистости они близки. Отметим заметное уменьшение глиноземистости пироксенов при переходе от базитов к сиенитам, что, вероятно, объясняется общим повышением в расплаве концентрации щелочей, которые связывают алюминий в полевошпатовую молекулу (Кривенко, Орлов, 1972).

Особо выделим два микрозондовых анализа пироксенов, выполненных из одного образца сиенитов (обр. 681). Один из них по своим особенностям (обр. 681а, $Al^{IV} = 0,09$, $f = 23\%$) близок к пироксенам из базитов и является, по-видимому, реликтовым, другой (681б, $Al^{IV} = 0,03$, $f = 29\%$) отвечает собственному парагенезису сиенитов. Присутствие в одном образце двух неравновесных пироксенов (реликтового диабазового и раннего сиенитоидного) указывает на единый механизм образования сиенит-диабазовой ассоциации.

В заключение отметим, что в результате процессов аутометасоматоза среди базитов аргимбайского комплекса широко распространены альбититы и альбитизированные разности диабазов. Эти породы сложены альбитом, зеленым амфиболом, слюдясто-хлоритовым агрегатом и небольшим количеством карбоната. Характерной их особенностью является полное сохранение "диабазового" облика первичной породы, что затрудняет полевую диагностику альбититов и делает невозможным картирование метасоматически преобразованных пород. Приблизительные оценки свидетельствуют об интенсивной альбитизации диабазов Аргимбайского ареала и значительно более скудном проявлении натровых метасоматитов в Зосимовском и Петропавловском ареалах.

Петрохимическая характеристика. Основывается на 75 силикатных анализах (см. табл. 3, № 41–115). Петрохимические статистики были приведены в табл. 4.

Для комплекса характерен достоверный минимум (уровень надежности превышает 95%), разделяющий по общей щелочности составы пород на базитовую и сиенитовую группы (рис. 11).

Диабазы, образующие самостоятельную породную группу, относятся к субщелочным лейкобазитам ($b' = 19,92 \pm 0,84$; $a = 12,97 \pm 0,42$), имеющим умеренно высоконатриевый, умеренно высокотитанистый и среднеглиноземистый уклоны. В Аргимбайском интрузивном поясе диабазы обнаруживают латеральную изменчивость. Наиболее высокие содержания SiO_2 характерны для базитов Аргимбайского ареала, в то же время в Петропавловском ареале они имеют высокие содержания Al_2O_3 , Na_2O и низкие – $\sum FeO$. Особое положение занимают базиты Зосимовского ареала, которые являются самыми меланократовыми и характеризуются аномально низкими концентрациями SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и аномально высокими CaO , $\sum FeO$.

Рис. 11. Бимодальное распределение составов аргимбайского комплекса по общей щелочности. 98% – вероятность наличия минимума в генеральной совокупности, вычисленная по критерию С.В. Гольдина (1968).

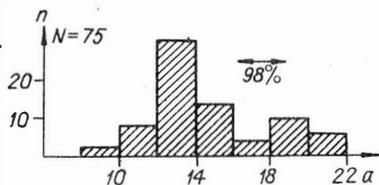


Таблица 5

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты клинопироксенов

Компонент	77	82	85	75	78	81
	Вес. %					
SiO ₂	45,22	46,97	47,76	47,90	49,18	49,66
TiO ₂	1,86	1,50	1,36	1,44	1,50	1,30
Al ₂ O ₃	6,98	4,08	4,31	3,83	2,82	2,63
Fe ₂ O ₃	4,93	3,98	4,41	3,45	4,03	3,35
FeO	7,04	6,32	7,74	7,46	8,34	6,88
MnO	0,32	0,15	0,18	0,32	0,38	0,27
MgO	12,99	13,12	13,00	13,58	12,34	15,11
CaO	17,36	20,31	18,13	18,13	18,60	19,67
Na ₂ O	0,49	0,58	0,56	0,57	0,66	0,62
K ₂ O	-	-	0,92	-	-	-
Ппп	2,71	1,70	1,92	1,86	1,46	1,00
Сумма...	99,90	98,71	100,29	98,54	99,31	100,49
	Формульные коэф					
Si	1,758	1,834	1,848	1,865	1,905	1,878
Ti	0,054	0,044	0,040	0,042	0,044	0,037
Al ^{IV}	0,242	0,166	0,152	0,135	0,095	0,117
Al ^{VI}	0,078	0,022	0,045	0,040	0,034	-
ΣFe ²⁺	0,373	0,323	0,379	0,344	0,388	0,313
Mn	0,011	0,004	0,006	0,011	0,013	0,009
Mg	0,753	0,763	0,750	0,788	0,712	0,852
Ca	0,723	0,850	0,752	0,757	0,772	0,797
Na	0,037	0,044	0,042	0,043	0,050	0,045
K	-	-	0,045	-	-	-
Сумма...	4,029	4,050	4,059	4,025	4,013	4,048
f	33,77	30,00	33,92	31,06	36,03	27,43
Fe	22,88	18,70	22,06	20,44	23,07	17,88
Mg	39,35	38,46	38,92	40,58	36,91	42,43
Ca	37,77	42,84	39,02	38,98	40,02	39,69

Примечание. 77, 75, 78, 81, 79 - диабазы (Комсомольские мас-ский массив); 648/2 - диабаз (Зосимовские массивы); 727, 709 - диа-648/16 - сиенит (Зосимовские массивы). Анализы 77, 82, 75, 78, 81, ва), остальные анализы - на микрозонде JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР зы, где суммарное железо приведено в закисной форме.

аргимбайского комплекса

648/2	79	727	709	681a	681б	648/16
50,21	50,43	51,67	51,84	51,61	52,88	52,45
1,56	1,22	0,82	0,85	1,39	0,29	0,36
3,64	3,01	2,03	2,21	2,52	0,60	0,46
Не опр.	3,49	Не опр.				
9,38*	6,88	8,62*	9,49*	8,17*	10,33	15,54*
0,20	0,29	0,21	0,22	0,28	0,65	0,88
13,94	13,38	15,54	15,28	15,23	14,50	12,19
20,29	18,60	20,27	19,34	21,03	20,79	18,50
0,48	0,69	0,41	0,43	0,45	0,70	0,56
0,02	-	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Не опр.	1,42	Не опр.				
99,72	99,41	99,59	99,69	100,71	100,77	100,97
фициенты						
1,880	1,925	1,927	1,933	1,905	1,970	1,985
0,044	0,035	0,023	0,024	0,039	0,008	0,010
0,120	0,075	0,073	0,067	0,095	0,026	0,015
0,041	0,061	0,016	0,030	0,015	-	0,005
0,294	0,320	0,269	0,296	0,252	0,322	0,492
0,006	0,009	0,007	0,007	0,009	0,021	0,028
0,778	0,761	0,864	0,849	0,838	0,806	0,688
0,814	0,761	0,810	0,773	0,832	0,830	0,750
0,035	0,051	0,029	0,031	0,032	0,051	0,041
0,001	-	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
4,013	3,998	4,019	4,011	4,018	4,035	4,016
27,82	30,18	24,21	26,30	23,75	29,85	43,05
17,76	19,30	15,15	16,78	15,23	17,66	26,93
40,19	40,35	43,79	43,56	42,54	40,56	34,96
42,05	40,35	41,06	39,66	42,23	41,78	38,11

сивы); 82 - диабаз (Петропавловские массивы); 85 - диабаз (Карасуй-
 базы (Аргимбайский массив); 681а,б - сиенит (Карасуйский массив);
 79 выполнены в хим. лаб. АО ИГН АН Каз. ССР (образцы П.В. Ермоло-
 (образцы А.Г. Владимирова). Звездочкой отмечены микрозондовые анали-

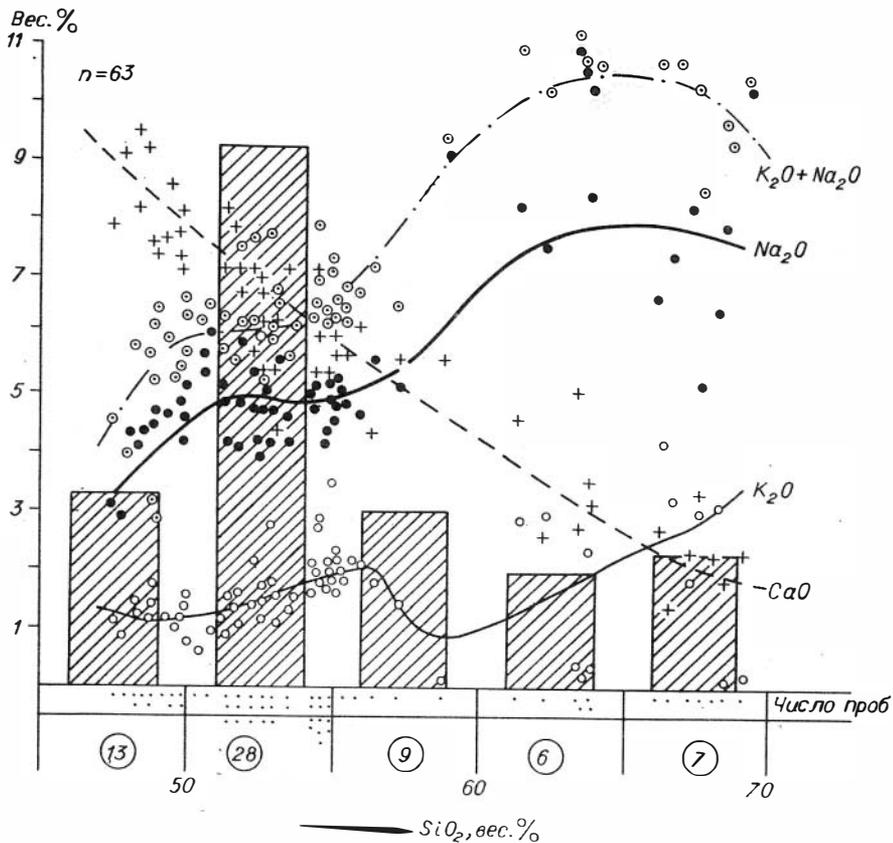


Рис. 12. Вариационная диаграмма аргимбайского сиенит-диабазового комплекса (без учета пегматоидных габбро-эссекситов).

Сиенитовая породная группа имеет повышенную щелочность ($a = 19,70 \pm 0,83$; $b^1 = 7,10 \pm 1,36$), меласиенитовый и умеренно низкоглиноземистый уклоны.

Химический состав пегматоидных габбро-эссекситов неустойчив даже в пределах одного тела (см. табл. 3, № 75, 76, 79). Составы пегматоидных габбро-эссекситов близки к таковым для диабазов или занимают промежуточное положение между составами базитов и сиенитов.

В целом вещественная эволюция пород аргимбайского комплекса имеет гомодромный характер и происходит при увеличении общей щелочности и одновременном уменьшении известковистости (рис. 12).

§2. Максутский гипабиссально-плутонический пикрит-диабазовый комплекс

До сих пор интрузивы оливиновых диабазов, норит-диабазов, габбро-норитов и габбро были известны только в западной части Зайсанской складчатой системы, где они либо включались в состав аргимбайского комплек-

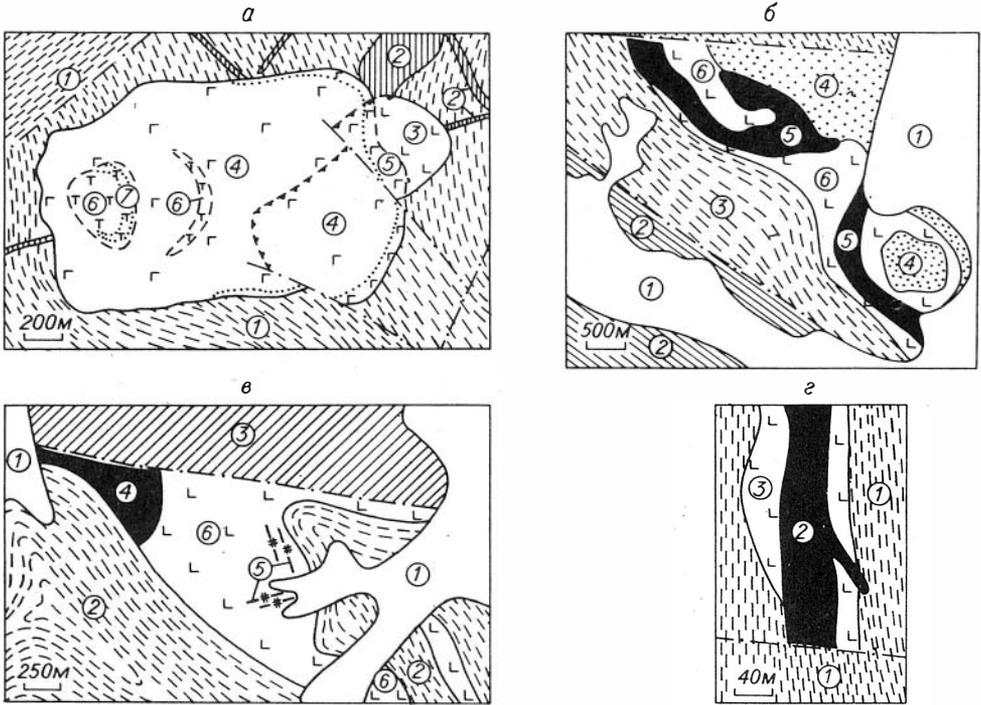


Рис. 13. Геологическое строение некоторых интрузивов максутского комплекса.

а - Максутский интрузив (по П.В. Ермолову и др., 1976): 1 - песчано-сланцевые отложения кокпектинской свиты C_{1n} , 2 - тоналиты, тоналит-порфиры и гранит-порфиры саурской габбро-диорит-тоналитовой серии C_{1n} , 3 - мелкозернистые оливиновые габбро-диабазы 1-й фазы, 4 - грубозернистые оливиновые нориты 2-й фазы, 5 - мелкозернистые оливиновые нориты 2-й фазы, 6 - порфировидные плагиоклазсодержащие пикриты (перидотиты) 3-й фазы максутского комплекса, зубчатая линия - граница оливиновых габбро-диабазов 1-й фазы под телом грубозернистых оливиновых норитов 2-й фазы; б - Кокпектинский интрузив (по П.В. Ермолову, А.Г. Владимирову): 1 - рыхлые отложения, 2 - алевролиты, песчаники, мергели C_{2-3} ; 3 - углистые сланцы, песчаники, известняки C_{1V2} (аркальская свита), 4 - роговики и ороговикованные породы, 5 - оливиновые пикрит-диабазы максутского комплекса, 6 - диабазы аргимбайского комплекса; в - Карасуйский интрузив (по П.В. Ермолову, А.Г. Владимирову): 1 - рыхлые отложения, 2 - алевролиты, песчаники, мергели, известняки C_{2-3} , 3 - андезиты, андезито-базальты и их туфы $C_{1t 2-V1}$ (терсайрыкская свита), 4 - оливиновые пикрит-диабазы максутского комплекса, 5 - сиениты, 6 - диабазы аргимбайского комплекса; г - северный участок Петропавловской группы интрузивов (по А.Г. Владимирову, А.Э. Изоху): 1 - известняки и известково-углистые песчаники C_{1V2} (аркальская свита), 2 - пикритовые порфиры максутского комплекса, 3 - диабазы аргимбайского комплекса.

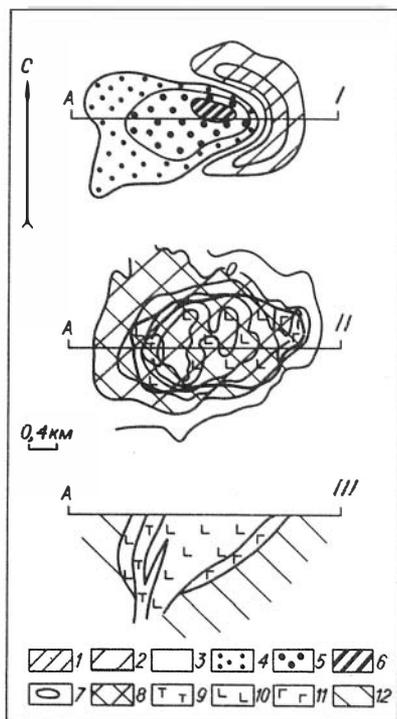


Рис. 14. Магнитное (I), локальное гравитационное (II) поля и геолого-геофизический разрез (III) Максутского интрузива.

Интенсивность магнитного поля: 1,2 - положительного (1 - от 200 до 100 и 2 - от 100 до $0 \cdot 10^{-5}$); 3-6 - отрицательного (3 - от 0 до -100, 4 - от -100 до -200, 5 - от -200 до -1200 и 6 - менее $-1200 \cdot 10^{-5}$ э); 7 - изоаномалы локального гравитационного поля (бергштрихи в сторону уменьшения интенсивности поля); 8 - омакласты положительного поля; 9 - плагиоклазовые пикриты (перидотиты); 10 - лейкократовые оливиновые нориты; 11 - оливиновые габбро-диабазы; 12 - субстрат: песчанико-алевролитовые отложения. А-Б - линия разреза.

са субщелочных диабазов (Ермолов и др., 1976, 1977; Щерба и др., 1976), либо рассматривались в качестве самостоятельной трапповой формации условно триасового возраста (Геологическая карта..., 1979). В Чарской зоне и Аргимбайском ареале Жарма-Саурской зо-

ны массивы оливиносодержащих габброидов выявлены впервые (Ермолов и др., 1978б). Здесь они участвуют в строении Тастауской кольцевой структуры, Буконьского, Преображенского, Кокпектинского и других массивов (см. рис. 6). Детальное изучение интрузивов этого типа в Чарской и Жарма-Саурской зонах позволило выделить их в самостоятельную пикрит-диабазовую формацию, формирование которой предшествовало внедрению позднеорогенных гранитоидов в регионе (Владимиров и др., 1981).

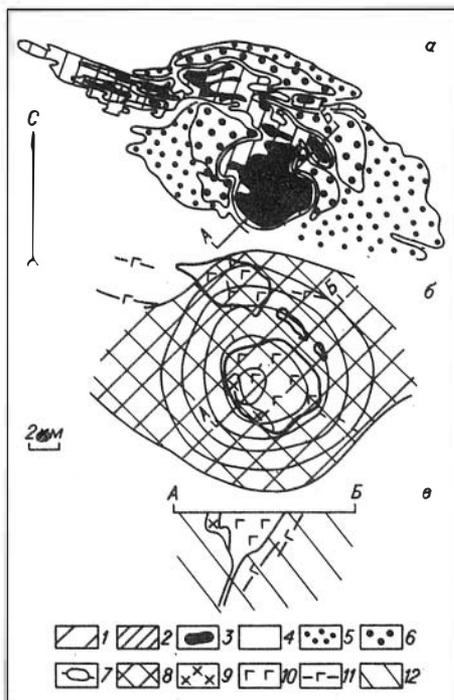
Максутский интрузив. Эталонотипом максутского комплекса является одноименный интрузив, расположенный в Жарма-Саурской зоне вблизи ее границы с Чарской зоной (см. рис. 6). Интрузив имеет форму лополита, подошва которого полого склоняется в западном направлении, а западный контакт имеет вертикальное падение (рис. 13, а, 14). Во внутреннем строении принимают участие три интрузивные фазы (Ермолов и др., 1976).

Оливиновые габбро-диабазы 1-й фазы обнажаются в восточной части интрузива. Они погружаются на юго-запад, под тело лейкократовых оливиновых норитов 2-й фазы, и примерно в средней части массива выклиниваются. Границы между породами резкие, с апофизами норитов, пересекающими габбро-диабазы, и ксенолитами габбро-диабазов в норитах. В центральной и западной частях интрузива вскрыты плагиоклазовые перидотиты пикриты и мезократовые оливиновые нориты 3-й фазы. Между собой они имеют постепенные переходы и одновременно резкие интрузивные контакты с более ранними габброидами. Установлено также, что мезократовые оливиновые нориты содержат ксенолиты пород 2-й фазы.

Вмещающие породы, представленные песчаниками C_1 , интенсивно метаморфизованы в условиях пироксен-роговиковой фации.

Рис. 15. Магнитное (а), локальное гравитационное (б) поля и геолого-геофизический разрез (А-Б) Койтасских интрузивов.

1-6 - интенсивность магнитного поля (1 - более 200, 2 - от 200 до 100, 3 - от 100 до 0, 4 - от 0 до -100, 5 - от -100 до -400 и 6 - менее $-400 \cdot 10^{-5}$ э); 7 - изоаномалы локального гравитационного поля (направление бергштриха в сторону уменьшения интенсивности поля); 8 - область положительного гравитационного поля; 9 - граносиениты, гранодиориты, граниты; 10 - габброиды; 11 - дайки среднего и основного состава; 12 - субстрат: песчанниковые и алевролитовые отложения.



Группа Койтасских интрузивов расположена в Жарма-Саурской зоне (см. рис. 6). Строение магнитного и гравитационного полей и предполагаемое глубинное строение интрузивов приведено на рис. 15. Южное тело имеет форму лополита, погружающегося под углом $60-70^\circ$ на юг. Соотношение диаметра и мощность массива оцениваются как 1:1. Северное тело имеет уплощенную форму и быстро выклинивается в юго-юго-восточном направлении. Оба интрузива сложены грубозернистыми габбро-норитами, подобными 2-й фазе Максута.

В юго-восточной части Аргимбайского интрузивного пояса выявлено несколько интрузивов, в составе которых участвуют породы максутского комплекса (Владимиров и др., 1979а, 1979б). К ним относятся группа Петропавловских, Карасуйский, Коклектинский и другие интрузивы (см. рис. 13, б, в, г), геологическая структура которых уже рассматривалась выше. Перечислим лишь важнейшие черты их строения: 1) все интрузивы сложены породами двух комплексов - аргимбайского сиенит-диабазового и максутского пикрит-диабазового; 2) между породами обоих комплексов наблюдаются резкие интрузивные контакты, причем пикритовые порфириты и пикрит-диабазы являются более поздними образованиями; 3) внутри пикритоидной группы пород резкие контакты не обнаружены.

В Тастауской вулканоплутонической структуре базиты максутского комплекса приурочены к внешней кольцевой структуре и проявлены в виде цепочки небольших тел в ее северо-западной и северо-восточной частях; отдельные тела известны в экзоконтакте центрального штока (см. рис. 25).

Габброиды прорывают и ороговиковывают песчано-сланцевые отложения S_1 и в свою очередь пересекаются многочисленными апофизами мелкозернистых граносиенитов и гранитов тастауского комплекса (рис. 16, а). Внутреннее расчленение базитов обосновывается следующими данными. В северо-западной части внешнего кольца структуры, в 1 км южнее фермы

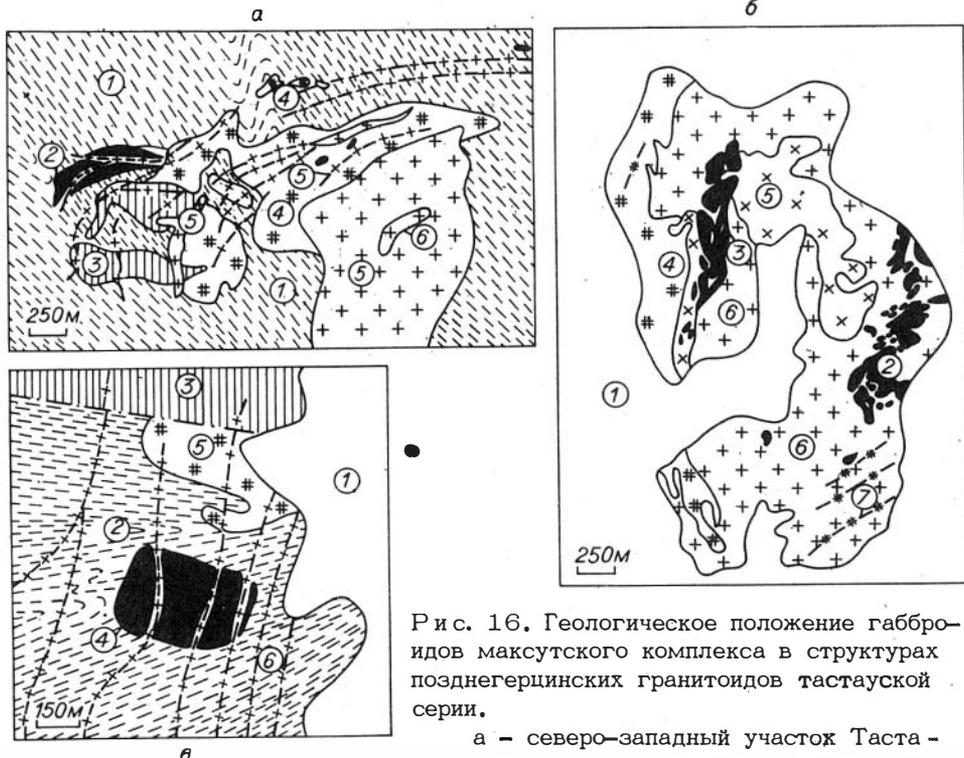


Рис. 16. Геологическое положение габброидов максутского комплекса в структурах позднегерцинских гранитоидов тастауской серии.

а – северо-западный участок Тастауской вулканоплутонической структуры (по А.Г. Владимирову, П.В. Ермолову, В.Д. Тяну): 1 – осадочные и туфогенно-осадочные отложения S_1 , в значительной степени ороговикованные, 2 – грубозернистые оливиновые габбро-нориты и 3 – гранитизированные габброиды (“пестрые” габбро-диориты) максутского комплекса, 4 – граносиениты, 5 – граниты и их апофизы, 6 – лейкограниты тастауского комплекса; б – западная часть Преображенского интрузива (по П.В. Ермолову): 1 – рыхлые отложения, 2 – мелкозернистые оливиновые габбро-диабазы 1-й фазы и 3 – среднезернистые оливиновые габбро-диабазы 2-й фазы максутского комплекса, 4 – кварцевые сиениты, 5 – граносиениты, 6 – граниты и 7 – послегранитовые сиенит-порфировые дайки преобразенского комплекса; в – северная часть Буконьского дайкового пояса (по П.В. Ермолову): 1 – рыхлые отложения, 2 – терригенные отложения S_{2-3} , 3 – плагиоклазовые андезиты и андезито-базальты S_{2-3} (даубайская свита), 4 – грубозернистые оливиновые габбро-нориты максутского комплекса, 5 – мелкозернистые граносиениты, 6 – фельзиты, гранит-порфиры тастауского комплекса.

Аганакты, мелкозернистые габбро-диабазы 1-й фазы прорваны среднезернистыми оливиновыми габбро-норитами 2-й фазы и содержат их ксенолиты. В 4 км восточнее этого обнажения закартированы небольшие выходы среднезернистых габбро-диоритов, содержащие ксенолиты мелкозернистых оливиновых норит-диабазов 1-й фазы. Контакты между габбро-диоритами и габбро-норитами 2-й фазы не наблюдались: вероятнее всего, они имеют фациальный характер.

В Преображенском интрузиве базиты максутского комплекса слагают два разобщенных поля останцов и ксенолитов в гранитоидах преобразенского комплекса. В западной части массива распространены среднезернистые оливиновые габбро-диабазы, в центральной и юго-восточной — мелкозернистые оливиновые норит-диабазы (см. рис. 16,б). С учетом геофизических данных, указывающих на присутствие больших масс основных пород на глубине (см. ниже), можно предположить, что здесь существовал крупный габброидный интрузив, дезинтегрированный гранитоидами. По петрографическому составу оливиновые норит-диабазы и габбро-диабазы коррелируются соответственно с 1-й и 2-й интрузивными фазами, проявленными в Тастауской структуре, хотя, как уже отмечалось, в Преображенском интрузиве непосредственных контактов между ними не наблюдалось. С гранитоидами базиты имеют интрузивные контакты с хорошо проявленными зонами лейкократизации.

Следует подчеркнуть, что в Тастауской структуре и в Преображенском массиве довольно широко развиты "пестрые" диориты. Для них характерны: пространственная приуроченность к контактам базитов с гранитоидами; обильные ксенолиты габброидов и роговиков от вполне обособленных до полностью дезинтегрированных и замещенных, пятнистая текстура с чрезвычайно неравномерным распределением лейкократового и фемического материала и наложенный характер крупных порфировых кристаллов биотита или, что значительно реже, игольчатого амфибола. Вполне вероятно, что "пестрые" диориты являются продуктами приконтактной гранитизации и последующего магматического замещения более ранних габброидов максутского комплекса под воздействием гранитоидных расплавов (Раннепалеозойская гранитоидная формация..., 1971; Кузевный, 1975; Поляков и др., 1978).

Буконьский интрузив сложен тонкополосчатыми и массивными оливиновыми габбро-норитами. Размеры его 300x500 м. Вмещающие породы представлены красноцветными грубообломочными отложениями C_3 , превращенными в экзоконтакте интрузива в мелкозернистые биотит-плагиоклаз-пироксеновые роговики. Интрузив пересечен субвулканическими дайками тастауского комплекса (см. рис. 16,в).

Таким образом, формирование максутского комплекса по вышеприведенным данным происходило в антидромной последовательности: 1-я фаза — оливиновые габбро-диабазы, норит-диабазы; 2-я фаза — оливиновые нориты, габбро-нориты и габбро, возможно с фацией габбро-диоритов; 3-я фаза — плагиоклазосодержащие пикритовые порфириты и пикриты (перидотиты), плагиоклазовые пикрит-диабазы и мезократовые оливиновые нориты. В Чарской зоне пикритоиды 3-й фазы отсутствуют, а базиты ранних фаз совмещены с более поздними гранитоидами тастауского и преобразенского комплексов.

Петрографическая характеристика. Максутский интрузив представлен тремя интрузивными фазами.

Оливиновые габбро-диабазы 1-й фазы — мелкозернистые черно-зеленые породы, имеющие субофитовую и пойкилоофитовую микроструктуры. Они сложены оливином (10-20%; $N_g = 1,758 - 1,752$; $f = 53 - 50\%$), плагиоклазом (60-70%, 55-38% An), клинопироксеном (10-25%; $N_g = 1,720 - 1,716$; $f = 40 - 30\%$), биотитом (3-4%; $N_g = 1,660 - 1,640$), бурой роговой обманкой (меньше 1%), гиперстеном (1-2%; $N_g = 1,708 - 1,706$; $f = 32 - 35\%$); рудными минералами (2-3%) и апатитом (до 1%). В некоторых разностях появляется ксеноморфный калишпат (0-5%).

Лейкократовые оливиновые нориты и габбро-нориты 2-й фазы слагают

75-80% объема интрузива. Это грубозернистые породы с габбро-офитовой и габбровой структурами. Их минеральный состав: слабозональный лабрадор (65-70%; 62-50% An), оливин (4-6%; $N_g = 1,737-1,734$; $f = 30-35\%$), ортопироксен (8-12%, $N_g = 1,700-1,696$; $f = 22-25\%$), клинопироксен (0-1%; $N_g = 1,714$; $f = 22\%$), роговая обманка (6-8%; $N_g = 1,683 - 1,686$), биотит (3-5%; $N_g = 1,635$), апатит, циркон, бадделейт, магнетит и ильменит.

На контакте оливиновых норитов 2-й фазы с вмещающими породами и габбро-диабазами 1-й фазы отмечается фация обогащенных биотитом и амфиболом габброидов, к которой обычно приурочена медно-никелевая минерализация (Ермолов и др., 1976).

Пикриты 3-й фазы (плаггиоклазовые перидотиты по описанию П.В. Ермолова и др., 1976) сложены хризолитом (55-60%; $N_g = 1,708-1,698$; $f = 20-25\%$), лабрадор-битовнитом (18-23%, 72-62% An), субкальциевым авгитом (2-3%; $N_g = 1,712-1,708$; $f = 22\%$), магнизиальным бронзитом (10-15%; $N_g = 1,690-1,681$; $f = 18-22\%$), роговой обманкой (2-4%; $N_g = 1,682$), биотитом (2-4%; $N_g = 1,615-1,600$; $f = 15-20\%$) и титаномагнетитом (1-2%).

Мезократовые оливиновые нориты (также 3-я фаза), отмеченные в виде маломощных линз в теле пикритов, близки к ним по видовому минеральному составу, но отличаются их количественными соотношениями. Породообразующий парагенезис представлен в них лабрадором (68-53%, 65-56% An), хризолитом (18-25%; $N_g = 1,706-1,702$; $f = 16-19\%$), бронзитом (13-18%; $N_g = 1,696-1,690$; $f = 20-22\%$), роговой обманкой (3-4%; $N_g = 1,682-1,680$), биотитом (3-5%, $N_g = 1,628-1,626$), титаномагнетитом (3-2%).

В Аргимбай-Петропавловском ареале проявлена пикритоидная группа пород (Владимиров и др., 1979а, 1981). Плаггиоклазсодержащие пикритовые порфириды представляют собой мелкозернистые порфиридовидные породы, состоящие на 40-50% из вкрапленников оливина ($N_g = 1,704$; $f = 19-20\%$) и основной массы. Основная масса, имеющая диабазовую или микропиклитовую структуры, сложена зональным плаггиоклазом (1-я генерация - 85-55% An, 2-я генерация - 45-35% An), титансодержащим авгитом ($N_g = 1,710$; $f = 19-22\%$), титанистой роговой обманкой ($N_g = 1,679$; $f = 24-26\%$), хризолитом ($f = 19-22\%$), биотитом ($f = 24-26\%$), рудными минералами и, в редких случаях, бронзитом ($f = 20\%$). Постоянно отмечаются реликты бурого низкоглиноземистого стекла пикритового состава ($N = 1,663$; табл. 6), выделения которого обычно совмещены в мезостазице с кристаллами биотита и плаггиоклаза. В некоторых случаях стекло содержит мелкие идиоморфные кристаллики зонального закалочного клинопироксена.

Пикрит-диабазы - раскристаллизованные породы, близкие к пикритовым порфиритам по видовому минеральному составу. По сравнению с пикритовыми порфиритами в них снижаются концентрации оливина и увеличиваются плаггиоклаза (до 35%). Количественно минеральный состав и структуры пикрит-диабазов подобны основной массе пикритовых порфиритов, что указывает на генетическую близость этих пород.

Ранний минерал в пикрит-диабазе представлен оливином ($N_g = 1,715-1,708$; $f = 18-24\%$); более поздние - зональным плаггиоклазом (1-я генерация - 85-55% An, 2-я генерация - 40-25% An), титансодержащим авгитом ($N_g = 1,719-1,709$; $f = 20-21\%$), амфиболом ($N_g = 1,686-1,678$), биотитом ($N_g = 1,638$), рудными минералами и апатитом. В тяжелой фракции протолок постоянно присутствуют единичные зерна ромбического пироксена ($N_g = 1,692$; $f = 22\%$).

Таблица 6

Состав стекол из пикритовых порфиритов Петропавловской группы интрузи-
вов, вес. %

Окисел	1	2	3	Окисел	1	2	3
SiO ₂	45,72	45,89	45,79	MgO	11,24	11,07	10,65
TiO ₂	0,10	0,10	0,08	CaO	14,22	14,96	15,31
Al ₂ O ₃	8,11	8,65	8,73	Na ₂ O	1,92	1,92	2,11
Cr ₂ O ₃	0,07	0,07	0,04	K ₂ O	0,14	0,12	0,12
FeO	15,16	14,18	14,56	Сумма	96,68	96,96	97,39

Примечание. Анализы (1-3) выполнены из одного образца 697 на микрозонде JXA-5A (аналитик Н.А. Яковлева, ИГиГ СО АН СССР. Автор А.Г. Владимиров). Общее железо приведено в закисной форме.

В Буконьском интрузиве развиты среднезернистые оливинно-габбро-нориты, для которых характерны полосчатая и значительно реже - массивная текстуры. Габбро-нориты сложены плагиоклазом (70-78%; 70-75% An), оливинном (5-12%; Ng=1,730; f=29-30%), клинопироксеном (2-3%; Ng=1,715-1,705; f=23%), ортопироксеном (4-8%; Ng=1,704; f=29%), коричневой роговой обманкой (1-5%), биотитом (3-7%), рудными минералами (2-5%) и апатитом (до 0,5%). По составу и количественному соотношению минералов они ближе всего соответствуют лейкократовым оливинным норитам 2-й фазы Максутского интрузива.

В Тастауской вулканоплутонической структуре оливинно-габбро-диабазы и норит-диабазы 1-й фазы внедрения представляют собой мелкозернистые породы с отчетливой диабазовой микроструктурой. Они сложены зональным плагиоклазом (ядро - 64-55% An, средние зоны 45-38% An, каймы - 30-18% An), оливинном (Ng=1,760; f=50%), ортопироксеном (Ng=1,715) и резко подчиненным по отношению к нему клинопироксеном (Ng=1,720). Оба пироксена либо окаймляют оливин, либо развиваются между призмами плагиоклаза. Позднемагматические минералы - красно-коричневая роговая обманка (Ng=1,686-1,680) и красно-коричневый биотит (Ng=1,670-1,640). Акцессорные минералы - ильменит, магнетит, апатит, пирротин, халькопирит.

Грубозернистые оливинно-габбро-нориты 2-й фазы получили наибольшее развитие в пределах Тастауской структуры. Они имеют габбровую, габбро-офитовую и офитовую микроструктуры и сложены плагиоклазом (62-72%; 65-50% An), оливинном (2-8%; Ng=1,735-1,724; f=36-25%), ортопироксеном (2-4%; Ng=1,706-1,700; f=36-26%), клинопироксеном (8-12%; Ng=1,714; f=22-25%), коричневой роговой обманкой (6-12%; Ng=1,680), биотитом (5-6%; Ng=1,636), рудными минералами (2-4%) и апатитом (0,5-1%). Очень редко в интерстициях позднемагматических минералов отмечаются мелкие обособления кварца.

В Преображенском интрузиве базиты максутского комплекса представлены двумя фазами. Ранние норит-диабазы сложены плагиоклазом (60-65%; 55-35% An), оливинном (4-5%; Ng=1,753-1,749; f=55-45%), гиперстеном (5-6%; Ng=1,720-1,718; f=40%), клинопироксеном

Таблица 7

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты оливинов максутско

	31	12	29	15/1	20	20/19
	<u>Вес. %</u>					
SiO ₂	34,48	37,77	36,48	37,97	35,63	38,46
TiO ₂	-	He опр.	He опр.	He опр.	-	He опр.
Al ₂ O ₃	-	"	"	"	-	"
Cr ₂ O ₃	He опр.	"	"	"	He опр.	"
Σ FeO	42,49	28,08	30,19	28,12	19,46	22,57
MnO	0,73	0,61	0,64	0,60	0,31	0,43
MgO	21,78	33,77	31,93	33,31	43,70	38,57
CaO	-	He опр.	He опр.	He опр.	-	He опр.
Na ₂ O	-	"	"	"	0,04	"
K ₂ O	0,23	"	"	"	0,02	"
NiO	He опр.	0,04	0,03	0,05	He опр.	0,08
Сумма...	99,61	100,27	99,27	100,05	99,16	100,11
	<u>Формульные</u>					
Si	1,000	1,008	0,997	1,015	0,932	1,001
Ti	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-
Σ Fe ²⁺	1,034	0,627	0,690	0,629	0,426	0,491
Mn	0,018	0,014	0,015	0,014	0,007	0,010
Mg	0,944	1,343	1,301	1,328	1,703	1,497
Ca	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	0,002	-
K	0,009	-	-	-	0,001	-
Ni	-	0,001	-	0,001	-	0,002
Сумма...	3,005	2,993	3,003	2,987	3,071	3,001
f	52,27	32,31	35,14	32,62	20,27	25,08

Примечание. 31 - габбро-диабаз 1-й фазы, Максутский массив; пикриты, то же; 697 - пикритовый порфирит, Петропавловские массивы; 215/2 - габбро-нориты, габбро-диабазы 2-й фазы, Тагтауская структура; баз 2-й фазы, то же. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A (анадено в закисной форме.

(меньше 1%; Ng = 1,740), роговой обманкой (10-12%; Ng = 1,687-1,680), биотитом (6-8%), рудными минералами и апатитом. Более поздние габбро-диабазы сложены плагиоклазом (68-72%; 62-55% An), оливином (2-3%; Ng = 1,727; f = 30%), моноклинным пироксеном (6-10%; Ng = 1,714; f = 25-26%, амфиболом (4-8%; Ng = 1,654), биотитом (5-6%; Ng = 1,630), рудными минералами (4-8%) и апатитом (меньше 1%).

го пикрит – диабазового комплекса

697	2511/2	1317/1	90/4	207/33	215/2	940/2	222/4
39,74	38,65	37,24	38,54	37,28	38,05	35,79	37,53
0,04	He опр.	0,01	He опр.	He опр.	He опр.	-	He опр.
0,01	"	-	"	"	"	-	"
He опр.	"	He опр.	"	"	"	0,02	"
17,31	26,04	27,12	23,27	31,65	26,24	37,50	26,63
0,25	0,58	0,32	0,49	0,60	0,50	0,52	0,65
42,95	35,13	35,91	38,41	30,89	36,10	25,85	35,06
0,22	He опр.	0,11	He опр.	He опр.	He опр.	0,04	He опр.
-	"	He опр.	"	"	"	-	"
0,02	"	"	"	"	"	0,01	"
0,18	0,05	"	0,03	0,04	0,03	He опр.	0,04
100,72	100,45	100,71	100,74	100,46	100,92	99,73	99,91
<u>коэффициенты</u>							
1,002	1,017	0,986	1,000	1,010	0,999	1,008	1,000
0,001	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
0,365	0,573	0,601	0,505	0,717	0,576	0,884	0,593
0,005	0,013	0,007	0,011	0,014	0,011	0,012	0,015
1,614	1,379	1,416	1,485	1,248	1,416	1,086	1,392
0,006	-	0,003	-	-	-	0,001	-
-	-	-	-	-	-	-	-
0,001	-	-	-	-	-	-	-
0,004	0,002	-	0,001	0,001	0,001	-	0,002
2,993	2,984	3,014	3,002	2,990	3,003	2,991	3,002
18,65	29,82	30,02	25,78	36,94	29,31	45,21	30,40

12, 29, 15/1 – нориты 2-й фазы, то же; 20, 20/19 – порфировидные 2511/2 – габбро-норит, Буконьский массив; 1317/1, 90/4, 207/33, 940/2 – норит-диабаз 1-й фазы, Преображенский массив; 222/4 – диа-
литики Л.В. Усова, А.И. Кузнецова, Н.А. Яковлева). Общее железо приве-

Минералогическая характеристика. Оливин присутствует во всех без исключения породах максутского комплекса. В порфировых разностях он сла-
гает ранние, частично резорбированные вкрапленники и мелкие включения в
основной массе, в равномернозернистых – он, как правило, идиоморфен по
отношению к другим породообразующим минералам. Такие структурные осо-

Таблица 8

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты клинопироксенов

	31	15/1	20/19	1304/2	697	954
	<u>Вес. %</u>					
SiO	51,00	52,05	51,40	53,24	52,37	51,11
TiO ₂	1,00	0,20	1,08	0,81	1,12	1,72
Al ₂ O ₃	1,68	1,41	3,21	2,44	2,67	3,88
Cr ₂ O ₃	Не опр.	0,07	0,79	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	"	Не опр.	Не опр.	"	"	"
FeO	12,20	8,93	8,00	5,69	6,04	6,80
MnO	0,41	0,24	0,14	0,10	0,15	0,15
MgO	14,99	15,26	15,84	16,26	15,72	14,74
CaO	16,57	21,09	20,27	21,94	22,15	21,73
Na ₂ O	0,43	Не опр.	Не опр.	0,36	0,45	0,50
K ₂ O	0,02	"	"	0,03	0,02	0,02
Плп	Не опр.	"	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма...	98,30	99,25	100,73	100,87	100,69	100,65
	<u>Формульные</u>					
Si	1,942	1,952	1,890	1,936	1,917	1,879
Ti	0,029	0,005	0,030	0,022	0,031	0,048
Al ^{IV}	0,058	0,048	0,110	0,064	0,083	0,121
Al ^{VI}	0,018	0,015	0,029	0,041	0,032	0,047
Cr	-	0,002	0,023	-	-	-
ΣFe ²⁺	0,389	0,280	0,246	0,173	0,185	0,209
Mn	0,013	0,007	0,004	0,003	0,005	0,005
Mg	0,851	0,853	0,868	0,882	0,858	0,808
Ca	0,676	0,847	0,799	0,855	0,868	0,856
Na	0,032	-	-	0,025	0,032	0,036
K	0,001	-	-	0,001	0,001	0,001
Сумма...	4,009	4,009	3,999	4,002	4,012	4,010
f	32,08	25,18	22,36	16,64	18,13	20,94
F̄e	22,01	14,74	15,38	10,23	11,35	13,60
M̄g	43,46	42,78	44,06	45,58	44,07	41,95
C̄a	34,53	42,48	40,56	44,19	44,58	44,45

Примечание. 31 - диабаз 1-й фазы, Максутский массив; 15/1-697 - пикритовые порфириды, Петропавловские массивы; 954, 6566 - массив; 1317/1, 90/4, 207/33 - габбро-нориты, габбро-диабазы 2-й зы, Преображенский массив.

Анализ № 1317/1 выполнен химико-аналитическим методом, осталь (Н.А. Яковлева). Для всех анализов, кроме № 1317/1, общее железо при

максутского пикрит-диабазового комплекса

6566	2511/2	1317/1	90/4	207/33	222/4	222/43
50,42	51,17	48,64	51,12	51,19	51,22	49,65
1,47	1,19	1,40	1,08	0,95	1,09	1,52
3,51	3,11	4,19	3,35	2,85	2,12	2,94
He опр.	0,22	He опр.	0,73	0,55	0,05	0,15
"	He опр.	1,79	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
7,13	8,20	6,82	8,02	8,00	8,05	8,52
0,15	0,16	0,28	0,19	0,20	0,26	0,18
14,91	15,42	14,80	15,44	15,66	14,09	13,90
21,76	20,39	19,30	19,50	18,73	20,26	20,38
0,42	He опр.	-	He опр.	He опр.	0,51	0,54
0,02	"	He опр.	"	"	-	-
He опр.	"	1,63	"	"	He опр.	He опр.
99,79	99,86	98,85	99,43	98,13	97,65	97,78

коэффициенты

1,876	1,898	1,861	1,900	1,922	1,945	1,894
0,041	0,033	0,040	0,030	0,027	0,031	0,043
0,124	0,102	0,139	0,100	0,078	0,055	0,106
0,030	0,034	0,050	0,047	0,048	0,040	0,026
-	0,006	-	0,021	0,016	0,002	0,004
0,222	0,254	0,270	0,249	0,251	0,256	0,272
0,005	0,005	0,009	0,006	0,006	0,008	0,006
0,827	0,853	0,844	0,855	0,877	0,797	0,791
0,867	0,811	0,791	0,776	0,754	0,824	0,833
0,031	-	-	-	-	0,037	0,039
0,001	-	-	-	-	-	-

4,024	3,996	4,004	3,984	3,979	3,995	4,014
21,54	23,29	24,84	22,97	22,66	24,88	26,01
13,65	15,19	16,33	15,80	15,54	15,48	16,68
42,15	43,48	43,19	44,14	45,42	41,56	40,58
44,20	41,33	40,48	40,06	39,04	42,96	42,74

норит 2-й фазы, то же; 20/19 - пикрит 3-й фазы, то же; 1304/2, пикрит-диабаз, Карасуйский массив; 2511/2 - габбро-норит, Буконьский фазы, Тастауская структура; 222/4, 222/43 - габбро-диабазы 2-й фа-

ные - на микрозонде JXA-5A (аналитики Л.В. Усова, А.И. Кузнецова, ведено в закисной форме.

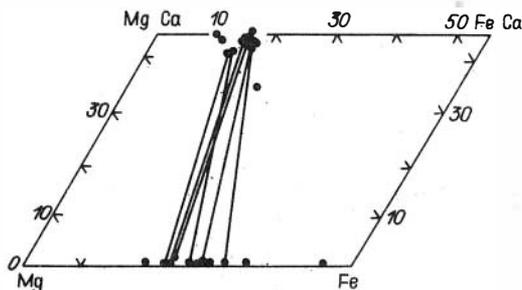


Рис. 17. Составы пироксенов Максутского комплекса в координатах \overline{Fe} , \overline{Mg} , \overline{Ca} .

бенности позволяют рассматривать оливин как наиболее раннюю (субликвидусную) минеральную фазу.

По химическим свойствам оливин варьирует в широких пределах (табл. 7). В базитовой породной группе оливины ранних фаз внедрения имеют железистость 44–45%, в поздних – 25–36%. В пикритовидной группе их железистость не превышает 19–25%. Составы оливинов меняются сопряженно с составами плагиоклазов, однако эта связь нестрогая, и оливины равной железистости могут сосуществовать с разными плагиоклазами и наоборот. Обращает на себя внимание устойчивая зависимость железистости оливинов от железистости моноклинных пироксенов, при этом железистость сосуществующих пироксенов всегда ниже, а ее убывание по сравнению с оливинами более интенсивное.

Пироксены в породах комплекса представлены как моноклинной, так и ромбической разновидностями. Клинопироксены в шлифах имеют бурую окраску, в тяжелой фракции протолочек их зерна окрашены в коричневый цвет. Ортопироксены, как правило, плеохроируют от бесцветного до светло-розового, а в тяжелой фракции протолочек имеют бледно-розовую окраску.

По химическому составу (табл. 8) клинопироксены относятся к ряду субкальциевых диопсид-салитов (Породообразующие пироксены, 1971), железистость которых меняется от 16% в пикритовых порфиритах до 32% в оливиновых габбро-диабаззах 1-й фазы. Для них характерно отсутствие значимой корреляции между содержаниями глинозема и общей железистостью. На диаграмме, отражающей важнейшие свойства пироксенов (рис. 17), они образуют компактный рой точек, что свидетельствует о генетической близости пикритовидов и базитов.

По составу ортопироксены относятся к ряду бронзит-гиперстенов (табл. 9), причем ранние интрузивные фазы содержат гиперстены с общей железистостью 45–50%, для более поздних характерны бронзит-гиперстены с железистостью 26–36%. В пикритовидной группе пород (3-я фаза) присутствуют магнезиальные бронзиты с железистостью 18–22%. Содержания кальция и глинозема в ромбических пироксенах незначительные, за исключением одного анализа (см. табл. 9, № 1317/1). Учитывая, что для этого анализа ортопироксен отбирался под бинокляром, можно предположить, что повышенная кальциевость связана не с особенностями его кристаллохимического строения, а с незначительным загрязнением пробы клинопироксеном.

Для обоих пироксенов отмечается обратная связь между железистостью и основностью плагиоклазов, которая, как и в случае пары оливин-плагиоклаз, не является строго заданной. Коэффициент распределения железо-магнезиальных компонентов между пироксенами близок к единице.

Амфиболы и биотиты присутствуют во всех породах максутского комплекса и фиксируют позднемагматическую стадию их кристаллизации. Их химический состав приведен в табл. 10.

Амфиболы представлены красно-коричневой роговой обманкой с резко выраженным плеохроизмом. По содержанию глинозема, замещающего кремнезем, они, как и большинство магматических роговых обманок, занимают про-

Таблица 9

Химический состав (вес. %) и формульные коэффициенты ортопироксенов максутского комплекса

	12	29	15/1	20	20/19	954	6566	2511/2	1317/1	215/2	940/2
	<u>Вес. %</u>										
SiO ₂	54,11	54,98	51,56	52,29	51,77	55,17	55,54	52,43	50,42	52,19	50,26
TiO ₂	0,19	0,45	0,41	0,53	0,27	0,17	0,29	0,25	0,87	0,36	0,07
Al ₂ O ₃	1,26	1,14	1,31	1,24	1,68	0,10	0,16	0,72	3,21	0,90	0,09
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	0,07	Не опр.	0,16	Не опр.	Не опр.	0,08	Не опр.	0,09	0,09
Fe ₂ O ₃	"	"	Не опр.	"	Не опр.	"	"	Не опр.	0,30	Не опр.	Не опр.
FeO	19,05	16,70	17,12	12,27	15,10	14,67	14,52	18,81	14,40	22,83	32,02
MnO	0,52	0,44	0,32	0,31	0,19	0,32	0,30	0,34	0,42	0,34	0,59
MgO	24,37	26,58	26,81	30,60	28,94	28,55	28,19	25,96	23,60	22,58	17,71
CaO	0,84	1,44	1,41	1,24	0,83	1,00	1,02	1,12	4,40	1,67	0,71
Na ₂ O	0,04	0,07	-	0,07	-	0,07	0,08	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	0,03	0,01	-	-	-	-
Плп	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не хв.	Не опр.	Не опр.
	<u>мат</u>										
Сумма...	100,38	101,80	99,01	98,85	98,94	100,08	100,01	99,71	97,62	100,96	101,54
	<u>Формульные коэффициенты</u>										
Si	1,975	1,968	1,907	1,900	1,895	1,982	1,991	1,936	1,886	1,939	1,942
Ti	0,005	0,001	0,011	0,014	0,007	0,005	0,008	0,007	0,025	0,010	0,002
Al ^{IV}	0,025	0,032	0,057	0,053	0,073	0,004	0,007	0,031	0,114	0,039	0,004

Окончание табл. 9

	12	29	15/1	20	20/19	954	6566	2511/2	1317/1	215/2	940/2
Al ^{VI}	0,029	0,016	-	-	-	-	-	-	0,028	-	-
Cr	-	-	0,002	-	0,005	-	-	0,002	-	0,003	0,003
ΣFe^{2+}	0,582	0,500	0,530	0,373	0,462	0,441	0,435	0,580	0,459	0,710	1,034
Mn	0,016	0,013	0,010	0,010	0,006	0,010	0,009	0,011	0,013	0,011	0,019
Mg	1,326	1,418	1,478	1,657	1,579	1,529	1,506	1,429	1,316	1,251	1,020
Ca	0,033	0,055	0,056	0,048	0,032	0,038	0,039	0,044	0,176	0,067	0,029
Na	0,003	0,005	-	0,005	-	0,005	0,006	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	0,002	-	-	-	-	-
Сумма...	3,994	4,008	4,051	4,060	4,059	4,016	4,001	4,040	4,017	4,030	4,053
f	31,08	26,57	26,76	18,77	22,86	22,78	22,77	29,26	26,40	36,56	50,80
$\bar{\text{Fe}}$	30,74	25,87	26,50	18,89	22,96	22,54	22,63	28,94	24,99	35,77	50,21
$\bar{\text{Mg}}$	67,58	71,36	70,82	78,83	75,51	75,58	75,42	68,93	66,16	60,96	48,41
$\bar{\text{Ca}}$	1,68	2,77	2,68	2,28	1,53	1,88	1,95	2,13	8,85	3,27	1,38

Примечание. 12, 29, 15/1 - нориты 2-й фазы, Максутский массив; 20, 20/19 - пикриты 3-й фазы, то же; 954, 6566 - пикрит-диабазы, Карасуйский массив; 2511/2 - габбро-норит, Буконьский массив; 1317/1, 215/2 - габбро-нориты 2-й фазы, Тастауская структура; 940/2 - норит-диабаз 1-й фазы, Преображенский массив. Анализ № 1317/1 выполнен химико-аналитическим методом, остальные - на микрозонде JXA-5A (аналитики Л.В. Усова, А.И. Кузнецова, Н.А. Яковлева). Для всех анализов, за исключением № 1317/1, приведено общее железо в закисной форме.

Таблица 10

Химический состав (вес. %) и формульные коэффициенты амфиболов и биотитов максутского комплекса

	Биотит				Амфибол		
	12	29	20	697	12	29	697
	<u>Вес. %</u>						
SiO ₂	37,33	37,44	38,92	38,67	42,43	42,80	44,87
TiO ₂	3,71	4,49	2,53	6,10	3,84	3,70	4,42
Al ₂ O ₃	14,96	14,64	15,37	13,26	11,16	11,43	8,82
FeO	14,83	12,59	8,90	9,95	12,51	13,02	9,03
MnO	0,08	0,05	0,05	0,03	0,15	0,22	0,10
MgO	16,03	16,81	21,31	17,60	13,03	13,12	15,05
CaO	-	-	-	0,02	10,78	10,84	11,22
Na ₂ O	0,93	2,21	2,40	0,83	2,72	2,71	2,79
K ₂ O	8,23	7,77	7,19	9,11	0,84	0,71	0,68
H ₂ O ⁺	(4,00)	(4,00)	(4,00)	(4,00)	(2,00)	(2,00)	(2,00)
Сумма...	100,50	100,00	100,67	99,57	99,46	100,55	98,98
	<u>Формульные коэффициенты</u>						
Si	2,772	2,747	2,775	2,820	6,294	6,287	6,564
Ti	0,205	0,248	0,136	0,334	0,429	0,409	0,486
Al ^{IV}	1,228	1,253	1,225	1,140	1,706	1,713	1,436
Al ^{VI}	0,068	0,013	0,067	-	0,246	0,266	0,085
ΣFe ²⁺	0,911	0,772	0,531	0,607	1,552	1,599	1,105
Mn	0,005	0,003	0,003	0,002	0,019	0,027	0,012
Mg	1,755	1,838	2,264	1,913	2,881	2,872	3,282
Ca	-	-	-	0,002	1,713	1,706	1,759
Na	0,132	0,314	0,332	0,117	0,783	0,771	0,792
K	0,771	0,727	0,654	0,848	0,159	0,133	0,128
OH ⁻	1,960	1,957	1,902	1,946	1,979	1,960	1,960
f	34,29	29,66	19,09	24,15	35,29	36,15	25,39

Примечание. 12, 29 – нориты 2-й фазы, Максутский массив; 20 – пикрит 3-й фазы, то же; 697 – пикритовый порфирит, Петропавловские массивы. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A (аналитики Л.В. Усова, А.И. Кузнецова, Н.А. Яковлева). Во всех анализах дано общее железо в закисной форме; количество воды приведено условно, исходя из средних составов биотитов и амфиболов.

Таблица 11

Химический состав магматических пород максутского, гастауского и пре

Порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	2	3	4	5	6	7	8
<u>Максутский</u>							
1	1-99	48,46	2,01	15,08	2,51	10,35	0,23
2	1-49	49,15	2,11	15,81	2,62	9,92	0,20
3	8-180	49,35	2,47	15,53	3,71	9,15	0,20
4	1-87	49,52	2,18	15,75	2,72	9,48	0,20
5	31-70	49,80	2,96	16,60	1,50	9,69	0,20
6	31-19	50,70	3,28	15,60	1,20	9,98	0,20
7	7-90	48,98	1,41	19,59	3,69	5,86	0,12
8	28-2	49,08	2,20	16,50	2,50	7,75	0,17
9	8-90	50,22	1,03	21,05	3,35	4,86	0,09
10	29-20	50,34	1,22	21,80	1,30	5,24	0,11
11	7-49	50,97	1,17	20,40	2,20	4,72	0,11
12	13-600	51,20	1,30	18,51	2,58	6,11	0,16
13	28-60	51,68	1,54	18,50	2,55	5,95	0,13
14	15-55	48,65	0,35	20,95	2,08	5,03	0,13
15	20-47	41,38	0,84	7,69	3,50	9,91	0,18
16	20-72	42,05	0,48	8,61	3,33	9,63	0,20
17	20-154	42,34	0,80	7,99	0,60	10,80	0,20
18	6564	42,20	1,00	8,64	3,59	9,11	0,16
19	6562	42,31	1,00	8,18	3,33	9,29	0,12
20	6566	44,51	1,20	10,36	3,12	10,41	0,12
21	806	43,76	1,00	13,00	1,20	8,76	0,26
22	855	43,98	0,95	15,29	2,65	7,33	0,12
23	954	44,15	1,10	8,27	2,97	9,85	0,13
24	830	44,41	0,92	16,96	5,12	4,24	0,12
25	860	44,86	0,98	15,05	2,84	7,28	0,13
26	857	45,06	1,23	16,10	1,80	6,93	0,22
27	852	45,07	1,15	14,15	3,69	6,48	0,12
28	813	45,29	1,03	12,79	2,97	7,93	0,18
29	861	45,32	1,30	17,20	1,40	7,39	0,22
30	671/4	39,48	0,56	7,90	3,45	9,05	0,23
31	690	40,52	0,66	7,41	3,89	10,14	0,20
32	700	40,65	0,84	7,85	3,37	9,72	0,22
33	696	41,00	0,75	9,25	3,13	9,51	0,19
34	697	41,17	0,70	7,93	3,82	9,21	0,21
35	701	42,68	0,85	10,80	2,92	8,18	0,26
36	2511/1	47,88	0,88	19,72	2,00	6,72	0,12
37	2511/2	48,05	1,05	17,84	2,49	7,43	0,12
38	313/2	50,00	0,82	18,60	1,12	7,21	0,15
39	704/2	45,82	0,89	16,80	0,47	8,83	0,18
40	704/3	46,72	1,60	15,30	1,87	8,68	0,19
41	704/1	47,68	1,16	17,30	1,18	8,04	0,15
42	65/4	50,00	1,08	15,65	1,64	7,62	0,25
43	928/9	50,44	1,03	18,00	1,85	7,04	0,12
44	705/1	53,40	2,22	17,30	1,35	6,82	0,16

ображенского комплексов, вес. %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
9	10	11	12	13	14	15	16
<u>комплекс</u>							
7,16	6,64	3,54	1,13	-	1,44	0,60	99,15
5,50	7,36	3,75	1,25	-	0,99	0,63	99,29
5,41	7,34	3,68	1,25	-	0,28	0,92	99,29
5,61	6,93	3,75	1,25	-	1,11	0,63	99,13
5,15	8,09	3,18	1,72	-	0,27	0,50	99,66
5,63	7,77	3,34	1,87	-	0,10	0,38	100,05
5,82	7,63	3,71	1,01	-	1,84	0,45	100,11
8,53	7,11	2,91	1,48	0,33	0,75	0,26	99,57
5,41	8,50	3,58	0,59	-	1,15	0,20	100,03
5,47	8,44	3,34	1,20	0,23	0,25	0,19	99,13
4,99	8,21	3,90	0,94	-	1,75	0,40	99,76
5,05	7,44	3,75	1,10	-	1,60	0,44	99,24
5,79	7,00	2,80	1,72	0,17	1,07	0,30	99,20
8,24	8,86	3,12	0,34	-	1,28	0,09	99,12
26,50	3,10	1,02	1,05	0,45	3,57	0,09	99,28
25,96	3,29	1,37	0,31	-	3,81	0,12	99,16
27,50	3,77	1,29	1,10	0,43	2,13	0,09	99,04
23,15	4,12	2,01	0,57	-	4,92	0,39	99,86
20,49	7,25	2,32	0,96	-	5,02	0,36	100,63
19,80	4,46	2,54	0,78	-	1,99	0,34	99,63
21,10	5,15	1,83	0,72	0,39	2,45	0,20	99,82
14,28	7,54	2,44	0,96	-	4,35	0,30	100,19
20,93	5,87	2,23	0,82	-	3,16	0,36	99,84
11,29	8,40	4,17	0,78	-	3,76	0,41	100,58
14,33	7,14	2,85	0,90	-	3,54	0,29	100,19
15,50	5,95	2,16	0,96	0,42	3,03	0,23	99,59
12,64	8,40	2,85	1,30	-	3,77	0,30	99,92
17,07	6,39	2,32	1,02	-	2,88	0,42	100,29
14,00	6,80	2,32	0,96	0,29	2,70	0,24	100,14
28,40	2,90	0,10	0,34	0,68	6,26	0,19	99,64
26,45	3,49	1,24	0,62	-	5,42	0,27	100,31
24,71	3,98	1,16	0,60	-	6,43	0,30	99,83
26,80	3,10	0,10	0,58	0,37	5,72	0,19	100,69
26,09	3,49	1,19	0,62	-	5,34	0,31	100,08
24,30	3,95	1,02	0,72	0,55	4,27	0,22	100,72
7,77	8,37	3,17	0,64	0,11	2,10	0,12	99,60
9,34	7,93	3,13	0,61	0,12	1,34	0,22	99,67
8,45	8,45	3,18	0,76	-	1,00	0,22	99,96
12,70	6,00	2,31	1,82	0,28	2,76	0,17	99,03
13,30	7,17	2,31	1,24	0,25	0,55	0,20	99,38
10,70	6,50	2,74	1,82	0,18	1,40	0,24	99,09
10,15	7,25	3,15	0,90	-	2,13	0,21	100,03
7,07	8,35	3,66	0,92	0,16	0,92	0,34	99,90
4,34	6,05	3,50	2,59	0,23	0,85	0,54	99,35

Продолжение табл. 11

1	2	3	4	5	6	7	8
45	931/2	54,38	1,17	18,20	2,74	5,46	0,14
46	931/1	55,44	0,94	17,51	2,31	4,88	0,12
47	226/5	46,50	2,41	16,10	2,01	9,54	0,23
48	926	47,69	1,87	14,78	2,56	9,42	0,14
49	927	47,89	2,06	15,88	2,82	8,78	0,17
50	940/2	48,07	2,08	15,91	1,00	10,59	0,18
51	940/3	48,26	2,28	16,17	1,62	9,33	0,20
52	226/3	48,30	2,10	15,55	1,80	9,91	0,23
53	901	50,64	1,73	17,05	1,36	8,38	0,15
54	939/4	49,20	1,55	17,70	2,60	7,47	0,05
55	915	47,95	1,32	15,79	3,33	6,79	0,07
<u>Тастауская</u>							
56	2514/3	62,64	0,71	18,30	0,89	3,30	0,07
57	316/6	63,50	0,73	17,60	1,41	2,99	0,14
58	1939	64,95	0,65	16,27	3,08	2,07	0,09
59	2508	66,58	0,49	16,62	3,36	2,16	0,07
60	2504	66,90	0,58	16,42	1,86	2,16	0,07
61	2513/7	65,68	0,68	15,12	1,08	3,43	0,07
62*	319/4	66,00	0,49	14,70	1,01	2,81	0,15
63*	316/9	67,00	0,74	14,70	1,84	2,96	0,15
64	2513-3	66,12	0,52	16,20	0,65	4,09	0,12
65	2513-7a	65,60	0,85	15,70	0,49	4,52	0,06
66	2518/6	65,94	0,42	16,30	1,02	2,58	0,08
67**	321/1	67,00	0,26	15,80	0,27	2,12	0,10
68*	315/8	68,00	0,44	15,70	0,72	2,39	0,10
69*	319/2	68,00	0,08	15,90	1,51	1,31	0,09
70*	2517/1	68,14	0,40	15,30	0,94	2,65	0,04
71*	320/2	69,50	0,12	14,90	2,48	0,85	0,10
72*	320/1	71,00	0,54	14,10	0,53	1,97	0,09
73*	322/3	71,00	0,08	14,50	0,33	1,70	0,07
74*	315/3	71,50	0,22	14,35	0,44	2,51	0,10
75*	315/1	72,00	0,12	16,30	0,87	1,94	0,08
76*	322/2	72,00	0,11	13,75	0,38	1,97	0,08
77	2513-1	71,92	0,39	14,40	0,38	2,58	0,02
78	2513-2	69,26	0,39	16,30	0,62	2,65	0,04
79	2513-3	70,28	0,35	15,00	0,23	3,59	0,04
80	2518-7	73,14	0,20	13,20	0,87	2,87	0,07
81*	315/7	73,00	0,22	14,60	0,23	1,61	0,13
82*	322/1	73,00	0,12	13,95	-	2,33	0,10
83*	327/2	75,00	-	14,00	0,21	0,90	0,08

9	10	11	12	13	14	15	16
3,27	7,05	4,42	1,54	0,10	1,05	0,58	100,10
4,83	6,62	4,19	1,70	0,14	1,45	0,31	100,44
9,20	7,82	3,46	0,86	-	1,40	0,30	99,83
7,02	9,50	4,06	0,92	-	1,23	0,50	99,69
7,38	8,18	3,78	0,96	-	1,82	0,55	100,27
8,48	7,77	3,37	0,88	0,13	1,07	0,50	100,03
8,12	8,70	3,39	0,91	0,25	0,01	0,36	99,60
9,17	7,40	3,10	0,92	-	0,80	0,35	99,63
5,08	7,20	4,52	1,37	-	1,50	0,86	99,84
7,84	7,77	3,56	0,98	0,14	1,26	0,02	100,14
9,85	7,82	4,04	0,92	-	1,83	0,41	100,12

ассоциация

1,80	2,50	2,80	3,69	-	2,23	0,25	99,18
1,00	2,15	4,62	3,44	-	2,06	0,26	99,90
0,95	2,77	1,74	4,80	-	1,58	0,21	99,16
0,53	1,31	3,49	3,80	-	1,79	0,18	100,38
0,84	2,48	2,95	3,20	-	1,65	0,18	99,29
0,68	2,20	3,71	4,40	0,14	2,08	0,19	99,46
0,20	1,85	4,70	5,52	-	2,50	0,12	100,05
0,25	1,40	4,34	4,72	-	1,68	0,21	99,99
1,31	1,36	3,61	4,70	-	1,42	0,13	100,23
1,15	2,04	3,18	3,45	-	1,81	0,23	99,08
0,82	1,82	3,07	5,28	-	1,76	0,08	99,17
-	1,20	4,86	4,56	-	3,46	0,06	99,69
0,35	1,67	3,94	4,84	-	2,10	0,08	100,33
-	0,70	3,86	4,46	-	3,78	0,04	99,73
0,82	1,36	3,55	4,80	-	1,42	0,08	99,50
0,22	0,90	5,12	4,22	-	1,54	0,06	100,01
-	0,80	5,22	3,84	-	1,24	0,20	99,53
-	0,80	4,70	3,42	-	3,00	0,05	99,65
-	0,85	6,06	3,06	-	0,60	0,04	99,73
-	0,50	5,00	2,08	-	0,80	0,05	99,74
-	0,60	4,52	5,74	-	0,90	0,05	100,10
1,31	1,13	3,55	3,36	-	0,51	0,02	99,57
0,82	1,36	3,12	4,60	-	0,65	0,07	99,88
0,65	0,91	3,07	5,08	-	0,65	0,06	99,91
0,49	0,68	3,44	4,03	-	-	0,06	99,05
-	0,52	5,68	2,76	-	0,62	0,01	99,38
-	0,66	3,46	5,44	-	0,96	0,05	100,07
-	0,20	3,54	4,60	-	1,10	0,04	99,67

Продолжение табл. 11

1	2	3	4	5	6	7	8
84*	327/1	75,50	-	14,50	0,24	0,90	0,11
85	2513/5	71,10	0,30	14,58	2,69	0,91	0,06
86*	315/10	72,50	0,14	15,20	0,89	1,42	0,10
87	2513/4	74,05	0,15	13,80	0,41	2,43	0,04
88	665	74,12	0,15	13,52	0,42	0,57	0,02
89	975	74,50	0,23	14,10	0,95	0,75	0,11
90	665/1	73,86	0,09	13,46	0,56	0,57	0,05
91	5019	75,25	0,12	12,92	0,56	0,78	0,02
92	5018	75,16	0,12	13,01	1,18	0,71	0,01
93	C-927	74,70	0,10	14,90	0,62	1,43	0,04
94	C-936/1	75,04	0,22	13,68	0,88	1,33	0,03
95	914/4	74,64	0,11	13,50	0,52	0,93	0,02
96	379	75,86	0,04	12,07	0,68	1,44	-
97	394	73,59	0,01	12,07	0,80	1,10	-
98	2511-7	68,20	0,39	16,18	3,60	1,43	0,24
99	994/4	74,74	-	14,13	0,44	1,00	0,01
100	958/11	69,80	0,35	14,80	1,00	2,61	0,06
101	958/9	76,00	0,07	12,40	1,27	0,64	0,02
102	958/8	76,00	0,80	12,17	1,29	0,50	0,03
103	958/7	76,13	0,05	12,66	1,43	0,19	0,02
104	958/5	76,70	0,06	12,66	1,43	0,12	0,02
105	958/4	76,13	0,06	12,95	1,43	0,30	0,02
106	958/1	71,63	0,40	14,00	2,73	0,45	0,04
107	1214	72,43	0,23	15,48	0,81	1,72	0,01
108	2514/2	75,25	0,15	13,50	0,07	1,00	0,02
109	317/1	74,50	0,03	14,50	0,16	0,63	0,08
110	2514/1	75,94	0,20	14,10	He обн.	0,93	0,01
111	2514/2a	74,60	0,22	14,70	"	1,07	0,01
112	1259	60,80	1,01	17,76	2,16	5,03	0,08
113	921/2	61,85	0,85	16,81	0,83	5,03	0,11
114	921/1	64,56	0,60	17,40	0,91	3,44	0,08
115	4	66,06	0,48	17,54	1,29	2,42	0,13
116	955-1	65,34	0,60	14,86	1,61	3,66	0,09
117	955-2	64,88	0,67	16,46	0,82	3,95	0,12
118	923/1	68,76	0,56	15,50	0,69	2,51	0,05
119	914/9	69,07	0,35	15,98	0,23	2,58	0,03
120	916/2	72,87	0,24	14,21	0,47	2,29	0,04
121	2504/2	68,95	0,43	15,40	0,52	2,53	0,06
122	1272-1	67,19	0,26	16,80	1,28	2,30	0,04
123	1259-a	68,62	0,28	16,56	1,19	2,30	0,04
124	66	68,97	0,27	16,08	0,55	3,45	0,10
125	2247-a	69,12	0,35	16,32	0,55	2,87	0,03
126	2250	69,70	0,50	15,36	0,26	3,52	0,04
127	926/2	69,97	0,45	14,87	0,52	3,01	0,06
128	926/1	70,00	0,44	15,00	0,35	3,37	0,06
129	926/3	70,03	0,45	15,25	0,36	3,00	0,07
130	16abc	70,05	0,36	15,64	0,62	2,63	0,06
131	2251	73,32	0,19	14,94	0,20	2,44	0,03

9	10	11	12	13	14	15	16
-	0,50	3,54	4,26	-	0,72	0,31	100,58
0,20	0,15	4,15	4,47	0,33	0,71	0,05	99,70
-	0,35	4,84	3,68	-	0,44	0,02	99,58
0,10	0,15	5,37	3,21	0,05	0,44	0,02	100,22
0,17	0,23	4,90	5,00	0,18	0,44	0,06	99,78
-	0,81	4,88	2,54	0,16	0,86	He обн.	99,89
0,40	0,70	4,54	4,82	He обн.	1,01	0,07	100,13
0,44	0,45	3,86	4,35	0,19	0,63	-	99,57
0,26	0,41	3,33	4,54	0,25	0,76	-	99,74
0,63	1,33	3,07	2,78	0,10	0,54	0,01	100,25
0,32	1,11	3,45	3,84	0,08	0,02	0,02	100,02
0,16	0,72	3,93	5,23	0,10	0,25	0,02	100,13
0,56	1,12	3,60	4,19	-	0,23	-	99,79
0,57	1,37	5,50	3,44	-	0,60	-	99,05
0,31	0,14	3,90	3,37	-	1,71	0,13	99,60
-	0,07	4,38	4,00	0,10	0,70	0,01	99,58
0,46	1,29	4,42	5,00	0,12	0,23	0,10	100,29
0,16	0,28	3,84	4,45	0,12	0,27	0,03	99,55
0,16	0,20	4,02	4,58	0,10	0,41	0,02	100,28
0,16	0,28	3,97	4,67	0,11	0,18	0,02	99,87
0,16	0,20	4,07	4,75	0,08	0,15	0,02	100,42
0,16	0,14	3,98	4,58	0,10	0,36	0,02	100,23
0,46	1,29	3,98	4,69	0,10	0,32	0,11	100,20
0,22	0,22	4,06	4,68	0,18	0,22	0,05	100,31
0,20	0,15	5,25	3,44	0,09	0,43	0,02	99,57
-	0,25	4,70	4,00	-	0,62	0,03	99,50
0,65	0,45	3,12	2,49	-	1,39	0,04	99,32
0,32	0,22	4,64	2,78	-	0,52	0,04	99,12
1,80	2,94	4,22	3,00	0,12	1,37	0,27	100,56
1,92	3,74	4,51	3,75	0,10	0,72	0,25	100,47
1,43	2,22	5,38	4,22	0,13	-	0,09	100,46
0,45	1,56	4,97	4,79	-	0,84	-	100,53
1,67	2,22	3,89	4,64	-	0,43	0,12	99,13
0,80	2,09	3,79	5,28	-	0,09	0,14	99,09
1,27	2,55	3,45	4,61	0,04	0,28	0,09	100,36
0,26	0,52	4,98	5,69	0,13	0,65	0,09	100,56
0,16	0,43	4,01	5,14	0,15	0,27	0,06	100,34
0,84	2,05	3,88	4,00	0,12	0,65	0,11	99,54
0,95	1,03	4,49	4,42	0,08	0,80	0,07	99,71
0,53	0,88	4,28	4,84	0,11	0,37	0,05	100,05
0,59	0,89	3,96	4,49	0,13	0,22	0,12	99,82
0,33	0,73	4,10	4,81	0,15	0,36	0,05	99,77
1,27	1,18	3,98	4,32	0,04	0,05	0,06	100,88
0,31	1,44	4,33	4,60	0,12	0,63	0,10	100,41
0,57	1,00	4,21	4,91	0,13	0,38	0,10	100,52
0,52	1,20	4,19	4,77	0,11	0,32	0,10	100,37
0,64	1,03	4,32	4,79	0,08	0,39	0,08	100,69
0,40	1,07	3,27	3,55	0,12	0,20	0,04	99,77

Продолжение табл. 11

1	2	3	4	5	6	7	8
132	925/1	75,64	0,25	11,25	1,16	1,51	0,03
133	925/3	76,35	0,09	12,36	0,29	1,29	0,02
134	925/2	76,62	0,22	11,55	0,21	2,08	0,04
135	61a	49,76	2,04	18,96	2,96	7,75	0,11
136	951/5	52,06	2,58	15,99	2,19	8,54	0,19
137	107-п	58,96	0,08	19,20	3,91	2,01	0,12
138	964/1	54,82	1,27	17,17	7,18	1,00	0,13
139	960/5	56,44	1,68	17,62	8,40	1,34	0,19
140	953/7	58,48	1,44	16,21	1,38	7,57	0,22
141	899	58,54	1,00	18,61	1,24	6,50	0,14
142	896	58,65	1,36	17,68	0,75	7,70	0,17
143	953/7	58,73	1,05	18,45	1,46	6,29	0,17
144	904	60,95	1,15	17,23	0,80	6,52	0,15
145	907	61,70	0,96	17,45	0,72	5,70	0,13
146	893	63,25	0,62	17,55	1,12	3,62	0,06
147	949/1	64,40	0,54	16,40	0,59	5,00	0,11
148	953/5	64,45	0,61	17,00	4,16	0,64	0,08
149	939/7	65,49	0,51	16,69	1,46	3,29	0,08
150	949/4	65,97	0,58	16,74	0,47	3,71	0,13
151	949/3	66,05	0,49	16,47	0,60	3,58	0,08
152	939/8	66,85	0,40	16,75	1,16	2,29	0,06
153	949/2	69,32	0,29	14,29	0,15	5,00	0,06
154	939/6	69,91	0,40	14,92	0,78	2,43	0,07
155	936	70,08	0,28	15,16	0,35	2,00	0,04
156	941/2	70,94	0,45	14,99	0,60	2,44	0,06
157	939	71,16	0,26	13,88	0,61	1,85	0,04
158	13abc	71,17	0,26	15,36	0,82	2,29	0,05
159	14abc	71,62	0,40	14,88	0,48	2,30	0,05
160	938-5	71,76	0,30	14,40	0,85	2,08	0,07
161	958-1	71,63	0,40	14,00	2,73	0,45	0,04
162	910	71,76	0,18	13,74	0,26	2,22	0,03
163	921	71,85	0,16	14,31	0,12	2,15	0,04
164	946	71,90	0,30	14,57	2,15	0,48	0,04
165	912	72,00	0,18	14,17	0,06	2,15	0,04
166	929	72,12	0,23	14,45	0,62	1,85	0,04
167	103-П	72,17	0,16	15,12	0,52	1,51	0,05
168	1213	72,22	0,23	14,88	1,06	1,87	0,02
169	925	72,24	0,15	13,88	0,14	2,00	0,04
170	945	72,24	0,20	14,17	0,61	1,48	0,03
171	923	73,32	0,15	13,60	0,25	1,93	0,04
172	960/1	74,75	0,11	13,40	1,72	0,46	0,04
173	931	75,53	0,08	14,07	0,02	1,11	0,03
174	941	73,00	0,11	14,73	0,08	1,18	0,03
175	940	73,44	0,10	14,41	-	1,18	0,03
176	225/1	68,50	0,43	15,60	1,24	2,22	0,09
177	101-п	70,35	0,22	15,60	0,87	0,86	0,04
178	942.2	71,50	0,32	14,74	1,89	0,57	0,04
179	2525/7	61,51	0,75	17,80	0,83	4,86	0,12
180	2525/10	62,15	0,70	17,23	2,88	3,14	0,08

9	10	11	12	13	14	15	16
0,47	1,33	3,24	3,89	0,20	0,32	0,05	99,34
0,16	0,43	3,57	4,91	0,10	0,26	0,02	99,85
0,48	1,66	3,02	3,36	0,19	-	0,02	99,45
5,41	6,47	3,88	1,31	0,07	0,64	0,37	99,73
3,98	6,75	3,83	1,78	0,37	0,33	0,70	99,29
0,42	1,95	8,62	2,46	0,48	1,43	0,26	99,90
5,22	6,33	4,02	1,78	0,13	0,45	0,38	99,88
1,51	4,89	4,71	2,20	0,10	0,90	0,60	100,58
2,07	4,22	5,61	2,02	0,16	-	0,21	99,59
0,83	5,60	4,77	2,02	-	0,76	0,31	100,32
1,74	3,49	5,29	2,50	0,08	0,94	-	100,35
1,25	4,06	4,84	1,90	0,14	0,65	0,24	99,23
1,76	2,68	5,00	2,83	0,10	1,14	-	100,31
1,27	2,68	5,29	3,20	0,10	0,95	-	100,15
0,63	3,64	5,05	3,88	-	0,60	0,15	100,17
0,62	1,88	4,00	4,83	0,08	0,50	0,11	99,06
0,79	2,30	4,92	4,24	0,18	0,54	0,15	100,06
0,52	1,45	4,75	5,03	0,05	0,58	0,08	99,98
0,42	1,60	4,72	4,15	0,13	0,37	0,11	99,10
0,62	1,60	4,81	4,85	0,09	0,55	0,08	99,87
0,21	1,16	4,72	5,93	0,11	0,05	0,03	99,72
0,21	1,16	4,00	4,40	0,17	0,50	0,05	99,60
0,83	1,31	4,05	4,88	0,07	0,58	0,09	100,32
0,40	1,28	4,33	5,00	0,04	0,54	-	99,50
0,64	1,65	3,93	4,80	He обн.	0,14	0,07	100,71
0,31	1,16	4,33	5,08	0,10	0,10	0,69	99,47
0,32	1,33	4,00	4,54	0,02	0,15	0,05	100,36
0,32	1,47	3,71	4,86	0,05	0,24	0,09	100,47
1,27	1,11	3,36	4,12	-	0,04	-	99,36
0,46	1,29	3,98	4,69	-	0,11	0,32	100,10
0,48	0,82	4,33	5,00	0,06	0,65	-	99,53
0,36	0,70	4,67	5,08	0,08	0,60	-	100,12
0,36	1,15	4,15	4,67	0,13	0,28	0,06	100,24
0,23	0,93	4,17	4,90	0,10	0,72	-	99,65
0,48	0,82	4,00	4,40	0,04	0,63	-	99,68
0,53	1,03	3,77	4,43	0,21	0,34	0,04	99,88
0,27	0,29	3,98	4,36	0,19	0,48	0,05	99,90
0,52	0,35	4,50	5,33	0,04	0,54	-	99,73
0,31	0,70	4,67	5,00	0,06	0,54	-	100,01
0,31	0,58	4,33	5,00	0,04	0,57	-	100,12
0,16	0,72	3,60	5,00	0,12	0,19	0,04	100,31
0,31	0,35	4,00	4,01	0,02	0,66	-	100,19
0,31	0,82	4,17	5,00	0,02	0,61	-	100,06
0,48	0,58	4,17	5,00	0,10	0,65	-	100,04
0,65	1,40	4,53	4,83	-	0,42	0,22	100,13
0,42	2,20	3,78	2,55	0,66	2,07	0,09	99,71
0,87	2,22	3,67	2,30	0,24	1,74	0,08	100,18
0,52	1,61	5,00	6,31	0,10	0,63	0,08	100,12
0,53	1,76	4,77	5,00	0,10	0,52	0,14	99,00

Окончание табл. 11

1	2	3	4	5	6	7	8
181	2521/1	62,41	0,90	17,72	1,00	3,43	0,12
182	2511/11	72,33	0,16	13,29	0,48	3,07	0,06
183	922/1	66,40	0,35	17,10	1,00	2,51	0,07
184	2	64,93	0,48	17,14	1,29	2,96	0,32
185	1	67,39	0,27	16,28	0,89	2,42	0,07
186	935	74,66	0,10	12,18	0,54	1,79	0,02
187	105-п	75,87	0,10	12,79	0,68	1,72	0,02
188	934/2	75,96	0,12	11,95	0,22	2,15	0,02
189	1240	76,33	0,10	12,96	0,74	2,01	0,01
190	928/1	76,48	0,20	10,34	0,53	1,79	0,01
191	936/2	49,35	1,95	16,14	2,72	8,90	0,16

Примечание. Максутский массив: 1-6 - оливиновый габбро-диабаз, 1-я фаза; 7-13 - лейкократовый оливиновый норит, 2-я фаза; 14 - мезократовый оливиновый норит, 3-я фаза; 15-17 - порфировидный плагиоклаз-содержащий пикрит, 3-я фаза. Карасуйский массив: 18-20 - пикрит-диабаз. Кокпектинский массив: 21-29 - пикрит-диабаз. Группа Петропавловских массивов: 30-35 - пикритовый порфирит. Буконьский массив: 36-38 - оливиновый габбро-норит, 2-я фаза. Тастауский массив: 39-42 - оливиновый габбро-норит, 2-я фаза; 43 - оливиновый габбро-диабаз, 2-я фаза; 44-46 - "цестрый диорит", представляющий гранитизированное габбро максутского комплекса. Преображенский массив: 47-53 - оливиновый норит-диабаз, 1-я фаза; 54-55 - оливиновый габбро-диабаз.

Эффузивно-субвулканическая фация (салдырминский комплекс)

Актобинская мульда: 56,57 - гранатовый дацит-порфир, экструзивно-жерловая фация, 58-61 - дацит-порфир, эффузивная фация; 62 - трахидацитовый порфир; 63 - агломератовый дацит-порфир; 64 - туф дацитового состава; 65 - дацит-порфир; 66 - лавобрекчия дацитового состава; 67-69 - дацит; 70 - игнимбрит риодацитового состава; 71 - липарит; 72 - полевошпатовый порфир; 73-75 - альбитофир; 76 - липарит; 77 - альбитофир; 78 - гранитсодержащий альбитофир; 79 - липаритовый туф; 80 - альбитофир; 81 - кислая эруптивная брекчия; 82 - альбитофир; 83,84 - кварц-полевошпатовый липарит-порфир; 85-87 - липаритовый игнимбрит. Турсумбайско-Воронцовская мульда: 88-90 - липаритовый туф, г.Тюрешоки; 91,92 - фельзит, экструзивное тело, г. Лоба-Кызыл. Тастауская структура: 93-97 - фельзит, субвулканические дайки. Район пос. Малая Буконь: 98 - граносиенит-порфир, субвулканические дайки; 99 - липарит-порфир, то же. Преображенский массив: 100 - граносиенит-порфир, субвулканические дайки; 101-107 - липарит-порфир, то же. Актобинская мульда: 108-111 - фельзит, субвулканические дайки.

Гипабиссальная фация (тастауский комплекс)

Тастауская структура: 112-117 - меланократовый граносиенит 1-й фазы; 118-120 - граносиенит-порфир, дайки после меланократовых граносиенитов 1-й фазы; 121-130 - лейкократовый граносиенит 2-й фазы; 131 - гранит 2-й фазы; 132-134 - лейкогранит 3-й фазы; 135, 136 - диабазо-

9	10	11	12	13	14	15	16
0,84	2,05	5,27	5,37	0,05	0,49	0,24	99,89
0,21	0,28	3,75	5,52	0,10	0,92	0,01	100,18
0,79	1,33	5,16	4,40	-	0,25	0,07	99,43
0,66	1,44	4,67	5,00	-	0,86	-	99,75
0,20	0,92	4,07	6,64	-	0,88	-	100,03
0,47	0,87	3,58	4,22	0,17	0,58	-	99,18
0,21	0,29	4,00	3,92	0,25	0,49	0,02	100,36
0,16	0,14	3,84	4,86	0,06	0,56	0,02	100,06
0,21	0,15	3,95	3,72	0,07	-	0,02	100,27
0,95	1,33	2,91	4,61	0,22	-	0,02	99,39
7,12	7,05	3,88	1,14	0,09	1,17	0,48	100,15

вый порфирит, послегранитовая дайка; 137 - сиенит-порфир, послегранитовая дайка.

Преображенский комплекс

Преображенский массив: 138-146 - монцитит 1-й фазы; 147-153 - сиенит 2-й фазы; 154-171 - адамеллит 3-й фазы; 172-175 - лейкогранит 4-й фазы; 176 - граносиенит-порфир, послегранитовая дайка; 177, 178 - гранит-порфир, послегранитовая дайка. Буранский массив: 179-181 - сиенит; 182 - гранит. Тастауская структура: 183-185 - сиенит; 186-190 - лейкогранит; 191 - диабаз, послегранитовая дайка.

Колл. В.А. Денисенко: 1-4, 7, 9, 11-12, 14; П.В. Ермолова: 5, 6, 8, 10, 13, 15-17, 38-41; 43-46, 50, 51, 54, 56, 59, 61, 64-66, 70, 77-80, 85, 87, 93-95, 98, 106, 108-111, 113, 114, 116-121, 127-129, 132-134, 136, 138-140, 147-154, 156, 160, 161, 172, 178-183, 186, 188, 190, 191; А.Г. Владимирова: 18-37, 42, 47-49, 52, 53, 55, 57, 62, 63, 67-69, 71-76, 81-84, 86, 88-90, 141-146, 155, 157, 162-166, 169-171, 173-176; В.В. Лопатникова: 58, 60, 107, 112, 122-126, 130 - 131, 135, 137, 158, 159, 167, 168, 177, 187, 189; В.Ф. Чугунова: 91, 92, 96, 97, 115, 184, 185.

Если в анализе не приведено содержание H_2O^- , то оно включено в потери при прокаливании. Анализы, отмеченные звездочкой, выполнены квантометрическим методом, остальные - химико-аналитическим.

промежуточное положение между рядами эденита и паргасита. Из имеющихся данных следует, что роговые обманки в базитовой группе пород имеют более высокую глиноземистость, но не достигают значений, характерных для керсутитов.

Обращают внимание повышенные содержания натрия в амфиболах, что в присутствии биотита и калишпата указывает на щелочной уклон базитов и пикритоидов максутского комплекса.

Биотиты относятся к магнезиальным разновидностям и занимают промежуточное положение между мероксенами и флогопитами.

Петрохимическая характеристика максутского комплекса основывается на 55 силикатных анализах (табл. 11, № 1-55). Статистические данные приведены в табл. 12.

Таблица 12

Средний химический состав (вес.%) и петрохимические характеристики базитовой и пикритовидной породных групп максутского комплекса

	1	2		1	2
	Вес. %			Петрохимические характеристики	
SiO ₂	<u>48,93</u> 1,41	<u>45,06</u> 1,72	a	<u>9,33</u> 1,09	<u>5,02</u> 2,39
TiO ₂	<u>1,72</u> 0,64	<u>0,93</u> 0,25	c	<u>7,09</u> 1,59	<u>4,61</u> 2,27
Al ₂ O ₃	<u>17,45</u> 1,92	<u>11,93</u> 4,06	b'(b)	<u>25,25</u> 4,26	<u>43,31</u> 8,66
Fe ₂ O ₃	<u>2,17</u> 0,83	<u>3,08</u> 1,07	f'	<u>39,31</u> 5,78	<u>23,30</u> 3,21
FeO	<u>8,16</u> 1,72	<u>8,84</u> 1,84	m'	<u>51,21</u> 8,97	<u>72,08</u> 5,82
Σ FeO	<u>10,11</u> 1,67	<u>11,61</u> 2,02	n	<u>81,92</u> 6,23	<u>73,45</u> 17,24
MnO	<u>0,16</u> 0,05	<u>0,19</u> 0,05	φ	<u>7,76</u> 3,66	<u>5,62</u> 2,50
MgO	<u>7,70</u> 2,34	<u>21,37</u> 6,54	t	<u>2,52</u> 0,92	<u>1,53</u> 0,38
CaO	<u>7,81</u> 0,72	<u>5,55</u> 2,02	Q	<u>-9,08</u> 3,74	<u>-21,27</u> 4,13
Na ₂ O	<u>3,46</u> 0,49	<u>1,97</u> 1,00	d	<u>0,40</u> 0,06	<u>0,35</u> 0,13
K ₂ O	<u>1,15</u> 0,37	<u>0,81</u> 0,27	F	<u>43,23</u> 7,58	<u>24,21</u> 3,81
P ₂ O ₅	<u>0,39</u> 0,21	<u>0,27</u> 0,11			

Примечание. 1 - базитовая группа пород (30 ан.); 2 - пикритовидная группа пород (22 ан.). В числителе - среднее содержание, в знаменателе - среднеквадратичное отклонение.

Для комплекса характерно бимодальное распределение составов со статистически значимым минимумом (уровень надежности 96%), приходящимся на интервал 17-20% MgO и отделяющим пикритовидную и базитовую породные группы (рис. 18). Резкое различие пикритовидов и базитов максутского комплекса отмечается и на диаграмме Харкера (рис. 19).

Мелапикритовидная породная группа (по систематике А.Ф. Белоусова и др., 1981) имеет умеренную щелочность ($a = 5,02 \pm 1,00$), умеренно низкую титанистость и высоконатриевую специализацию щелочей. По общей меланократовости породы этой группы распределены следующим образом: $b' < 30$ - 1 анализ на 22 (22-1% на общую совокупность), $30 < b' < 40$ - 7

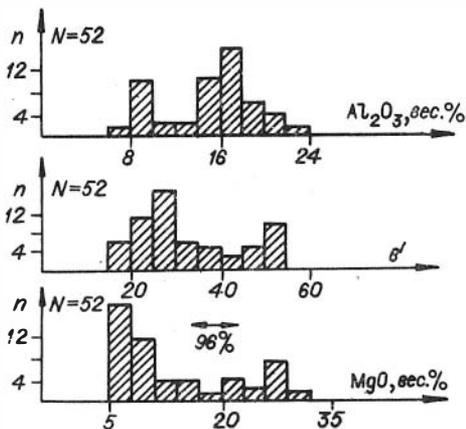


Рис. 18. Бимодальное распределение составов максутского комплекса. 96% - вероятность наличия минимума в генеральной выборке (по критерию С.В. Гольдина, 1968).

анализов из 22 (54-14%, субпикритовый уклон), $40 < b' < 50$ - 6 анализов из 22 (47-10%, пикритовый уклон), $50 < b' < 60$ - 8 из 22 (59-17%, мелапикритовый уклон). Отметим весьма высокоглиноземистые составы пикритоидов максутского комплекса.

Габброиды максутского комплекса относятся к умереннощелочному ряду пород ($a = 9,33 \pm 0,39$; $b' = 25,25 \pm 1,52$). Для них характерны высоконатриевые и умеренномагниевые составы, что сближает их с пикритовыми порфиритами и пикрит-диабазам. По содержанию титана и глинозема они попадают в интервал среднетитанистых и среднеглиноземистых базитов.

Внутри пикритоидной и базитовой породных групп отмечаются резкие различия по характеру корреляционных связей (рис. 20). При этом габброиды не обнаруживают сильных связей между отдельными элементами, в то время как пикритоиды образуют жестко заданную систему с практически линейными корреляциями между всеми элементами. Подобный характер связи возможен только в том случае, если распределение составов в пикритоидной породной группе обусловлено одним сильным фактором, который подавляет влияние остальных (в данном случае - это, по-видимому, фракционирование оливина из пикритового расплава).

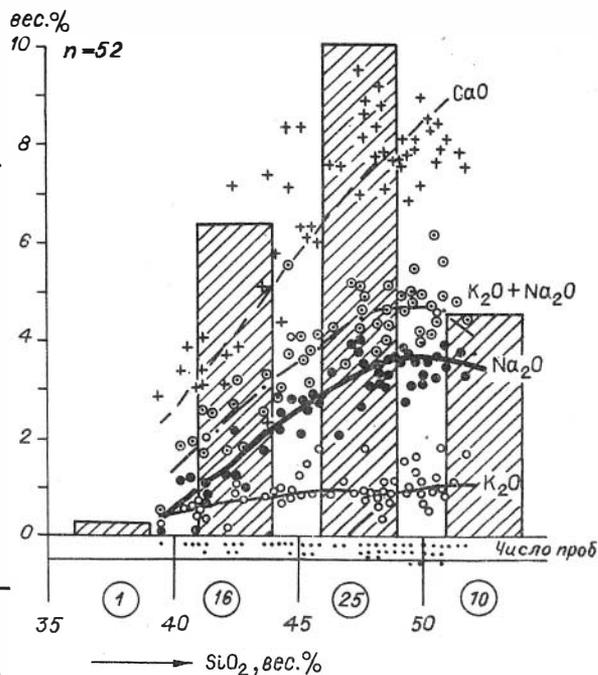


Рис. 19. Вариационная диаграмма для магматических пород максутского комплекса.

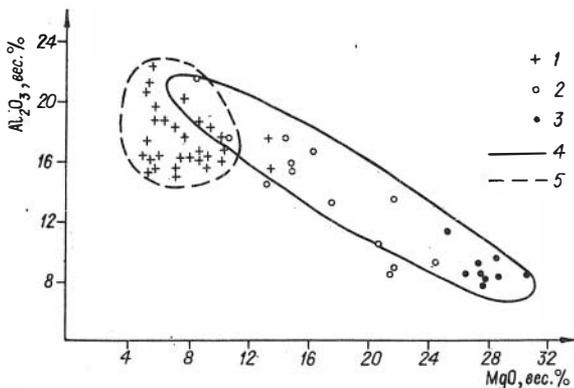


Рис. 20. Корреляция MgO и Al_2O_3 в породах максутского комплекса.

1 - базиты, 2 - пикрит-диабазы, 3 - пикритовые порфиры, 4 - поле составов пикритоидной группы пород, 5 - поле составов базитовой группы пород.

§ 3. Тастауская вулканоплутоническая гранитоидная ассоциация

1. Эффузивно-субвулканическая фация (салдырминский комплекс)

Вулканическая часть тастауского комплекса включает в себя дациты, липариты и кислые субвулканические образования Актюбинской мульды, ранние дайки гранит-порфиров и граносиенит-порфиров внутри Тастауской структуры, Преображенский и Кершский дайковые пояса, субвулканический массив кислых порфиров г. Чекельмес, а также многочисленные кислые субвулканические дайки и тела, пересекающие вулканогенно-осадочные отложения C_{2-3} в районе пос. Малая Буконь, в хребтах Сарьжал, Каражал и др. К этому же типу относятся фельзитовый интрузив Лаба-Кызыл и туфовая толща кислого состава в северо-западной части Аргимбай-Петропавловского ареала (см. рис. 6).

Стратифицированные дацит-липаритовые образования тастауской ассоциации по объему соответствуют салдырминской свите (C_3) и развиты в Актюбинской и Воронцовской мульдах (см. рис. 6).

Актюбинская вулканическая структура расположена на правом берегу р. Курчум в 5 км севернее одноименного поселка. Она имеет форму правильного полукруга и сложена дацитами, липаритами, игнимбритами риодацитового и риолитового состава, кислыми туфами и кислыми экструзивными образованиями (см. рис. 21). К северу от структуры развиты песчано-сланцевые отложения нижнего карбона, с юго-запада она ограничена блоком докембрийских (?) пород, представленным метагабброидами, кварцитами и амфиболитами.

Внутреннее строение структуры концентрически-зональное с падением слоев к центру. Разрез представлен существенно кислыми эффузивно-пирокластическими породами салдырминской свиты C_3 , общая мощность которых превышает 2400 м (рис. 22).

В основании разреза преобладают покровы крупнолейстовых плагиоклазовых дацит-порфиров ($M=150-200$ м), которые нередко в виде тектонических клиньев встречаются и среди вышележающих вулканитов.

Средняя часть разреза ($M=800-850$ м) начинается с лиловых афанитовых или скуднопорфировых липаритов, которые затем сменяются осадочно-пирокластической толщей. В составе последней участвуют игнимбриты, агло-

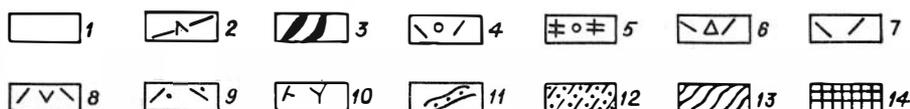
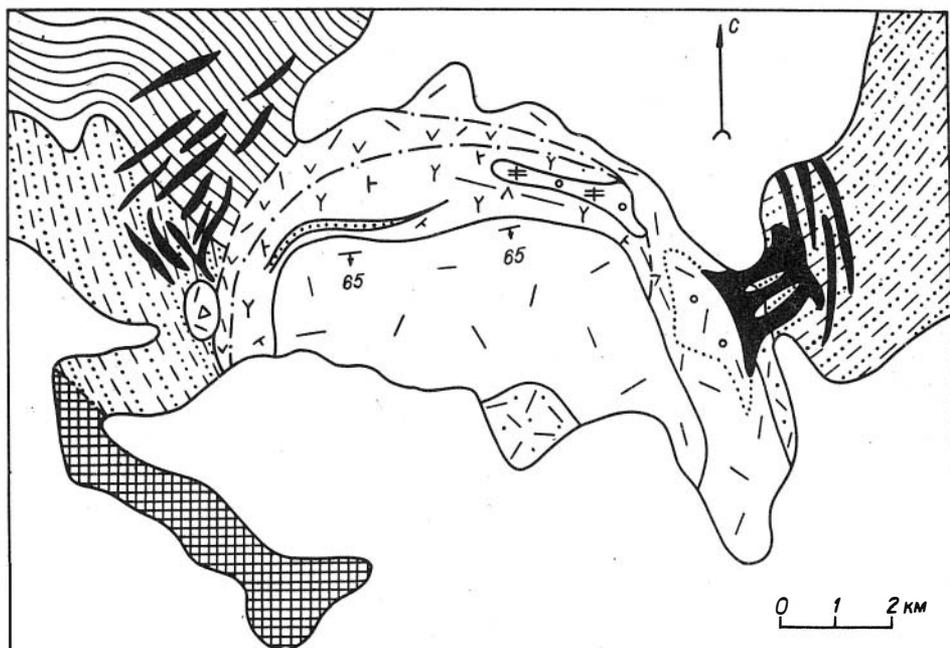


Рис. 21. Схема геологического строения Актюбинской вулканической структуры. Составлена П.В. Ермоловым, А.Г. Владимировым, А.Э. Изохом.

1 - рыхлые отложения; тагстауский комплекс: 2 - дайки диоритовых порфиров, 3 - субвулканические фельзитовые и гранит-порфировые дайки кольцевого пояса, 4 - кислые эруптивные брекчии экструзивной фации, 5 - экструзивные граносиенит-порфиры, 6 - экструзивные брекчии гранатовых дацит-порфиров, 7 - липариты и альбитофиры, 8 - липарито-дациты и дациты, 9 - туфы кислого состава, 10 - туфы смешанного состава; 11 - туфопесчаники, 12 - песчанико-сланцевые и 13 - существенно песчанниковые отложения C_1 ; 14 - выступы докембрийского (?) кристаллического фундамента.

мератовые туфы дацитов и липаритов, прослой алевролитов, туфы смешанного состава, туфопесчаники. Изредка отмечаются темно-синие тонкообломочные туфы андезитов и андезито-дацитов.

Выше залегает мощная однообразная толща серо-зеленых или желтых альбитофиров и липаритов ($M=1200-1300$ м), для которых характерна тонкая флюиальность, повторяющая в общих чертах кольцевое строение структуры. Венчается разрез Актюбинской мульды пачкой туфов кислого состава с редкими прослоями липаритов и кварцевых порфиров. Сохранившаяся мощность верхней пачки 150 м.

В пределах структуры и подстилающих ее отложениях развито большое количество субвулканических даек и экструзивно-жерловых тел. На северо-востоке и северо-западе субвулканические дайки фельзитов залегают среди песчано-сланцевых отложений, представляя собой элементы единого кольце-

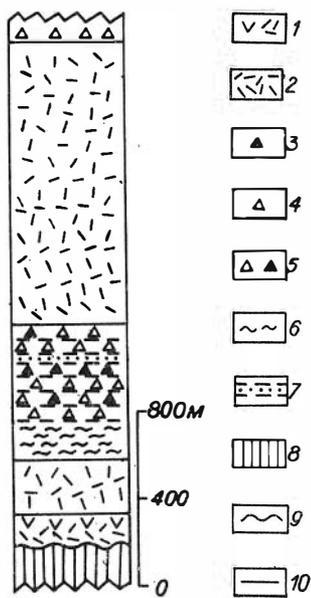


Рис. 22. Сводная стратиграфическая колонка Актюбинской структуры. Составлена А.Г. Владимировым.

1 - лавы существенно дацитового состава (плагноклазовые порфиры, дацит-порфиры, липарит-порфиры); 2 - липариты, альбитофиры; 3 - туфы дацит-андезитового состава; 4 - туфы кислого состава; 5 - туфы смешанного состава; 6 - игнимбриты кислого состава; 7 - туфопесчаники с прослоями кремнистых алевролитов; 8 - нижекарбонные отложения нерасчлененные; 9 - поверхности стратиграфического несогласия; 10 - поверхности стратиграфически согласные.

вого пояса, перекрытого в средней части разреза, рыхлыми отложениями. В западной части структуры выявлен эллипсоидный некк, срезающий гранит-порфировые дайки кольцевого пояса и сложенный брекчиями гранатовых дацит-порфиров.

На севере структуры, преимущественно в породах средней части разреза, встречаются дайки и малые тела гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и диоритовых порфиритов. На северо-востоке структуры закартирован непосредственный переход кислых эруптивных брекчий экструзивной фации в однородные фельзиты субвулканической фации.

В целом намечается следующая последовательность внедрения субвулканических тел и даек: 1-й этап - фельзиты кольцевого дайкового пояса, фациально переходящие в кислые эруптивные брекчии; 2-й этап - брекчиевидные гранатовые дацит-порфиры.

Массив г. Чекельмес, расположенный в Зайсанской впадине (см. рис. 6), сложен фельзитами субвулканической фации. Вмещающие породы - грубообломочные отложения буконьской свиты - слагают здесь моноклинал с падением слоев на восток (40-60°). В том же направлении, но более круто погружается западный обнаженный контакт массива.

Дайковый пояс г. Кериш, также расположенный в Зайсанской впадине, сложен фельзитами, кварцевыми порфирами и граносиенит-порфирами. Пояс имеет субширотное простирание и прослеживается на 15 км при общей мощности в несколько сотен метров. Плотность даек достигает 4-5 штук на 100 м, мощность - от 1 до 10 м. Между дайками отмечаются отдельные обнажения коренных пород, представленные песчано-сланцевыми отложениями нижнего карбона.

Дайковый пояс Преображенского интрузива приурочен к его юго-восточному экзоконтакту (см. рис. 35). Он также прослеживается по отдельным выходам более чем на 15 км. Мощность обнаженной части пояса превышает 2 км. Вмещающие породы представлены андезитовыми порфиритами и пирокластическими образованиями даубайской свиты C₂₋₃. В строении пояса участвуют фельзиты, кварцевые порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и мелкозернистые порфироподобные граносиениты. Плотность даек в среднем составляет 4-5 штук на 100 м, мощность колеблется от 1-2 до 20 м. С plutonic породами интрузива дайки не соприкасаются, однако в юго-западном экзоконтакте Преображенского интрузива

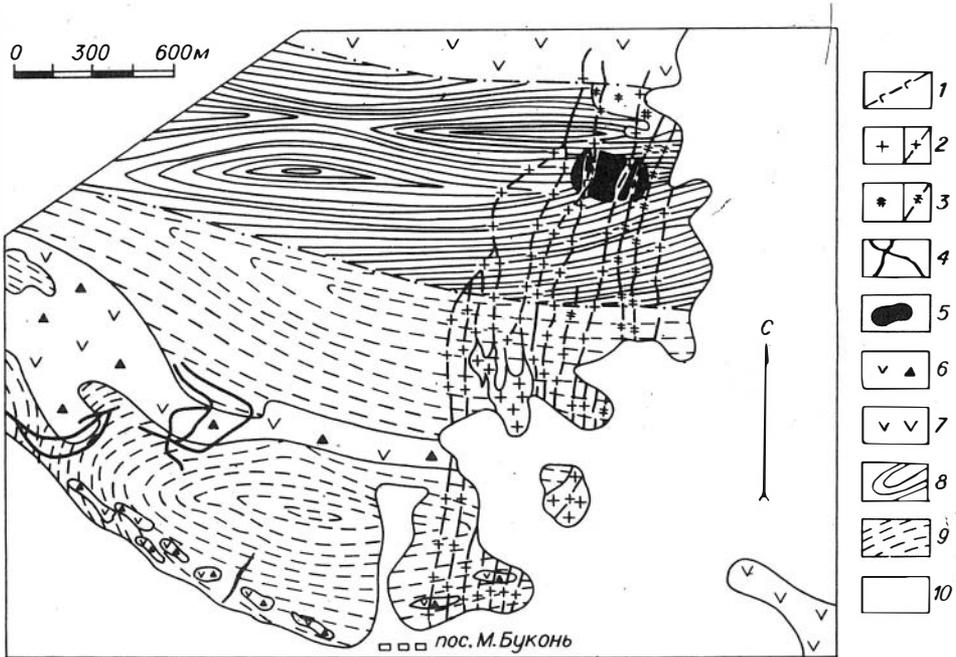


Рис. 23. Схема геологического строения Буконьского пояса даек и малых интрузивов. Составлена П.В. Ермоловым.

1-4 - тастауский комплекс: 1 - послегранитовые дайки диабазов; 2 - субвулканические мелкозернистые порфировидные граниты и их апофизы, гранит-порфиры, фельзиты; 3 - субвулканические мелкозернистые граносиениты, гранодиориты и их апофизы, граносиенит-порфиры; 4 - субвулканические фельзитовые и граносиенит-порфировые дайки; 5 - габбро-нориты максутского комплекса; 6 - экструзивные брекчии плагиоклазовых порфиритов; 7 - плагиоклазовые порфириты даубайского комплекса; 8 - вулканогенно-осадочные отложения красноцветной толщи (C_{2-3}); 9 - сероцветные терригенные отложения буконьской свиты (C_2); 10 - рыхлые отложения.

среди останков кровли закартированы аналогичные дайки кислых порфиров, ороговикованные под влиянием кварцевых сиенитов преображенского комплекса.

Геологические взаимоотношения внутри дайкового пояса установлены только для двух разновидностей: мелкозернистые порфировидные граносиениты пересекаются кварцевыми порфирами.

В Тастауской кольцевой структуре субвулканические фельзиты формируют радиальный пучок даек (см. рис. 25). В конфигурации пучка намечается северо-восточная ориентировка, хотя широко проявлены дайки субмеридионального и субширотного простирания. По мере удаления от центра структуры количество даек резко уменьшается и лишь небольшая их часть выходит за пределы внешнего интрузивного кольца. Вмещающие породы представлены ороговикованными песчано-сланцевыми отложениями нижнего карбона.

По составу дайки очень однородны: желтые и серые сферолитовые, флюидальные и массивные фельзиты. Возрастные взаимоотношения установлены в северо-западной части структуры, где дайка серых флюидальных фельзитов пересекается дайкой желтой массивных фельзитов.

Буконьский пояс субвулканических даек и малых интрузивов расположен в междуречье Большой и Малой Букощи. Вмещающие породы: сероцветные преимущественно грубообломочные отложения буконьской свиты C_2 , андезито-базальты и туфы даубайской свиты C_{2-3} и грубообломочные красноватые образования C_3 (рис. 23).

Мощность пояса в районе пос. Малая Букошь составляет 600–700 м; в северном направлении он сужается до 150–300 м. Средняя мощность даек составляет 5–15 м, однако нередко дайки сливаются, используя системы субмеридиональных и межслоевых субширотных трещин, и образуют раздувы, линейные тела и малые интрузивы. Плотность даек и малых интрузивов достигает 4–5 на 100 м. Их состав: гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, мелкозернистые граносиениты и граниты. В северной части пояса гранит-порфировые и граносиенит-порфировые дайки пересекают габбро-нориты максутского комплекса.

Последовательность формирования даек в поясе: 1) мелкозернистые граносиениты, слагающие малый интрузив в северной части пояса, 2) гранит-порфиры и мелкозернистые граниты, 3) граносиенит-порфиры, 4) диоритовые порфиры.

Западнее Буконьского пояса выявлено несколько даек субвулканических фельзитов и граносиенит-порфиров (см. рис. 23). Они пересекают породы Буконьской свиты и андезитовые брекчии даубайской свиты. Дайки не имеют строгой ориентировки, виргируют и резко выклиниваются. По петрографическому составу они подобны дайкам Буконьского пояса.

В Воронцовской мульде стратифицированные отложения тастауской ассоциации сохранились только на горе Тюрешоки в виде маломощной (не более 50 м) пачки кислых грубообломочных туфов с редкими прослоями липаритов. Эта пачка согласно перекрывает андезит-базальтовую толщу тюрешокинской свиты. Значительно более широко здесь развиты субвулканические фельзитовые тела разнообразной формы, среди которых самым крупным телом является интрузив Лаба-Кызыл (см. рис. 6).

Итак, в Чарской зоне эффузивно-субвулканические образования тастауской ассоциации развиты чрезвычайно широко. Стратифицированные дацит-липаритовые вулканы соответствуют по объему салдырминской свите C_3 , которая завершает разрез верхнепалеозойских отложений региона. Кроме описанных выше Актобинской и Воронцовской мульд, выходы этой свиты известны в горах Улькен-Акжал (Ермолов и др., 1977), в восточной части гор Семейтау. Непосредственный переход от кислых эруптивных брекчий экструзивно-эффузивной фации в однородные фельзиты субвулканической фации наблюдался в северо-восточной части Актобинской структуры. Субвулканические дайки и малые интрузивы фельзитов, гранит-порфиров и граносиенит-порфиров в Воронцовской мульде и в районе пос. Малая Букошь прорывают основные вулканы даубайской и тюрешокинской свит, габбро-нориты максутского комплекса, а в Тастауской вулканоплутонической структуре срезаются гипабиссальными гранитоидами тастауского и преобразженного комплексов. Внутри субвулканической группы пород отмечается многоэтапность развития, однако отдельные этапы не увязываются между собой, что, по-видимому, является результатом своеобразного развития каждого вулканического центра.

Петрографическая характеристика. Собственно лавовые породы дацит-липаритового состава широко развиты только в разрезе Актюбинской мульды. Среди них выявлены как скуднопорфировые, так и порфировые разности.

В порфировых выделениях обычно присутствуют совместно плагиоклаз и калишпат, к которым иногда примешиваются кварц и клинопироксен. Роговая обманка и биотит в шлифах не обнаружены, хотя в тяжелой фракции протолок их зерна систематически отмечаются. Необходимо особо подчеркнуть постоянное присутствие в протолочках граната, количество которого в некоторых случаях составляет 0,1–1,0% объема породы.

Плагиоклаз является главным среди вкрапленников, в то время как доля пород с преобладанием кварца или калиевого полевого шпата явно мала. Плагиоклаз (10–18% An) имеет преимущественно укороченный габитус, иногда оплавлен. Калишпат представлен в выделениях крупными неправильной формы пятнистыми пертитам, которые имеют черты скелетных кристаллов. Кварц всегда в той или иной степени резорбирован и оплавлен. Псевдоморфозы по пироксену (?) в сочетании с плагиоклазом дают гипидиоморфнозернистые гломеросростки.

Основная масса обладает фельзитовой или микрофельзитовой структурой, в редких случаях микропйкилитовфельзитовой или стекловатофельзитовой. Текстуры массивные, иногда флюидальные; отмечаются неправильной формы полости, выполненные мелкозернистым агрегатом кварца.

Пирокластические образования выявлены в разрезе Актюбинской и Воронцовской мульды. В обоих случаях они представлены витро-кристаллокластическими туфами с существенно салическими обломками. Размерность частиц – разнообразная, формы – угловатые. В разрезе Актюбинской мульды, кроме того, отмечены игнимбритовые структуры спекания с фьямме.

Фельзитовые, гранит-порфировые и грансиенит-порфировые субвулканические образования тастауской ассоциации распространены более широко, чем лавовые и пирокластические породы. В Тастауской, Актюбинской, Воронцовской структурах, в Буконьском поясе развиты скуднопорфировые или микропорфировые разности, для Преображенского и Керишского дайковых поясов характерны обильнопорфировые разности.

Среди вкрапленников преобладают либо альбит-олигоклаз, либо кварц; калишпат всегда количественно им уступает. В одном шлифе из гранит-порфиров Тастауской структуры отмечено ситовидное зерно граната; в протолочках гранат присутствует часто (см. табл. 13). Структуры основной массы полнокристаллические с переходами в микропйкилитовые, гранофировые, микролит-фельзитовые или сферолито-микролитовые. Состав основной массы кварц-полевошпатовый с редкими лейстами биотита.

С покровами Актюбинской мульды пространственно сопряжены экстрезивно-жерловые образования, среди которых наибольший интерес представляют брекчиевидные гранатовые дацит-порфиры, слагающие небольшой нект в юго-западной части структуры. В этих породах количество вкрапленников превышает 20%. Вкрапленники сложены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, гранатом и редкими лейстами биотита. Преобладают полевые шпаты, для которых характерны скелетные формы выделения. Кварц и гранат представлены в той или иной степени оплавленными кристаллами; вероятно, парагенезис этих минералов отражает раннюю стадию кристаллизации кислого расплава. В породе присутствуют многочисленные обломки микродиабазов и значительно реже – кислых порфиров, погруженные вместе с вкрапленниками в однородную микрофельзитовую основную массу.

Минералогическая характеристика. Наибольшая информация о генезисе эффузивно-субвулканических пород тастауской ассоциации была получена при изучении реликтовых парагенезисов темноватных минералов (Ермолов и др., 1979б). Набор этих минералов, диагностированный в протолочках весом 1-2 кг, приведен в табл. 13.

Гранат присутствует повсеместно, содержание его варьирует от единичных знаков до первых весовых процентов. По составу выделяются: пироп-альмандин, гроссуляр-альмандин-спессартиц и гроссуляр-андрадит (табл. 14).

Пироп-альмандиновый гранат широко развит в вулканических и экстрезивно-жерловых породах Актюбинской мульды и в некоторых фельзитовых субвулканических дайках Тастауской структуры. В этом типе гранатов содержание магния в разных зернах одного и того же образца колеблется от 0,645 до 1,000 иона на формульную единицу (см. табл. 14, № 1-6). Средневзвешенный состав, определенный химическим анализом мономинеральной пробы (см. табл. 14, № 6), указывает на преобладание граната с содержанием магния 0,9 иона на формульную единицу.

Оптические свойства пироп-альмандинов обнаруживают тесную связь с составом: с увеличением концентрации магния окраска зерен меняется от бордово-красной до бледно-розовой, а показатель преломления понижается от 1,790 до 1,765.

На примере брекчиевидных гранатовых дацит-порфиров Актюбинской мульды установлено, что среди пироп-альмандиновых гранатов преобладают практически однородные незональные зерна (28-31% пироба, 62-66% альмандина), обладающие более или менее отчетливой огранкой и большим количеством включений ильменита и апатита. Вместе с тем выявлены свободные от включений корродированные зональные зерна, имеющие следующий состав: ядро - 25% пироба, 68% альмандина; край - 40% пироба, 58% альмандина. Предполагается, что 1-й тип гранатов является раннемагматическим, кристаллизовавшимся из расплава, в то время как 2-й тип представляет собой реликтовые зерна прогрессивно-зонального метаморфического граната, захваченного расплавом из материнского субстрата (Владимиров, Майорова, 1982).

Гроссуляр-альмандин-спессартиновый гранат установлен в субвулканических фельзитах Тастауской структуры (см. табл. 14, № 11-13). Для него характерна обратная связь между содержанием гроссуляра, с одной стороны, и альмандин-спессартина - с другой. При понижении гроссулярового компонента показатель преломления увеличивается от 1,765 до 1,790.

Гроссуляр-андрадитовый гранат диагностирован только в кислых субвулканических дайках Тастауской структуры и в районе пос. Малая Буконь (см. табл. 14, № 10, 16). Здесь выявлены зональные зерна, для которых характерна смена гроссуляр-андрадита (ядро) чистым андрадитом (край).

Очевидно, что установленные изоморфные ряды в вулканических и субвулканических дацит-липаритах тастауской ассоциации явно различаются по химическому составу. Принимая во внимание тот факт, что состав кислого расплава не испытывал значительной дифференциации, можно предположить, что различие гранатов прежде всего обусловлено их происхождением (ксеногенным, раннемагматическим или позднемагматическим). С этих позиций прогрессивно-зональные высокомагнезиальные гранаты интерпретируются нами как реликты материнского субстрата, а совмещенные с ними однородные гранаты - как раннемагматические (интрателлурические) высокотемпературные. По мере подъема магмы происходили растворение тех и других и кристаллизация менее высокотемпературных железистых и марганцовистых разно-

стей. Для кальциевых гранатов, вероятнее всего, исходя из того факта, что гранаты подобного состава известны только в скарновых породах, можно предполагать ксеногенную природу. Клинопироксены в вулканических породах тастауского комплекса постоянно представлены двумя разновидностями: коричневым титан-авгитом и бледно-зеленым диопсид-салитом (табл. 15). Коричневый клинопироксен обычно встречается в габброидах или в высокометаморфизованных породах и как магматический минерал в гранитоидах не известен. Поэтому он рассматривается нами как ксеногенный, захваченный расплавом из вмещающих пород на уровне его зарождения или в ходе перемещения к поверхности.

Зеленый клинопироксен представлен в вулканитах тастауской ассоциации прерывистым изоморфным рядом ($N_g = 1,710-1,745$). На микрозонде изучались две разновидности ($N_g = 1,720-1,724$; см. табл. 15, № 1, 2; $N_g = 1,743-1,745$; табл. 15, № 3). Обе разновидности принадлежат к субкальциевому ряду диопсид-салитов, но разрыв по железистости между крайними членами превышает 25%. Таким образом, для пироксенов необходимо констатировать резко выраженное неравновесие, которое не может быть объяснено изменением состава кристаллизующегося расплава и, вероятно, связано с выделением магнезиального зеленого клинопироксена в раннемагматическую, а более железистого - в позднемагматическую стадии.

Ромбический пироксен зафиксирован лишь в альбитофирах Актюбинской мульды, где он представлен умеренно железистым гиперстеном ($N_g = 1,724$).

Оливины встречаются значительно реже, чем моноклинные пироксены. Их состав варьирует в широких пределах: от хризолита ($f = 20-25\%$) до феррогортонолита ($f = 80-85\%$). В породах Актюбинской мульды железистые и магнезиальные оливины совмещены в одних и тех же штуфах (см. табл. 13). Магнезиальный оливин из альбитофиров Актюбинской структуры имеет следующий состав: $SiO_2 = 39,1$, $Al_2O_3 = 0,04$, $FeO = 24,31$, $MnO = 0,55$,

$MgO = 37,15$, $CaO = 0,08$, $f = 27,3$ (образец П.В. Ермолова проанализирован на микрозонде JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР, суммарное железо приведено в закисной форме). Вероятно, здесь также можно говорить о существовании оливинов разного генезиса, интрателлурического (ксеногенного или раннемагматического) и позднемагматического близповерхностного.

Амфиболы диагностируются часто и чрезвычайно разнообразны по составу (см. табл. 13). Магматическая группа представлена гастингситом и зеленой роговой обманкой. Ксеногенная группа амфиболов, захваченная, по всей вероятности, на уровне генерации магмы или во время прохождения ею различных метаморфических комплексов на более высоких уровнях земной коры, включает бурую и красно-коричневую роговые обманки и, возможно, глаукофан.

Биотит является обычным породообразующим минералом в вулканиках тастауского комплекса. Тонкие, нередко игольчатые чешуйки его выделяются в позднюю стадию кристаллизации расплавов.

Из особенностей аксессуарной минералогии следует отметить знаки ставролита и корунда.

Петрохимическая характеристика пород эффузивно-субвулканической фации тастауской ассоциации основывается на 56 силикатных анализах (см. табл. 11, № 56-111).

Вулканиды тастауского комплекса представляют собой более или менее однородную силикатную группу пород с унимодальным распределением составов. Внутри нее не выявлены статистически достоверные (с уровнем надежности более 95%) разрывы, минимумы или корреляционные переломы по глав-

Таблица 13

Видовой состав и оптические свойства (N, Ng) цветных минералов эффузивно-субвулканической фации тастауского комплекса

Порода	№ про- бы	Гранат	Гипер- стен	Коричне- вый кли- нопирок- сен	Зеленый клинопи- роксен	Оливин	Красно- коричне- вая ро- говая об- манка	Зеленая роговая обманка	Гастин- гсит	Биотит	Ставро- лит	Корунд
1	2501/2	1,765 1,790		1,720	1,720 1,724	1,718	1,665		1,705	+		
2	914/2	1,785 1,860		+			1,682	1,650	+	+	1,740	
3	927	1,785		1,703	1,745			1,654		+	1,744	
4	2508/6	1,790		1,712		1,725				+		
5	2507/1	1,800			1,724 1,745					+		1,770
6	958/6	1,813		1,706	1,730	1,775		+		+		
7	958/11	1,813		1,702				+		+		
8	994/4			1,710	1,722	1,834		1,665	1,700	+		
9	994/5	1,778		+	1,710 1,720		1,680	+		+		
10	991/2	1,765 1,775 1,804			1,720 1,724		+	+		+		
11	1299			1,708	1,724			1,664		+		
12	2514/1	1,785			1,719	1,724 1 770	1,680	+		+		

13	975	1,817		1,708				+	
14	2513/9	1,773						+	+ 1,745
15	2514	1,765						+	+
		1,780							
		1,790							
16	2513/2	1,780	1,724	1,720	1,726	1,722	1,675		
		1,785			1,743	1,770			
		1,800							
17	2517/4	1,770		1,715	1,724	1,722			1,670
		1,775				1,770			
		1,800							
18	2519	1,770						+	
		1,785							
		1,800							

Примечание. 1-3 - дайки фельзитов и гранит-порфиров Тастауской структуры; 4, 5 - кварцевые порфиры Преображенского дайкового пояса; 6, 7 - граносиенит-порфиры Преображенского дайкового пояса; 8, 9 - граносиенит-порфиры Буконьского пояса даек и малых интрузивов; 10 - гранит-порфиры Буконьского пояса даек и малых интрузивов; 11 - фельзиты субвулканического интрузива г. Лаба-Кызыл (Турсумбайско-Воронцовская мульда); 12 - фельзиты дайкового пояса Актюбинской структуры; 13 - липаритовый туф г. Тюрешоки, Турсумбайско-Воронцовская мульда; 14-18 - Актюбинская структура: 14 - эруптивная автобрекчия кислого состава, 15 - экстрезивный дацитовый порфир, 16, 17 - альбитофиры, 18 - лиловый туф дацитового состава.

натов из магматических пород тастауского комплекса

10	11	12	13	14	15	16	17	18
914/2	2501/2	2501/2	2501/2	914/2		991/2	1	
				центр	край		центр	край
37,73	36,96	37,25	35,94	36,32	35,12	37,68	36,24	35,58
0,01	0,32	0,18	0,18	0,03	0,03	0,25	0,32	0,24
20,64	19,19	19,55	19,64	4,59	0,21	16,90	20,86	20,78
0,04	-	-	-	0,04	0,04	-	-	-
0,83	2,57	2,04	1,30	24,83	30,74	7,50	-	-
33,23	10,64	14,64	18,24	1,44	1,22	1,64	24,31	22,47
1,18	11,15	10,28	16,57	0,21	0,15	0,27	16,38	19,27
4,51	0,09	0,26	0,21	-	-	0,08	0,36	0,18
1,55	18,04	14,25	6,79	32,93	32,45	35,23	0,92	0,61
0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	0,03	Не обн.	-	-
99,75	98,96	98,45	98,87	100,41	99,99	99,50	99,39	99,13
<u>коэффициенты</u>								
3,015	2,961	3,015	2,970	2,994	2,981	2,944	2,987	2,960
-	0,019	0,011	0,011	0,002	0,002	0,015	0,020	0,015
1,944	1,830	1,866	1,913	0,446	0,021	1,557	2,027	2,038
0,002	-	-	-	0,002	0,002	-	-	-
0,050	0,157	0,124	0,080	1,540	1,964	0,441	-	-
2,221	0,720	0,991	1,261	0,100	0,087	0,108	1,676	1,563
0,080	0,764	0,705	1,160	0,015	0,010	0,018	1,144	1,358
0,537	0,010	0,032	0,026	-	-	0,009	0,044	0,022
0,133	1,564	1,236	0,601	2,908	2,952	2,949	0,081	0,049
0,005	-	-	-	0,003	0,004	-	-	-
7,987	8,025	7,980	8,022	8,010	8,023	8,041	7,979	8,005
<u>состав</u>								
17,91	0,33	1,07	0,86	-	-	0,30	1,47	0,73
74,08	23,97	33,07	41,99	3,33	0,60	3,59	55,92	52,10
2,67	25,43	23,52	38,42	0,50	0,33	0,60	38,18	45,25
1,84	41,61	35,04	13,78	18,45	0,10	71,93	2,70	1,06
2,50	7,85	6,21	4,00	76,96	98,09	22,00	-	-
0,10	-	-	-	0,10	0,10	-	-	-
0,90	0,81	1,09	0,95	0,66	0,78	1,58	1,73	0,86

структура), 2519 - лиловый туф дацитового состава (то же), 2501/2, 914/2 - зы (Центральный шток Тастауской структуры). Первые три образца принадлежат чешским методом в АО ИГН КазССР, остальные - на микрозонде JXA-5A в ИГИГ микрозондовых анализов раздельно на закисную и окисную составляющие сог

Таблица 15

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты клинопироксенов из магматических пород тастауского комплекса

	1	2	3	4	5
	914/2	2501/2	2507/1	2525/1	2504/2
	<u>Вес. %</u>				
SiO ₂	52,80	49,53	50,49	51,54	52,90
TiO ₂	0,34	1,30	0,12	0,33	0,25
Al ₂ O ₃	2,25	3,35	0,92	1,71	1,37
Cr ₂ O ₃	0,11	0,34	0,05	-	0,19
FeO	8,43	8,33	14,95	10,02	6,95
MnO	0,10	0,26	0,48	0,82	0,33
MgO	14,48	14,65	8,18	12,74	14,72
CaO	18,78	19,92	23,36	20,61	21,71
Na ₂ O	0,49	0,43	0,29	0,60	0,25
K ₂ O	0,02	-	-	-	-
Сумма. . .	97,80	98,11	98,84	98,37	98,67
	<u>Формульные коэффициенты</u>				
Si	1,986	1,879	1,977	1,965	1,979
Ti	0,010	0,037	0,003	0,009	0,007
Al ^{IV}	0,014	0,121	0,023	0,035	0,021
Al ^{VI}	0,086	0,029	0,019	0,042	0,039
Cr	0,003	0,010	0,002	-	0,005
Σ Fe ²⁺	0,265	0,264	0,489	0,320	0,217
Mn	0,003	0,008	0,016	0,027	0,010
Mg	0,812	0,829	0,477	0,724	0,821
Ca	0,757	0,810	0,980	0,842	0,871
Na	0,036	0,032	0,022	0,044	0,018
K	0,001	-	-	-	-
Сумма. . .	3,973	4,019	4,008	4,008	3,988
f	24,81	24,70	51,42	32,40	21,66
Fe	15,19	16,29	25,93	18,52	12,38
Mg	43,89	42,34	24,25	37,67	42,52
Ca	40,92	41,37	49,82	43,81	45,10

Примечание. 914/2; 2501/2 - фельзитовые субвулканические дай-ки (Тастауская структура), 2507/1 - кварцевый порфир (Преображенский субвулканический дайковый пояс), 2525/1 - меланократовый граносиенит (Буранский интрузив), 2504/2 - меланократовый граносиенит 1-й фазы (Тастауская структура). Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР по образцам П.В. Ермолова (аналитик Л.В. Усова). Общее железо приведено в закисной форме.

Таблица 16

Средний химический состав (вес.%) и петрохимические характеристики гастауской ассоциации

	1			2			3		
	Вес. %			Петрохимические характеристики					
SiO ₂	<u>72,41</u> 3,46	<u>64,30</u> 2,12	<u>71,21</u> 3,02	a	<u>14,49</u> 1,89	<u>15,95</u> 1,57	<u>14,79</u> 1,83		
TiO ₂	<u>0,29</u> 0,24	<u>0,71</u> 0,20	<u>0,34</u> 0,12	c	<u>0,98</u> 0,89	<u>2,75</u> 0,69	<u>1,32</u> 0,67		
Al ₂ O ₃	<u>14,77</u> 1,49	<u>16,90</u> 1,02	<u>14,95</u> 1,66	b'(b)	<u>3,19</u> 1,68	<u>7,40</u> 2,24	<u>3,83</u> 0,95		
Fe ₂ O ₃	<u>0,99</u> 0,86	<u>1,28</u> 0,54	<u>0,56</u> 0,35	f'	<u>48,90</u> 20,28	<u>59,48</u> 4,80	<u>54,31</u> 13,69		
FeO	<u>1,76</u> 1,06	<u>3,95</u> 1,01	<u>2,58</u> 0,61	m'	<u>10,81</u> 8,74	<u>26,79</u> 9,64	<u>16,88</u> 8,69		
Σ FeO	<u>2,65</u> 1,25	<u>5,10</u> 1,22	<u>3,08</u> 0,60	n	<u>59,68</u> 7,92	<u>61,35</u> 6,17	<u>57,00</u> 2,13		
MnO	<u>0,07</u> 0,05	<u>0,10</u> 0,02	<u>0,05</u> 0,02	φ	<u>16,85</u> 15,23	<u>13,12</u> 4,14	<u>8,70</u> 5,68		
MgO	<u>0,39</u> 0,41	<u>1,35</u> 0,60	<u>0,58</u> 0,34	t	<u>0,30</u> 0,26	<u>0,82</u> 0,25	<u>0,36</u> 0,14		
CaO	<u>0,93</u> 0,72	<u>2,48</u> 0,77	<u>1,15</u> 0,56	Q	<u>27,74</u> 6,64	<u>11,23</u> 3,43	<u>25,49</u> 8,33		
Na ₂ O	<u>4,13</u> 0,84	<u>4,48</u> 0,60	<u>3,97</u> 0,51	d	<u>0,78</u> 0,14	<u>0,71</u> 0,08	<u>0,77</u> 0,08		
K ₂ O	<u>4,19</u> 0,85	<u>4,31</u> 0,82	<u>4,55</u> 0,57	F	<u>82,07</u> 14,09	<u>69,22</u> 8,18	<u>76,46</u> 8,96		
P ₂ O ₅	<u>0,08</u> 0,08	<u>0,15</u> 0,10	<u>0,07</u> 0,03						

Примечание. 1 - кислая породная группа, объединенная (56 ан.) эффузивно-субвулканическая фация; 2 - щелочносалическая породная группа (6 ан.) и 3 - гранитная породная группа (17 ан.) гипабиссальной фации. В числителе - среднее содержание, в знаменателе - среднеквадратичное отклонение.

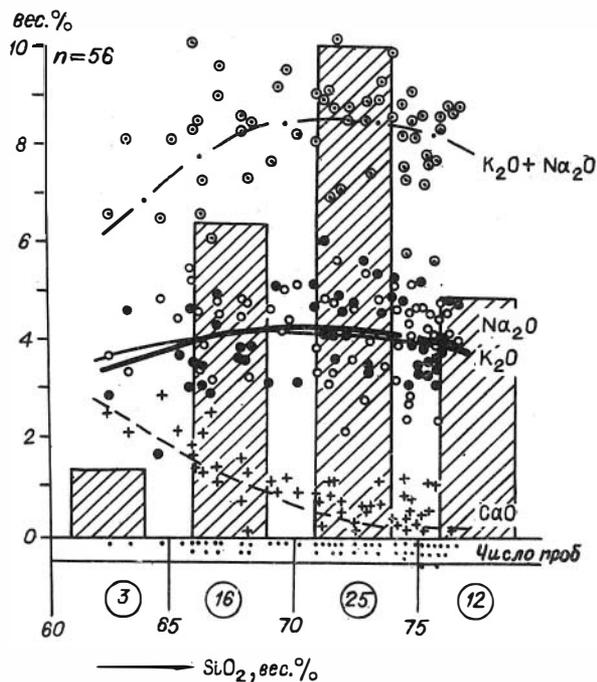


Рис. 24. Вариационная диаграмма для эффузивно-субвулканических пород тастауской ассоциации.

ным петрохимическим признакам. Для группы характерны лейкорииолитоидный и умереннощелочной уклоны ($b' = 3,19 \pm 0,44$; $a = 14,49 \pm 0,49$). Соотношение щелочей умеренно натриевое; свойственны высокожелезистые и высокоглиноземистые составы пород (табл. 16).

Согласно систематике гранитоидных формаций (Изох, 1978), эффузивно-субвулканическая часть тастауского комплекса является существенно гранитоидной завершённой ассоциацией, имеющей повышенную щелочность ($K_2O + Na_2O > 8,5$ вес.% в 38 анализах из 56, или 79–53% на всю совокупность). Учитывая большой разброс в содержаниях щелочей (рис. 24), трудно выявить какую-либо специализацию вулканитов тастауской ассоциации: в грубом приближении $Na_2O = K_2O$ по всей шкале SiO_2 .

2. Гипабиссальная фация (тастауский комплекс)

Гипабиссальные гранитоиды тастауской ассоциации слагают многочисленные малые интрузивные тела, расположенные в районе г. Семипалатинска на левобережье Иртыша, вдоль Чарского офиолитового пояса и в юго-восточной части рассматриваемого региона (Уйтасский, Зеленковский, Филипповский и др.). Кроме того, они участвуют в строении Тастауской вулканоплутонической структуры, в Преображенском и Буранском интрузивах.

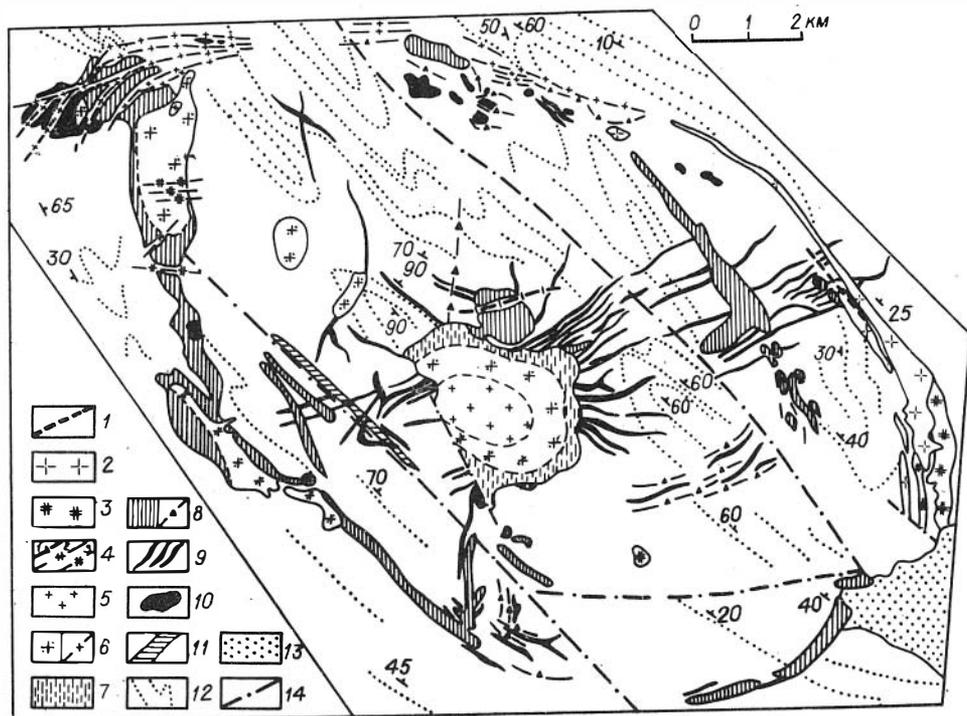


Рис. 25. Схема геологического строения Тагастауской кольцевой вулканоплутонической структуры. Составлена П.В. Ермоловым, А.Г. Владимировым, В.С. Кузбным, А.Э. Изохом и В.Д. Тяном на основе материалов В.Ф. Чугунова и др.

1-3 - преображенский комплекс (1 - послегранитовые дайки диабазов, 2 - лейкограниты, 3 - кварцевые сиениты с фацией граносиенитов); 4-9 - тагастауская ассоциация: 4 - послегранитовые дайки (диабазовых порфиритов (1), граносиенит-порфиров (2) и сиенит-порфиров (3)), 5 - мелкозернистые лейкограниты 3-й фазы, 6 - среднезернистые граниты и 7 - лейкограносиениты 2-й фазы, 8 - мелаграносиениты 1-й фазы и пересекающие их граносиенит-порфировые дайки, 9 - субвулканические фельзитовые и гранит-порфировые дайки; 10 - габброиды максутского комплекса; 11 - плагиоклазовые порфириты среднего состава, условно отнесенные к аргимбайскому комплексу; 12 - вмещающие песчаносланцевые отложения C_1 , в той или иной степени ороговикованные; 13 - рыхлые отложения; 14 - разломы.

В Преображенском интрузиве к гипабиссальной фации тагастауского комплекса нами пока условно ввиду плохой обнаженности и отсутствия прямых геологических контактов отнесено небольшое тело граносиенитов, расположенное в северной части интрузива (см. рис. 35).

В Буранском интрузиве гипабиссальные мелкозернистые граносиениты тагастауской ассоциации слагают несколько крупных и мелких останцов среди более поздних грубозернистых сиенитов преображенского комплекса.

Уйтасский интрузив сложен однообразными мелко- и среднезер-

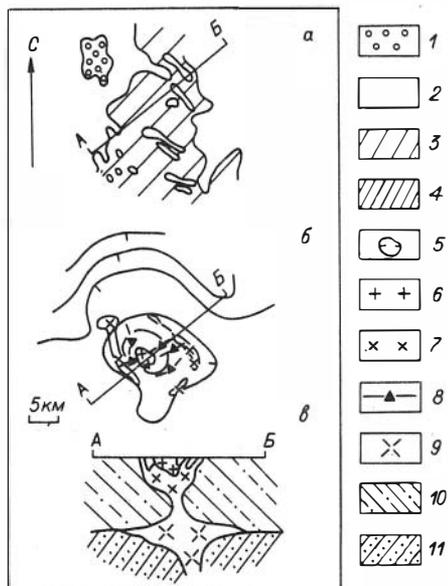


Рис. 26. Магнитное (а), локальное гравитационное (б) поля и геолого-геофизический разрез (в) Тастауской структуры.

1-4 - интенсивность магнитного поля (1 - от -200 до -100 , 2 - от -100 до 0 , 3 - от 0 до 100 , 4 - от 100 до $200 \cdot 10^{-5}$ э); 5 - изоаномалы локального гравитационного поля (направление бергштрих - в сторону уменьшения интенсивности поля); 6 - граниты; 7 - граносиениты; 8 - дайки гранит-порфиров и граносиенит-порфиров; 9 - предполагаемое положение периферического магматического очага; 10 - "гранитный" и 11 - "базальтовый" слой.

нистыми порфировидными гранитами. В южном направлении от интрузива отходят несколько апофиз, которые

уже на удалении нескольких десятков метров сложены закаленной порфировой фацией. В юго-восточной части интрузива гранитами срезается дайка субвулканических гранит-порфиров.

В Филипповской группе гиабиссальными гранодиоритами тастауской ассоциации сложен один небольшой интрузив, расположенный на юго-западной окраине одноименного поселка. Этот интрузив прорван плотным поясом даек гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и единичными дайками диоритовых порфиров северо-восточного простирания.

Малые интрузивные тела южнее г. Семипалатинска имеют обычно простое строение и сложены граносиенитами и гранитами тастауской ассоциации.

Наиболее полно гиабиссальные гранитоиды представлены в Тастауской вулcano-плутонической структуре. В плане эта структура представляет собой эллипс с общей площадью около 130 км^2 , сформированный системой кольцевых даек и тел. В центре эллипса расположен гранитоидный шток и пучок радиальных субвулканических даек (рис. 25).

Предполагаемое глубинное строение структуры показано на рис. 26. Форма может быть уподоблена усеченному конусу, обращенному меньшим сечением вниз. Сечение конуса в горизонтальной плоскости имеет эллипсоидную форму. Максимальные горизонтальные размеры рассчитанного тела не превосходят размеров внешнего кольца Тастауской структуры, а глубина залегания нижнего сечения составляет около 4 км .

В Тастауской структуре отчетливо выделяются два интрузивных кольца (см. рис. 25). Внешнее кольцо имеет размеры $13 \times 18 \text{ км}$ и сложено круто падающими к центру телами мощностью до 2 км . На участках выклинивания тел закартированы дугообразные пояса даек, следующие согласно с общим кольцевым планом структуры. Внутреннее кольцо имеет размеры $7 \times 10 \text{ км}$. На юго-востоке оно выделяется достаточно четко благодаря мощной прокладке вмещающих пород, на северо-западе внутреннее и внешнее кольца пространственно совмещены. Центральный шток представляет собой два интрузивных тела, почти нацело разделенных узкой перемычкой

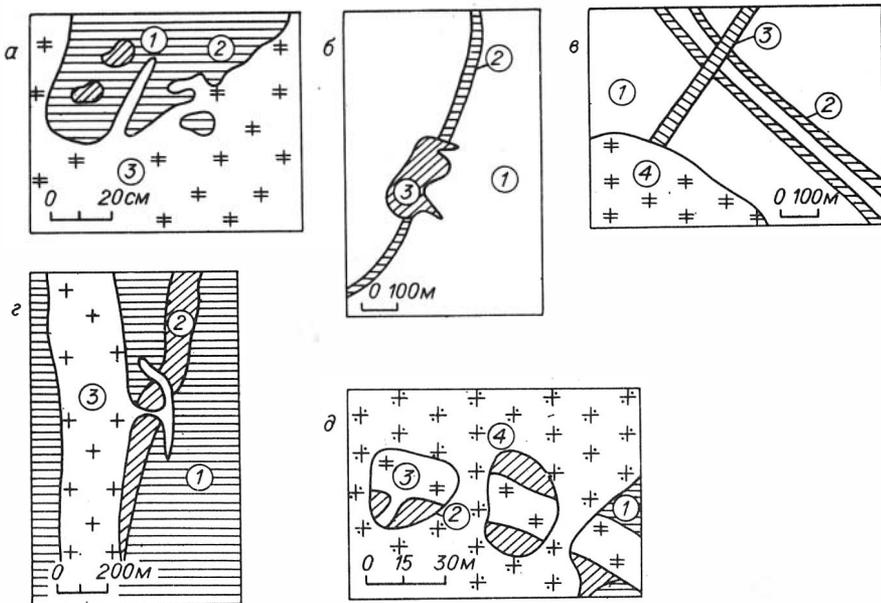


Рис. 27. Зарисовки обнажений Тастауской кольцевой структуры.

а - обн. 72, северо-западная часть структуры (1 - роговики, 2 - габброиды максутского комплекса, 3 - гипабиссальные граносиениты 1-й фазы тастауского комплекса); б - обн. 96, центральная часть структуры (1 - роговики, 2 - субвулканические сферолитовые дайки и 3 - гипабиссальные граниты 2-й фазы тастауского комплекса); в - обн. 120, центральная часть структуры (1 - роговики, 2 - субвулканические фельзитовые дайки тастауского комплекса, 3 - граносиенит-порфировые дайки, внедрившиеся между 1-й и 2-й фазами тастауского комплекса, 4 - лейкограносиениты 2-й фазы того же комплекса); г - обн. 99, западная часть структуры (1 - роговики, 2 - порфировидные граносиениты 1-й фазы и 3 - граниты 2-й фазы тастауского комплекса); д - обн. 92, центральная часть структуры (1 - роговики, 2 - порфировидные граносиениты 1-й фазы, 3 - пересекающие их граносиенит-порфировые дайки, 4 - лейкократовые граносиениты 2-й фазы тастауского комплекса).

вмещающих пород. В южном и восточном экзоконтактах штока отмечаются небольшие тела сильно измененных базитов. Гранитоиды штока срезают многочисленные радиальные фельзитовые дайки субвулканической фации.

Тастауская вулканоплутоническая структура является одним из наиболее крупных и сложных проявлений позднегерцинского магматизма Чарской зоны. В этой структуре сосредоточены практически все возрастные и фациальные разновидности изверженных пород тастауской серии.

К наиболее древним образованиям относятся базиты максутского комплекса, слагающие цепочку малых интрузивов на северо-западе и северо-востоке структуры. Выяснить возрастное положение базитов относительно субвулканических даек тастауской ассоциации не удалось, хотя гипабиссальными гранитоидами они явно секутся, что неоднократно подтверждалось полевыми наблюдениями (рис. 25, 27, а).

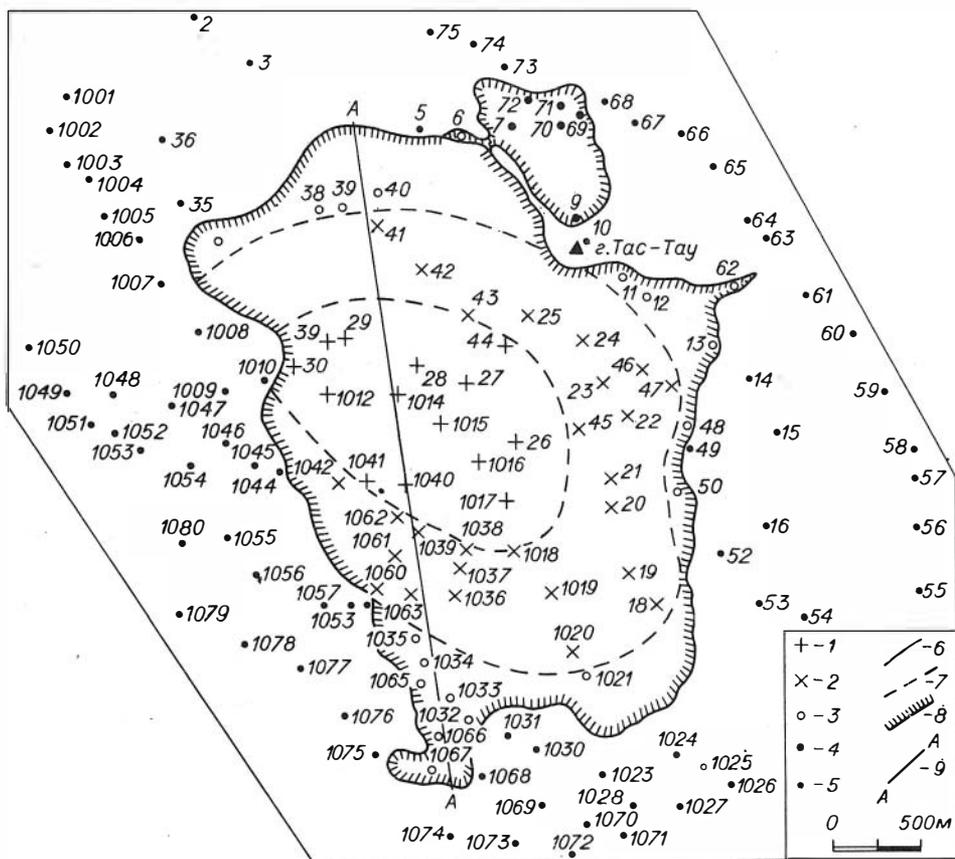


Рис. 28. Схема опробования центрального штока Тастауской структуры. Составлена А.Г. Владимировым, А.Э. Изохом.

1 - лейкограниты 3-й фазы; 2 - граниты; 3 - лейкограносиениты 2-й фазы; 4 - мелаграносиениты 1-й фазы тастауского комплекса; 5 - роговики; 6 - контакты, установленные при полевых исследованиях; 7 - контакты, установленные по петрохимическим данным; 8 - контакт гранитоидного штока с вмещающими породами; 9 - петрохимический профиль. Номера на схеме соответствуют номерам химических анализов, приведенных в табл. 17 и 18.

Породы тастауской ассоциации, формирующие большую часть структуры, представлены: 1) субвулканическими дайками сферолитовых, массивных и флюидальных фельзитов, характеристика которых приведена выше; 2) гипабиссальными мела- и лейкократовыми граносиенитами, гранитами и лейкогранитами; 3) послегранитовыми дайками диабазовых порфиритов, сиенит-порфиритов и граносиенит-порфиритов. Между двумя первыми группами пород геологические взаимоотношения установлены в центральной части структуры. Здесь фельзитовые субвулканические дайки срезаются гранитоидным штоком и мелкими телами, расположенными вблизи него (см. рис. 27, б, в).

Меланократовые граносиениты 1-й фазы слагают внутреннее интрузивное кольцо, являются главной петрографической разновидностью во внешнем интрузивном кольце и слагают самостоятельное тело в центральном штоке.

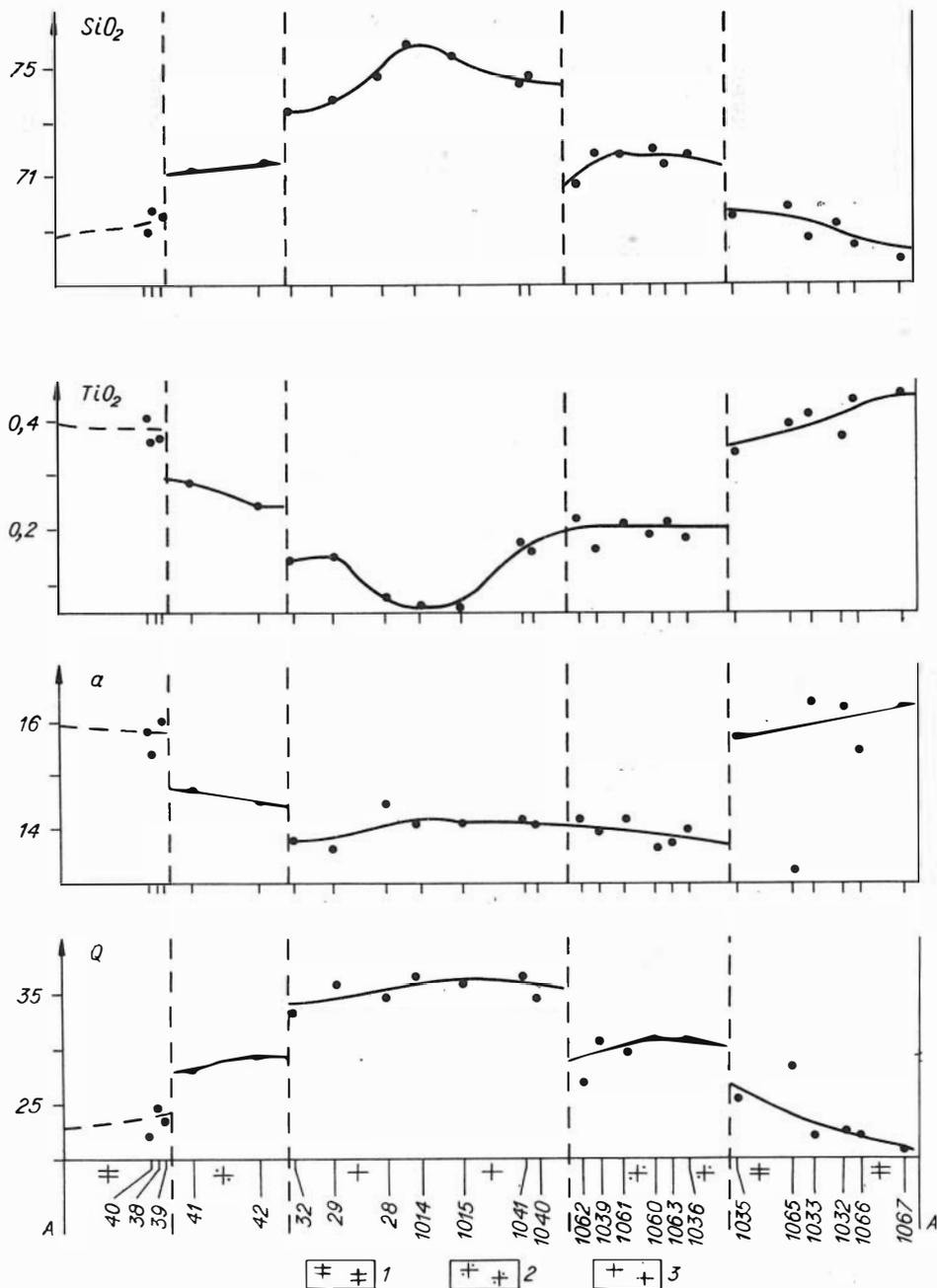


Рис. 29. Петрохимический профиль, проведенный через центральный штот Тагауской структуры.

1 - лейкократовые граносиениты и 2 - граниты 2-й фазы, 3 - лейкократовые граниты 3-й фазы (привязку проб см. на рис. 28).

Таблица 17

Химический состав гйабиссальных гранитоидов центрального штока Тастауской структуры, вес. %

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
<u>Меланократовые граносениты, 1-я фаза</u>														
1	6	65,90	0,66	15,03	5,04	0,07	0,84	1,96	4,10	4,83	0,32	0,88	0,18	99,81
2	7	65,79	0,67	14,91	5,04	0,07	0,94	2,09	4,12	4,86	0,22	0,81	0,20	99,72
3	9	66,19	0,67	14,99	4,93	0,07	0,85	2,08	3,90	4,97	0,15	0,68	0,17	99,65
4	69	66,03	0,40	16,52	3,69	0,06	0,37	1,47	4,45	5,52	0,30	0,92	0,05	99,78
5	70	65,01	0,69	14,95	5,37	0,07	0,99	1,93	4,05	4,84	0,10	1,36	0,22	99,58
6	71	65,72	0,70	15,20	5,06	0,07	0,99	1,97	3,98	4,88	0,13	0,74	0,21	99,65
7	72	66,18	0,67	14,95	5,11	0,06	0,86	1,91	3,70	4,80	0,19	1,02	0,23	99,68
<u>Лейкократовые граносениты, 2-я фаза</u>														
8	11	68,79	0,40	14,62	3,83	0,05	0,48	1,40	3,80	5,16	0,22	0,86	0,11	99,72
9	12	69,03	0,37	14,58	3,42	0,05	0,47	1,44	3,70	5,36	0,16	1,00	0,08	99,66
10	13	69,06	0,39	14,48	3,63	0,05	0,58	1,26	3,73	5,21	0,26	1,00	0,12	99,77
11	34	68,85	0,42	14,75	4,06	0,06	0,54	1,30	3,83	5,08	0,16	0,49	0,13	99,67
12	38	69,71	0,36	14,48	3,66	0,05	0,37	1,11	3,72	5,15	0,23	0,81	0,08	99,73
13	39	69,47	0,37	14,45	3,76	0,05	0,39	1,15	4,05	5,01	0,21	0,74	0,08	99,73
14	40	68,89	0,40	14,61	3,93	0,06	0,54	1,42	3,98	4,93	0,28	0,65	0,09	99,78
15	48	69,03	0,37	14,47	3,97	0,05	0,49	1,05	4,00	4,99	0,44	1,00	0,07	99,93
16	50	69,58	0,37	14,51	3,72	0,05	0,40	1,20	3,92	5,04	0,19	0,62	0,09	99,69
17	62	68,51	0,51	14,53	4,00	0,05	0,78	1,72	3,83	4,76	0,13	0,69	0,12	99,63
18	1021	70,79	0,29	14,11	3,40	0,04	0,35	0,95	3,80	5,09	0,12	0,60	0,06	99,60
19	1032	69,11	0,37	14,53	3,72	0,05	0,49	1,41	4,25	4,82	0,20	0,66	0,08	99,69
20	1033	68,75	0,40	14,46	3,82	0,05	0,51	1,36	4,08	5,11	0,19	0,84	0,10	99,67
21	1034	69,51	0,35	14,36	3,36	0,04	0,49	1,35	3,93	5,13	0,23	0,87	0,09	99,71
22	1035	69,49	0,34	14,11	3,45	0,04	0,47	1,39	3,80	5,01	0,42	1,30	0,09	99,91
23	1065	69,81	0,39	14,60	3,84	0,07	0,50	1,47	2,76	5,18	0,19	0,77	0,12	99,70

24	1066	68,36	0,43	14,73	4,28	0,06	0,47	1,28	3,90	4,84	0,22	1,06	0,09	99,72
25	1067	67,95	0,45	14,06	4,53	0,07	0,83	1,67	4,20	5,02	0,10	0,60	0,13	99,61

Граниты, 2-я фаза

26	19	70,94	0,25	14,64	2,92	0,05	0,39	1,41	3,85	4,33	0,10	0,64	0,07	99,59
27	20	70,33	0,24	14,31	3,22	0,04	0,54	1,76	3,77	4,14	0,24	1,09	0,06	99,74
28	21	71,91	0,18	14,19	2,62	0,03	0,37	1,37	3,75	4,15	0,28	0,86	0,07	99,78
29	22	71,27	0,25	14,45	2,89	0,04	0,49	1,50	3,41	4,29	0,23	0,86	0,07	99,75
30	23	70,83	0,25	14,57	2,89	0,05	0,43	1,63	3,73	4,24	0,17	0,82	0,07	99,68
31	24	71,68	0,22	14,60	2,40	0,04	0,38	1,42	3,85	4,25	0,14	0,60	0,06	99,64
32	25	71,59	0,22	14,04	2,85	0,04	0,49	1,38	3,80	4,26	0,23	0,79	0,05	99,74
33	41	71,02	0,28	14,13	2,92	0,04	0,48	1,49	3,75	4,69	0,12	0,65	0,04	99,61
34	42	71,50	0,23	14,29	2,60	0,04	0,35	1,42	3,83	4,32	0,22	0,87	0,06	99,73
35	43	72,36	0,17	14,11	2,25	0,03	0,38	1,29	4,06	4,23	0,10	0,58	0,02	99,58
36	45	71,72	0,22	14,52	2,38	0,04	0,41	1,39	3,85	4,40	0,11	0,51	0,07	99,62
37	46	71,83	0,20	14,43	2,35	0,04	0,49	1,47	3,88	4,03	0,22	0,71	0,07	99,72
38	47	70,22	0,28	14,46	3,33	0,04	0,54	1,47	3,70	4,62	0,19	0,79	0,07	99,71
39	1018	71,58	0,23	14,06	2,57	0,04	0,52	1,71	3,95	4,05	0,10	0,74	0,06	99,61
40	1019	71,84	0,20	14,38	2,24	0,03	0,50	1,35	3,70	4,56	0,36	0,63	0,07	99,86
41	1020	72,13	0,20	14,09	2,62	0,03	0,50	1,13	3,90	3,88	0,12	0,95	0,06	99,61
42	1036	71,64	0,19	14,04	2,55	0,04	0,41	1,36	3,70	4,17	0,42	1,34	0,05	99,91
43	1037	71,66	0,19	14,29	2,94	0,03	0,43	1,39	3,39	4,21	0,29	0,91	0,04	99,77
44	1038	71,40	0,17	14,12	3,09	0,03	0,35	1,31	3,63	4,61	0,28	0,78	0,02	99,79
45	1039	71,60	0,16	14,23	2,71	0,04	0,27	1,23	3,50	4,46	0,28	1,26	0,04	99,78
46	1042	71,94	0,19	13,91	2,57	0,04	0,29	1,11	3,90	4,54	0,12	0,94	0,07	99,62
47	1060	71,82	0,19	14,21	2,79	0,03	0,49	1,38	3,50	4,30	0,14	0,74	0,03	99,62
48	1061	71,60	0,20	14,45	2,48	0,03	0,46	1,46	3,80	4,21	0,19	0,76	0,06	99,70
49	1062	70,51	0,22	14,77	3,08	0,04	0,45	1,42	3,77	4,23	0,36	0,98	0,04	99,87
50	1063	71,42	0,21	14,53	2,73	0,03	0,44	1,55	3,62	4,14	0,13	0,77	0,06	99,63

Окончание табл. 17

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O ⁻	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
<u>Лейкограниты, 3-я фаза</u>														
51	18	74,62	0,08	13,11	1,91	0,03	0,20	0,72	3,85	4,51	0,18	0,46	0,02	99,69
52	26	73,85	0,13	13,08	2,04	0,03	0,23	0,88	3,45	4,78	0,16	1,02	0,02	99,67
53	27	72,98	0,14	13,61	2,29	0,03	0,31	0,95	3,75	4,68	0,28	0,73	0,04	99,79
54	28	74,76	0,07	12,74	2,07	0,02	0,20	0,62	3,60	4,77	0,24	0,70	0,02	99,81
55	29	73,49	0,15	13,53	2,54	0,04	0,26	0,86	3,38	4,61	0,12	0,61	0,04	99,63
56	30	74,89	0,09	12,71	2,15	0,03	0,20	0,57	3,55	4,63	0,36	0,74	0,02	99,94
57	31	73,32	0,12	13,54	2,21	0,03	0,26	0,95	3,60	4,82	0,12	0,63	0,02	99,62
58	32	73,11	0,14	13,59	2,25	0,03	0,37	1,16	3,40	4,58	0,10	0,80	0,05	99,58
59	44	73,35	0,11	13,70	2,06	0,03	0,23	1,12	3,45	4,81	0,17	0,64	0,02	99,69
60	1012	74,31	0,09	13,15	1,74	0,02	0,28	0,54	3,40	5,19	0,14	0,76	0,02	99,64
61	1014	75,92	0,05	12,53	1,63	0,04	0,20	0,53	3,75	4,47	0,10	0,38	0,02	99,62
62	1015	75,18	0,04	12,93	1,94	0,05	0,21	0,69	3,95	4,07	0,20	0,42	0,02	99,70
63	1016	73,07	0,16	13,21	2,58	0,05	0,23	1,10	3,38	4,51	0,30	1,18	0,03	99,80
64	1017	75,60	0,06	12,53	1,87	0,16	0,20	0,51	3,55	4,54	0,14	0,46	0,02	99,64
65	1040	74,35	0,11	13,13	2,07	0,02	0,20	0,74	3,15	5,22	0,15	0,47	0,02	99,63
66	1041	74,16	0,12	12,91	2,07	0,03	0,29	0,96	3,30	4,48	0,22	1,12	0,05	99,71

Примечание см. в табл. 18.

В относительно крупных интрузивных телах они раскристаллизованы, в мелких телах и вблизи контактов, как правило, закалены до граносиенит-порфи-ров, что указывает на их гипабиссальный уровень становления.

Ко второй фазе отнесены граниты и лейкограносиениты. Первые широко участвуют в строении внешнего интрузивного кольца и центрального штока, вторые выявлены только в центральном штоке структуры, где они слагают эндоконтактовую зону (см. рис. 25). С предшествующими магматитами они имеют рвущие контакты и отделены от них во времени внедрением граносиенит-порфировых даек (см. рис. 27, г, д). При полевых исследованиях было установлено, что между собой граниты и лейкограносиениты имеют постепенные переходы. Тем не менее при построении петрохимического профиля через центральный шток (рис. 28, 29) выяснилось, что смена лейкограносиенитов гранитами имеет ступенчатый характер с переходом одних пород в другие на интервале в несколько десятков метров. При опробовании (см. рис. 28, табл. 17) выявлено также, что ступенчатая смена пород прослеживается вдоль всего их контакта. Не исключено, что лейкограносиениты и граниты представляют собой самостоятельные внедренные фазы. Окончательное решение этого вопроса заслуживает специального исследования, поэтому в данной работе обе петрографические разновидности рассматриваются в объеме одной интрузивной фазы.

Лейкократовые граниты 3-й фазы слагают мелкие самостоятельные тела в юго-западной части центрального штока и его ядерную часть. Границы между породами 2-й и 3-й фаз большей частью также постепенные, однако на отдельных участках центрального штока наблюдались четкие контакты и даже явления закалки в лейкогранитах.

Завершается формирование тастауской ассоциации внедрением единичных послегранитных даек разнообразного состава. В Тастауской структуре эти дайки сложены диабазовыми порфиритами, сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами (см. рис. 25). Они не имеют здесь взаимоотношений с магматическими породами последующего преображенного комплекса и принятое возрастное положение их условно. Имеются лишь косвенные данные: 1) они тесно пространственно сопряжены с гипабиссальными гранитоидами тастауской ассоциации и в большинстве случаев не выходят за пределы их тел; 2) на контакте диабаз-порфировой дайки с меланократовыми граносиенитами 1-й фазы наблюдались реоморфические явления, которые обычно свидетельствуют о близком времени внедрения соприкасающихся магматических пород.

Наиболее поздние магматиты в ее пределах представлены кварцевыми сиенитами, граносиенитами, лейкогранитами и послегранитовыми дайками преображенного комплекса (см. рис. 25), которые будут рассмотрены ниже.

Вокруг центрального штока Тастауской структуры развита мощная толща роговиков, которая может быть разделена на две зоны. Во внутренней зоне по метапелитам образуются плагиоклаз-биотитовые роговики с калишпатом и кордиеритом. Последний слагает до 40% объема породы и представлен крупными округлыми кристаллами, дающими секториальные тройники и шестерники. В 1959 г. Р.А. Эйдлином описаны андалузит-силлиманитовые и андалузитовые роговики с биотитом, кварцем и полевыми шпатами в непосредственном контакте с гранитоидами. "Метабазитовые" породы во внутренней зоне повсеместно представлены кварц-биотит-мусковит-плагиоклаз-актинолитовыми и кварц-плагиоклаз-роговообманковыми роговиками. Внешнюю зону ореола слагают слабометаморфизованные породы с широким проявлением биотита. В целом вышеприведенные парагенезисы свойственны амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма.

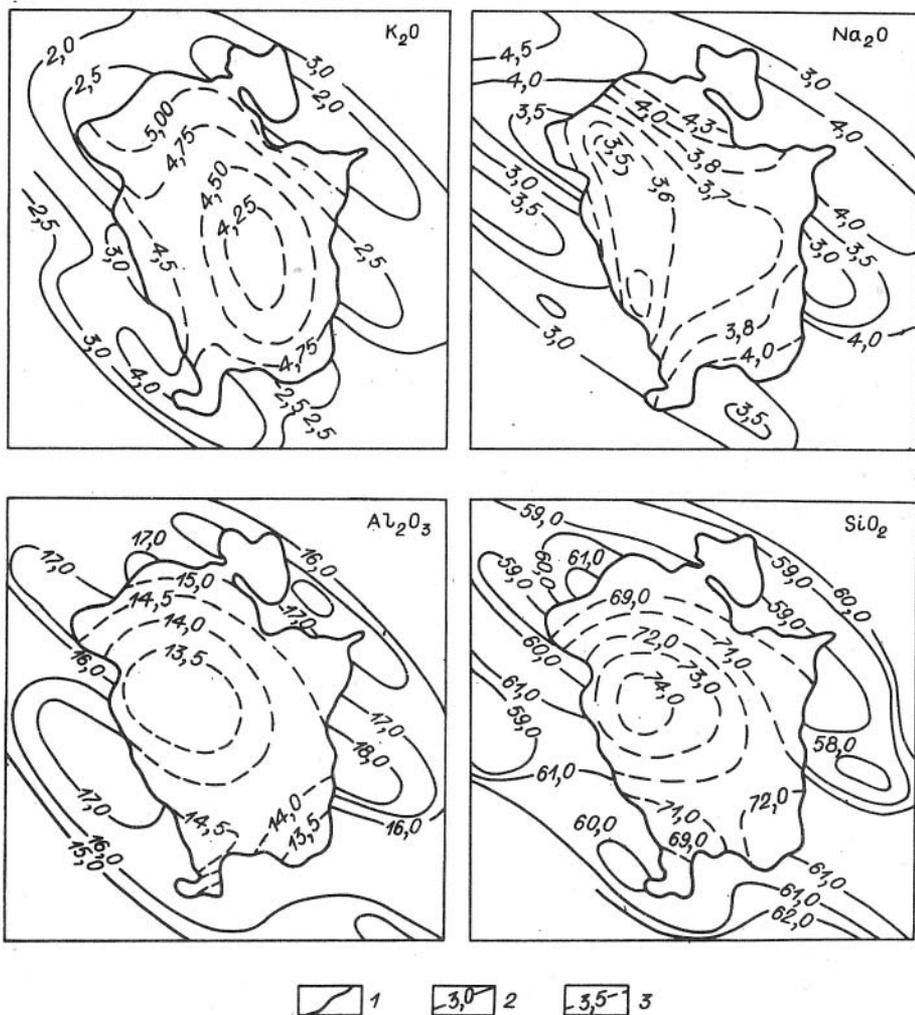


Рис. 30. Латеральный тренд калия, натрия, глинозема и кремнезема в гранитоидах центрального штока Таастауской структуры и во вмещающих породах.

1 - контакт гранитоидов с вмещающими породами, 2 - изолинии тренд-поверхностей 4-го порядка для породообразующих окислов (вес.%) в роговиках, 3 - то же, в гранитоидах.

Для выяснения характера поведения химических элементов при контактовом метаморфизме вмещающих пород последние были равномерно опробованы на расстоянии примерно 1–1,5 км от центрального штока (см. рис. 28). Химические анализы роговиков приведены в табл. 18 и обработаны таким образом, чтобы: 1) выявить изменчивость петрохимических компонентов вокруг центрального штока и 2) установить их распределение в зависимости от кратчайшего расстояния до контакта с гранитоидами.

При решении первой задачи удалось установить независимое распределение породообразующих элементов вокруг центрального штока, которое определяется, главным образом, особенностями первичных неметаморфизованных

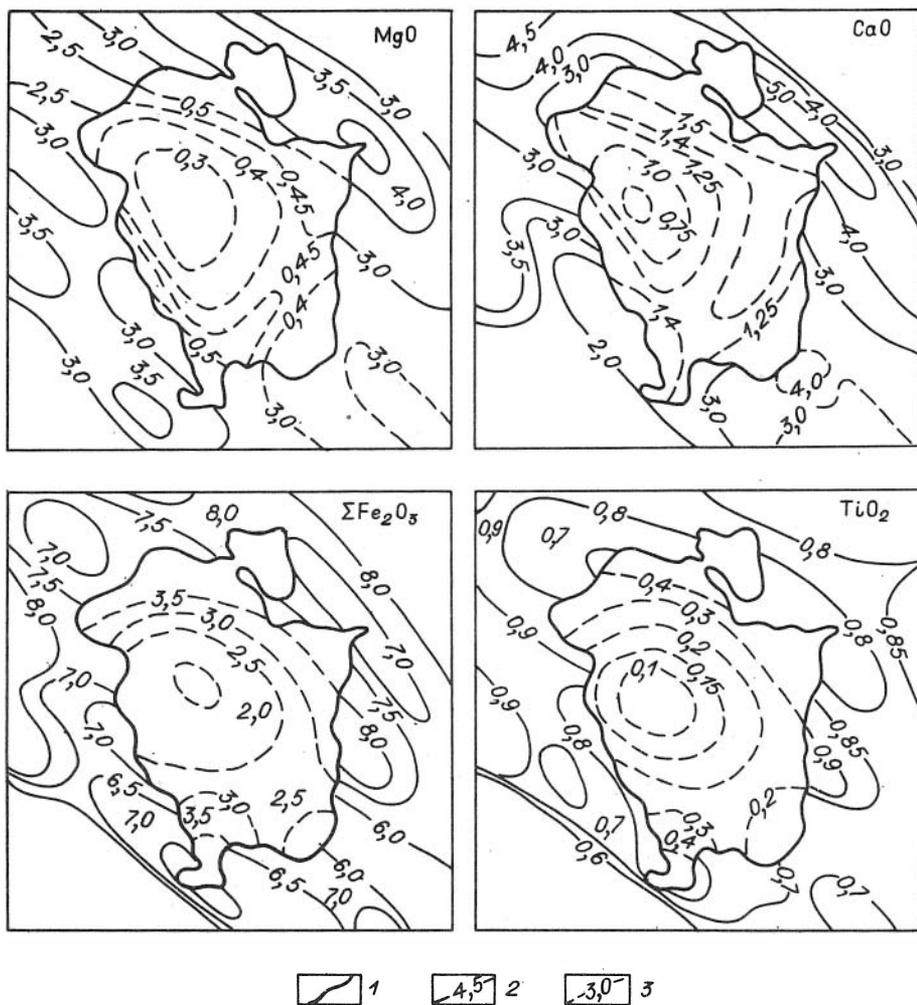


Рис. 31. Латеральный тренд магния, кальция, железа и титана в гранитоидах Тагауской структуры.

Условные обозначения см. рис. 30.

пород, смятых в складки северо-западного простирания (рис. 30, 31). Однако на фоне выявленной преобладающей изменчивости литологического характера намечается слабое, но закономерное возрастание содержаний натрия, кальция и уменьшение калия, глинозема по мере удаления от контакта; распределение остальных компонентов имеет более сложный вид (рис. 32, 33).

Наблюдаемая латеральная изменчивость в химическом составе роговиков сложилась, вероятнее всего, под воздействием двух процессов: раннего, связанного с осадконакоплением, литогенезом и смятием в складки осадочных пород, и позднего, связанного с подвижным поведением химических элементов при контактовом метаморфизме. Вторичное перераспределение элементов носило явно подчиненный характер и не сопровождалось в данном случае

Таблица 18

Химический состав роговиков из контактового ореола центрального штока Тастауской структуры, вес. %

№ п.п.	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П п п	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1	59,03	0,89	15,93	7,54	0,12	3,96	4,86	4,05	1,71	0,21	1,18	0,24	99,72
2	2	58,38	0,84	16,96	7,55	0,09	3,80	4,18	4,30	1,83	0,30	1,32	0,27	99,82
3	3	58,32	0,81	16,85	7,49	0,10	3,82	4,33	4,50	1,74	0,39	1,30	0,25	99,90
4	5	60,17	0,71	16,51	7,49	0,08	2,88	3,35	3,80	2,53	0,50	1,80	0,17	99,99
5	10	59,63	0,82	16,98	7,36	0,12	3,47	3,91	3,95	2,11	0,20	0,92	0,23	99,70
6	14	59,56	0,84	16,61	7,28	0,08	3,85	4,09	4,08	1,63	0,17	1,26	0,25	99,70
7	15	59,58	0,74	16,65	7,01	0,08	3,25	4,46	3,96	2,03	0,32	1,59	0,17	99,84
8	16	58,41	0,95	18,51	8,58	0,08	3,23	2,19	2,40	2,92	0,26	2,08	0,17	99,78
9	35	60,32	0,74	17,27	6,58	0,06	3,00	3,14	3,80	2,97	0,16	1,44	0,17	99,65
10	36	59,26	0,75	17,23	6,97	0,09	2,92	3,82	3,85	2,34	0,50	2,10	0,17	100,00
11	49	58,53	0,94	18,27	8,94	0,06	3,27	2,45	2,53	2,34	0,22	2,04	0,14	99,73
12	52	59,22	0,87	17,73	7,20	0,06	2,41	3,39	3,04	2,92	0,34	2,44	0,21	99,83
13	53	59,22	0,91	18,05	8,60	0,11	2,90	2,60	2,62	2,76	0,08	1,53	0,18	99,56
14	54	60,66	0,77	16,17	6,86	0,08	3,29	3,47	4,35	2,07	0,32	1,59	0,20	99,83
15	55	59,56	0,84	16,29	7,43	0,08	3,67	3,98	3,80	2,30	0,18	1,34	0,21	99,68
16	56	59,20	0,80	17,29	6,56	0,07	3,27	4,67	3,75	2,09	0,16	1,52	0,27	99,65
17	57	59,21	0,85	16,42	7,40	0,10	3,38	4,68	4,10	1,97	0,14	1,14	0,24	99,63
18	58	59,32	0,82	16,37	7,44	0,09	3,39	4,60	4,10	1,97	0,27	1,11	0,29	99,77
19	59	59,99	0,82	16,23	7,12	0,08	3,57	3,79	4,00	2,15	0,23	1,51	0,22	99,71
20	60	59,85	0,84	16,25	7,28	0,09	3,57	3,31	4,35	1,97	0,39	1,76	0,24	99,90
21	61	58,93	0,81	17,81	7,28	0,08	2,83	3,56	3,50	3,01	0,25	1,54	0,16	99,76
22	63	57,77	0,78	16,98	6,88	0,21	3,97	7,81	3,67	0,31	0,18	0,85	0,26	99,67
23	64	59,42	0,81	17,09	6,94	0,08	3,81	3,89	4,35	1,87	0,20	0,98	0,25	99,69
24	65	58,22	0,82	17,01	7,65	0,09	3,78	4,31	3,95	2,24	0,20	1,18	0,25	99,70
25	66	64,84	0,79	14,01	6,91	0,09	2,41	2,49	2,38	3,16	0,22	2,32	0,10	99,72
26	67	59,15	0,78	16,89	7,16	0,08	3,37	3,47	3,75	2,78	0,29	1,88	0,20	99,80

27	68	60,63	0,78	16,91	7,00	0,06	2,89	3,16	3,25	2,64	0,28	2,00	0,20	99,80
28	73	59,11	0,86	16,32	7,51	0,11	3,73	4,58	2,38	2,02	0,20	2,60	0,27	99,69
29	74	59,64	0,83	16,23	7,59	0,07	3,27	2,67	2,90	3,35	0,35	2,74	0,23	99,87
30	75	59,04	0,86	16,07	7,52	0,13	3,77	5,23	3,95	1,66	0,13	1,00	0,28	99,64
31	1001	59,54	0,87	16,31	7,36	0,11	3,58	4,20	4,48	1,17	0,28	1,60	0,27	99,77
32	1002	59,47	0,83	17,49	7,01	0,08	3,47	4,01	4,43	1,36	0,32	1,13	0,22	99,82
33	1003	58,60	0,87	16,19	8,14	0,09	4,02	4,81	4,00	1,55	0,24	1,00	0,22	99,73
34	1004	58,03	0,88	16,80	7,86	0,09	4,23	4,59	3,90	1,60	0,34	1,24	0,28	99,84
35	1005	59,85	0,81	16,84	6,93	0,07	3,02	3,24	3,50	2,75	0,37	2,28	0,20	99,86
36	1006	58,30	0,95	18,19	8,95	0,08	3,00	2,69	2,91	2,38	0,29	1,89	0,16	99,79
37	1007	58,48	0,87	17,36	8,31	0,09	3,25	2,58	3,02	2,57	0,45	2,78	0,21	99,97
38	1008	61,27	0,93	15,53	7,34	0,11	3,60	3,56	3,90	1,88	0,10	1,13	0,23	99,58
39	1009	59,79	0,88	17,72	6,81	0,08	2,37	4,28	2,00	3,81	0,18	1,63	0,14	99,69
40	1010	59,32	0,82	17,17	6,84	0,07	3,70	4,34	3,75	1,77	0,26	1,48	0,26	99,78
41	1024	58,95	0,72	17,15	7,23	0,06	3,10	3,36	3,21	2,84	0,38	2,71	0,15	99,86
42	1025	61,06	0,77	16,45	6,64	0,09	3,01	3,78	2,98	2,67	0,36	1,82	0,24	99,87
43	1026	62,36	0,72	16,36	6,52	0,10	2,57	3,11	3,60	2,22	0,30	1,78	0,17	99,81
44	1027	63,10	0,65	15,33	6,53	0,07	3,32	2,98	3,09	2,62	0,24	1,62	0,18	99,73
45	1028	62,61	0,66	16,00	6,36	0,08	2,99	3,25	3,08	2,47	0,30	1,79	0,19	99,78
46	1029	62,66	0,66	16,42	6,27	0,07	2,70	3,50	3,06	2,43	0,26	1,54	0,19	99,76
47	1030	63,15	0,71	15,17	6,44	0,07	2,93	2,53	3,10	2,61	0,17	2,61	0,17	99,66
48	1031	63,00	0,63	16,72	5,82	0,06	2,41	2,83	4,18	2,48	0,27	1,18	0,18	99,76
49	1044	60,20	0,85	18,21	7,92	0,07	2,67	2,95	2,99	2,03	0,10	1,78	0,13	99,90
50	1045	57,65	0,99	18,87	9,47	0,08	2,98	2,30	2,73	2,29	0,26	1,94	0,19	99,75
51	1046	60,81	0,81	16,01	6,85	0,08	3,10	1,88	3,45	4,59	0,20	1,70	0,21	99,69
52	1047	62,91	0,69	15,25	6,80	0,07	2,75	3,08	3,70	2,51	0,21	1,54	0,18	99,69
53	1048	61,49	0,55	16,72	6,19	0,15	2,65	4,35	4,95	1,51	0,21	0,73	0,22	99,72
54	1049	57,87	0,81	16,54	8,04	0,13	3,70	5,14	4,22	1,74	0,19	1,08	0,22	99,68
55	1050	57,13	0,90	15,53	8,93	0,13	4,24	6,30	3,40	1,45	0,18	1,27	0,22	99,68
56	1051	55,12	0,88	16,43	9,64	0,14	4,62	6,42	3,90	1,23	0,11	0,84	0,26	99,59
57	1052	56,95	0,89	15,89	8,69	0,15	4,76	4,21	4,63	1,98	0,21	1,09	0,26	99,71
58	1053	59,91	0,77	18,86	5,59	0,05	2,09	2,71	4,25	2,87	0,18	2,09	0,31	99,68
59	1054	61,25	0,79	17,84	7,31	0,16	3,30	1,39	2,52	3,19	0,29	1,65	0,10	99,76

Окончание табл. 18

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
60	1055	60,58	0,77	18,11	6,55	0,05	2,61	1,02	1,91	4,28	0,34	3,46	0,14	99,82
61	1056	62,59	0,71	18,00	5,76	0,12	1,91	2,65	2,74	3,05	0,31	1,78	0,18	99,80
62	1057	60,48	0,75	17,01	6,82	0,09	2,73	2,62	3,65	3,24	0,24	1,91	0,20	99,74
63	1058	57,61	0,86	16,97	7,13	0,06	3,45	1,31	2,62	5,21	0,26	4,14	0,13	99,75
64	1059	62,52	0,72	16,25	7,27	0,06	2,57	2,47	2,80	2,69	0,44	2,00	0,15	99,94
65	1068	60,76	0,81	16,07	6,98	0,08	3,20	1,89	1,77	4,70	0,24	3,02	0,20	99,72
66	1069	59,24	0,78	17,46	7,21	0,08	2,67	3,45	3,70	2,92	0,24	1,84	0,17	99,76
67	1070	64,52	0,72	16,12	5,79	0,06	1,93	3,44	3,14	2,17	0,27	1,47	0,14	99,77
68	1071	61,95	0,66	15,92	6,62	0,07	3,09	2,95	3,12	2,64	0,16	2,34	0,15	99,67
69	1072	63,35	0,62	15,50	6,27	0,07	2,88	3,03	3,70	2,73	0,30	1,20	0,14	99,79
70	1073	63,44	0,71	15,64	6,62	0,07	2,56	3,54	3,20	2,32	0,26	1,22	0,19	99,77
71	1074	62,57	0,77	16,15	6,94	0,09	2,86	1,83	3,35	3,27	0,32	1,55	0,13	99,83
72	1075	59,98	0,78	17,04	7,04	0,07	3,03	2,19	3,60	3,95	0,16	1,62	0,20	99,66
73	1076	60,43	0,80	16,48	7,29	0,07	2,95	1,61	2,76	4,90	0,26	2,04	0,18	99,77
74	1077	62,12	0,64	16,46	6,07	0,07	2,77	2,44	3,60	3,33	0,23	1,79	0,20	99,72
75	1078	61,46	0,70	16,50	6,49	0,08	2,94	2,58	2,13	4,48	0,17	1,84	0,28	99,65
76	1079	61,25	0,63	15,93	6,47	0,07	3,06	2,64	3,90	3,06	0,40	2,32	0,17	99,90
77	1080	61,58	0,77	17,35	7,46	0,17	3,19	1,15	2,57	2,99	0,28	2,16	0,12	99,79

Примечание. Образцы А.Г. Владимирова, А.Э. Исоха, анализы выполнены квантометрическим методом в лаб. физ.-хим. методов исследования горных пород, г. Нарофоминск. Суммарное железо приведено в окисной форме. Привязку проб см. на рис. 28.

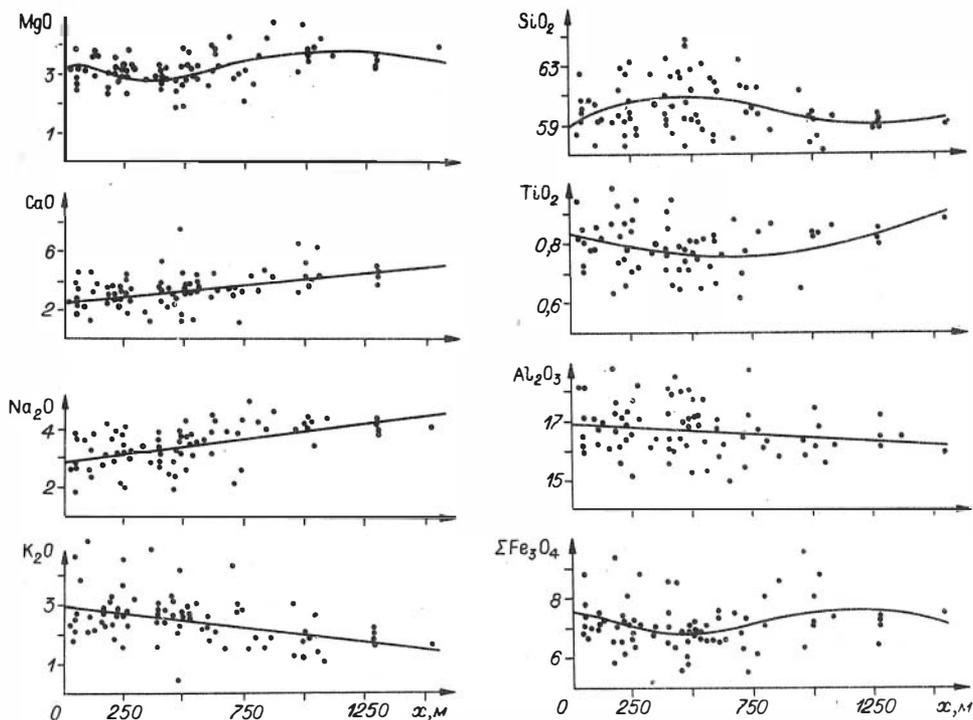


Рис. 32. Распределение магния, кальция, натрия и калия в роговиках в зависимости от кратчайшего расстояния до контакта с гранитоидами центрального штока.

Рис. 33. Распределение кремнезема, титана, глинозема и железа в роговиках в зависимости от кратчайшего расстояния до контакта с гранитоидами центрального штока.

Уравнения нелинейной регрессионной зависимости вычислены по методике В.Б. Василенко и Л.Д. Холодовой (1977).

значительным обменом вещества между гранитной магмой и вмещающей средой.

Обобщая вышесказанное, необходимо отметить следующие особенности гипабиссальных гранитоидов тастауской ассоциации: 1) в отличие от вулканической фации гранитоиды в Чарской зоне развиты скудно; 2) большинство массивов имеют малые размеры и простое строение. Исключением является эталонотипная Тастауская вулканоплутоническая структура, где гипабиссальные гранитоиды представлены четырьмя фазами: 1-я фаза – меланграносиениты и секущие их граносиенит-порфировые дайки, 2-я фаза – лейкограносиениты и граниты, 3-я фаза – лейкограниты, 4-я фаза – послегранитовые дайки разнообразного состава.

Петрографическая характеристика основывается на примере эталонной Тастауской вулканоплутонической структуры и Буранского интрузива.

Тастауская структура. Меланократовые граносиениты – серые или розово-серые среднезернистые породы, структура которых варьирует

Таблица 19

Средний минеральный состав гшабиссальных пород тастауского комплекса

Петрографическая разновидность	Массив	N	Породообразующие минералы							Сумма
			Кв	Пл	Кпш	Би	Амф	Рудн	Ап	
Меланократовые гра-носиениты	Буранский	1	10,8	8,3	72,4	1,3	5,4	1,8	-	100,00
То же	Тастауский	7	$\frac{15,51}{1,71}$	$\frac{26,44}{12,27}$	$\frac{44,44}{15,13}$	$\frac{8,19}{3,26}$	$\frac{4,71}{3,13}$	$\frac{0,56}{0,51}$	$\frac{0,15}{0,51}$	100,00
Лейкократовые гра-носиениты	"	12	$\frac{30,33}{2,50}$	$\frac{27,47}{4,31}$	$\frac{35,47}{5,05}$	$\frac{5,61}{1,35}$	$\frac{1,12}{0,60}$	-	-	100,00
Граниты	"	6	$\frac{33,45}{2,68}$	$\frac{22,81}{3,82}$	$\frac{36,87}{4,67}$	$\frac{5,55}{2,19}$	$\frac{1,32}{1,64}$	-	-	100,00
Лейкограниты	"	6	$\frac{45,50}{5,87}$	$\frac{16,80}{5,06}$	$\frac{35,37}{5,45}$	$\frac{1,85}{1,16}$	$\frac{0,48}{0,55}$	-	-	100,00

Примечание. N - численность выборки; в числителе - среднее содержание, в знаменателе - среднеквадратичное отклонение. Кв - кварц, Пл - плагиоклаз, Кпш - калиевый полевой шпат, Би - биотит, Амф - амфибол, Рудн - рудные минералы, Ап - апатит.

от равномернозернистой через порфировидную до сферолито-фельзитовой и флюидално-фельзитовой (фация эндоконтакта). Породообразующий парагенезис приведен в табл. 19.

Полевые шпаты представлены калишпат-пертитом и олигоклаз-андезином ($35-14\% \text{An}$), сохраняющим в редких случаях реликтовые ядра андезин-лабрадора ($56-44\% \text{An}$). Их содержания сильно варьируют, что позволяет выделить существенно плагиоклазовые и существенно калишпатовые разности мелаграносиенитов. Первые слагают самостоятельные тела в северо-восточной части внутреннего кольца, а также участвуют в строении юго-западного внешнего кольца. Вторые развиты более широко. Их выходы закартированы по всему внешнему интрузивному кольцу, на севере центрального штока они слагают небольшое тело.

В существенно плагиоклазовых мелаграносиенитах 1-й фазы раннемагматический парагенезис, определенный в тяжелой фракции протолочек, сложен зеленовато-коричневым субкальциевым диопсидом (см. табл. 15, $\text{Ng} = 1,710$; $f = 21,7\%$), ортопироксеном ($\text{Ng} = 1,700-1,696$; $f = 42-30\%$), андезин-лабрадором ($56-44\% \text{An}$) и единичными зернами красно-фиолетового граната ($\text{N} = 1,790$). Парагенезис средних и поздних этапов кристаллизации расплава представлен олигоклаз-андезином ($35-14\% \text{An}$), калишпат-пертитом, высокожелезистой роговой обманкой ($f = 82,0\%$) и биотитом ($f = 65-75\%$). Судя по химическим анализам (табл. 20), биотиты и амфиболы из меланократовых граносиенитов характеризуются дефицитом глинозема.

В существенно калишпатовых мелаграносиенитах 1-й фазы высокотемпературный раннемагматический парагенезис в значительной мере или полностью замещен средне-позднемагматическим. Так, например, в мелаграносиенитах юго-западной части внутреннего интрузивного кольца сохранились только единичные знаки клинопироксена и лабрадора, в меланограносиенитах юго-восточной части внешнего интрузивного кольца и в центральном штоке раннемагматический парагенезис не обнаружен вовсе, за исключением реликтового андезина ($44-42\% \text{An}$), сохранившегося в закалочной эндоконтактовой фации. Породообразующие средне- и позднемагматические минералы представлены здесь олигоклазом ($23-20\% \text{An}$), микроклин-пертитом, биотитом, роговой обманкой и кварцем.

Из особенностей аксессуарной минералогии следует отметить обилие ортита и присутствие корунда.

Как уже отмечалось выше, меланограносиениты 1-й фазы в Тастауской структуре часто имеют фации закалки: от порфировых до массивных флюидально-фельзитовых и сферолито-фельзитовых разностей. В граносиенит-порфирах закалочной фации состав вкрапленников определяется минеральным составом пород главного тела. В существенно плагиоклазовых мелаграносиенитах во вкрапленниках закалочной фации присутствует плагиоклаз ($44-42\% \text{An}$), в существенно калишпатовых мелаграносиенитах - микроклин-пертит с подчиненным количеством олигоклаза ($23-20\% \text{An}$). Основная масса в том и другом случае фельзитовая, тонкозернистая, кварц-полевошпатовая с игольчатым биотитом.

Лейкократовые граносиениты наследуют минеральные особенности вышеописанных пород, хотя раннемагматический парагенезис в них нацело замещен породообразующим поздним, в состав которого входят пертитовый калишпат, олигоклаз-андезин, кварц, биотит и амфибол (см. табл. 19).

Граниты и лейкограниты - серые, равномернозернистые или иногда порфировидные породы, минеральный состав которых приведен в табл. 19.

Таблица 20

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты биотитов и амфиболов из гипабиссальных граносиенитов 1-й фазы тастауского комплекса (Тастауская структура)

	1320	1321	926-A		1320	1321	926-A
	Вес. %				Формульные коэффициенты		
SiO ₂	35,02	35,35	40,82	Si	2,745	2,659	6,357
TiO ₂	3,70	3,20	6,48	Ti	0,218	0,181	0,759
Al ₂ O ₃	12,82	14,18	5,76	Al ^{IV}	1,185	1,257	1,057
Fe ₂ O ₃	11,87	10,51	6,87	Al ^{VI}	-	-	-
FeO	17,30	13,30	20,88	Fe ³⁺	0,700	0,595	0,805
MnO	0,27	0,46	0,94	Fe ²⁺	1,134	0,837	2,719
MgO	5,20	6,86	3,54	Mn	0,018	0,029	0,124
CaO	0,58	0,58	9,14	Mg	0,608	0,769	0,822
Na ₂ O	0,25	0,17	1,51	Ca	0,049	0,047	1,525
K ₂ O	7,48	7,50	0,73	Na	0,038	0,025	0,456
H ₂ O ⁻	0,64	0,87	0,04	K	0,748	0,720	0,145
Ппп	3,72	5,68	2,57	OH ⁻	1,945	2,850	2,669
P ₂ O ₅	0,22	0,34	0,09	F	0,144	0,124	0,296
F	0,58	0,52	0,60	f	75,28	65,52	81,61
Сумма...	99,65	99,52	100,37				
O = F ₂	0,24	0,22	0,25				
Сумма ...	99,41	99,30	100,12				

Примечание. 1320, 1321 - биотиты; 926-A - амфибол. Анализы выполнены в хим. лаб. ИГН КазССР. Образец 926-A принадлежит П.В. Ермолову, остальные - В.Д. Тяну.

Главный парагенезис, отражающий средние и поздние этапы кристаллизации кислого расплава, представлен здесь кварцем, олигоклазом (18-10% An), калишпатом, беркевикитом ($N_g = 1,687$) и высокожелезистым биотитом ($N_g = 1,657$). Кроме того, лейкократовые граниты 3-й фазы в пределах центрального штока содержат включения (до 1,2 см в поперечнике), сложенные позднемагматическими взаимопрорастающими гранатом и кварцем. Гранат из ядерной части включений отвечает по составу альмандин-спессартину с незначительными примесями других компонентов, в периферических зонах он обогащен марганцем (см. табл. 14, № 17,18). Окраска граната сильно зависит от состава: при увеличении содержания марганца густая темно-красная окраска сменяется светло-розовой.

Реликтовый парагенезис отмечается исключительно редко и только в гранитах 2-й фазы. Он представлен бледно-зеленым корродированным диопсид-салитом ($N_g = 1,710-1,700$) и андезином (36-34% An).

Аксессуары: циркон, апатит, ильменит, магнетит, ферромагнитные шарики, турмалин и ортит.

Послегранитовые дайки представлены диабазовыми порфиридами, сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами.

Диабазовые порфириды сложены крупными вкрапленниками плагиоклаза (5-10% от общего объема породы; 58-36% An) и основной массой, включающей клинопироксен (30-40%), плагиоклаз (40-55%), амфибол (2-5%), биотит (5-10%) и рудные минералы (2-3%). Структура основной массы - диабазовая.

Сиенит-порфиры - крупнокристаллические породы желтого цвета, сложенные калишпатом (70-75%), олигоклазом (10-15%), кварцем (5-10%) и биотитом (до 5%). Структура криптопорфировая, обусловленная сочетанием порфировых вкрапленников пелитизированного калишпата и биотит-кварц-олигоклаз-калишпатовой основной массы.

Граносиенит-порфиры сложены вкрапленниками калишпата, плагиоклаза, амфибола и основной массой, в составе которой помимо перечисленных минералов присутствуют кварц, а также биотит и рудные минералы.

В Буранском интрузиве развиты только меланократовые граносиениты. Это темно-серые резко порфировые породы, вкрапленники которых сложены пертитовым калишпатом и явно подчиненным ему по объему плагиоклазом (см. табл. 19). Основная масса имеет гипидиоморфнозернистую структуру и сложена кварцем, полевыми шпатами, биотитом, роговой обманкой, иногда клинопироксеном.

Плагиоклаз порфировых выделений имеет прямую и ритмичную зональность (38-13% An ; 18-36-13% An). В основной массе развит олигоклаз (18-13% An). Главные цветные минералы - биотит ($N_g = 1,660$) и буряя роговая обманка ($N_g = 1,680$). Клинопироксен является реликтовым минералом. Он полисинтетически сдвойникован и в значительной мере корродирован расплавом ($N_g = 1,710$; $f = 32,4\%$; см. табл. 15, № 4). Отмечаются также знаки куммингтонита ($N_g = 1,660$; $C : N_g = 15^0$), развивающегося, вероятно, по реликтовому ортопироксену. Главные аксессуарные минералы - ильменит, циркон, апатит, ортит, монацит.

Петрохимическая характеристика пород гипабиссальной фации тастауского комплекса основывается на 23 силикатных анализах (см. табл. 11, № 112-134). Здесь не учитываются данные по специальному опробованию центрального штока, которые привели бы к смещению статистических оценок.

Породы гипабиссальной фации тастауского комплекса в отличие от его эффузивно-субвулканической фации представлены двумя самостоятельными группами (щелочносалической и кислой), между которыми устанавливаются резкие различия по кремнезему, глинозему и общей щелочности (см. табл. 16). Кроме того, эти группы пород представлены разными интрузивными фазами, разделенными внедрением даек граносиенит-порфиров.

Щелочносалическая (граносиенитовая) группа пород имеет меласиенитовый и умереннощелочной уклоны ($b' = 7,40 \pm 1,79$; $a = 15,95 \pm 1,26$). Специализация щелочей умереннонатриевая. Для нее характерны также железистые и среднеглиноземистые составы (см. табл. 16).

Кислая группа пород имеет более низкий уровень щелочности и меланократовости ($b' = 3,83 \pm 1,06$; $a = 14,70 \pm 0,75$). По отношению натрия к калию и железа к магнию эта группа близка к щелочносалической. Глинозе-

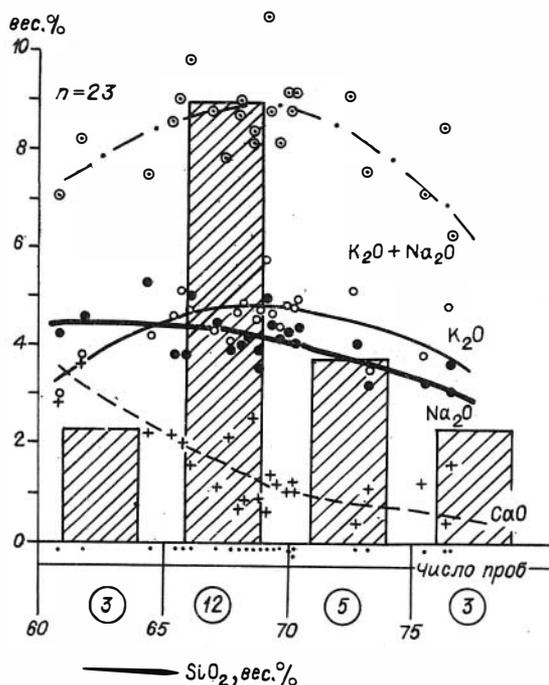


Рис. 34. Вариационная диаграмма магматических пород гипабиссальной фации тастауского комплекса (по данным табл. 11).

мистость варьирует в широких пределах, но в целом преобладают высокоглиноземистые составы пород.

По классификации Э.П. Изоха (1978), гипабиссальная часть тастауской ассоциации является гранитоидной завершённой (рис. 34), для нее характерна повышенная щелочность ($K_2O + Na_2O > 8,5$ вес.% в 15 анализах из 23, или 84 – 43% на совокупность). Тип щелочности – натриевый ($K_2O < Na_2O$ в вес.% при $SiO_2 < 65\%$).

§ 4. Преображенский (дельбегетейский) гипабиссально–плутонический монзонит–гранитоидный комплекс

Породы комплекса участвуют в строении Дельбегетейского, Филипповского, Тастауского, Преображенского, Турангикульского и Буранского массивов (см. рис. 6). Наиболее полно комплекс представлен в Преображенском массиве; в Тастауском и Буранском массивах отмечаются две фазы: сиениты и граниты. В остальных массивах присутствуют либо сиениты (Филипповский), либо только граниты (Дельбегетейский, Турангикульский). К преображенскому комплексу условно отнесен также Аяк–Караульский скрытый гранитоидный интрузив, расположенный в северо–западной части Чарской зоны.

Преображенский интрузив расположен в юго–восточной части Чарской зоны, на границе с Зайсанской впадиной и более чем на половину

перекрывает рыхлыми отложениями (рис. 35). Вмещающие породы сохранились в виде останцов и представлены, главным образом, ороговикованными андезитовыми порфиритами и пирокластическими образованиями даубайской свиты (С₂₋₃). Результаты интерпретации геофизических полей (рис. 36) позволяют считать, что Преображенский интрузив в своей центральной части, ниже современного уровня среза сложен преимущественно габброидами максутского комплекса. По периферии габбровое тело охлаждено менее плотными, частично обратно намагнитенными породами: граносиенитами, кварцевыми сиенитами, адамеллитами. Немагнитные породы – мелкозернистые граниты – отмечены над верхней частью габбрового тела. Магмоподводящий канал, вероятно, смещен к юго-востоку относительно центра массива.

Геофизические данные хорошо согласуются с результатами полевого картирования, из которых следует, что Преображенский интрузив представляет собой купол, периферическая часть которого сложена пологопадающими мощными пластинами кварцевых монцититов и сиенитов, иногда гранитов, а в центральной части в результате эрозии на дневную поверхность выходят габброиды максутского комплекса.

Преображенский интрузив представляет собой сложную полихронную магматическую структуру. В ее составе выделены следующие возрастные группы пород: 1) ксенолитовые поля и ксеноблоки базитов максутского комплекса; 2) дайковый пояс субвулканических гранит-порфиров и граносиенит-порфиров тастауского комплекса; 3) останец граносиенитов тастауского (?) комплекса; 4) весь спектр магматических пород преображенского комплекса (см. рис. 35).

Характеристика пород максутского и тастауского комплексов приведена выше, поэтому обратимся к геологическому описанию собственно преображенского комплекса. Его формирование протекало здесь в следующей последовательности: 1-я фаза – монцититы; 2-я фаза – сиениты и кварцевые сиениты; 3-я фаза – адамеллиты с фацией граносиенитов; 4-я фаза – лейкограниты; 5-я фаза – послегранитовые дайки диоритовых порфиров, граносиенит-порфиров и гранит-порфиров.

Монцититы 1-й фазы встречены в северо-восточной и юго-восточной частях массива, где они имеют грубую шаровую отдельность. Визуально они не отличаются от сиенитоидов 2-й фазы. Геологические соотношения с сиенитоидами также не установлены. В 1-ю фазу преображенского комплекса они выделены потому, что, во-первых, имеют тот же парагенезис минералов, что и сиенитоиды (это свидетельствует об их комагматичности), а во-вторых, отличаются от сиенитоидов химическим составом, в частности, имеют меньшую кремнекислотность и более высокую натровую щелочность, что является косвенным признаком разновозрастности.

Кварцевые сиениты 2-й фазы пространственно тяготеют к периферической зоне интрузива, слагая почти неразрывное кольцевое тело. Контакты с более поздними гранитоидами резкие, с отчетливой зоной закалки в гранитах (рис. 37, а).

В центральной части интрузива закартированы, кроме того, маломощные пластинообразные тела порфировидных мезократовых граносиенитов, которые прорывают сиениты 2-й фазы, но в свою очередь, секутся адамеллитами. Учитывая незначительный объем граносиенитов и их сходство по видовому минеральному составу с адамеллитами, они интерпретируются нами как эндоконтактовая фация адамеллитов.

Среднезернистые адамеллиты 3-й фазы слагают на данном уровне эрозионного среза большую часть интрузива. Лейкограниты 4-й фазы представ-

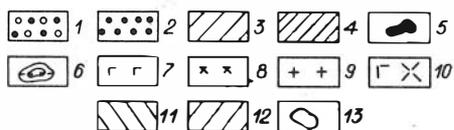
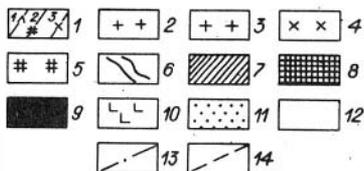
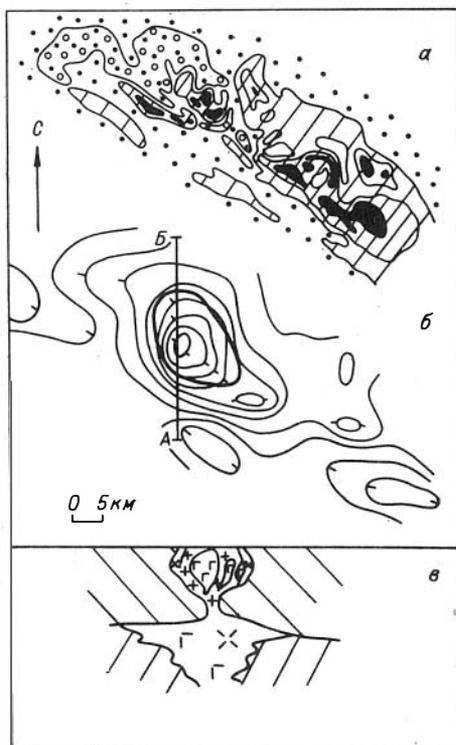
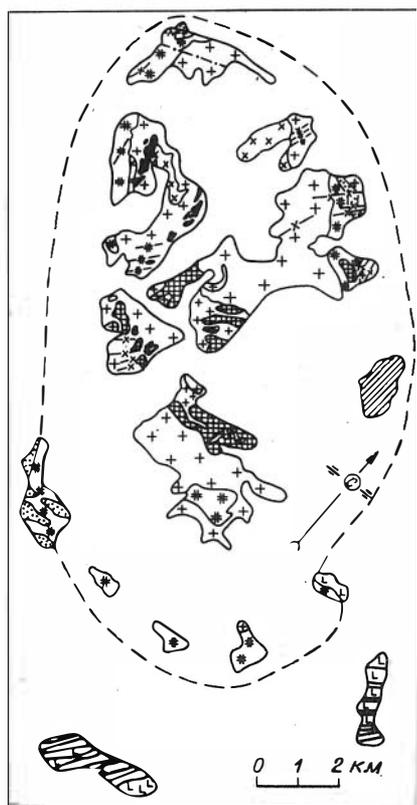


Рис. 35. Схема геологического строения Преображенского интрузива. Составили П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров, А.Э. Изох и В.Д. Тянь.

1-5 - преображенский комплекс (1 - послегранитовые дайки диоритовых порфиритов (1), граносиенит-порфиров (2), гранит-порфиров (3); 2 - мелкозернистые лейкограниты 4-й фазы; 3 - адамеллиты 3-й фазы; 4 - мезократовые граносиениты эндоконтактной фации адамеллитов; 5 - кварцевые сиениты 2-й фазы и монзониты 1-й фазы нерасчлененные); 6, 7 - тастауский комплекс (6 - граносиениты, 7 - субвулканические кварцевые порфиры и граносиенит-порфиры, слагающие дайковый пояс); 8, 9 - максутский комплекс (8 - в той или иной мере гранитизированные базиты, 9 - норит-диабазы 1-й фазы и габбро-диабазы 2-й фазы нерасчлененные); 10 - андезитовые порфириты и пирокластические образования даубайской свиты S_{2-3} ; 11 - роговики по вмещающим породам; 12 - рыхлые отложения; 13 - разломы; 14 - граница Преображенского интрузива по географическим данным.

Рис. 36. Магнитное (а), локальное гравитационное (б) поля и геолого-геофизический разрез (в) Преображенского интрузива.

1-5 - интенсивность магнитного поля (1 - от -200 до -100, 2 - от -100 до 0, 3 - от 0 до 100, 4 - от 100 до 200, 5 - более $200 \cdot 10^{-5}$ э); 6 - изоаномалы локального гравитационного поля (направление бергштрих в сторону уменьшения интенсивности); 7 - габброиды; 8 - граносиениты, градиориты; 9 - граниты; 10 - предполагаемое положение периферического магматического очага на глубине; 11 - субстрат: палеозойские отложения и гранитно-метаморфический слой нерасчлененные; 12 - гранулитобазитовый слой; 13 - контур интрузива на современной поверхности.

лены либо линейными крутопадающими телами, либо пологопадающими пластинами.

Завершается магматизм в пределах Преображенского интрузива внедрением немногочисленных и разобщенных в пространстве даек диоритовых порфириров, граносиенит-порфириров и гранит-порфириров.

Дельбегетейский интрузив расположен в северо-западной части Чарской зоны (см. рис. 4) и, вероятно, представляет собой близповерхностную магматическую структуру, у которой лишь апикальная часть выведена на дневную поверхность (рис. 38). Характер физических полей и предполагаемое глубинное строение интрузива приведены на рис. 39. Характерной особенностью Дельбегетейского интрузива являются зоны пирротинизации, окаймляющие его с востока и севера. Природа таких зон до сих пор неясна. Не исключено, что они имеют такой же генезис, что и зоны пирротинизации на рудном проявлении Юбилейный Октябрь, где с ними ассоциирует касситеритовое оруденение.

Дельбегетейский интрузив почти нацело сложен магматическими породами преображенского комплекса. Самыми ранними (1-я фаза) являются кварцевые и бескварцевые пироксен-амфибол-биотитовые сиениты и граниты повышенной основности тастауского комплекса, слагающие останец горы

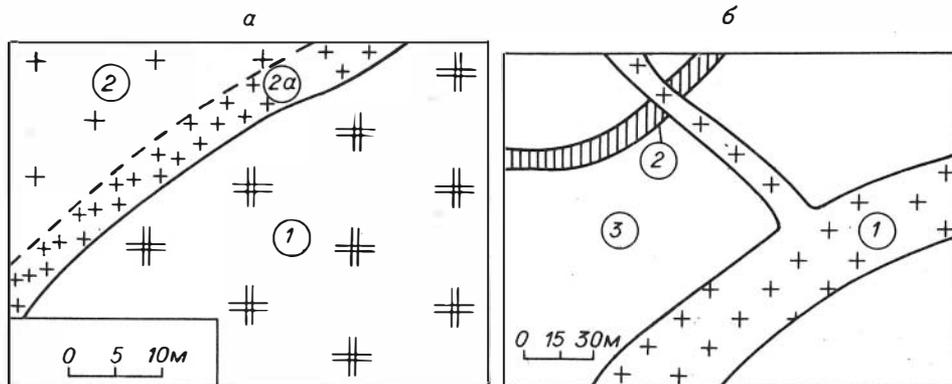


Рис. 37. Зарисовки обнажений преображенского комплекса.

а - обн. 221, западная часть интрузива Преображенский (1 - кварцевые сиениты 2-й фазы, 2 - граниты 3-й фазы преображенского комплекса, 2а - зона закалки в гранитах); б - обн. 213, юго-восточная часть Тастауской структуры (1 - лейкократовые граниты, 2 - кварцевые сиениты преображенского комплекса, 3 - роговики).

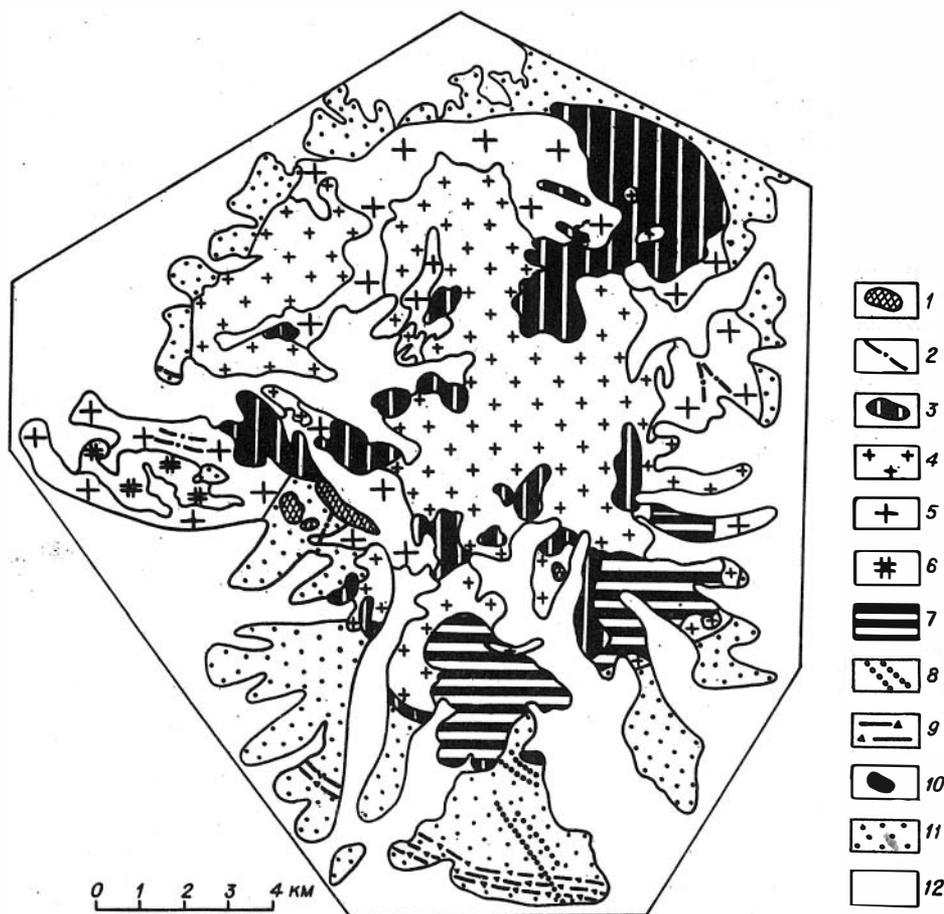


Рис. 38. Схема геологического строения Дельбегетейского интрузива. Составлена В.С. Кузечным, А.Г. Владимировым с использованием материалов В.Ф. Кашеева и др.

1 - эгирин-рибекитовые граниты P_{1-2} ?; 2-6 - преобразенский комплекс C_3-P_1 (граниты: 2 - аплитовые, 3 - мелкозернистые, 4 - среднезернистые, 5 - среднезернистые порфировидные, 6 - монцититы); 7 - порфировидные граниты проблематичного возраста; 8 - диабазовые порфиры и гранит-порфиры проблематичного возраста; 9 - гранит-порфиры и граниты ранних фаз внедрения тастауского комплекса C_3 ; 10 - габброиды аргимбайского комплекса (?); 11 - отложения C_2 ; 12 - рыхлые отложения.

Консар и небольшое тело в восточной части массива (см. рис. 38). После них, последовательно прорывая друг друга, внедрились биотитовые граниты трех фаз преобразенского комплекса, имеющие между собой, как правило, только структурно-текстурные различия. Контакты между ними расплывчатые. Поскольку Дельбегетейский интрузив представлен своей апикальной частью, можно предположить, что сближенные по составу гранитные фазы сформировались в связи с незначительным (в пределах одного очага) перемещением

расплавов, которое вызвано тектоническими подвижками и взламыванием затвердевшей кровли интрузива. В южной части интрузива граниты преобразенского комплекса прорваны малыми телами щелочных эгирит-рибекитовых и гастингсит-биотитовых гранитов, которые выделены в самостоятельную группу пород условно пермского возраста (см. гл. 4).

В Тастауской структуре магматические породы преобразенского комплекса представлены тремя интрузивными фазами. Кварцевые сиениты (с фацией граносиенитов) 1-й фазы слагают линейные тела на южном окончании восточной кольцевой дуги и небольшой шток в центральной части юго-западной дуги (см. рис. 25). Лейкократовые граниты 2-й фазы развиты только в пределах восточной дуги, где они прорывают предыдущие магматические породы, включая также и кварцевые сиениты 1-й фазы преобразенского комплекса (см. рис. 37,б). Третья фаза представлена послегранитовой диабазовой дайкой, пересекающей магматиты как тастауского, так и преобразенского комплексов.

Тастауская структура — единственная магматическая структура Чарской зоны, где выявлено опорное обнажение, подтверждающее более молодой возраст преобразенского комплекса по отношению к тастаускому. На южном окончании восточной дуги крупнозернистые кварцевые сиениты преобразенского комплекса рвут небольшие тела среднезернистых гранитов тастауского комплекса. Принадлежность кварцевых сиенитов и гранитов соответственно к преобразенскому и тастаускому комплексам подтверждается четырьмя химическими анализами, которые были выполнены по образцам, отобранным непосредственно из опорного обнажения (табл. 21). Статистически значимые при 95%-ном доверительном уровне различия в составе отдельных образцов и средних выборок по сиенитоидам преобразенского и гранитоидам тастауского комплексов были выявлены лишь для калия, что, вероятно, связано с более поздним процессом калишпатизации, наложенным как на сиениты, так и на граниты.

Среди Филипповских малых интрузивов к преобразенскому комплексу отнесено дайкообразное тело, расположенное в 4 км юго-западнее одноименного поселка. Это тело, мощностью 400–600 м, прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 3 км. Оно сложено амфибол-пироксен-биотитовыми сиенитами, среди которых обнаружен небольшой останец мелкозернистых габброидов аргимбайского комплекса. Породы северной части интрузива интенсивно альбитизированы.

Турангикульский интрузив находится в 20 км восточнее пос. Курчум в окрестностях одноименного озера. Интрузив почти нацело перекрыт рыхлыми отложениями Зайсанской впадины, за исключением северной части, которая сложена среднезернистыми порфировидными гранитами преобразенского комплекса. Граниты прорывают отложения среднего карбона и интенсивно их ороговиковывают.

Буранский интрузив расположен за пределами региона на левом берегу Черного Иртыша, вблизи одноименного поселка. Значительная часть интрузива перекрыта рыхлыми отложениями Зайсанской впадины. На дневной поверхности обнажаются, главным образом, грубозернистые кварцевые сиениты преобразенского комплекса, включающие в северной части интрузива несколько крупных и мелких останцов мелкозернистых порфировидных граносиенитов тастауского комплекса. На северном крае горных выходов выявлены среднезернистые граниты и граносиениты тастауского комплекса, не имеющие из-за плохой обнаженности прямых контактов с другими магматическими породами интрузива.

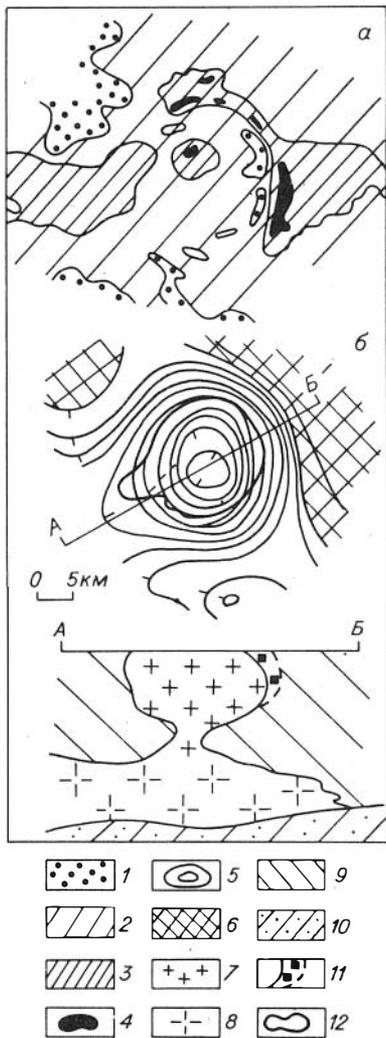


Рис. 39. Магнитное (а), локальное гравитационное (б) поля и геолого-геофизический разрез (А-В) Дельбегетейского интрузива.

1-4 - интенсивность магнитного поля (1 - от -100 до 0, 2 - от 0 до 100, 3 - от 100 до 200 и 4 - более $200 \cdot 10^{-5}$ э); 5 - изоаномалы локального гравитационного поля (направление бергштрих - в сторону уменьшения интенсивности поля); 6 - положительное локальное гравитационное поле; 7 - граниты, 8 - область разуплотнения в гранитно-метаморфическом слое; 9 - субстрат: палеозойские отложения и гранитно-метаморфический слой нерасчлененные; 10 - гранулитобазитовый слой; 11 - зона пирротинизации; 12 - контур интрузива по геологическим данным.

К преображенскому комплексу также условно отнесен нами скрытый Аяк-Караульский гранитоидный интрузив, расположенный в 10-12 км юго-западнее Дельбегетейского массива. Кровля Аяк-Караульского интрузива располагается в 300-500 м ниже современного эрозионного среза (рис. 40). На поверхности интрузив представлен роем гранит-порфировых и граносиенит-порфировых даек, многие из которых турмалинизированы и содержат сульфидно-касситеритовую минерализацию. Интрузив имеет 8-10 км в диаметре, причем нижняя кромка его по геофизическим данным (см. рис. 40) залегает на глубине 7-8 км и посредством подводящего канала сопрягается с глубокой зоной разуплотнения.

Из вышеприведенного описания следует, что развитие преображенского комплекса в каждом массиве протекало своеобразно, что затрудняет региональную увязку отдельных фаз внедрения. Щелочносалические породы в большинстве интрузивов являются самыми ранними. Гранитная группа пород от массива к массиву варьирует, включая разное количество сближенных по составу и времени внедрения интрузивных фаз. Завершилось формирование комплекса внедрением малочисленных послегранитных даек разнообразного состава.

Петрографическая характеристика. Щелочносалическая группа пород преображенского комплекса представлена монцонитами и сиенитами.

Монцониты, развитые только в Преображенском интрузиве, представляют собой среднезернистые породы с грубой шаровой отдельностью, имеющие на свежем склоне синезеленую окраску. Минеральный состав приведен в табл. 22. Микроструктура - гипидиоморфнозернистая. Характерно

Таблица 21

Химический состав сиенитов преобразенского и гранитов тастауского комплексов из опорного обнажения в юго-восточной части Тастауской структуры, вес. %

Окисел	1	2	3		4	5	6	
			\bar{X}	S			\bar{X}	S
SiO ₂	65,10	65,65	65,16	2,44	69,60	70,05	71,21	3,02
TiO ₂	0,32	0,40	0,61	0,25	0,30	0,26	0,34	0,12
Al ₂ O ₃	16,00	15,75	17,02	0,82	14,85	14,50	14,95	1,66
Fe ₂ O ₃	0,70	1,52	1,21	1,00	0,62	0,52	0,56	0,35
FeO	2,70	2,77	3,70	1,48	2,05	2,05	2,58	0,61
MnO	0,05	0,07	0,11	0,06	0,04	0,04	0,05	0,02
MgO	0,30	-	0,67	0,40	-	-	0,58	0,34
CaO	1,14	1,45	1,84	0,71	1,45	1,45	1,15	0,56
Na ₂ O	4,60	3,67	4,81	0,41	4,17	4,00	3,97	0,51
K ₂ O	8,30	7,45	4,80	1,03	5,50	5,76	4,55	0,57
П п п	0,96	0,84	-	-	0,96	0,88	-	-
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,08	0,07	0,05	0,03	0,07	0,03
Сумма...	100,20	99,61	100,00	-	99,59	99,54	100,00	-

Примечание. 1 - обр. 1400/1а, сиенит преобразенского комплекса; 2 - обр. 1400/1б, то же; 3 - средний состав сиенитов преобразенского комплекса (16 ан.); 4 - обр. 1400/2, гранит тастауского комплекса; 5 - обр. 1400/3, то же; 6 - средний состав гипабиссальных гранитов тастауского комплекса (17 ан.). Пробы № 1, 2, 4, 5 проанализированы в хим. лаб. ИГиГ СО АН СССР (колл. А.Г. Владимирова, П.В. Ермолова). \bar{X} - среднее арифметическое, S - среднеквадратичное отклонение.

резкое преобладание плагиоклаза (42-27% An) над калишпатом. Фемические минералы представлены феррогортонитом ($N_g = 1,832-1,825$), ферросалитом ($N_g = 1,727$), зулит-гиперстеном ($N_g = 1,755-1,736$), феррогастингситом ($N_g = 1,708$) и аннитом ($N_g = 1,675$). Последовательность выделения минералов (от ранних к поздним): феррогортонит-плагиоклаз-ферросалит-зулит-гиперстен-феррогастингсит-аннит-кварц-ортоклаз. В состав аксессуаров входят ильменит, магнетит, циркон, ортит, флюорит, пирит и апатит.

Кварцевые сиениты несколько варьируют по минеральному составу в разных массивах, но в них всегда проявлен породообразующий парагенезис калиевого полевого шпата и весьма высокожелезистых фемических минералов.

В Преобразенском интрузиве кварцевые сиениты визуально очень сходны с вышеописанными монцититами, т.е. они обладают специфичной сине-зеленой окраской на свежем сколе и ржаво-бурой на выветрелой поверхности, грубой шаровой отдельностью, крупнозернистым строением и гипидиоморфно-зернистой микроструктурой.

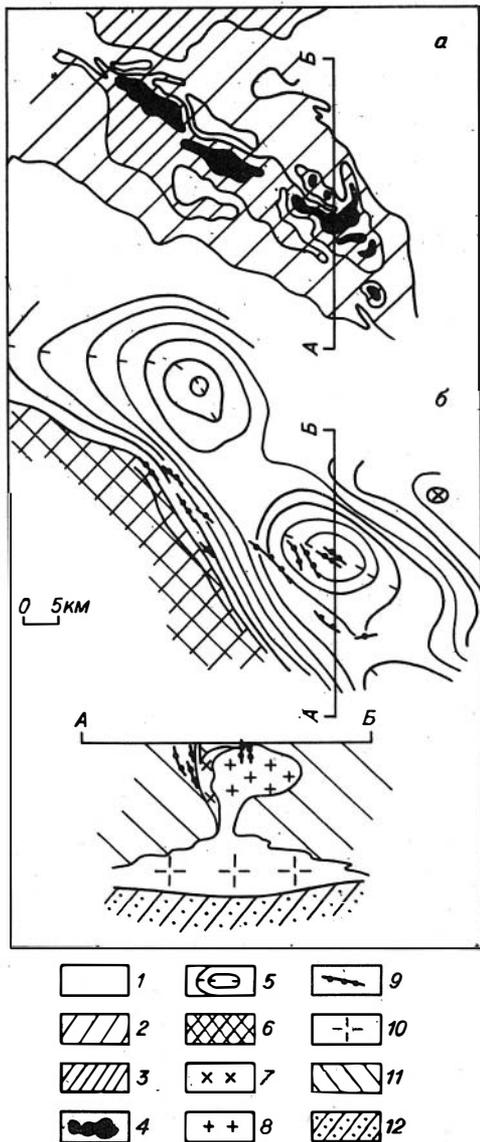


Рис. 40. Магнитное (а), локальное гравитационное (б) поля и геолого-геофизический разрез (А-В) скрытого интрузива Аяк-Караул.

1-4 - интенсивность магнитного поля (1 - от -100 до 0, 2 - от 0 до 100, 3 - от 100 до 200 и 4 - более $200 \cdot 10^{-5}$ э); 5 - изоманомалы локального гравитационного поля (направление бергштрих - в сторону уменьшения интенсивности поля); 6 - положительное локальное гравитационное поле; 7 - гранодиориты, граносиениты; 8 - граниты; 9 - дайки гранитов и гранитпорфиров; 10 - зона разуплотнения в нижней части гнейсо-гранитового слоя; 11 - субстрат: палеозойские отложения и гнейсо-гранитовый слой нерасчлененные; 12 - базитовый слой.

Калишпат, представленный пертитовыми разновидностями, количественно преобладает над плагиоклазом (см. табл. 22). Последний образует слабозональные кристаллы, сложенные олигоклаз-андезином (30-15% An). Парагенезис цветных минералов: фаялит-гортонилит ($N_g = 1,855-1,845$), эулит-феррогиперстен ($N_g = 1,755-1,745$), ферросалиит ($N_g = 1,745-1,715$), феррогастингсит ($N_g = 1,716$), аннит ($N_g = 1,680$). Акцессорные минералы: ильменит, магнетит, циркон, пирит, апатит.

Кварцевые сиениты Буранского интрузива близки по видовому минеральному составу к сиенитам

Преображенского массива. Калишпат в них резко преобладает над плагиоклазом (23-20% An). Раннемагматический парагенезис представлен фаялит-феррогортонилитом ($N_g = 1,850-1,848$) и субкальциевым геденбергитом ($N_g = 1,745-1,740$), позднемагматический сложен феррогастингситом ($N_g = 1,715$), аннитом ($N_g = 1,690$), полевыми шпатами и кварцем.

Кварцевые сиениты Таустауской структуры несколько отличаются от вышерассмотренных пород. В них резко преобладает калишпат над плагиоклазом (см. табл. 22), а феррические минералы представлены только железистым гастингситом ($N_g = 1,722$) и аннитом ($N_g = 1,625$).

Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, цирконом, ортитом, апатитом и флюоритом.

Таблица 22

Средний минеральный состав магматических пород преобразенского комплекса

Петрографическая разновидность	Интрузив	N	Породообразующие минералы								
			Кв	Пл	Кпш	Би	Амф	Пи	Ол	Рудн	Ап
Монцониты	Преобразенский	4	6,48	55,12	21,63	4,83	5,72	3,90	1,02	0,80	-
Сиениты	"	13	$\frac{12,63}{5,31}$	$\frac{20,57}{4,56}$	$\frac{58,15}{7,51}$	$\frac{3,41}{2,19}$	$\frac{3,22}{1,31}$	$\frac{1,19}{1,44}$	$\frac{0,13}{0,15}$	$\frac{0,65}{0,55}$	$\frac{0,09}{0,14}$
Сиениты	Буранский	2	14,33	10,90	66,40	0,95	2,75	2,26	0,81	1,60	-
Сиениты	Тастауский	2	16,45	8,35	71,93	0,80	2,15	-	-	0,16	0,16
Адамеллиты	Преобразенский	13	$\frac{24,98}{3,67}$	$\frac{18,28}{4,80}$	$\frac{51,20}{5,26}$	$\frac{2,79}{1,50}$	$\frac{2,15}{0,69}$	-	-	$\frac{0,60}{0,42}$	-
Лейкограниты	"	6	$\frac{30,36}{3,47}$	$\frac{25,20}{4,01}$	$\frac{41,62}{4,09}$	$\frac{2,15}{0,80}$	$\frac{0,52}{0,52}$	-	-	$\frac{0,15}{0,27}$	-
Лейкограниты	Тастауский	7	$\frac{36,04}{4,21}$	$\frac{10,84}{5,07}$	$\frac{50,80}{8,63}$	$\frac{1,62}{1,17}$	$\frac{0,42}{0,50}$	-	-	$\frac{0,11}{0,26}$	$\frac{0,17}{0,41}$

Примечание. В числителе - среднее арифметическое, в знаменателе - среднеквадратичное отклонение, N - количество подсчетов по шлифам. При N < 6 в таблице приведен только средний состав. Ол - оливин, остальные обозначения см. в табл. 19. Сумма - 100,00.

Гранитоидная группа пород рассматривается на примере эталонотипного Преображенского интрузива и Тастауской структуры.

В Преображенском интрузиве кислые породы представлены адамеллитами 3-й фазы (с фацией граносиенитов) и лейкогранитами 4-й фазы внедрения.

Адамеллиты сложены амфибол-биотит-кварц-двуполевошпатовым парагенезисом (см. табл. 22). Микроструктура - гипидиоморфнозернистая или гранитовая. Плаггиоклаз по составу отвечает олигоклаз-андезину ($37-15\% An$). Помимо обычных породообразующих минералов - гастингсита ($N_g = 1,700-1,695$) и аннита ($N_g = 1,680-1,678$) - в адамеллитах отмечаются две разновидности ортопироксенов: сильно корродированный глиноземистый бронзит ($N_g = 1,690, f = 18-22\%$) и хорошо ограниченный феррогиперстен ($N_g = 1,753-1,749$). Аксессуары представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, ортитом, пиритом, сфеном и турмалином.

Мезократовые граносиениты фации эндоконтакта адамеллитов имеют порфиroidную, реже среднезернистую структуры. Плаггиоклаз более основной, чем в адамеллитах ($48-20\% An$), амфибол ($N_g = 1,695$) и биотит ($N_p = 1,600$) близки по составу к тем же минералам из адамеллитов главной фазы. В ядерных частях амфиболов иногда отмечаются реликты моноклинного пироксена.

Мелкозернистые лейкограниты 4-й фазы Преображенского интрузива имеют тот же набор породообразующих минералов, что и вышеописанные адамеллиты (см. табл. 22). Плаггиоклаз зонален ($34-20\% An$), биотит и феррогастингсит имеют соответственно следующие показатели: $N_g = 1,671$ и $N_g = 1,708$. Лейкограниты содержат также гранат ($N = 1,801$), количество которого достигает 1-2% от объема породы. В тяжелой фракции протолокчек диагностированы зерна феррогиперстена ($N_g = 1,745-1,750$) и железистого клинопироксена ($N_g = 1,725$). Среди аксессуарных минералов отметим присутствие ферромагнитных шариков (1-5 знаков на протолокчку).

В Тастауской структуре проявлены только грубозернистые лейкократовые граниты, которые содержат кварц, калишпат, плаггиоклаз двух генераций (1-я генерация - $30-18\% An$, 2-я - $10-5\% An$), аннит ($N_g = 1,685$) и высокожелезистую роговую обманку ($N_g = 1,720$). Количественные отношения минералов приведены в табл. 22. В тяжелой фракции протолокчек обнаружены, кроме того, знаки розового пироп-альмандина ($N = 1,784$) и желтого андрадита ($N = 1,868-1,860$). Аксессуарные минералы: магнетит, пирит, циркон, флюорит.

Группа послегранитовых даек имеет разнообразный петрографический состав.

Диабазы состоят из плаггиоклаза ($40-50\%$), клинопироксена ($35-40\%$), оливина ($5-10\%$), биотита ($5-10\%$), рудных минералов ($1-2\%$). Микроструктура диабазовая, часто пойкилоофитовая. Плаггиоклаз ($55-35\% An$) вместе с оливином ($N_g = 1,707$) слагает идиоморфные зерна, пойкилитово включенные в крупные кристаллы волнисто-гаснувшего клинопироксена ($N_g = 1,720$). Последний по составу отвечает титан-авгиту (см. табл. 24, № 214/1), что в общем совершенно не характерно для клинопироксенов из петрографически сходных оливиновых диабазов максутского комплекса.

Граносиенит-порфиры состоят из вкрапленников калишпата и плаггиоклаза ($10-15\%$), которые погружены в основную массу гранитного состава.

Гранитные дайки имеют как порфиroidную, так и аплитовую структуры. По составу эти структурные разновидности пород не различаются и состоят из плаггиоклаза, кварца, калишпата, биотита и иногда амфибола.

Минералогическая характеристика. Оливины диагностированы только в монцонитах и сиенитах Преображенского и сиенитах Буранского интрузивов. По структурной позиции они относятся к наиболее ранней кристаллической фазе, по составу отвечают феррогортонолит-фаялитовому ряду ($N_{gr} = 1,855-1,825$; $N_p = 1,795-1,783$; $f = 90-75\%$). Микросондовые анализы выполнены только для высокожелезистых членов этого ряда (табл. 23).

Пироксены в породах преображенского комплекса распространены исключительно широко, однако роль их неодинакова: в монцонитах и сиенитах они выступают как часть породообразующего парагенезиса, в гранитах являются реликтовыми.

По химическому составу (табл. 24) клинопироксены относятся к ряду субкальциевых ферросалин-геденбергитов, а ортопироксены — к ряду феррогиперстен-эулитов. Исключением является только реликтовый алюмобронзит (табл. 24, № 1336), происхождение которого будет рассмотрено ниже. Необходимо подчеркнуть, что высокая железистость пироксенов и других феррических минералов является устойчивым признаком в магматических породах преображенского комплекса и свидетельствует о тесной генетической связи между его щелочносалической и гранитной породными группами.

Для пироксенов характерен растянутый интервал кристаллизации, что нашло отражение в особенностях их химических составов. Массовые промеры показателей преломления показывают, что даже в объеме одного образца пироксены не имеют устойчивого состава, а представлены широкими изоморфными рядами, причем отдельные микросондовые анализы фиксируют лишь промежуточные или крайние составы (см. табл. 24). Длительный период кристаллизации пироксенов подтверждается также их структурными взаимоотношениями с другими породообразующими минералами. В частности, в сиенитах комплекса наряду с идиоморфными кристаллами пироксены зачастую пред-

Таблица 23

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты оливинов из кварцевых сиенитов Преображенского интрузива

	949/1	949/3	1337		949/1	949/3	1337
	<u>Вес. %</u>				<u>Формульные коэффициенты</u>		
SiO ₂	30,77	31,48	31,34	Si	1,018	1,028	1,020
TiO ₂	0,04	0,06	0,01	Ti	0,001	0,002	-
Al ₂ O ₃	0,02	-	0,06	Al	0,001	-	0,002
FeO	63,96	64,13	62,37	Σ Fe ²⁺	1,770	1,750	1,699
MnO	2,06	2,16	2,55	Mn	0,058	0,060	0,070
MgO	2,63	2,61	3,77	Mg	0,130	0,127	0,183
CaO	0,10	0,13	0,09	Ca	0,004	0,005	0,003
Сумма...	99,58	100,57	100,19	Сумма...	2,982	2,972	2,977
				f	93,36	93,44	90,63

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР, аналитик В.Н. Королук, образцы П.В. Ермолова. Суммарное железо дано в закисной форме.

Таблица 24

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты пироксенов преобразенского комплекса

	Моноклинные пироксены					Ромбические пироксены			
	953/7	949/1	949/3	2525/7	214/1	239/1	949/1	1337	1336
	<u>Вес.%</u>								
SiO ₂	51,07	50,92	49,85	48,85	48,90	48,81	49,23	49,16	51,69
TiO ₂	0,13	0,16	0,23	0,35	3,31	0,19	0,17	1,25	0,20
Al ₂ O ₃	0,38	0,48	0,54	0,74	3,83	0,40	0,25	0,47	3,83
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,02	0,03	0,04	0,11	0,04	He обн.	0,34
FeO	21,11	19,45	19,64	24,03	9,18	34,27	40,18	36,28	11,92
MnO	0,59	0,70	0,80	1,16	0,28	0,59	1,20	1,54	0,15
MgO	6,81	7,06	7,76	5,00	12,71	13,94	8,14	8,34	27,56
CaO	19,13	20,16	19,47	19,07	19,81	1,30	1,19	1,30	1,58
Na ₂ O	0,22	0,33	0,32	0,37	0,64	He обн.	0,07	He обн.	0,07
Сумма...	99,49	99,29	98,63	99,60	98,71	99,61	100,47	98,34	97,34

	Формульные коэффициенты								
Si	2,015	2,006	1,983	1,969	1,853	1,953	2,005	2,014	1,893
Ti	0,004	0,005	0,007	0,011	0,094	0,006	0,005	0,038	0,005
Al ^{IV}	-	-	0,017	0,031	0,147	0,019	-	-	0,107
Al ^{VI}	0,018	0,022	0,008	0,004	0,024	-	0,012	0,023	0,058
Cr	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	-	0,001	-	0,010
ΣFe^{2+}	0,696	0,641	0,653	0,810	0,291	1,147	1,369	1,243	0,365
Mn	0,020	0,024	0,027	0,040	0,009	0,020	0,041	0,053	0,005
Mg	0,400	0,415	0,460	0,301	0,718	0,831	0,494	0,509	1,505
Ca	0,809	0,851	0,830	0,823	0,805	0,056	0,052	0,057	0,062
Na	0,017	0,025	0,025	0,029	0,047		0,006	-	0,005
Сумма...	3,981	3,990	4,011	4,019	3,989	4,032	3,985	3,937	4,015
f	64,15	61,57	59,64	73,84	29,47	58,40	74,05	71,80	19,73
$\overline{\text{Fe}}$	37,39	34,64	34,78	43,40	20,60	56,94	72,17	70,21	19,72
$\overline{\text{Mg}}$	20,71	21,42	23,26	15,16	37,43	40,34	25,18	26,79	77,10
$\overline{\text{Ca}}$	41,90	43,94	41,96	41,44	41,97	2,72	2,65	3,00	3,18

Примечание. Преображенский интрузив: 953/7 - монзонит 1-й фазы; 949/1, 949/3, 1337 - сиенит 2-й фазы; 1336 - гранит 3-й фазы; 2525/7 - сиенит, Буранский интрузив; 214/1 - диабаз, послегранитовая дайка, восточная дуга Тастауской структуры. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР Л.В. Усовой, А.И. Кузнецовой по образцам П.В. Ермолова (949/1, 949/3, 2525/7, 1337; 1336) и А.Г. Владимирова (214/1). Суммарное железо дано в закисной форме.

ставлены явно ксеноморфными зернами даже по отношению к калиевому полевоому шпату.

Учитывая их состав и структурные особенности, крайние магнезиальные члены пироксеновых рядов можно интерпретировать как интрателлурические субликвидусные минеральные фазы, в то время как железистые члены этих рядов очевидно отражают позднемагматический (субсолидусный) этап кристаллизации магмы.

Интересна находка в адамеллитах Преображенского интрузива магнезиального алюмобронзита (см. табл. 24, № 1336), неравновесного по отношению к гранитовому феррогиперстен-феррогастингсит-аннит-кварц-полевошпатовому парагенезису. Известно, что глиноземистость ромбических пироксенов возрастает с увеличением T и P. Образование алюмобронзита обр. 1336, содержащего 3,83% Al_2O_3 , происходило при P 8-10 кбар, что отвечает условиям гранулитовой фации метаморфизма. Поэтому наиболее вероятно, что алюмобронзит в адамеллитах преображенского комплекса является реликтовой интрателлурической фазой.

Гранаты разнообразного состава диагностированы только в породах кислой группы.

В лейкогранитах преображенского интрузива они представлены гнездообразными скоплениями альмандин-спессартина, практически не содержащего пиропового минала (табл. 25). Структурные особенности альмандин-спессартинов (неограниченная форма кристаллов, которые пойкилитово включают зерна кварца и лейсты кислого плагиоклаза, а также повышенные концентрации марганца) свидетельствуют об их позднемагматическом и низкотемпературном характере.

В лейкократовых гранитах Тастауской структуры совместно (в одном образце) присутствуют два типа гранатов: пироп-альмандиновый и андрадитовый. Они явно неравновесны, поскольку для природных гранатов между пироп-альмандиновым и гроссуляр-андрадитовым рядами установлен статистический интервал несмесимости (Соболев, 1964). Как уже отмечалось (Ермолов и др., 1979а), возрастание пиропового минала в пиральспитах связано в первую очередь с повышением температуры их кристаллизации. В этом случае вполне возможно, что пироп-альмандины из гранитов Тастауской структуры являются высокотемпературными интрателлурическими, образовавшимися на ранних этапах кристаллизации кислого расплава. Андрадит не характерен для кислых магматических пород (Соболев, 1964), и появление в лейкогранитах, очевидно, указывает на его ксеногенную природу.

Биотиты и амфиболы - сквозные минералы преображенского комплекса. Вместе с полевыми шпатами, кварцем и высокожелезистыми пироксенами они образуют позднемагматический парагенезис.

Биотиты по оптическим свойствам и химическому составу (табл. 26) соответствуют группе аннита. По общей железистости биотиты из всех магматических пород комплекса близки, но вместе с тем обнаруживают существенные отличия по другим химическим признакам. В частности, в биотитах из кислой породной группы не хватает глинозема для заполнения тетраэдрических структурных вакансий.

Амфиболы представлены гастингсит-феррогастингситовым изоморфным рядом, магнезиальные члены которого ($N_g = 1,690$) характерны для монцитов, а железистые ($N_g = 1,700-1,722$) - для сиенитов и гранитов. Химические анализы (см. табл. 26) приведены только для двух феррогастингситов: из адамеллита и его эндоконтактной фации - граносиенита (Преображенский интрузив). Они сходны между собой и обладают дефицитом крем-

Таблица 25

Химический состав (вес.%), формульные коэффициенты и компонентный состав гранатов преображенского комплекса

	935		960		935		960
	<u>Вес. %</u>				<u>Формульные коэффициенты</u>		
SiO ₂	37,00	34,42	35,83	Гроссуляр	1,56	0,75	2,30
TiO ₂	0,03	-	0,32	Андрадит	2,80	95,67	-
Al ₂ O ₃	20,13	0,76	19,35	Уваровит	0,20	0,10	-
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	-	Остаток	0,04	0,30	0,19
Fe ₂ O ₅	0,90	29,15	1,36	Si	3,005	3,012	3,006
FeO	32,77	1,16	26,71	Ti	0,002	-	0,020
MnO	1,27	0,15	13,06	Al	1,944	0,079	1,913
MgO	4,40	-	1,01	Cr	0,004	0,002	-
CaO	1,61	31,54	0,67	Fe ³⁺	0,056	1,921	0,087
Na ₂ O	0,06	0,02	0,05	Fe ²⁺	2,247	0,085	1,874
Сумма...	98,23	97,23	98,36	Mn	0,087	0,011	0,928
	<u>Компонентный состав</u>			Mg	0,533	-	0,127
Пироп	17,74	-	4,23	Ca	0,140	2,957	0,060
Альмандин	74,80	2,82	62,39	Na	0,010	0,001	0,008
Спессартин	2,86	0,36	30,89	Сумма...	8,028	8,068	8,023

Примечание. 935 - лейкогранит, Таастауская структура; 960 - лейкогранит, Преображенский интрузив. Анализы выполнены в микрозонде MS-46 Л.В. Усовой в ИГиГ СО АН СССР, образцы А.Г. Владимирова. Железо разделено на закисную и окисную части согласно идеальной кристаллохимической формуле гранатов.

незема и глинозема, необходимых для заполнения тетраэдрических позиций в структуре минерала, а также высоким отношением закисного железа к окисному.

Петрохимическая характеристика преображенского комплекса основывается на 54 силикатных анализах (см. табл. 11, № 138-191). Средний состав приведен в табл. 27.

Петрохимические данные свидетельствуют о дискретности преображенского комплекса. На двумерной диаграмме SiO₂ - (Na₂O + K₂O) (рис. 41) совокупность фигуративных точек, отображающих состав магматических пород преображенского комплекса, распадается на два изолированных роя с резким переломом регрессионных полос, что указывает, в принципе, на неоднородность в общей петрохимической выборке (Матерон, 1968). При этом отчетливо выделяются, с одной стороны, кислая породная группа, с другой - щелочносалическая.

В соответствии с вещественной типизацией магматических формаций (Белоусов, 1976; Кузнецов и др., 1976; Белоусов и др., 1981) щелочно-

Таблица 26

Химический состав и формульные коэффициенты биотитов и амфиболов преобразенского комплекса (Преобразенский интрузив)

	Биотит			Амфибол	
	1341	1344	1338	1344	1336
	<u>Вес. %</u>				
SiO ₂	37,57	33,61	35,61	43,13	42,00
TiO ₂	3,26	4,70	3,76	4,00	4,80
Al ₂ O ₃	12,32	13,22	12,30	6,02	6,66
Fe ₂ O ₃	7,19	12,33	10,56	6,28	6,43
FeO	19,73	13,30	17,88	21,02	20,88
MnO	0,20	0,28	0,40	0,82	0,80
MgO	6,14	6,66	5,72	3,54	4,68
CaO	1,16	1,45	0,58	8,99	8,41
Na ₂ O	0,44	0,26	0,25	1,72	1,62
K ₂ O	7,02	6,75	7,48	0,76	0,74
H ₂ O ⁻	0,44	1,09	0,57	0,34	0,42
Ппп	3,36	5,05	4,06	2,47	2,50
P ₂ O ₅	0,29	0,30	0,17	0,03	0,05
F	0,16	0,28	0,66	0,88	0,80
Сумма...	99,28	99,28	100,00	100,00	100,79
O = F ₂	0,07	0,12	0,28	0,37	0,34
Сумма...	99,21	99,16	99,72	99,63	100,45
	<u>Формульные коэффициенты</u>				
Si	2,940	2,558	2,764	6,679	6,462
Ti	0,192	0,270	0,220	0,466	0,555
Al ^{IV}	1,060	1,205	1,126	1,099	1,207
Al ^{VI}	0,076	-	-	-	-
Fe ³⁺	0,423	0,718	0,617	0,731	0,745
Fe ²⁺	1,291	0,860	1,161	2,723	2,687
Mn	0,013	0,019	0,026	0,108	0,104
Mg	0,716	0,767	0,662	0,817	1,072
Ca	0,097	0,120	0,048	1,492	1,386
Na	0,066	0,038	0,037	0,516	0,483
K	0,701	0,666	0,741	0,150	0,145
OH ⁻	1,753	2,605	2,102	2,551	2,565
F	0,040	0,068	0,162	0,431	0,389
f	70,69	67,54	73,15	81,34	76,74

Примечание. 1341 - монцит 1-й фазы; 1336, 1338 - граниты 4-й фазы; 1344 - мезократовый граносиенит (фашия эндоконтакта гранитов 4-й фазы). Анализы выполнены химическим методом в АО ИГН АН КазССР по образцам П.В. Ермолова.

Таблица 27

Средний химический состав (вес.%) и петрохимические характеристики главных породных групп преобразенского комплекса

	1		2		
	Вес. %		Петрохимические характеристики		
SiO ₂	<u>63,22</u> 3,94	<u>73,21</u> 1,91	a	<u>16,45</u> 2,08	<u>15,11</u> 1,30
TiO ₂	<u>0,80</u> 0,40	<u>0,21</u> 0,11	c	<u>2,90</u> 1,50	<u>0,91</u> 0,51
Al ₂ O ₃	<u>17,22</u> 0,89	<u>14,02</u> 1,11	b(b')	<u>7,69</u> 3,75	<u>2,97</u> 0,79
Fe ₂ O ₃	<u>1,81</u> 1,14	<u>0,65</u> 0,63	f'	<u>67,68</u> 9,67	<u>57,89</u> 16,84
FeO	<u>4,08</u> 2,06	<u>1,79</u> 0,63	m'	<u>18,56</u> 9,26	<u>17,44</u> 7,48
ΣFeO	<u>5,71</u> 1,85	<u>2,38</u> 0,56	n	<u>65,40</u> 9,63	<u>56,34</u> 2,70
MnO	<u>0,13</u> 0,06	<u>0,04</u> 0,02	φ	<u>17,69</u> 16,11	<u>13,54</u> 14,91
MgO	<u>1,06</u> 1,08	<u>0,43</u> 0,25	t	<u>0,97</u> 0,54	<u>0,22</u> 0,11
CaO	<u>2,65</u> 1,56	<u>0,84</u> 0,43	Q	<u>8,64</u> 5,91	<u>28,73</u> 4,58
Na ₂ O	<u>4,83</u> 0,44	<u>4,03</u> 0,38	d	<u>0,72</u> 0,10	<u>0,84</u> 0,07
K ₂ O	<u>4,06</u> 1,52	<u>4,74</u> 0,44	F	<u>78,32</u> 10,10	<u>76,22</u> 9,62
P ₂ O ₅	<u>0,15</u> 0,14	<u>0,03</u> 0,03			

Примечание. 1 - щелочносалическая (монзонит-сиенитоидная) породная группа (22 ан.); 2 - гранитная породная группа (28 ан.). В числителе - среднее содержание, в знаменателе - среднеквадратичное отклонение.

салическая (монзонит-сиенитовая) породная группа имеет меласиенитовый и натриевый уклоны, кислая - лейкогранитовый и умеренно-натриевый уклоны (см. табл. 27). К общим особенностям, присущим всем магматическим породам комплекса, относятся их среднеглиноземистые и среднешелочные составы, а также повышенная железистость (особенно в монзонит-сиенитовой породной группе).

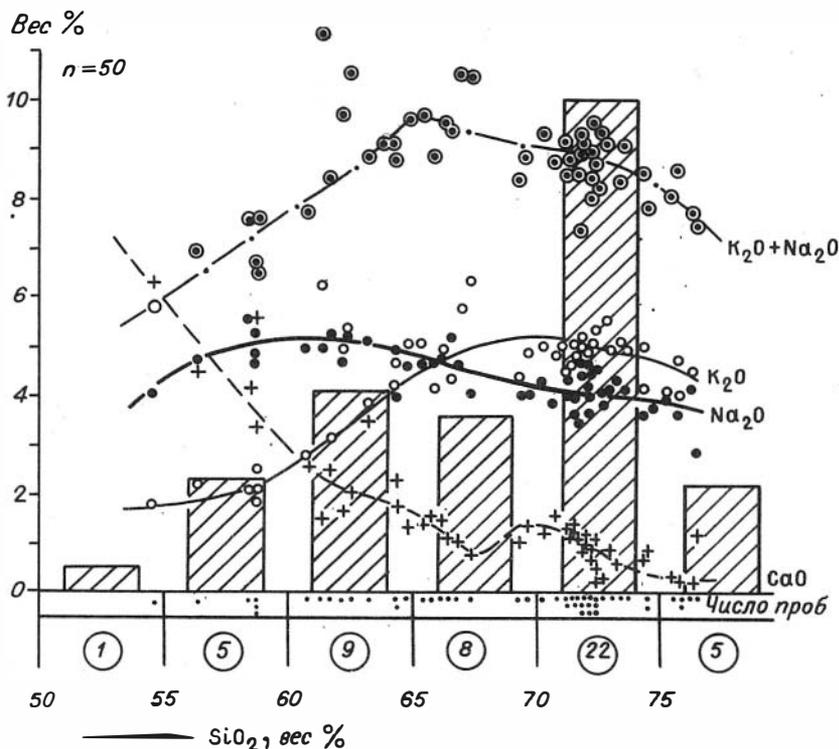


Рис. 41. Вариационная диаграмма магматических пород преобразенского комплекса.

Важную дополнительную информацию о преобразенском комплексе дает анализ статистико-петрохимической диаграммы (см. рис. 41), из которой видно, что преобразенский комплекс имеет: 1) повышенную щелочность — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8,5\%$ для $\text{SiO}_2 > 60-75\%$; 2) натриевую специализацию щелочей $\text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O}$ в вес.% при $\text{SiO}_2 < 66\%$; 3) бимодальное распределение кремнезема. Эти данные согласно классификации гранитоидных формаций (Изох, 1978) позволяют говорить о преобразенском комплексе как о контрастной завершенной натриевой монзонит-сиенит-гранитной серии.

§ 5. Возраст. Формационные аналоги. Общие черты формирования серии

Возраст тастауской вулканоплутонической серии обосновывается следующими данными.

1. Возраст аргимбайской базитовой вулканоплутонической ассоциации определяется стратиграфическим положением вулканогенных свит, входящих в нее. Даубайская свита в Сарджальско-Даубайском межгорном прогибе палеонтологических остатков не содержит. Ее возраст датируется на основе возраста перекрывающих и подстилающих отложений. В стратиграфической

схеме 1971 г. (Решения..., 1976) эта свита отнесена к нижней перми. Однако в последние годы нами установлено, что вулканиды этой свиты залегают несогласно на терригенных отложениях буконьской свиты (C_2) и в свою очередь согласно (горы Каражал) или с местным несогласием (левобережье р. Малая Буконь) перекрываются существенно осадочной толщей, содержащей фауну пресноводных пелещипод среднего-верхнего карбона (Кагарманов, Тарасенков, 1964). Таким образом, возраст даубайской свиты определяется как C_{2-3} .

Тюрешокинская свита выделена впервые (Ермолов и др., 1981). Она венчает майтюбинскую стратиграфическую серию C_{2-3} и перекрывается туфами липаритов салдырминской свиты C_3 (район г. Тюрешоки). В соответствии с этим возраст тюрешокинской свиты принят как верхний карбон.

Гипабиссальные диабазы аргимбайского комплекса прорывают в пределах Сарджальско-Даубайского прогиба андезитовые порфириты даубайской свиты (C_{2-3}) и отложения пестроцветной толщи (C_3). С кислыми вулканидами салдырминской свиты (C_3) диабазы взаимоотношений не имеют. Однако, судя по их близкому вещественному сходству с базальтоидами даубайской и тюрешокинской свит, следует ограничить верхний предел формирования аргимбайского комплекса поздним карбоном.

В целом возраст аргимбайской вулканоплутонической базитовой ассоциации соответствует среднему-позднему карбону.

2. На территории Чарской и Жарма-Саурской зон габброиды максутского комплекса прорывают андезит-базальтовые порфириты даубайской свиты (C_{2-3}), пестроцветную терригенную толщу (C_3), залегающую между даубайской и тюрешокинской вулканогенными свитами (Ермолов и др., 1981), и массивы аргимбайского сиенит-диабазового комплекса C_3 (Владимиров и др., 1979а,б).

3. Дацит-липаритовая толща тастауской вулканоплутонической ассоциации по вещественному составу, стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам коррелируется с салдырминской дацит-липаритовой свитой (C_3), отложения которой развиты в соседней Жарма-Саурской зоне.

В обеих зонах эти вулканиды венчают средне-верхнекаменноугольный вулканогенно-осадочный разрез и охарактеризованы флорой и спорово-пыльцевыми комплексами C_3 (Ермолов и др., 1981). Выявить возрастное положение габброидов максутского комплекса по отношению к дацит-липаритовой вулканической толще C_3 не удалось, однако косвенные данные, такие как пересечение Буконьского габбрового интрузива субвулканическим поясом кислых даек и малых тел, прорывание габброидов гипабиссальными гранитами тастауского комплекса в одноименной структуре и другие, указывают на более древний возраст базитов максутского комплекса.

4. Породы преображенского комплекса, как показано выше, прорывают все предшествующие базиты и гранитоиды серии.

5. В Дельбергетейском массиве граниты преображенского комплекса прорваны рибекитовыми и эгирин-рибекитовыми гранитами, которые по составу коррелируются с керегетас-эспинским комплексом P_1 Жарма-Саурской зоны (Ермолов и др., 1977).

Таким образом, по геологическим данным нижняя возрастная граница

Таблица 28

Результаты определений абсолютного возраста биотита из пород тастауской серии калий-аргоновым методом

Зона	№ образца	Характеристика образца	K, %	Ar ⁴⁰ , 10 ⁻⁸ г/г	Возраст, млн. лет
<u>Максутский комплекс</u>					
1	1318	Габбро-диабаз	4,64	11,55	324±23
2	1341	"	4,94	11,54	315±15
3	C-29	Габбро-норит	6,12	14,40	312±6
<u>Тастауский комплекс</u>					
4	1320	Граносиенит	5,98	13,88	314±22
5	1321	"	6,53	12,86	270±13
<u>Преображенский комплекс</u>					
6	896	Монцонит	6,99	14,40	275±7
7	899	"	6,70	14,00	280±7
8	904	"	7,04	14,40	273±7
9	919	Адамеллит	6,16	12,50	272±7
10	923	"	6,39	12,80	268±7
11	929	"	6,41	13,20	275±7
12	936	"	5,72	11,90	278±7
13	1338	"	6,00	13,40	303±15

Примечание. 1 - северо-западная часть Тастауской структуры; 2 - Преображенский интрузив; 3 - Максутский интрузив; 4,5 - Тастауская структура; 6-13 - Преображенский интрузив.

Анализы 1, 2, 4, 5, 13 выполнены в лаборатории абсолютного возраста ИГН АН КазССР по образцам В.Д. Тяна, остальные - в лаборатории петрологии и геохимии магматических формаций СВКНИИ по образцам А.Г. Владимирова (аналитики А.П. Милов, А.Д. Люськин). Примесь воздушного (атмосферного) аргона составляла 3-14%.

тастауской серии определяется как средний карбон (вероятно, московский ярус), а Верхняя - ранняя пермь.

В табл. 28 приведены результаты определения абсолютного возраста 13 проб биотита из пород тастауской серии (исключая аргимбайский комплекс). В целом они отражают последовательность внедрения магматических пород, выявленную полевыми геологическими методами. Общий размах варьирования результатов абсолютного возраста соответствует по Казахстанской геологической шкале 1968 г. позднему карбону - перми.

Тастауская серия представляет собой сложное сообщество пород, в ко-

тором по вещественному составу и условиям формирования отчетливо различаются две составные части: базитовая и гранитоидная, Рассмотрим вопросы их петрогенезиса и формационной принадлежности отдельно.

Аргимбайская вулканно-плутоническая ассоциация. В Зайсанской складчатой системе средне-позднекаменноугольные трахит-трахиандезит-андезит-базальтовые вулканиды известны в Жананской мульде Жарма-Саурской зоны (Ермолов и др., 1977). Здесь они также пространственно совмещены с многочисленными интрузивами субщелочных диабазов, которые по вещественным признакам не обнаруживают отличий от базитов Аргимбайского пояса.

Близкие по составу гипабиссальные диабазы выявлены в последние годы в Калба-Нарымской структурно-формационной зоне (Лопатников, 1977; Лопатников, Ермолов, 1981).

В юго-восточной части Иртышской зоны аргимбайскому комплексу соответствует катойский комплекс C_{2-3} (Марьин и др., 1966; Кузубный, 1975). Сравнительный анализ интрузивных пород аргимбайского и катойского комплексов показал, что им свойственны повышенная щелочность, высокая кремнекислотность, высокая титанистость и умеренная натровая щелочность. Интрузивы слабо дифференцированы и относятся к группе существенно габброидных формаций (Кузубный и др., 1979).

Таким образом, средне-позднекаменноугольная субщелочная формация диабазов и близких к ним вулканидов широко распространена в пределах Зайсанской системы. Для нее характерна ареальная форма проявления и тесная приуроченность к орогенным позднегерцинским прогибам.

В других районах большое сходство с субщелочными диабазами Чарской зоны обнаруживают базиты баянкольского и торгалыкского комплексов Тувы (Кривенко, Павлов, 1963).

Некоторые черты сходства устанавливаются с формацией щелочных пород, развитой на Сахалине (Jagi, 1953; Семенов, 1975), Курилах (Казакова и др., 1967) и Камчатке (Флеров, Колосков, 1976). Но при этом имеются и много различий (в составе аргимбайской ассоциации отсутствуют оливинсодержащие долериты, монциты, для нее характерен значительно меньший объем щелочносалических пород, их высокая натриевость и т.д.).

По формационной классификации, разработанной в последние годы под руководством академика Ю.А. Кузнецова (Кузнецов, Белоусов, Поляков, 1981), изученная ассоциация относится к субщелочному вулканно-плутоническому формационному типу, в котором сочетаются две породные группы - базитовая и подчиненная ей щелочносалическая.

Рассмотрим характер связи между интрузивными и эффузивными породами аргимбайской ассоциации. Предположение об их комагматичности, которое до сих пор основывалось преимущественно на полевых материалах (Муратов, Славин, 1953; Ажгирей и др., 1967; Ермолов, Тяп, Ермоленко, 1973), в целом подтверждается при сравнении их особенностей по оглубленным петрохимическим классам; по общей меланократовости, общей щелочности, железистости и т.д. Вместе с тем базальтоиды региона в сравнении с интрузивными диабазами имеют значимо (уровень надежности 95%, сравнение проводилось по t - и F -критериям (Гатаулин, 1970)) более высокие содержания кремнезема, глинозема и более низкие - титана. Отметим также частое присутствие в базальтоидах вкрапленников ортопироксена, совершенно не характерного для гипабиссальных диабазов. Очевидно, о комагматичности эффузивов и интрузивов здесь следует говорить в самом общем виде, не предполагая существования единого "родоначального" очага, а следовательно, и жестко отрегулированной системы магматического питания.

Модель единого "родоначального" очага маловероятна и по структурно-геологическим признакам. В Сарджальско-Даубайском прогибе средне-позднекарбоновые вулканы майтюбинской серии охватывают большую площадь и участвуют в разрезе нескольких наложенных мульд, занимая разное стратиграфическое положение и отличаясь по вещественному составу. Это свидетельствует о формировании вулканического комплекса за счет деятельности многочисленных и в общем случае неодновременных вулканических центров и таким образом предполагает по крайней мере несколько латерально разобщенных глубинных очагов магмообразования.

Модель с серией "родоначальных" очагов учитывает не только их множественность по латерали во время формирования региональной магматической ассоциации, но и вертикальную миграцию с изменением состава магм (Интрузивные серии..., 1967; Кузнецов, 1964; Белоусов, 1976). Как уже было сказано, при переходе от вулканитов к плутоническим породам аргимбайской ассоциации отмечается понижение содержания кремнезема, глинозема и повышение - титана. Подобный характер изменчивости не является случайным и его можно ожидать при прогрессивном увеличении давлений (и глубин), в условиях которых происходило магмообразование. Экспериментальные данные и теоретические расчеты (Bottinga, Weil, 1970; McGreggor, 1969) показывают, что высокие давления способствуют вовлечению титана в силикатный расплав и подавляют возможность его обогащения кремнеземом и глиноземом. Специальное петрохимическое исследование, проведенное А.Ф. Белоусовым, позволило обосновать эти наблюдения на региональном материале. Было установлено, что при переходе от подвижных поясов к кратонам трид в содержаниях кремнезема, глинозема и титана обусловлен выплавлением базальтоидов в более глубинных условиях (Белоусов, 1971).

Применительно к аргимбайской вулканоплутонической ассоциации отмеченные выше петрохимические изменения в ряду эффузивы-интрузивы также правомерно объяснять внедрением базальтоидных расплавов все с более глубинных уровней магмообразования. В общих чертах механизм вертикально нисходящего фронта магмообразования мог быть здесь связан с последовательным отмиранием в верхней мантии относительно малоглубинных первичных резервуаров магмы, что давало возможность проникновению в верхние горизонты земной коры более глубинных и до этого экранированных базальтовых расплавов, обогащенных титаном и обедненных глиноземом и кремнеземом.

Рассмотрим возможные причины появления щелочносалических пород в составе аргимбайского вулканоплутонического комплекса. При изучении диабазовых интрузивов было установлено, что сиенитовые жилки: 1) являются более поздними образованиями, чем диабазы; 2) не образуют самостоятельных тел, выходящих за пределы диабазовых интрузивов; 3) имеют весьма малый объем, не превышающий 1-2% общего объема комплекса; 4) наследуют главные петрохимические особенности базитов (высокую натриевость, умеренную железистость и т.д.). Эти данные ясно указывают на вторичный характер сиенитов по отношению к базитовой группе пород. Вместе с тем конкретный выбор механизма образования сиенитовых жилок в диабазах наталкивается на ряд трудностей. Рассмотрим несколько моделей.

Кристаллизационная дифференциация умереннощелочной базальтовой магмы (Тернер, Ферхуген, 1961; и др.). Помимо фактов, перечисленных выше, эта модель подтверждается петрографическим сходством сиенитов с кварц-полевошпатовым мезостазисом в диабазах, близ-

ким химическим составом клинопироксенов из сиенитов и базитов. Бимодальное распределение составов пород в дифференцированном сиенит-диабазовом ряду также не встречается принципиальных возражений, если учесть эффект фильтрпрессинга (Белоусов, 1976). Однако полное отсутствие сиенитовых шпиров и всегда резкий, секущий характер контактов сиенитов с вмещающими диабазами, присутствие в некоторых случаях (массив Карасуйский и др.) довольно мощных интрузивных даек порфировидных сиенитов, следы аномально высокого содержания воды, щелочей и флюидов в местах залегания сиенитов (эндоконтактные оторочки пегматоидных габбро-эссекситов вокруг сиенитовых жил и даек) указывают на ограниченность применения этой модели.

Ликвация субщелочного эссекситового расплава (Буссен, Сахаров, 1972; Cattermol, 1976). Экспериментально ликвацию эссекситового расплава на сиенитовую и базитовую составляющие удалось получить только при аномальных концентрациях P_2O_5 или в водородной атмосфере (Скрипниченко, 1979). Такие условия обычно не реализуются в природных сиенит-диабазовых интрузивах, хотя теоретически эту модель полностью исключать нельзя.

Контактный метасоматоз и последующее переплавление вмещающих пород (Barker, Long, 1969; Розин, 1965; Фейгин, 1971; Семенов, 1975; и др.). Этой гипотезе противоречат отсутствие следов приконтактного воздействия диабазов на вмещающую раму, а также то, что сиениты более или менее равномерно распределены внутри диабазовых интрузивов и не обнаруживают тяготения к приконтактной зоне. Тем не менее интенсивная калишпатизация плаггиоклаза в сиенитах, тесная пространственная сопряженность сиенитов с пегматоидными габбро-эссекситами, альбитизированными диабазами и альбититами, промежуточный состав этих пород по отношению к составам сиенитов и диабазов указывают на участие метасоматических процессов в генезисе сиенитовых жил на заключительной стадии формирования интрузивов.

Таким образом, щелочносалические породы аргимбайского комплекса не могут быть продуктом чистой дифференциации базальтовой магмы или метасоматоза с последующим переплавлением субстрата. Наиболее вероятно, что оба эти процесса взаимосвязаны, и сиенитовые жилки (тем более дайковые тела) образовались в результате сильного метасоматического пресбраживания остаточного расплава, которое сопровождалось привнесением щелочей (главным образом натрия). Есть основания думать, что источник щелочей при этом носил местный характер (автометасоматические процессы), поскольку альбитизация затронула только интрузивы и совершенно не проявилась во вмещающих породах.

Максутский пикрит-диабазовый комплекс. В Зайсанской складчатой системе пикрит-габбро-диабазовая группа пород имеет сквозное распространение.

В Жарма-Саурской и Чарской зонах это максутский комплекс. В Калба-Нарьмской зоне данная группа пород выявлена лишь в последние годы (Лопатников, Ермолов, 1981; Магматизм..., 1982). К ней относятся останцы габброидов в северо-западном эндоконтакте Пролетарского гранитоидного массива; Чечекско-Таловский массив габброидов и пикритоидов; слепой интрузив в южной части Курчумского гранитоидного массива; поле базитовых останцов в Калгутинской вулканоплутонической структуре и др. Базиты максутского типа залегают здесь среди позднегерцинских гранитоидов и в среднепалеозойских толщах. Прежде они включались в прииртышскую серию S_1 (Марьин и др., 1966; Кузубный, 1975).

В соответствии с систематизацией магматических формаций (Кузнецов, Белоусов, Поляков, 1976; Белоусов и др., 1981) максутский комплекс следует рассматривать как существенно базитовую формацию, в составе которой проявлены две породные группы: габброидная и подчиненная ей по объему пикритовидная. В других районах СССР к этому типу формаций относятся пикрит-диабазовые силлы каратургайского комплекса в Центральном Казахстане (Михайлов, Семенов, 1965), пикрит-диабазовые интрузии Большого Кавказа (Симон, Баскина, 1976), пикритовые тела Южного Тянь-Шаня (Хамрабаев, 1972) и некоторые другие. Все они, как правило, характеризуются тесной пространственной сопряженностью пикритовидов и базитов, однако детальные геолого-петрологические исследования позволяют говорить о двух типах существенно независимых расплавов (пикритового и базитового), принимавших участие в их формировании (Симон, Баскина, 1976).

Формирование максутского пикрит-диабазового комплекса также было связано с внедрением и дифференциацией двух существенно самостоятельных типов магматических расплавов: мелапикритового и оливин-базальтового. Перечислим данные, подтверждающие этот вывод.

При анализе ареалов развития магматических пород максутского комплекса установлено, что пикритовиды и габброиды совмещены в Максутском интрузиве (Жарма-Саурская зона), в Чечекско-Таловском (Иртышская зона смятия) и некоторых других. В Аргимбай-Петропавловском ареале проявлена только пикритовидная группа пород; в Чарской структурно-формационной зоне пикритовиды отсутствуют, а базиты пространственно сопряжены с позднегерцинскими гранитоидами и предшествуют им. Отметим, кроме того, что пикритовые порфириды и пикрит-диабазы формируют в Аргимбай-Петропавловском ареале самостоятельные интрузивные тела, которые прорывают и метаморфизуют песчано-сланцевые отложения карбона и более древние габброиды аргимбайского комплекса.

По петрохимическим данным между пикритами и базитами устанавливается резкий разрыв или статистически достоверный минимум (с уровнем надежности более 95%) на одномерных диаграммах по глинозему, магнезию, общей меланократовости (см. рис. 18) или перелом корреляционных признаков полей на двумерных диаграммах $MgO - Al_2O_3$, $MgO - FeO$ и др. С позиций прикладной статистики (Матерон, 1968; Гольдин, 1968) это указывает на явную неоднородность в общей выборке, что с учетом геолого-петрографических данных можно интерпретировать как доказательство самостоятельности пикритовой и базитовой породных групп (Белоусов, 1967, 1976).

Изучение базитовой породной группы (1-я и 2-я фазы максутского комплекса) показало, что для нее характерно: 1) наличие резких интрузивных контактов и скачкообразное изменение химических свойств пород и минералов при переходе от ранней фазы к более поздней; 2) отсутствие направленной изменчивости химических свойств пород и минералов в пределах каждой фазы, т.е. их внутренняя однородность. Эти признаки свидетельствуют о незначительной роли кристаллизационной дифференциации в условиях становления базитов. По всей вероятности, составы первичных (исходных) расплавов должны быть близки в данном случае к средним составам отдельных интрузивных фаз (табл. 29).

В отличие от базитовых расплавов пикритовая магма при подъеме интенсивно фракционировала за счет отсадки оливина, в пользу чего свидетельствуют отсутствие четких интрузивных контактов и наличие постепен-

Таблица 29

Средние составы интрузивных фаз в массивах максутского комплекса, вес. %

Окисел	1-я фаза (базитовая)		2-я фаза (базитовая)				3-я фаза (пикритовая)	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,12	48,83	51,23	49,54	48,77	49,30	43,80	43,36
TiO ₂	2,53	2,10	1,43	0,93	1,21	1,46	0,74	0,77
Al ₂ O ₃	15,93	16,14	19,82	19,07	16,69	17,00	8,46	9,03
Fe ₂ O ₃	2,41	1,91	2,64	1,91	1,32	3,01	2,60	3,64
FeO	9,89	9,55	5,89	7,25	8,51	7,24	10,57	9,86
MnO	0,21	0,19	0,13	0,13	0,20	0,06	0,20	0,23
MgO	5,82	7,88	5,97	8,68	12,02	8,98	27,85	27,70
CaO	7,45	8,19	7,90	8,40	6,90	7,91	3,54	3,69
Na ₂ O	3,59	3,72	3,49	3,22	2,69	3,86	1,28	0,85
K ₂ O	1,43	0,99	1,17	0,68	1,48	0,96	0,86	0,61
P ₂ O ₅	0,62	0,50	0,33	0,19	0,21	0,22	0,10	0,26
Сумма...	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
f _п	53,83	44,87	43,84	36,69	31,28	38,50	20,62	21,01

Примечание. Массивы: 1 - Максутский (6 ан.); 2 - Преображенский (7 ан.); 3 - Максутский (7 ан.); 4 - Буконьский (3 ан.); 5 - Тастауский, северо-западное тело (4 ан.); 6 - Преображенский (2 ан.); 7 - Максутский (3 ан.); 8 - Петропавловский (6 ан.). f_п - железистость породы.

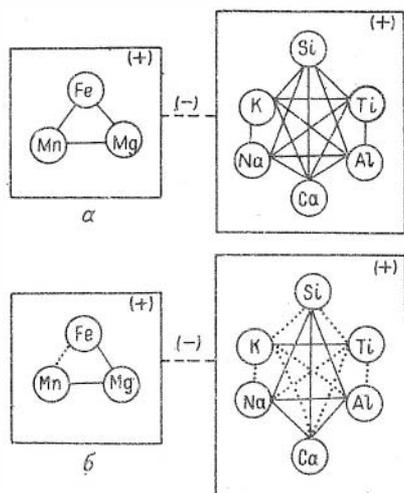


Рис. 42. Корреляционные графы для теоретически рассчитанной и реальной пикритоидных групп максутского комплекса. Построены по данным табл.11,30.

а - рассчитанный граф пикритоидной группы в случае фракционирования оливина; б - реальный корреляционный граф пикритоидной группы пород максутского комплекса; сплошная линия - положительные значимые при 95%-ной доверительной вероятности связи, пунктирная - положительные незначимые связи, штриховая - отрицательные связи.

ной изменчивости химических свойств внутри пикритоидной группы пород.

Состав недифференцированной исходной магмы можно оценить, исходя из

среднего состава пикритовых порфиритов Петропавловского ареала, сохранивших нераскристаллизованное субмелалпикритовое стекло, и порфиroidных пикритов Максутского интрузива, являющихся гипабиссальными аналогами пикритовых порфиритов. В этом случае пикрит-диабазы Петропавловского ареала и мезократовые оливиновые нориты 3-й фазы Максутского массива необходимо рассматривать как продукты дифференциации первичной пикритовой магмы.

Для того чтобы проверить возможность образования оливиновых пикрит-диабазов и норитов за счет фракционирования пикритовой магмы, были рассчитаны составы промежуточных расплавов при удалении из нее 30-50% оливины. Оказалось, что весьма близки не только составы теоретически вычисленных и реальных пикрит-диабазов (см. табл. 11, № 14-35; табл. 30), но также полностью совпадают знаки корреляционных связей внутри этих групп (рис. 42).

Отметим, что при фракционировании оливина отношение элементов, не входящих в его состав (например, Al_2O_3 / CaO), должно оставаться приблизительно постоянным как в первичной пикритовой магме, так и в продуктах ее дифференциации. Для пикритоидной группы пород глинозем-кальциевое отношение равно 2,1-2,8, т.е. изменяется незначительно, в то время как абсолютные концентрации этих элементов сильно возрастают к конечным членам пикритоидной дифференцированной серии пород.

Температурный режим кристаллизации ультраосновных расплавов можно оценить, используя оливинарасплавный геотермометр Л. Перчука, В.И. Ваганова (1978) для субликвидусных температур и двупироксеновый термометр для субсолидусных температур.

Рассмотрим сначала зависимость составов оливина от составов сосуществующих расплавов. Как видно из рис. 43, эта зависимость имеет нелинейный характер, что в принципе указывает на неидеальность системы оливина-расплав в данном случае. В связи с этим для расчета субликвидусных температур была использована одна из полуэмпирических формул (Перчук, Ваганов, 1978; уравнение 2.1). Полученные данные нанесены на диаграмму (рис. 44), иллюстрирующую общее возрастание температуры расплавов с понижением их железистости, а также наличие резкого температурного разрыв-

Таблица 30

Средний состав первичного пикритового расплава и рассчитанные составы промежуточных расплавов при удалении из него 30–50% оливина. вес.%

Окисел	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,91	43,65	46,12	47,49	49,40
TiO ₂	0,04	0,76	1,07	1,23	1,48
Al ₂ O ₃	-	8,87	12,67	14,78	17,74
Σ FeO	19,77	13,10	10,24	8,65	6,42
MnO	0,33	0,22	0,17	0,15	0,10
MgO	41,71	27,85	21,90	18,60	14,02
CaO	0,22	3,65	5,11	5,93	7,08
Na ₂ O	0,01	1,00	1,43	1,67	1,98
K ₂ O	0,01	0,69	0,99	1,15	1,36
P ₂ O ₅	-	0,21	0,30	0,35	0,42
Сумма...	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1 – средний состав оливина из пикритовых порфиров и плагиоклазовых перидотитов, приведенный к 100%; 2 – средний состав пикритовых порфиров и порфиroidных пикритов, приведенный к 100%; 3–5 – промежуточные составы, рассчитанные при условии удаления из пикритовой магмы соответственно 30, 40 и 50% оливина.

ва между пикритовыми и базитовыми магмами в начальный момент их кристаллизации. Необходимо сразу оговорить, что при расчете принимались $P_{\text{общ}} = 1 \text{ атм}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0$, т.е. не учитывалось общее давление в системе и

содержание воды (и других флюидов) в расплаве. Однако из общих физико-химических соображений ясно, что эти факторы в некоторой степени компенсируют свое влияние на температуру (Ваганов, Кузнецов, 1976). Поэтому, несмотря на то, что приведенные на рисунке расчетные температуры, по-видимому, значительно отличаются от реальных, принципиальная картина, т.е. наличие резкого температурного разрыва, должна остаться неизменной.

Ранее при минералогической характеристике максутского комплекса было показано, что коэффициент распределения магния и железа для пироксеновой пары минералов близок к единице, что свидетельствует о высоко-температурном режиме субсолидусной кристаллизации пород максутского комплекса (Породообразующие пироксены, 1971). Кроме того, обращают на себя внимание очень близкие значения коэффициента распределения железо-магнезиальных компонентов как в пироксенах базитовой, так и пикритоидной породной групп. В связи с этим правомерно предположить, что субсолидусная кристаллизация пикритовых пород и габброидов максутского комплекса происходила в близких условиях и не имела такого температурного разрыва, который был зафиксирован на ликвидусе.

Наличие температурного интервала между ликвидусным и солидусным состоянием расплава для пикритоидной группы пород явилось, вероятно, тем необходимым фактором, который способствовал интенсивной дифференциации пикритовой магмы.

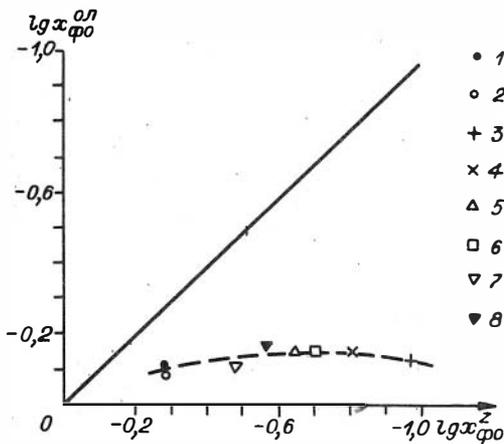


Рис. 43. Связь мольной доли форстеритового компонента в расплаве и мольной доли форстерита в оливине для максутского комплекса.

• 1
○ 2
+ 3
× 4
△ 5
□ 6
▽ 7
▼ 8

$$X_{Fo} = 3,5 / (Si + Mg + Ca + \dots)$$

(по Перчуку и Ваганову, 1978).
1,2 - ультрабазиты 3-й фазы (1 - Максутский и 2 - Петропавловский интрузивы); 3-6 - базиты 2-й фазы (3 - Максутский, 4 - Буконовский, 5 - Тастауский, 6 - Преображенский интрузивы); 7,8 - базиты 1-й фазы (7 - Максутский, 8 - Преображенский интрузивы).

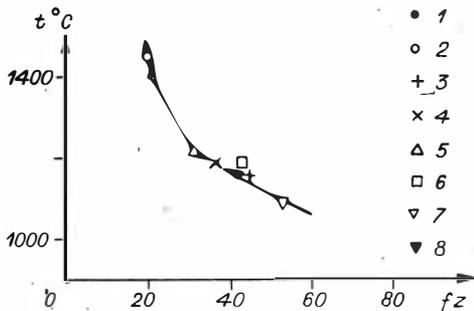


Рис. 44. Зависимость расчетной ликвидусной температуры расплавов базитового и пикритового состава от их общей железистости для максутского комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 43.

Итак, данные геологии, петрохимии и минералогии свидетельствуют о четком различии базальтовых и пикритовых расплавов, принимавших участие в формировании максутского комплекса.

Формирование комплекса происходило в антидромной последовательности: первые две фазы отличались по составу оливин-базальтовым расплавам повышенной щелочности, не претерпевшим значительной дифференциации в ходе подъема на поверхность, последняя фаза представлена более высокотемпературным мелапикритовым расплавом, интенсивное фракционирование оливина из которого привело к образованию пикритоидной дифференцированной серии пород.

Тастауская вулканоплутоническая ассоциация и преображенский комплекс. В Зайсанской складчатой области двупироксеновые гранитоиды позднего карбона - ранней перми, аналогичные гранитоидам тастауской ассоциации, известны в составе салдырминской и калгутинской вулканоплутонических серий (Ермолов и др., 1977; Магматизм..., 1982). Они имеют также сходство с глубинными чарнокитами, изофациальными с гранулитами (Clarke, 1952; Гранулитовая фация..., 1972; Эволюция..., 1972; Добрецов и др., 1972; Раген, 1972; Шемякин, Шуркин, 1971) и с приповерхностными фациями чарнокитоподобных гранитоидов, описанных в других петрографических провинциях (Прохоров, 1964; Ebert, 1968; Фиженко и др., 1971; Тарарин, 1971).

По классификации, разработанной коллективом геологов ИГиГ СО АН СССР под руководством академика Ю.А. Кузнецова, тастауская ассоциация относится к классу вулканоплутонических формаций повышенной щелочности, в составе которых участвуют саллическая и щелочносаллическая (только для гипабиссальной фации) породные группы.

Преображенский комплекс не имеет возрастных аналогов в Зайсанской складчатой области. Отдельное сходство он обнаруживает с кандыгатайским сиенит-лейкогранитным комплексом $P_2 - T$ (?) Жарма-Саурской зоны (Ермолов и др., 1977), плутоническим ритмом семейтауской вулканоплутонической ассоциации Чарской зоны, рассмотренной ниже. В других петрографических провинциях с породами преображенского комплекса имеют много общего фаялит-гастингситовые гранитоиды Корски (Maluŝki, 1975); фаялит-двупироксеновые риолиты Новой Зеландии (Ewart a. o., 1975), оливиновые гранитоиды повышенной щелочности Дальнего Востока (Тарарин, 1971). В целом преображенский комплекс может быть определен как высокожелезистая субщелочная формация, в составе которой участвуют меласиенитоидная и гранитоидная породные группы.

Гранитоиды тастауской серии являются высокотемпературными. Доказательством служат следующие особенности их состава.

1. В гранитоидах тастауской ассоциации и преображенского комплекса присутствует реликтовый высокотемпературный минеральный парагенезис, представленный: 1) в липаритах, дацитах и субвулканических гранит-порфирах пироп-альмандиновым гранатом, магнезиальным клинопироксеном, оливином и ортопироксеном; 2) в граносиенитах тастауского комплекса - основным плагиоклазом, клинопироксеном, оливином; 3) в кварцевых сиенитах и монзонитах преображенского комплекса - оливином, клино- и ортопироксеном.

2. Так как в вулканических и субвулканических породах тастауской ассоциации присутствует незначительное количество водосодержащих минералов, а главный парагенезис представлен высокотемпературными минералами, содержание воды в расплаве оценивается не выше 3%. При такой концентрации воды нижний температурный предел кристаллизации граната из субвулканических биотит-гранатовых дацит-порфиров Актюбинской структуры, где содержание пиропового компонента в гранате достигает 40%, оценивается в $950-980^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 5), а лабрадоровых ядер плагиоклазов в зональных кристаллах из граносиенитов тастауского комплекса - более 900°C (Kudo, Weill, 1970).

3. По эмпирической формуле Ишии $T = 1276 - 500 \text{ Fe}/\text{Mg}$ для реликтового ортопироксена граносиенитов тастауской ассоциации получено ориентировочное значение температуры 1150°C , а для сиенитов преображенского комплекса нижний температурный предел кристаллизации эулита составляет около 900°C .

Кристаллизация высокотемпературных реликтовых минералов происходила, главным образом, в условиях малых и средних глубин на уровне становления плутонов. Свидетельством является присутствие в породах оливина, малоглиноземистого ортопироксена и принадлежность большинства образцов клинопироксена к диопсид-геденбергитовому минеральному виду. По ортопироксеновому геобарометру Вуда и Стренса (Wood, Strens, 1971) ассоциация оливин+ортопироксен+кварц в граносиенитах преображенского комплекса кристаллизовалась при 2-3 кбар, а по геобарометру В.И. Фонарева (Фонарев и др., 1979) - при 0-2 кбар.

Вместе с тем в отдельных образцах устанавливается реликтовая минеральная ассоциация повышенных давлений, позволяющая ориентировочно оценить уровень субликвидусной кристаллизации расплавов. К ней относятся глиноземистый бронзит в гранитах преображенского комплекса ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,83\%$, $P = 8-9$ кбар) и пироп-альмандиновый гранат в образцах 914-2 и 935. Вмещающие гранат породы содержат менее 0,1% нормативного корун-

да. По давлению верхний предел кристаллизации гранатов в таких породах оценивается ориентировочно 10 кбар (см. рис. 4). Образец 2514, содержащий самый магнезиальный гранат, имеет 4% норм. корунда, поэтому гранат в данном случае может служить лишь в качестве термометра. В образце 914-2 кроме граната присутствует клинопироксен с повышенным содержанием чермакитового компонента ($Ca = 0,78$ формульных единиц), который также может служить показателем повышенных давлений, имевших место при субликвидусной кристаллизации расплавов. В итоге нижний температурный предел кристаллизации высокотемпературной минеральной ассоциации оценивается 900–1000°C, а верхний предел кристаллизации интрателлурических реликтовых минералов по давлению составляет 7–10 кбар, что соответствует условиям гнейсо-гранулитовой фации метаморфизма. Сходство пород тастауской ассоциации по минеральному составу с глубинными чарнокитами и эвлизитами и данные об условиях кристаллизации реликтовых минералов позволяют считать, что зарождение расплавов и кристаллизация ликвидусного парагенезиса минералов происходили в основании коры в пределах гнейсо-гранулитового слоя, а гранитоиды тастауской серии представляют собой приповерхностные и вулканические фации чарнокитов и эвлизитов. Широкое участие в минеральном составе гранитоидов пироксенов, оливина, амфибола и магнетита, систематическое присутствие ксенолитов и ксенокристаллов базитов и бедность подавляющего большинства пород гранатом и другими глиноземистыми минералами свидетельствуют о выплавлении гранитоидов из метабазитового субстрата и принадлежности их к V-типу гранитов по классификации Дж. Уайта и В. Чепела (White, Chappell, 1977).

Развитие гранитоидной составляющей тастауской серии в целом гомодромное: от тастауской ассоциации к преображенскому комплексу увеличивается калиевая щелочность пород и железистость минералов и пород. Гомодромность внутри комплексов фиксируется по нарастанию кремнекислотности, щелочности и железистости от ранних внедрений к поздним. В каждом комплексе ранние внедрения представлены недосыщенными кремнекислотой сиенитами и граносиенитами. Они являются самыми меланократовыми и высокотемпературными породами комплексов и представляют родоначальные магмы. Гранитоиды каждого комплекса наследуют минералогические признаки предшествующих им граносиенитов и сиенитов и являются, вероятно, продуктами флюидно-магматической дифференциации родоначальных магм. Различный состав родоначальных магм тастауской ассоциации и преображенского комплекса, отличающихся по железистости, кремнекислотности и, в меньшей мере, щелочности, позволяет предполагать для них самостоятельные магматические очаги, связанные между собой парагенетически. Субстратом для тастауских гранитоидов служили чарнокитизированные гранулиты, а для преображенских – высокожелезистые эвлизиты. Этим тастауская серия отличается от салдырминской, в которой между вулканическим и плутоническим ритмами отмечается полная аналогия состава расплавов (Ермолов и др., 1977), и от калгутинской серий Калба-Нарымской зоны, в которой расплавы калгутинской вулканоплутонической ассоциации и курчумского комплекса, коррелирующиеся соответственно с тастауской ассоциацией и преображенским комплексом, генерированы субстратами совершенно разного типа: соответственно метапелитовым высокоглиноземистым и метабазитовым повышенной щелочности (Магматизм..., 1982).

Таким образом, по форме проявления и уровню становления интрузивов тастауская серия может быть определена как малоглубинная вулканоплутоническая. Становление интрузивов аргимбайской и тастауской вулканоплутонической.

нических ассоциаций происходило в приповерхностных условиях, о чем свидетельствуют факты прорывания ими комагматических эффузивных пород. Становление базитов и пикритов максутского комплекса и гранитоидов преобразенского комплекса происходило, вероятно, в основании вулканических построек, сформированных породами предшествующих вулканоплутонических ассоциаций. Пространственная сопряженность существенно самостоятельных кислых и основных расплавов, участвовавших в формировании тастауской серии, объясняется, вероятнее всего, общей миграцией фронта магмообразования из мантии в земную кору, а сопряженность базитов разного типа соответственно внутри раннего базитового ритма (аргимбайский и максутский комплексы) и гранитоидов разного типа внутри более позднего гранитоидного ритма (тастауский и преобразенский комплексы) — миграцией очаговых зон соответственно в пределах мантии и нижней части коры (Интузивные серии..., 1967; Кузнецов, 1964).

§ 6. Рудоносность тастауской серии

С магматическими образованиями тастауской серии связаны рудопроявления титана, меди, никеля, золота и редких металлов.

Титановое оруденение тесно связано с интрузивами сиенит-диабазового аргимбайского комплекса (Ермолов, Дьячков, 1972; Ермолов и др., 1973; Щерба и др., 1976). В последних наибольший интерес представляют шпировидные обособления пегматоидных габбро-эссекситов (Аргимбай-Петропавловский очаговый ареал), с которыми связаны аномально повышенные концентрации позднемагматического ильменита. В промышленном отношении этот тип титанового оруденения интереса не представляет, но, вероятнее всего, эти образования послужили коренным источником ильменитовых россыпей, возможно, промышленного значения (Ерофеев и др., 1974).

Медно-никелевое оруденение, связанное с габброидами максутского комплекса, представлено пирротин-халькопирит-пентландитовой формацией. Эталонотипом этой формации является Максутское месторождение, расположенное в пределах одноименного интрузива и изучавшееся В.А. Денисенко, Б.В. Александровым, П.В. Ермоловым и др. (Балута и др., 1975; Ермолов и др., 1976, 1977; Щерба и др., 1976). Характеристика руд месторождения неоднократно приводилась в литературе и поэтому здесь опускается. Кроме Максутского месторождения, сульфидная минерализация установлена лишь в габброидах Тастауской структуры, где она содержит пирротин, халькопирит и пентландит. Содержания никеля и меди обычно составляют здесь сотые доли процента, редко достигают 0,1% (никель).

Сравнительный анализ габброидов рудоносного максутского комплекса с другими типами базитов, развитых в Чарской и смежной с ней Жарма-Саурской зонах (табл. 31), показал, что к потенциально рудоносным на медь и никель относится только максутский тип. Габброиды аргимбайского комплекса, в отличие от максутского, имеют ильменит-магнетитовую специализацию и в отношении медно-никелевого оруденения интереса не представляют. Шоклартасский тип базитов ($p \in ?$), несмотря на имеющиеся признаки медно-никелевого оруденения, не перспективен ввиду крайне ограниченной площади развития в регионе. Саурский ($C_1 n$) и николаевский ($C_1 ?$) типы, с учетом их состава, приближающегося к составу офиолитовых габброидов, и отсутствия медно-никелевой минерализации, являются бесперспективными на медно-никелевое оруденение (Владимиров и др., 1978).

Таблица 31

Диагностические признаки главных типов габброидов Чарской и Жарма-Саурской зоны

Диагностический признак	Типы габброидов				
	шопартасский (р € ?)	николаевский (C ₁ ?)	саурский (C ₁ ⁿ)	аргимбайский (C ₂₋₃ ¹)	максутский (C ₂₋₃ ²)
Структурный контроль	Выступы кристаллического фундамента	Офиолитовые пояса	Интрузивные пояса в зонах региональных разломов северо-западного простирания	Ареалы развития верхнепалеозойского базальтоидного магматизма	Ареалы развития верхнепалеозойского базальтоидного магматизма и вулканоплутонические центры гранитоидного магматизма
Текстура пород	Массивная, гнейсовидная	Массивная, каткластическая	Гнейсовидная, массивная	Массивная	Массивная
Породообразующий парагенезис	рп + мп + пл + амф	пл + мп + амф	пл + мп + рп + амф + ол	пл + мп + амф + би + кв + кпш	пл + ол + мп + рп + би + кпш + кв
Аксессуарный парагенезис	хлп + пр + шп	мг + ил	мг + ил	ап + ил + бад	ап + пр + хлп + пентл + бад
Постмагматические изменения	Амфиболитизация	Родингитизация	Амфиболитизация	Альбитизация	-
Петрохимические уклоны	?	Лейкобазитовый, низкотитанистый, маложелезистый	Лейкобазитовый, высокоглиноземистый, низкотитанистый, высокожелезистый	Лейкобазитовый, повышенной щелочности, высокотитанистый	Повышенной щелочности, высокотитанистый

Дискриминант-
ные функции, поз-
воляющие класси-
фицировать габбро-
иды разных типов
по особенностям их
химизма

Петрохимические выборки не пред-
ставительны для построения дискри-
минантных функций

Саурский тип - аргимбайский и максутский типы объеди-
ненные: $D(x) = -0,002 \text{ SiO}_2 + 0,05 \text{ TiO}_2 - 0,001$
 $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,024 \text{ CaO} - 0,007 \text{ Na}_2\text{O} - 0,003 \text{ K}_2\text{O} + 0,289$;
если $D(x) < 0$, то химический анализ относится к саур-
скому типу габброидов, если $D(x) > 0$, то к объединен-
ным габброидам аргимбайского и максутского типов. Эм-
пирическая ошибка неправильной классификации равна 4,2%.

Аргимбайский тип - максутский тип:

$D(x) = -0,028 \text{ SiO}_2 - 0,04 \text{ TiO}_2 -$
 $- 0,04 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,017 \text{ Fe}_2\text{O}_3 -$
 $- 0,051 \text{ FeO} + 0,167 \text{ MnO} -$
 $- 0,033 \text{ MgO} - 0,022 \text{ CaO} +$
 $+ 0,006 \text{ Na}_2\text{O} - 0,025 \text{ K}_2\text{O} +$
 $+ 1,289$; если $D(x) < 0$, то анализ
относится к габброидам максутского
типа; если $D(x) > 0$, то анализ отно-
сится к габброидам аргимбайского типа.
Эмпирическая ошибка неправильной
классификации равна 4,0%.

Примечание. рп - ромбический пироксен, мп - моноклинный пироксен, пл - плагиоклаз, амф - амфибол, ол -
оливин, кв - кварц, клш - калишпат, би - биотит, хлп - халькопирит, пр - пирротин, шп - шпинель, мг - магнетит,
ил - ильменит, ап - апатит, бад - бадделейт, пентл - пентландит.

Необходимо отметить, что макутский тип габброидов резко отличается по особенностям петрографического и петрохимического состава, отсутствию признаков расслоения и другим геологическим признакам от известных в мире рудоносных базит-ультрабазитовых интрузивов (Уэйджер, Браун, 1973; Козлов, 1973; Петрология..., 1975), и поэтому сейчас трудно говорить о его перспективности на крупные промышленные запасы меди и никеля.

Золотое оруденение. Изучение золотоносности Чарской зоны связано с именами В.А. Обручева, В.К. Котульского, А.И. Калика, М.В. Дубровской, И.А. Плукера, В.И. Славина, Ф.С. Костюка, Н.И. Бородаевского, Н.К. Нечаева, В.А. Глобы, В.А. Нарсеева и др. Золото представлено несколькими типами, различающимися минеральным и вещественным составом руд, околорудными изменениями, морфологией рудных тел и составом вмещающих пород.

Исследования последних лет позволяют говорить о полихронности и полигенности золотого оруденения (Полянский и др., 1980). При этом с позднепалеозойскими малыми субвулканическими телами кислого и среднего состава (жунушский комплекс, в представлении Г.Н. Щербы и др., 1976; тастауская вулканоплутоническая гранитоидная ассоциация, в нашем понимании), вероятнее всего, тесно связаны только золото-кварц-березитовый тип оруденения и часть рудопоявлений золото-кварц-малосульфидного типа (Глоба и др., 1968). Парагенетическую связь с позднепалеозойским магматизмом обнаруживают, кроме того, золото-сурьмяный тип оруденения и, возможно, золото-сульфидно-углеродистый (рудопоявления типа минерализованных зон). Для последнего предполагается, что первичная концентрация золота происходила сингенетично с образованием рудовмещающих пород, формирование же руд связано со вторичным перераспределением рудных компонентов в ходе метаморфических процессов, связанных с различными факторами, в том числе и с магматизмом (Полянский и др., 1980).

Золото-кварцевый малосульфидный (кварцево-жильный тип) представлен простыми по морфологии маломощными золотосодержащими кварцевыми жилами. Золото видимое и характеризуется крайне неравномерным распределением. Сопутствующая минерализация имеет сульфидный профиль.

Золото-сульфидно-углеродистый тип (рудопоявления типа минерализованных зон) распространен наиболее широко. Для него характерна приуроченность к крупным проработанным зонам смятия в ниже-среднекаменноугольных осадочных отложениях. Для зон характерны обязательное присутствие даек кислого и среднего состава, повышенная углеродистость вмещающих пород. Тонкодисперсное золото связано с сульфидами и характеризуется относительно равномерным распределением.

Золото-кварц-березитовый тип имеет ограниченное распространение. Оруденение локализуется в зонах альбитизации, серицитизации и окварцевания, развивающихся по кислым субвулканическим дайкам и малым телам тастауской ассоциации. Золото (свободное) содержится в кварцевых прожилках и непосредственно в гидротермально измененных породах. Отмечаются переходы кварц-березитового типа в кварцево-жильное.

Золото-сурьмяный тип представлен немногочисленными рудопоявлениями, пространственно совмещенными с золото-сульфидным типом минерализованных зон (Мыслик и др., 1970). Оруденение контролируется зонами брекчирования дацитовых порфиров (субвулканическая фация тастауского комплекса) и представлено тонкими золотосодержащими кварц-антимонитовыми прожилками.

Редкие металлы представлены рудопроявлениями олова и вольфрама.

Оловянное оруденение пространственно сопряжено с Дельбегетейским гранитоидным интрузивом. Оно изучалось А.П. Никольским, В.Ф.Кашеевым, А.Р. Бутко, М.П. Материковым и др. (Материков, Сирина, 1970; Шерба и др., 1976). Формационные типы оруденения представлены пегматитовым, касситерит-кварцевым, включающим грейзены, кварцевые жилы и их штокверки, и касситерит-сульфидным. Особенность состава оловянного оруденения Чарской зоны, в отличие от Калбы, — обогащенность сульфидами. Содержания полиметаллов и мышьяка часто превышают содержания олова. Кроме того, в повышенных количествах устанавливаются сурьма, золото и серебро.

Сравнение преображенского монзонит-сиенит-гранитового комплекса, в состав которого входит рудоносный Дельбегетейский массив, с известными оловоносными гранитоидными ассоциациями по целому ряду геологических и вещественных признаков (Изох, 1978) показывает, что магматиты комплекса, по всей видимости, имеют ограниченную перспективность на олово.

Вольфрамовая минерализация в коренном залегании установлена в северном экзоконтакте Койтасского гранитного массива, где оруденение представлено шеелитом, размещающимся в скарнах.

Как следует из изложенного, описанные типы оруденения обнаруживают различную по природе, но отчетливую связь с определенными комплексами пород, входящими в состав тастауской вулканоплутонической серии, что следует учитывать при оценке перспектив региона и разработке поисковых критериев.

Глава 4

ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ, P_{1-2} ?

Щелочные граниты слагают небольшие тела в экзо- и эндоконтактных зонах Дельбегетейского гранитного массива (см. рис. 38). Они размещаются среди гранитов преображенского (дельбегетейского) комплекса и во вмещающих песчано-сланцевых породах (рис. 45). Всего выделяется пять небольших тел. Западное тело, расположенное в 2,5 км восточнее г. Консар, сложено рибекит-эгириновыми мелкозернистыми гранитами. Его размер 200 x 300 м, вмещающими породами являются биотитовые граниты преображенского комплекса. Группа центральных тел расположена в зоне южного экзоконтакта Дельбегетейского массива. Два южных тела, локализованных в песчано-сланцевых отложениях, сложены биотит-рибекитовыми гранитами, а северное тело — средне-мелкозернистыми существенно гадингситовыми гранитами. На данном участке А.Г. Владимировым выявлено опорное взаимоотношение между щелочными гранитами и биотитовыми гранитами, позволяющее выделить первые в самостоятельную возрастную группу (см. рис. 45). Восточное тело сложено преимущественно эгириновыми гранитами. Эгирин распределен в них неравномерно, скопления его имеют радиально-лучистое строение и ассоциируют с выделениями аксинита.

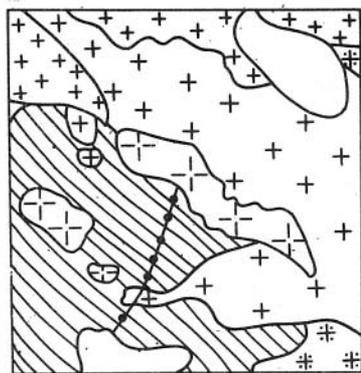
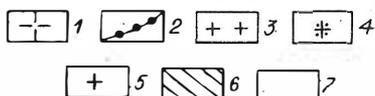


Рис. 45. Характер взаимоотношения между щелочными и биотитовыми гранитами в Дельбегетейском интрузиве (по А.Г. Владимирову).

1 - щелочные граниты P_{1-2} ?; 2-5 - преобразенский комплекс (2 - дайка кварц-анортоклазового гранит-порфира, 3 - мелкозернистые биотитовые граниты, 4 - среднезернистые порфировидные граниты, 5 - средне-крупнозернистые граниты); 6 - вмещающие песчано-сланцевые отложения C_2 ; 7 - рыхлые отложения.



Возраст щелочных гранитов на основании вышеприведенных данных может определенно считаться пермским. По составу они коррелируются с щелочными гранитами кергетас-эспинского комплекса (P_{1-2}) Жарма-Саурской зоны (Ермолов и др., 1977).

Главной петрографической разновидностью являются мелкозернистые порфировидные эгирин-рибекитовые граниты. Они сложены порфировыми вкрапленниками микроклин-пертита и кварца, заключенными в кварц-полевошпат-эгирин-рибекитовый мелкозернистый агрегат. Содержание цветных минералов достигает 8-10%, эгирин преобладает над рибекитом. Эгириновые граниты, развитые в восточной части массива, сложены кварцем (25%), плагиоклазом (30%), калиевым полевым шпатом (40%), эгирин-авгитом (5%; $N_g = 1,780$) и рибекитом (знаки). Эгирин формирует лучистые розетки; он распределен крайне неравномерно. С ним ассоциирует аксинит в виде вкрапленности и прожилков. Плагиоклаз имеет повышенную основность (18-25% An). Гастингситовые граниты пользуются ограниченным распространением. Они сложены кварцем (22-26%), микроклин-пертитом (40-45%), плагиоклазом (23-26%) и гастингситом (8-10%). Для всех разновидностей щелочных гранитов характерно обилие флюорита.

Приуроченность щелочных гранитов исключительно к Дельбегетейскому массиву и отсутствие в других участках Чарской зоны позволяют рассматривать их пока в парагенетической связи с гранитоидами преобразенского комплекса.

Глава 5

СЕМЕЙТАУСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ БАЗИТ-ГРАНИТОИДНАЯ СЕРИЯ, T_1

В Чарской зоне к этой ассоциации относятся одноименная вулканическая структура и небольшие выходы эффузивных пород вдоль левого берега Иртыша. Характеристика серии основывается, главным образом, на материалах по Семейтауской структуре.

Семейтауская вулканическая структура находится в 50 км юго-западнее г. Семипалатинска. Она расположена в пределах юго-восточного замыкания позднегерцинского прогиба и приурочена к юго-восточному окончанию Горностаевского офиолитового пояса. Протяженность структуры 60 км при ширине в центральной части до 30 км (рис. 46). Со всех сторон она окружена рыхлыми отложениями Кулундинской низменности, и только в западной и юго-восточной частях обнажаются небольшие участки подстилающих осадочных и вулканогенно-осадочных отложений карбона. Во многих участках структуры встречаются останцы мел-палеогеновой толщи, сложенной кварцевыми гравелитами и залегающей горизонтально на вулканогенных породах.

Семейтауская структура расположена в области субширотного выступа Новотаубинско-Георгиевской области гранитизации (рис. 47). Глубина залегания поверхности гранулитобазитового слоя на участке структуры составляет 18 км, мощность его около 23 км. Корневая часть структуры имеет форму лополита с несколькими крутыми магмоподводящими каналами. Сложена она, по крайней мере до глубины 10 км, породами гранитоидного состава.

Последовательность магматических явлений в пределах данной структуры показана на рис. 46.

Первый ритм (вулканический) начинается с излияния субщелочных гиадобазальтов. Эти породы обнажаются только в юго-восточной части структуры в эрозионных окнах под покровами липаритовых игнимбритов и липаритовых витрофиров. Среди гиадобазальтов установлены несколько даек-брекчий кварц-полевошпатовых порфиритов северо-западного простирания, насыщенных ксенолитами вмещающих гиадобазальтов (рис. 48, а). Мощность этих даек колеблется от 5–10 мм до 30–40 см при протяженности в несколько десятков метров. По данным А.Н. Истомина, под базальтами скважинами вскрыты кварц-анортоклазовые порфиры, которые, по его мнению, представляют собой начальные излияния в Семейтауской структуре. Однако более вероятно, что эти порфиры слагают субвулканическое тело, а описанные дайки и прожилки гранит-порфиров являются апофизами от него.

Следующими в вулканическом ритме излились трахиты, кварцевые трахиты и, по мнению П.В. Ермолова, латиты. Об этом свидетельствует тот факт, что среди трахитов в районе пос. Знаменка нами обнаружены ксенолиты гиадобазальтов. Непосредственных соотношений не наблюдалось. Трахиты и кварцевые трахиты более распространены по площади выходов нежели гиадобазальты. Они подстилают липариты и липаритовые игнимбриты, как видно в карьере вблизи пос. Знаменка. Здесь же в липаритах наблюдается большое количество ксенолитов трахитового состава, которые иньещируются по трещинам кислым расплавом. Кроме того, трахиты в виде изометричных пятен и тектонических блоков обнажаются в районе пос. Семейтау среди монцитов и липаритов, а также вдоль восточной окраины структуры. В юго-восточной части они перекрываются латитами.

Завершается вулканический ритм мощными извержениями кислых лав и липаритовых игнимбритов. Выходы этих пород значительно превосходят выходы базальтов и трахитов. Кислые эффузивы слагают юго-восточное крыло Семейтауской структуры. Простирание слоистости и флюиальности эффузивов подчинено полукольцевому плану структуры с углами падения флюиальности во внешние стороны от 0 до 15–20°, иногда до 40° (в восточной части).

В целом в разрезе кислых эффузивов преобладают липаритовые игнимбриты с прослоями витрофировых липаритов. Отмечаются также липариты, туффиты и лавовые брекчии.

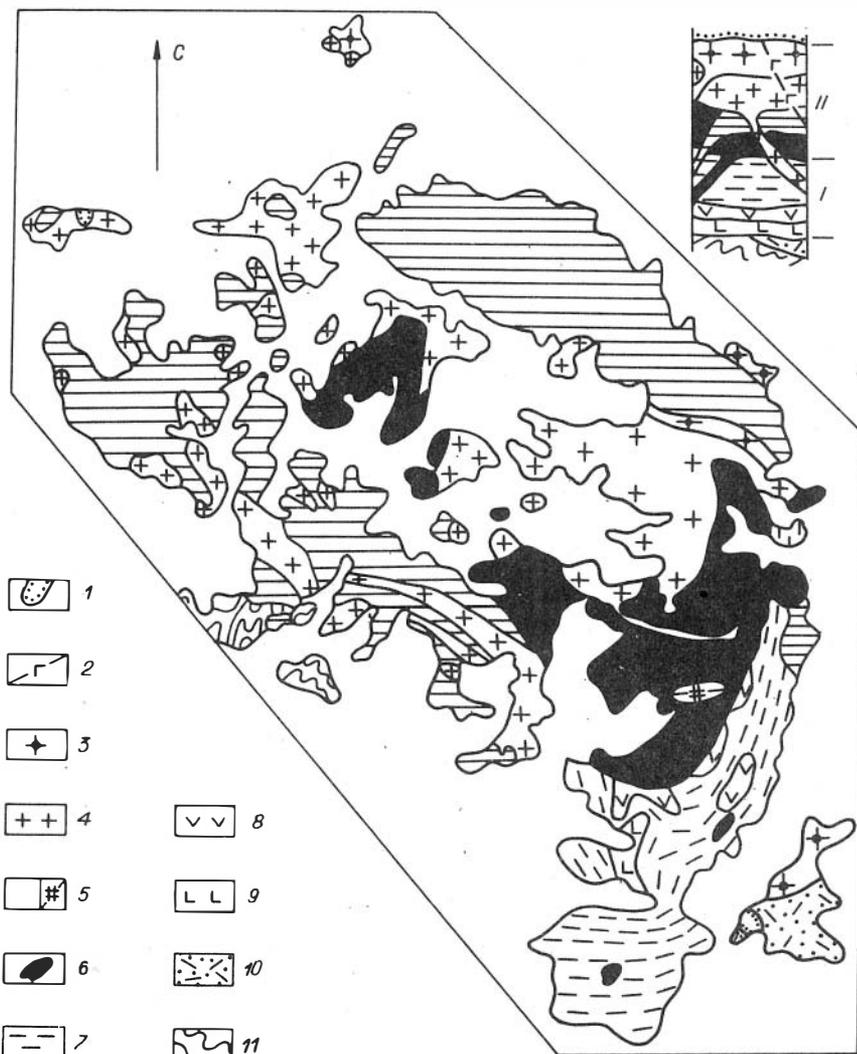


Рис. 46. Схема геологического строения Семейтауской вулканической структуры и принципиальная модель ее формирования. Составлена П.В. Ермоловым, А.Э. Изохом с использованием материалов А.Н. Истомина и др.

1 - отложения мела-палеогена; 2-9 - семейтауская вулканоплутоническая серия: 2 - послегранитовые дайки диабазов; 3-6 - интрузивный ритм (3 - порфировидные граниты, 4 - гранит-порфиры, 5 - порфировидные граносиениты и граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, 6 - монзониты); 7-9 - вулканический ритм (7 - липариты, липаритовые игнибриды, витрофиры, туфы кислого состава, 8 - трахиты, кварцевые трахиты и латиты, 9 - базальты); 10 - вулканогенно-осадочные отложения $C_3-P_1?$; 11 - осадочные отложения C_1 . Римскими цифрами справа от колонки обозначены вулканический (I) и интрузивный (II) ритмы извержения.

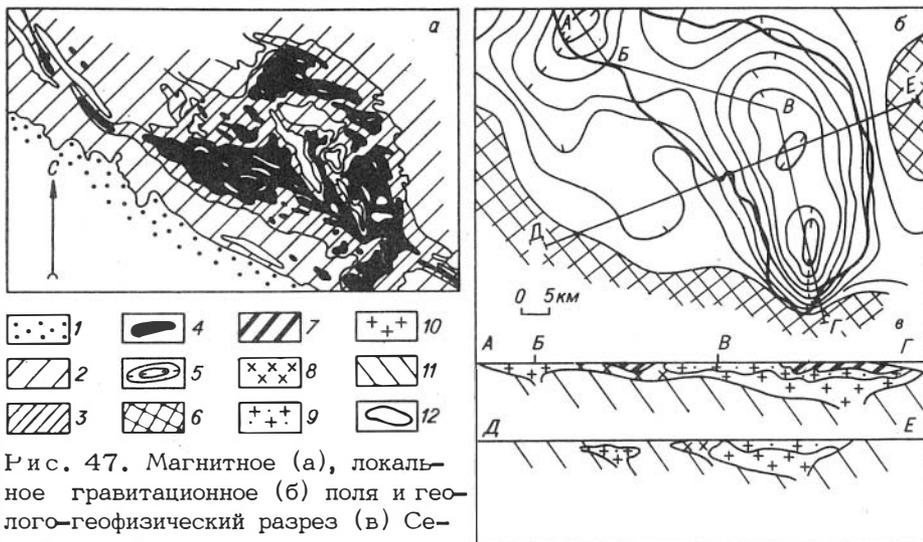


Рис. 47. Магнитное (а), локальное гравитационное (б) поля и геолого-геофизический разрез (в) Семейтауской структуры.

1-4 - интенсивность магнитного поля (1 - от -200 до 0 , 2 - от 0 до 100 , 3 - от 100 до 200 и 4 - более $200 \cdot 10^{-5}$ э); 5 - изоаномалы локального гравитационного поля (направленность бергштрих - в сторону уменьшения интенсивности поля); 6 - положительное локальное гравитационное поле; 7 - монцониты; 8 - граносениты; 9 - гранит-порфиры; 10 - граниты; 11 - песчаниково-алевролитовые отложения; 12 - контуры структуры по геологическим данным.

По данным А.Н. Истомина, в районе Знаменского карьера выше кислых эффузивов залегает толща латитов, которая завершает разрез кислых эффузивов. П.В. Ермоловым при изучении карьера и окружающих его обнажений эти данные не подтверждены. Ввиду недостаточной обнаженности участка справедливой может считаться как точка зрения А.Н. Истомина, так и наша, согласно которой латиты совместно с трахитами образуют единый горизонт и подстилают кислые эффузивы.

Кислые эффузивы вулканического ритма прорываются монцонитами и монцонит-порфирами, т.е. имеет место нарушение гомодромности, которое объясняется нами как начало нового, интрузивного ритма магматической деятельности. Соотношение монцонитов с другими породами следующее: 1) крупные блоки и ксенолиты липаритовых игнимбритов отмечались нами среди монцонитов в восточной части структуры; 2) небольшие ксенолиты кислого смоляно-черного стекла ($N = 1,495$) и кварцевых порфиров обнаружены в монцонит-порфирах на горе Кыз-Емчек и к югу от нее.

Таким образом, 2-й магматический ритм начинается с внедрения пластообразного интрузива монцонитов и монцонит-порфиров (см. рис. 46), которые связаны постепенными переходами, образуя большое тело в центральной части структуры (около пос. Шербаковка), небольшое тело - в северной части и штук среди кислых эффузивов 1-го ритма в южной части.

Внутреннее строение монцонитовых тел неоднородное: порфировидные монцониты часто перемежаются с монцонит-порфирами, при-

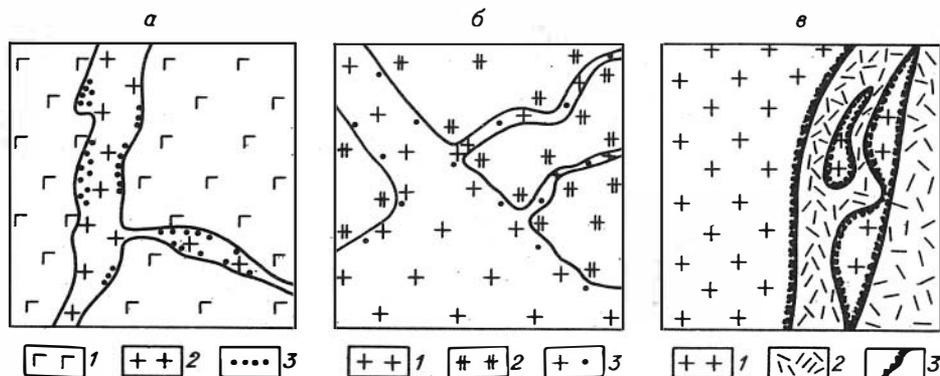


Рис. 48. Зарисовки обнажений Семейтауской структуры.

а - обн. 107, в 5 км восточнее пос. Знаменка (1 - базальты, 2 - гранит-порфиры, 3 - автобрекчии); б - обн. 295, в 5 км восточнее пос. Щербаковка (1 - гранит-порфиры, 2 - монцониты, 3 - зона закалки в гранит-порфирах); в - обн. 305, сопка Карагайлы в северо-западной части структуры (1 - граниты, 2 - гранит-порфиры, 3 - зона закалки в гранитах).

чем визуально породы эти не отличаются друг от друга. Характерно, что монцонит-порфиры со стекловатой и графической структурами отмечаются не только в эндоконтакте тел, но и в центре их, например на горе Кыз-Емчек.

Монцониты прорываются щелочносалическими и кислыми породами второго ритма. Мощный дайковый пояс мелкозернистых сиенитов выявлен нами (Ермолов, Изов и др., 1977) восточнее горы Кыз-Емчек. Простираение даек 80-90° при мощности от 20-30 см до 1-1,5 м. В 1 км западнее дайкового пояса среди монцонитов наблюдается небольшой штوك граносиенитов. Контакты его с монцонитами резко секущие, причем граносиениты отчетливо закалены. Кроме того, в граносиенитах отмечены небольшие ксенолиты монцонитов. Сами граносиениты прорываются здесь дайками и жилами мелкозернистого гранита.

Севернее горы Кыз-Емчек монцониты пересекаются дугообразной дайкой гранит-порфиров. Мощность дайки до 6 м при протяженности более 6 км. Недалеко от этой дайки детально изучен контакт монцонитов с кварц-полевошпатовыми порфирами. Установлено следующее: 1) монцониты при приближении к контакту существенных изменений не претерпевают; 2) основная масса в кварц-полевошпатовых порфирах по мере приближения к контакту становится более закаленной; 3) в приконтактной фации порфиров в зоне до 10 см увеличивается количество вкрапленников полевого шпата; 4) в районе шоссе Семипалатинск - Знаменка (восточная часть структуры) среди однородных субвулканических гранит-порфиров встречен крупный, до 0,5 м в поперечнике, ксенолит, а также большое количество более мелких ксенолитов монцонитового состава; 5) иногда в монцонитах вблизи контакта отмечаются тонкие прожилки ($M=1-2$ см) кислого материала со стекловатой основной массой (см. рис. 48, б).

Все эти данные свидетельствуют о наличии в Семейтауской структуре кислых пород, которые по возрастным соотношениям являются более моло-

дыми, чем монцониты. Таким образом, необходимо отличать кислые эффузивы и, возможно, экструзивы и субвулканические тела вулканического ритма от кварц-полевошпатовых порфиров интрузивного ритма. Для первых характерен разнообразный состав – от игнимбритов до кварц-полевошпатовых порфиров, с преобладанием эффузивных фаций. Вторые представлены гипабиссальной фацией.

Следующей фазой 2-го ритма являются кварцевые сиениты и граносиениты, окаймляющие вулканическую структуру с северо-востока и юго-запада (см. рис. 46). Между собой они имеют рвущие контакты, однако близкий минеральный состав и определенные трудности при полевой диагностике не позволяют пока рассматривать их как самостоятельные фазы. Сиениты и граносиениты совместно ~~слагают~~ два линейных интрузива северо-западного простирания, внедрившихся в зону пограничных разломов структуры. Взаимоотношения сиенитов с последующими гранит-порфирами 2-го ритма наблюдались неоднократно. В 2 км западнее пос. Знаменка гранит-порфиры в изобилии содержат ксенолиты сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров. В северо-западной части структуры наблюдалось прорывание сиенит-порфиров гранит-порфирами, апофизы которых проникают в сиениты по системе трещин, параллельных главному направлению контакта и под различными углами к нему.

Субвулканические гранит-порфиры и кварц-полевошпатовые порфиры 3-й фазы 2-го ритма широко распространены в центральной части структуры. По внешнему облику они исключительно однородны. Соотношения их с более древними породами рассмотрены выше. На горе Карагайлы гранит-порфиры прорываются порфировидными биотитовыми гранитами (см. рис. 48,в).

Порфировидные биотитовые граниты, кроме сопки Карагайлы, обнажаются в районе пос. Суздальевский и в 5 км северо-западнее родника на шоссе Семипалатинск-Знаменка (см. рис. 46), но здесь непосредственных контактов гранитов с другими породами не наблюдалось.

Завершается интрузивный магматизм внедрением послегранитовых даек субщелочных диабазов северо-западного простирания, которые установлены нами в районе пос. Знаменка, а также в северо-восточной части структуры. Мощностъ отдельных даек не менее 1 м, а протяженностъ до первых сотен метров. Эти дайки прорывают кислые и щелочносалические породы интрузивного ритма.

Таким образом, Семейтауская вулкано-плутоническая структура сложена породами двух гомодромных ритмов.

Первый ритм – вулканический: 1-я фаза – гиаобазальты; 2-я фаза – трахиты, кварцевые трахиты, латиты; 3-я фаза – липариты, игнимбриты, витрофиры и, вероятно, гранит-порфиры.

Второй ритм – интрузивный: 1-я фаза – монцониты, монцонит-порфиры; 2-я фаза – сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры; 3-я фаза – гранит-порфиры; 4-я фаза – порфировидные лейкократовые граниты.

Завершается магматизм дайками диабазов.

Возраст. В туфопесчаниках и туфоалевролитах вулканического ритма семейтауской серии присутствует флора нижнего триаса (Истомин, Сальменова, 1964). Значение абсолютного возраста пород семейтауской серии, выполненное Rb/Sr-методом в лаборатории СВКНИИ (Магадан), лежит в интервале 254 ± 9 млн. лет, Sr^{87} / Sr^{86} перв. = $0,7070 \pm 0,0003$.

Петрографическая характеристика. Субщелочные гиаобазальты – тонкозернистые темно-зеленые породы с шаровой отдельностъю и мелкими миндалинами, заплненными халцедоном и (или) карбонатом. Они

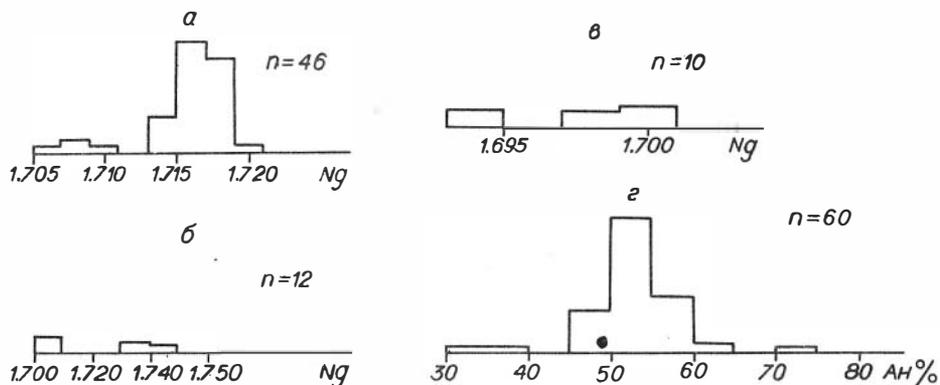


Рис. 49. Гистограммы распределения оптических свойств и состава минералов в базальтах семейтауской серии.

а - клинопироксен; б - ортопироксен; в - оливин; г - плагиоклаз.

сложены переменным количеством нераскристаллизованного стекла ($N = 1,540$), в котором располагаются микролиты плагиоклаза (30–40% An), клинопироксена ($N_g = 1,714-1,719$; $f = 32$) и оливина ($N_g = 1,730-1,742$; $f = 30-34$). Редкие вкрапленники представлены слабозональным плагиоклазом (62–58% An), клинопироксеном ($N_g = 1,717$) и ортопироксеном, который обрастает клинопироксеном. Кроме того, отмечаются редкие вкрапленники оливина.

Структура меняется от гиалопилитовой, гиалиновой до диабазовой с небольшим количеством стекла в интерстициях плагиоклаза и пироксена. Иногда отмечается флюидальная текстура.

В результате массовых замеров показателей преломления клинопироксенов и оливинов из базальтов установлено, что вкрапленники представлены двумя типами (рис. 49). Первый, более железистый парагенезис, наиболее широко распространен и представлен собственномагматическими вкрапленниками в базальтах. Клинопироксены этого парагенезиса часто содержат мелкие включения рудного минерала, имеют буро-зеленую окраску и однородны по составу (см. рис. 49). По результатам микронзондового анализа (табл. 32) они относятся к субкальциевым авгитам (Породообразующие пироксены, 1971), причем пироксены из вкрапленников и основной массы практически не отличаются по составу.

Оливин прозрачный и имеет слегка желтоватую окраску. Для него устанавливается значительный диапазон колебания железистости (от 30 до 40%), что, видимо, отражает длительную кристаллизацию оливина.

Другой парагенезис более магнезиальный: оливин ($f = 16\%$), клинопироксен ($N_g = 1,708$), ортопироксен ($f = 26\%$), а также, видимо, плагиоклаз (70% An, рис. 49). Этот парагенезис характерен и для редко встречающихся в шлифах мелких ксенолитов (до 0,5 см), представленных плагиоклазсодержащими верлитами. Эти ксенолиты интенсивно дезинтегрируются расплавом, при этом наблюдаются все стадии дезинтеграции: от хорошо обособленных обломков до отдельных сильно катаклазированных и корродированных ксенокристаллов. Для пироксена из этого парагенезиса характерна более интенсивная бурая окраска, заметная даже в шлифах. Отмечается отчет-

Таблица 32

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты клинопироксенов из пород семейтауской серии

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	<u>Вес. %</u>								
SiO ₂	50,53	48,77	50,91	47,18	51,87	50,38	49,08	49,78	49,73
TiO ₂	0,78	1,36	0,78	0,78	0,66	0,76	0,65	0,66	0,68
Al ₂ O ₃	2,52	2,69	2,60	0,87	0,69	0,87	1,08	1,23	2,25
FeO	12,58	14,15	12,02	27,64	17,67	17,19	20,42	19,74	15,30
MnO	0,39	0,31	0,37	0,81	0,48	0,50	0,71	1,55	0,56
MgO	15,42	14,13	14,86	1,88	9,35	10,13	7,99	9,62	12,87
CaO	17,76	18,04	18,04	19,31	18,80	18,73	19,12	16,54	18,15
Na ₂ O	0,31	0,25	0,31	0,29	0,22	0,21	0,22	0,20	0,20
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,12	0,12	0,18	Не обн.	Не обн.	0,38
Сумма...	100,29	99,70	99,89	98,88	99,86	98,95	99,27	99,32	100,12
	<u>Формульные коэффициенты (x 10⁻³)</u>								
Si	1897	1863	1912	1956	2001	1967	1946	1955	1901
Ti	22	39	22	24	19	22	19	19	19
Al ^{IV}	103	121	88	42	-	33	50	45	99
Al ^{VI}	8	-	27	-	32	7	2	12	2
Fe ²⁺	395	452	378	959	570	561	677	648	489
Mn	12	10	12	29	16	16	24	52	18
Mg	863	804	832	116	538	589	472	563	734
Ca	714	738	726	858	777	784	812	696	743
Na	22	19	22	23	17	16	17	16	14
Cr	Не обн.	Не обн.	Не обн.	5	5	7	Не обн.	Не обн.	11
Сумма...	4036	4046	4019	4012	3975	4002	4017	4006	4030
f	33,2	38,4	33,1	89,8	53,1	50,7	60,4	56,1	42,2
\overline{Fe}	35,6	36,1	36,9	49,6	31,7	30,6	35,9	36,3	26,7
\overline{Ca}	43,0	39,4	42,2	44,4	40,4	39,6	40,2	35,2	36,9
\overline{Mg}	21,4	24,5	20,9	6,0	27,9	29,8	23,9	28,5	36,4

Примечание. 1,2 - обр. 274-2, вкрапленники в гиалобазальте; 3 - обр. 274-1 - из основной массы гиалобазальта; 4 - обр. 906, трахит-вкрапленник; 5 - обр. 825-1, витрофир, ксенокрист; 6 - обр. 825-2, игнимбрит, ксенокрист; 7 - обр. 288-2, монзонит; 8 - обр. 117-4, монзонит; 9 - обр. 117-4, монзонит, ксенокрист. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5а (ИГиГ СО АН СССР), операторы О.С. Хмельникова, О.Н. Майорова. Суммарное железо приведено в закисной форме.

ливая диаллаговая отдельность. В шлифах наблюдалось обрастание ксеногенного клинопироксена магматическим клинопироксеном с большей железистостью. Для оливина характерна бледно-зеленая окраска, в отдельных случаях отмечается четкая спайность, свидетельствующая о его кристаллизации при большом давлении, а следовательно, и о глубинной природе этого парагенезиса.

Трахиты и кварцевые трахиты – порфиновые породы с крупными, многочисленными вкрапленниками калинатрового полевого шпата (20%), в подчиненном количестве – кварца, клинопироксена и плагиоклаза.

Трахиты и кварцевые трахиты различаются только по содержанию вкрапленников кварца, которые в трахитах не превышают 3%, а в кварцевых трахитах достигают 10%. По другим признакам эти породы неразличимы между собой, а их тесная геологическая сопряженность не позволила нам выделить их в виде самостоятельных тел.

Вкрапленники калинатрового полевого шпата представлены анортоклазами ($-2 V = 50-60^{\circ}$). В.К. Монич (1953) отмечает, что данный тип полевого шпата вообще характерен для пород Семейтауской структуры. Изредка отмечаются корродированные кристаллы решетчатого микроклина, близкого по облику к микроклину из гранитных ксенолитов, встречающихся в трахитах.

В трахитах и реже в кварцевых трахитах присутствуют вкрапленники железистого клинопироксена, который по составу отвечает субкальциевому геденбергиту ($f = 88\%$). Геденбергит встречается только в виде корродированных вкрапленников и, по-видимому, отвечает интрателлурической стадии кристаллизации трахитов. В приповерхностных условиях он замещается амфиболом. Отмечаются также вкрапленники фаялита с повышенным содержанием марганца (табл. 33). Кроме того, в тяжелой фракции протолок устанавливается парагенезис магнезиального клинопироксена, ярко-зеленого оливина и желто-зеленого оливина.

Структура основной массы трахитов меняется от микрофельзитовой и фельзитовой до гранофировой в кварцевых трахитах и ортофировой в трахитах; иногда отмечаются стекловатая и сферолитовая структуры. Основная масса сложена калишпатом, кварцем, амфиболом и биотитом и небольшим количеством рудного минерала.

Таким образом, происходит смена раннего высокотемпературного пироксен-оливин-кварц-полевошпатового парагенезиса более низкотемпературным (субсолидным) парагенезисом амфибола, биотита, кварца и полевого шпата. Из аксессуарных минералов в трахитах отмечаются апатит, циркон, флюорит, ильменит.

Игнимбритовые липариты, липариты и витрофиры – наиболее распространенные породы. Игнимбритовые липариты и липариты связаны переходами и различаются только по структурно-текстурным особенностям. Отличительной чертой игнимбритов является обилие линзовидных и линейных фьямме, а также обломков витрофиров и кварц-полевошпатовых порфиров; цемент – криптозернистый. Для липаритов наиболее характерны микрофельзитовая, фельзитовая структуры основной массы, иногда отмечаются стекловатая или микрогранитная. Степень раскристаллизованности массы неравномерная даже в пределах одного шлифа.

Вкрапленники представлены оплавленными кристаллами или фрагментами кристаллов кварца и полевого шпата. Из полевых шпатов наиболее распространены анортоклаз. Кроме того, установлены высокий ортоклаз ($-2 V = 40-50^{\circ}$, $Nm = 1,524$, $10-12\% Ab + An$), ортоклаз-криптопертит и санидин.

Таблица 33

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты оливинов из пород семейтауской серии

	1	2	3	4	5
	<u>Вес.%</u>				
SiO ₂	29,18	29,04	40,49	29,10	38,95
FeO	66,41	65,93	18,13	65,71	17,85
MnO	1,18	1,18	1,18	1,70	0,18
MgO	1,38	1,32	40,91	0,85	41,28
CaO	0,35	0,35	0,10	0,81	0,09
NiO	0,10	0,10	0,10	-	-
Cr ₂ O ₃	0,25	0,25	0,10	0,25	0,08
Сумма...	98,85	98,17	100,01	98,42	98,43
	<u>Формульные коэффициенты (x 10⁻³)</u>				
Si	992	994	1029	995	1010
Σ Fe ²⁺	1889	1887	385	1878	390
Mn	34	34	1	49	2
Mg	70	67	1549	43	1590
Ca	13	13	3	30	2
Ni	2	2	2	-	-
Cr	7	7	2	7	-
Сумма...	3007	3004	2970	3002	2994
\bar{f}	96,4	96,6	20,0	97,8	19,7
\bar{Fe}	94,2	94,3	19,9	93,9	19,7
\bar{Mg}	3,5	3,3	79,8	2,2	80,2
\bar{Ca}	0,6	0,7	1,3	1,5	0,1
\bar{Mn}	1,7	1,7	-	2,4	-

Примечание. 1,2 - обр. 825-1, витрофир; 3 - обр. 825-1, витрофир, ксенокрист; 4 - обр. 906, трахит; 5 - обр. 838, граносиенит, ксенокрист.

Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5a (ИГиГ СО АН СССР), операторы О.С. Хмельникова, О.Н. Майорова. Суммарное железо приведено в закисной форме.

Среди кислых пород семейтауской серии особый интерес вызывают витрофирные липариты - наиболее свежие и закаленные породы. Они имеют смоляно-черную окраску, флюидальную текстуру и содержат обломки кварц-полевошпатовых порфиров, гялобазальтов и трахитов. Для этих пород характерно нераскристаллизованное черное расслоенное стекло, в котором отмечаются линзы и прожилки раскристаллизованной массы. Под микроскопом в стекле наблюдаются полосы темно-бурой (N = 1,505) и светло-коричневой окраски (N = 1,495). Вкрапленники представлены полевыми шпатами

и кварцем, редко — фаялитом и геденбергитом. Кварц встречается как в виде гексагональных кристаллов, так и в виде корродированных вкрапленников и, видимо, отвечает двум стадиям кристаллизации: интрателлурической и поверхностной. Характерной особенностью этих вкрапленников является присутствие в них расплавленных стекловатых или частично раскристаллизованных включений, пригодных для проведения термометрических исследований.

Для витрофилов наиболее распространенным полевым шпатом является водянопрозрачный санидин ($-2 V = 25-34^\circ$, $N_m = 1,523$, $7-10\% Ab + An$). Кроме того, отмечаются анортоклазы ($-2 V = 45^\circ$, $N_m = 1,523-1,529$). К ксеногенным вкрапленникам можно, по-видимому, отнести плагиоклаз ($55\% An$) и корродированный решетчатый микроклин. В результате изучения протоколов был установлен пестрый видовой состав фемических минералов. В витрофилах ранний (субликвидусный) парагенезис представлен высокожелезистым марганцевым фаялитом, близким по составу к фаялиту из трахитов, и железистым геденбергитом (см. табл. 33). Кроме того, отмечается гиалосидерит ($f = 40-45\%$), который обрастает фаялитом и, вероятно, отвечает интрателлурической стадии кристаллизации кислой магмы, тогда как фаялит соответствует более поздней стадии кристаллизации. В отличие от витрофилов игнибриты и липариты не содержат фаялита и геденбергита. Вместо них встречаются вкрапленники биотита ($N_m = 1,665-1,670$) и буро-зеленого амфибола, что свидетельствует о большей водонасыщенности этих магм. В кислых породах отмечаются минералы интрателлурического парагенезиса: феррогиперстен и гиалосидерит (см. табл. 33, 34). Для всех кислых пород данного ритма характерно присутствие единичных зерен граната ($N = 1,806-1,803$). Важной особенностью всех пород семейтауской серии является присутствие ксеногенных минералов повышенной магнезиальности, которые будут рассмотрены ниже совместно с глубинными включениями.

Монцитониты и монзонит-порфиры — темно-зеленые породы с характерной шаровой отдельностью. Они обогащены ильменитом и сульфидами, вследствие чего в поверхностных условиях сильно окислены.

Состав монзонитов очень неустойчив, что определяется как сменой фациальных условий кристаллизации, так и переменным количеством ксеногенного материала, так как породы насыщены мелкими ксенолитами и ксенокристаллами.

Собственно магматический парагенезис минералов включает крупные ограниченные кристаллы антипергита (олигоклаз $65-70\%$, калишпат $30-35\%$), образовавшиеся в результате распада анортоклазов. Нередко отмечается анортоклаз-криптопертит. Кроме того, устанавливается олигоклаз, обрастающий вкрапленники кали-натриевых полевых шпатов и основного плагиоклаза. Из фемических минералов диагностирован зеленый клинопироксен (см. табл. 32), который наблюдается в виде каймы вокруг пироксена ксенокристов и образует самостоятельные выделения. Он встречается в виде ситовидных, скелетных кристаллов, а также в виде небольших включений в полевым шпате. По оптическим свойствам и химическому составу он существенно отличается от пироксена ксенокристов (рис. 50, табл. 32). Это субкальциевый салит ($f = 66-69\%$), тогда как клинопироксен ксенокристов отвечает субкальциевому авгиту. Для клинопироксена ксенокристов характерна отрицательная корреляция натрия с железистостью, что связано, по-видимому, с опережающей кристаллизацией клинопироксена по отношению к плагиоклазу, в то же время для клинопироксенов из монзонитов такой корреляции не наблюдается.

Таблица 34

Химический состав (вес.%) и формульные коэффициенты ортопироксенов из пород семейтауской серии

	1	2	3	4
<u>Вес. %</u>				
SiO ₂	54,96	56,28	54,05	54,72
TiO ₂	0,48	н.о.	0,35	0,35
Al ₂ O ₃	1,15	н.о.	1,80	1,21
FeO	11,56	11,66	11,27	11,90
MnO	0,20	не опр.	0,26	0,26
MgO	29,04	29,48	27,84	26,95
CaO	1,52	0,79	1,32	1,46
Na ₂ O	0,06	не опр.	0,05	0,05
Cr ₂ O ₃	0,23	0,22	0,11	0,14
Сумма. . . .	99,20	98,43	97,05	97,04
<u>Формульные коэффициенты (x 10⁻³)</u>				
Si	1967	2030	1972	2000
Ti	13	-	10	10
Al ^{IV}	33	-	78	50
Al ^{VI}	15	-	4	5
Σ Fe ²⁺	346	310	344	385
Mn	6	-	8	10
Mg	1550	1600	1514	1470
Ca	58	30	52	60
Na	4		3	3
Cr	8	3	-	-
Сумма. . . .	4000	3973	3985	3993
	19,7	16,4	19,8	20,8
	17,7	16,0	18,9	20,1
	3,0	1,5	2,6	3,1
	79,3	82,5	78,5	76,8

Примечание. 1 - обр. 825-1, витрофир; 2 - обр. 825-2, игнимбри; 3,4 - 838, граносиенит, ксенокрист.

Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5а (ИГиГ СО АН СССР), операторы О.С. Хмельникова, О.Н. Майорова.

Изредка в шлифах отмечаются кристаллы феррогортонолита (f = 73%). Сolidусный парагенезис представлен калиевым полевым шпатом, кварцем, олигоклазом, амфиболом (N_g = 1,705) и аннитом (N = 1,612). Главные аксессуарные минералы: ильменит, пирит, халькопирит и апатит.

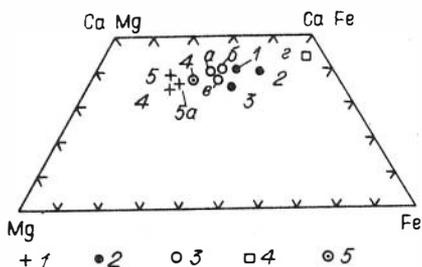


Рис. 50. Соотношение CaO-MgO-FeO в клинопироксенах из пород семейтауской серии (1 - собственномагматический из базальтов, 2 - собственномагматический из монцонитов, 3 - ксеногенный из салических пород, 4 - собственномагматический из граносиенитов, 5 - ксеногенный (габбровый из монцонитов).

Кварцевые сиениты и граносиениты - резко порфировые породы с выдержанным минеральным составом. Они сильно окислены, выветрены и поэтому имеют красно-бурые и кирпично-красные цвета. Вкрапленники представлены крупными (до 4-5 см) кристаллами кали-натрового полевого шпата и кварца. Вкрапленники полевого шпата сильно корродированы и оплавлены и редко образуют правильные кристаллографические формы. Наиболее распространены высокие и средние ортоклазы и анортоклазы ($-2V = 40-60^\circ$, 10-60% Ab+An). Им подчинены санидин и высокие анортоклазы ($-2V = 30-40^\circ$, 10-60% Ab + An). Редко встречаются микроклин, низкий ортоклаз и ортоклаз-криптопертит. Плаггиоклаз и в граносиенитах и кварцевых сиенитах почти отсутствует. Граносиениты и кварцевые сиениты различаются только по содержанию вкрапленников кварца (в первых их количество не превышает 1-2%, во вторых составляет 5-10%).

Фемические минералы в свежем состоянии встречаются редко; устанавливается субликвидусный геденбергит и биотит. Кроме того, в тяжелой фракции протолочек повсеместно диагностирован парагенезис ксеногенных минералов. Он представлен маложелезистым оливином, субкальциевым авгитом и ортопироксеном (см. табл. 33,34). К этому же парагенезису, очевидно, можно отнести и бурую роговую обманку.

Акцессорные минералы: флюорит, апатит, ильменит, шарики самородного железа.

Субвулканические гранит-порфиры и кварц-полевошпатовые порфиры характеризуются выдержанным петрографическим составом. Это массивные розово-серые породы, и только в северной и южной частях гранитного тела наблюдаются переходы к слабо флюидальным кварц-полевошпатовым порфирам. Степень кристалличности значительно выше, чем у кислых пород вулканического ритма. Вкрапленники кали-натрового полевого шпата представлены высоким ортоклазом и анортоклазом. Собственно магматический парагенезис фемических минералов представлен лепидомеланом и зеленым амфиболом. К субликвидусному парагенезису отнесен редко встречающийся гиалосидерит ($f = 45\%$).

Как и в других породах семейтауской серии, в гранит-порфирах широко распространен ксеногенный парагенезис минералов, представленный коричневым клинопироксеном, желто-зеленым оливином, маложелезистым ортопироксеном и, возможно, бурым амфиболом. Акцессорные минералы: ильменит, пирит, апатит, флюорит, циркон, шарики самородного железа.

Лейкократовые порфиroidные граниты - розовые или серо-розовые, сильно выветренные породы. Содержат большое количество вкрапленников кварца и кали-натрового полевого шпата. Полевой шпат имеет состав высокого анортоклаза ($-2V = 40-42^\circ$, $Nm = 1,527$, 30% Ab + An), редко отмечается санидин ($-2V = 31^\circ$) и средний анортоклаз ($-2V =$

=46–50⁰). Внутренние части кристаллов полевого шпата однородные, часто прозрачные, по периферии обычно отмечаются каймы криптопертита. Парогенезис фемических минералов существенно пироксеновый. Наиболее распространены субликвидусный порфировидный темно-зеленый геденбергит ($N_g = 1,773-1,774$). Присутствует биотит. В тяжелой фракции протолокч устанавливается гиалосидерит ($f = 30\%$) и серо-бурый клинопироксен ($N_g = 1,720$), которые являются ксеногенными. Количество этих минералов крайне невелико.

Акцессорные минералы: циркон, флюорит, сфен, галенит.

Диабазовые порфириты, завершающие магматизм семейтауской серии, — черные, тонкозернистые породы с типичной диабазовой структурой. Они состоят из порфировых вкрапленников плаггиоклаза (64–54% An) и бурого клинопироксена ($N_g = 1,727-1,730$), реже отмечаются единичные мелкие кристаллы оливина ($N_g = 1,728$). По минеральному составу диабазовые порфириты близки к гиалобазальтам вулканического ритма и отличаются только более высокой железистостью фемических минералов. Основная масса диабазов сложена микролитами зонального лабрадор-андезина (50–33% An) и клинопироксеном с подчиненным количеством оливина и магнетита.

Глубинные включения. Во всех породах семейтауской серии отмечены глубинные включения. В монзонитах это — включения пород и минералов, в граносиенит-порфирах, гранит-порфирах и гранитах развиты преимущественно ксенокристаллы.

Включения глубинных пород имеют размеры от первых сантиметров до долей миллиметра. Для них характерны следующие главные минеральные парогенезисы.

1. Плаггиоклаз + клинопироксен ± роговая обманка.
2. Плаггиоклаз + шпинель + клинопироксен + роговая обманка + биотит.
3. Плаггиоклаз + анортоклаз + ортопироксен ± оливин.
4. Плаггиоклаз + шпинель + анортоклаз + клинопироксен + роговая обманка + биотит.
5. Анортоклаз + шпинель + клинопироксен ± ортопироксен ± плаггиоклаз ± биотит.

Данная ассоциация пород может быть определена как шпинелевые и бесшпинелевые анортозиты и габбро-анортозиты, перемежающиеся со шпинелевыми и бесшпинелевыми основными и средними гранулитами и анортоклазитами. Отмечаются как однопородные включения, так и сложные, в которых пироксеновые или шпинелевые анортоклазиты в виде полос и пятен перемежаются с анортозитами, шпинелевыми анортозитами или шпинелевыми габбро-анортозитами.

Содержание шпинели в породах колеблется от 10 до 40%. Цвет ее серый, розовый, зеленый, светло-коричневый. В непосредственном контакте с монзонитами вокруг включения отмечается бесшпинелевая кайма. Наиболее широко развит плеонаст, реже отмечаются хромгерцинит и хромплеонаст. Установлены также отдельные образцы цейонита (табл. 35,36).

Плаггиоклаз в анортоклазосодержащих включениях содержит 15–30% анортита и до 15% калиевого шпата (см. анализ 21/1 в табл. 35). В шпинелевых анортозитах и габбро-анортозитах он иногда зонален и содержит в ядре до 50% анортита (см. анализ 20/4 в табл. 35). В анортоклазосодержащих включениях плаггиоклаза, как правило, имеются антипертитовые вросстки.

Таблица 35

Химический состав минералов глубинных включений в монцонитах семей

Окисел	20/5	17/12	17/8		20/4	
	Кпи	Кпи	Опи	Ол	Пл	Шп
SiO ₂	50,88	52,10	52,85	35,61	57,16	
TiO ₂	0,60	0,55	0,31		0,03	0,22
Al ₂ O ₃	1,07	0,83	0,40		26,19	58,89
Cr ₂ O ₃	0,08	0,18	0,10	0,02		0,20
FeO	17,39	12,12	25,68	40,02	0,34	32,26
MnO	0,47	0,36	0,42	0,54		
MgO	10,63	13,54	19,25	23,52		8,10
CaO	18,30	18,86	1,30	0,20	7,52	
Na ₂ O	0,23	0,24	0,01		7,03	
K ₂ O	0,01	0,02	0,01		0,31	
Сумма...	99,66	98,80	100,33	99,91	98,58	99,67
Fe/Fe+Mg	0,48	0,33	0,43	0,49		0,68

Примечание. 20/5 - плагиоклаз + клинопироксен + анортоклаз + сен + кварц + роговая обманка + биотит; 17/8 - плагиоклаз + анортоклаз + слой 1 - анортоклаз + шпинель, слой 2 - плагиоклаз + шпинель; 17/16 - слой 2 - анортоклаз + шпинель + биотит; 21/1 - анортоклаз + шпинель + анортоклаз + шпинель.

Анортоклаз имеет переменный состав, содержание калиевого шпата в нем колеблется от 32 до 60%. Самостоятельные образования калиевого шпата не установлены. Содержание анортитовой молекулы в анортоклазе не превышает 8% (см. табл. 35).

Клинопироксен относится к диопсид-геденбергитовому изоморфному ряду и представлен бедной известью высокотемпературной разновидностью. Содержание окиси натрия не превышает 0,3%, что свидетельствует о формировании его при давлениях менее 13-15 кбар, т.е. о коровой природе глубинных включений.

В гранит-порфирах, граносиенит-порфирах и гранитах глубинные включения представлены преимущественно ксенокритами клино- и ортопироксена, оливина, плагиоклаза и красно-коричневой роговой обманки. Состав таких ксенокритов приведен при описании соответствующих пород (см. табл. 32-34). Из вышеизложенного ясно, что образуются они при дезинтеграции расплавом глубинных включений пород до размера отдельных кристаллов.

Термометрическая характеристика. В породах семейтауской серии широко распространены стекловатые и частично раскристаллизованные включения в кварце, изредка встречаются включения в полевом шпате. Прогривы проводились А.Э. Изохом и О.Н. Косухиным только по первичным рас-

тауской серии, вес. %

20/6				17/16		
Слой 1		Слой 2		Слой 1		
Анорт	Шп	Шп	Шп	Кпи	Ол	Шп
63,47				50,67	34,10	
0,07	0,18	0,91	0,52	0,51	0,04	0,38
19,41	61,71	39,20	36,85	0,78		56,99
0,02	0,20	15,22	22,17	0,15	0,11	3,04
0,04	28,62	37,17	33,42	17,89	43,68	28,49
	9,26	5,37	5,30	0,49	1,12	9,63
0,66				10,03	21,59	
4,85				18,70	0,07	
12,05				0,23		
				0,01	0,03	
100,57	99,97	97,87	98,26	99,46	100,74	98,53
	0,62	0,79	0,78	0,50	0,53	0,62

роговая обманка + биотит; 17/12 - плагиоклаз + анортоклаз + клинопироксенолин + ортопироксен; 20/4 - плагиоклаз + шпинель + биотит; 20/6 - слой 1 - плагиоклаз + анортоклаз + шпинель + клинопироксен + оливин, биотит + плагиоклаз; 17/9а - анортоклаз + шпинель + ортопироксен; 17/4-

плавным включениям, методика диагностики которых описана И.Т. Бакуменко (1965, 1967, 1970).

Первичные расплавные включения в кварце характеризуются правильными четырех- или шестиугольными формами с обязательным присутствием газового пузыря. Мелкие включения имеют более округлую форму. Распределение включений в пределах вкрапленников незакономерное, что отличает первичные включения от вторичных, располагающихся, как правило, по трещинам. В эффузивных породах преобладают стекловатые включения ($Ac > \Gamma$); количество кристаллической фазы резко увеличивается только в разгерметизированных включениях. Для субвулканических пород количество кристаллической фазы значительно больше. Здесь присутствуют, как правило, частично раскристаллизованные включения ($Ac + Kp > \Gamma$). Следует отметить, что количество кристаллической фазы сильно варьирует даже в пределах одного вкрапленника и сильно зависит от размера включения (чем больше включение, тем больше кристаллическая фаза). В небольших включениях кристаллическая фаза нередко совсем отсутствует. Соотношения газовой и стекловато-кристаллической фаз остаются постоянными для всех включений из одного вкрапленника. Различные типы включений показаны на рис. 51. Кристаллическая фаза образует столбчатые или лучистые агрегаты, размещающиеся в стекле или обрастающие газовый пузырь. Цвет кри-

Окисел	Слой 2		21/1		17/9a		17/4
	Шп		Анорт	Шп	Анорт	Шп	Шп
SiO ₂			61,80		64,44		
TiO ₂	0,32	0,33	0,03	0,24		0,35	
Al ₂ O ₃	61,43	60,02	22,73	60,22	19,65	58,51	65,51
Cr ₂ O ₃	0,07	0,81		0,16		1,93	0,10
FeO	26,55	26,99	0,26	28,47	0,14	27,42	17,94
MnO							
MgO	11,03	10,49		11,25		10,03	16,21
CaO			3,88		1,57		
Na ₂ O			8,16		5,18		
K ₂ O			2,76		7,92		
Сумма...	99,40	98,64	99,62	100,34	98,90	98,24	99,76
Fe/Fe+Mg	0,57	0,59		0,59		0,61	0,38

галлитов зеленоватый, по всей видимости это амфибол. Стекло имеет буроватую окраску, но иногда бесцветно.

Полученные температуры гомогенизации приведены в табл. 37. Магматические породы вулканического ритма характеризуются более высокими температурами, нежели соответствующие породы 2-го ритма. Так, температуры гомогенизации расплавных включений в трахитах 1-го ритма 1030–1090^o, в кислых породах 1050–1100^o, тогда как для граносиенитов 2-го ритма – 960–1100^o, а для кислых пород – 850–860^o.

Важно отметить, что в плагиоклазе из габбровых ксенолитов в монцонитах были обнаружены и прогреты мелкие расплавные включения. Сам факт присутствия таких включений уже свидетельствует о магматической природе данных ксенолитов. Контактное воздействие расплава с ксеногенным минералом в этом случае играет незначительную роль, так как последний был изолированным за счет обрастания олигоклазом. Включения же присутствуют не в зоне контакта олигоклаза с основным плагиоклазом, а в пределах последнего. Кроме того, установлены мелкие включения в апатите, широко распространенном в габбровых ксенолитах. Температуры гомогенизации этих включений значительно выше, нежели в других породах (в плагиоклазе 1180–1200^o, а в апатите 1380–1400^o). Эти цифры, особенно последняя, вероятно, завышены. Однако более важно установление не абсолютных значений температур гомогенизации, а природы этих включений. Первичная их природа предполагает возможность явлений смешения различных магм в процессе развития вулканической структуры, вторичная – реститовую природу габбро-анортозитов и подплавление их под влиянием монцонитового расплава. Для решения этого вопроса, как решения проблемы синтексиса вообще, требуются дополнительные исследования. Присутствие в составе глубинных включений не только габбро-анортозитов, но и их шпинелевых разновидностей, резкие различия в химическом составе включений и базальтов семействауской серии

Таблица 36

Химический состав глубинных включений, вес. %

Окисел	Габбро-анортозиты и анортозиты			Калишпатизированные габбро-анортозиты и анортозиты			Анортоклазиты		
	20/5	19/1	17/11	17/4	17/16а	21/1	20/6	17/2	17/9а
SiO ₂	52,52	51,26	53,94	51,12	54,26	47,58	55,36	56,32	56,28
TiO ₂	1,03	0,98	1,10	1,28	0,94	1,48	0,90	1,10	0,91
Al ₂ O ₃	17,14	17,77	19,81	25,11	20,66	24,84	23,40	19,50	19,02
Fe ₂ O ₃	4,15	2,96	2,71	3,0	3,28	2,64	0,90	4,30	2,46
FeO	6,10	4,38	4,02	2,73	3,95	7,46	3,30	1,86	4,59
MgO	3,20	2,79	2,29	2,46	3,36	3,28	2,13	1,80	3,20
MnO	0,20	0,24	0,14	0,09	0,13	0,14	0,10	0,06	0,12
CaO	6,99	10,08	5,73	3,89	2,63	3,09	1,14	2,18	2,29
Na ₂ O	4,85	3,72	5,23	5,01	4,85	4,90	2,58	4,74	5,39
K ₂ O	1,29	1,44	1,44	3,26	3,38	2,37	8,30	4,70	4,22
P ₂ O ₅	0,15	-	-	0,20	0,14	-	0,07	0,16	0,17
H ₂ O ⁻	1,80	0,84	1,60	0,46	0,82	0,49	0,25	0,46	0,78
Ппп	1,14	3,06	1,64	1,84	0,78	1,23	1,01	2,34	1,20
Сумма...	100,56	99,52	99,62	100,45	99,18	99,50	99,44	99,52	100,58
	0,64	0,59	0,62	0,57	0,54	0,63	0,53	0,64	0,51

Примечание. 19/1, 17/11 - плагиоклаз+клинопироксен+роговая обманка; 17/2 - анортоклаз+шпинель+биотит, 17/16 - плагиоклаз+анортозит+шпинель+клинопироксен+биотит. Минеральный состав остальных образцов см. в табл. 35.

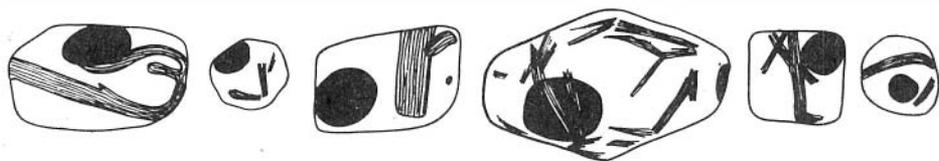


Рис. 51. Морфология расплавных включений в кварце из липаритов вулканического ритма.

Залитое поле – газовая фаза, заштрихованное – кристаллическая фаза, чистое поле – стекло.

и явления коронарного плавления порфировых вкрапленников кварца в ксенолитах кварцевых порфиров, наблюдавшиеся нами на горе Кыз-Емчек, позволяют интерпретировать пока включения габбро и габбро-анортозитов как рестины субстрата.

Петрохимическая характеристика основывается на 255 силикатных анализах, приведенных в табл. 38. Петрохимические статистики приведены в табл. 39.

Эффузивные породы вулканического ритма разделяются по методике А.Ф. Белоусова (1976) на три породные группы, соотношение которых, оцененное по выходам на дневную поверхность, составляет: базитовая – 5%, щелочносалическая – 5%, кислая – 90%.

Таблица 37

Температуры гомогенизации расплавных включений в породах семейтауской серии

№ обр.	t° гомогенизации	Порода
805-1	970-1050	Игнимбрит
805-1 (a-r)**	990-1080	"
805-3**	1100	"
825-4*	1100-1170	Витрофир
807-1	940-1090	Липарит
806-1	1030-1090	Кварцевый трахит
806-1*	1045-1070	" "
806-4	960-1000	Кварцевый порфир
806-6	980-1030	" "
809-1a	1180-1200	Монцит
809-1б	1380-1400	"
810-3	1000-1100	Граносиенит
814-1	850-860	Гранит-порфир

Примечание. Определения температур гомогенизации проведены в лаборатории минералогии ИГиГ СО АН СССР О.Н. Косухиным. Во всех пробах определение температур велось по кварцу, кроме пробы 809/1 (а – плагиоклаз, б – апатит). Звездочкой отмечены прогревы А.Э. Изоха.

Таблица 38

Химический состав магматических пород семейтауской вулканоплутонической серии, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Ппп	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<u>Гиалобазальты</u>														
1	107-1	55,30	1,80	13,20	6,27	5,70	0,19	3,50	5,85	2,87	2,33	2,66	-	99,67
2	905-1	52,62	2,28	14,64	5,76	5,60	0,21	3,50	7,15	3,02	2,30	1,55	0,57	99,20
3	904-1	51,92	2,08	14,40	4,86	7,25	0,19	3,18	8,22	2,80	2,20	0,64	0,32	98,06
4	312-4	52,45	1,96	14,16	5,43	6,96	0,22	3,05	7,01	3,49	2,34	2,61	0,75	100,43
5	273-1	52,30	1,90	14,26	6,66	6,25	0,22	3,27	6,74	3,38	2,67	1,65	0,75	100,05
6	25-1	52,62	2,14	15,49	9,36	2,08	0,17	3,28	3,85	2,85	2,73	4,38	0,72	99,67
7	25-2	52,94	2,00	14,40	6,82	4,95	0,18	4,42	6,12	2,69	2,35	2,36	0,67	99,90
8	25-3	52,84	2,00	14,04	8,32	3,30	0,19	3,93	6,12	2,74	2,30	2,96	0,72	99,46
9	25-4	55,08	2,14	15,79	9,18	1,65	0,09	3,11	2,27	3,12	2,49	3,82	0,72	99,46
10	25-5	51,88	1,96	14,98	9,11	2,01	0,17	2,78	5,44	2,69	1,92	5,86	0,61	99,41
11	25-6	52,92	1,55	14,92	6,50	5,31	0,20	3,52	6,53	2,85	2,59	2,72	0,59	100,20
12	25-7	54,62	1,50	15,56	9,49	1,58	0,17	2,79	4,24	2,69	2,11	4,50	0,67	99,92
13	25-8	54,13	1,89	16,00	9,01	1,85	0,19	3,18	4,11	2,79	1,96	4,86	0,67	100,64
14	25-9	52,44	1,65	14,71	7,85	4,09	0,22	3,28	6,99	2,53	2,40	3,24	0,64	100,04
15	25-10	54,00	1,55	14,92	9,13	2,94	0,14	2,79	5,16	2,64	2,45	3,48	0,68	99,88
16	25-11	52,34	1,85	14,58	7,63	5,17	0,21	3,69	6,64	2,96	2,16	2,68	0,68	100,59
17	25-12	51,98	1,90	14,39	8,65	3,37	0,25	3,44	6,76	2,75	2,40	3,18	1,37	100,44
18	25-13	52,54	1,90	14,55	8,57	3,59	0,23	3,93	6,19	2,53	2,40	3,04	0,65	100,12
19	25-14	52,50	1,65	14,55	8,81	3,23	0,15	3,28	6,64	2,59	2,40	3,64	0,64	100,08
20	25-15	49,50	1,85	14,42	9,35	2,44	0,29	3,28	6,53	2,32	2,93	6,84	0,86	100,61
21	25-16	53,12	1,85	15,19	7,14	5,02	0,18	3,19	6,42	2,69	2,49	2,60	0,65	100,54
22	25-17	54,70	1,90	15,31	8,87	2,58	0,16	2,46	4,93	2,96	2,30	3,80	0,66	100,63
<u>Трахиты и кварцевые трахиты</u>														
23	108-5	66,50	0,50	13,70	3,59	2,22	0,14	0,35	1,85	4,13	5,25	1,34	-	99,57
24	11137	63,14	0,81	14,41	4,31	0,87	-	0,65	2,60	4,60	3,77	5,16	-	100,32

Продолжение табл. 38

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
25	15070	63,04	0,60	14,68	7,58	1,25	0,15	0,27	0,84	4,28	5,68	1,88	0,14	100,39
26	15054	60,56	0,06	16,42	4,79	2,69	0,15	0,65	2,87	3,32	5,08	3,28	0,19	100,06
27	15008	59,80	0,75	16,53	2,79	5,56	0,17	1,21	3,90	3,97	3,95	0,92	0,30	99,85
28	906-3	62,42	0,85	14,90	3,50	3,66	0,18	1,59	3,11	3,61	4,60	0,52	0,19	99,13
29	1771	63,44	0,84	16,68	3,49	0,63	0,04	0,49	2,66	2,85	4,98	3,80	0,25	100,15
30	627	60,16	0,80	14,62	5,63	1,15	-	0,58	3,32	4,09	4,24	4,92	-	99,51
31	626	62,19	0,66	16,01	4,80	0,98	-	0,52	2,67	3,67	4,59	4,40	-	100,49
32	108-4	67,00	0,47	14,70	2,67	2,15	0,12	0,22	1,47	4,44	5,52	0,64	-	99,40
<u>Липариты, игнимбриты, витрофиры и лавобрекчин кислого состава</u>														
33	0-2	73,22	0,24	14,82	0,69	1,34	0,01	0,09	0,35	3,73	5,01	0,52	0,10	100,12
34	25102	77,00	0,10	12,27	0,79	1,79	0,02	0,28	0,42	2,55	4,45	0,52	0,03	100,22
35	25416	71,92	0,16	14,05	1,79	2,06	0,08	0,23	0,49	1,67	6,37	1,16	0,06	100,04
36	2334	72,28	0,84	15,11	0,30	0,36	-	0,21	0,21	0,33	7,22	2,80	0,19	99,85
37	25397	73,32	0,12	11,95	0,29	3,68	0,03	0,59	1,15	2,32	4,88	1,56	0,03	99,92
38	25559	75,08	0,14	12,91	0,99	2,51	0,02	0,27	0,45	1,54	5,23	0,92	0,03	100,09
39	25958	71,78	0,16	11,64	0,79	5,74	0,03	1,26	1,22	1,23	5,27	0,84	0,02	99,98
40	15062б	71,90	0,08	12,14	2,59	0,36	0,01	0,32	0,77	1,18	5,56	4,80	0,02	99,73
41	15062г	72,10	0,08	12,14	1,89	0,18	0,01	0,16	0,84	0,86	6,08	5,40	0,10	99,84
42	2735	73,12	0,14	11,96	1,59	1,25	0,03	0,12	0,84	4,15	3,13	3,76	0,03	100,12
43	15501	70,81	0,13	12,96	0,59	2,87	-	0,23	0,70	3,56	3,48	4,24	0,03	99,60
44	15523	73,34	0,12	12,10	1,29	1,79	-	0,20	0,80	3,27	3,67	2,72	0,01	99,31
45	1849а	78,22	0,12	11,14	0,89	0,63	-	0,05	0,07	1,23	6,60	0,96	0,02	99,93
46	15062а	76,92	0,08	12,27	1,39	0,53	0,01	0,12	0,10	1,85	5,97	1,40	0,02	100,66
47	15520	76,12	0,10	12,33	1,00	1,08	0,01	0,20	0,20	1,69	5,38	1,10	0,01	99,22
48	2160	76,85	0,15	12,91	0,98	0,51	-	0,54	0,50	2,14	3,98	0,91	0,01	99,48
49	15062ж	76,10	0,10	13,02	1,39	0,36	0,01	0,45	0,42	2,46	5,18	0,92	0,02	100,43
50	821-3	76,74	0,22	10,90	0,16	0,78	-	0,64	0,45	1,13	7,86	0,28	0,03	99,19
51	827-1	76,14	0,19	12,00	0,01	0,71	0,01	0,64	0,67	2,80	6,04	0,42	-	99,63
52	825-6	74,82	0,31	12,00	0,87	1,20	0,02	0,64	0,67	2,40	5,76	0,76	0,08	99,53

53	806-4	75,74	0,14	12,40	0,38	0,57	-	0,80	1,12	2,91	5,56	0,39	0,07	100,08
54	805-1	76,04	0,19	11,80	0,46	0,50	-	1,28	0,67	2,74	5,66	0,20	0,01	99,55
55	22676	75,92	0,15	12,29	1,19	0,53	0,05	0,24	0,77	2,28	4,65	1,84	0,01	99,92
56	2272	76,18	0,22	13,36	0,89	0,63	-	0,21	0,70	1,92	5,04	1,32	-	100,47
57	15005	74,94	0,11	12,81	0,59	1,43	0,04	0,14	0,80	3,11	4,69	1,20	-	99,86
58	2038	76,64	0,20	13,23	0,69	0,36	0,05	0,18	1,49	1,91	4,72	1,48	0,02	99,97
59	15202	73,64	0,15	13,49	1,59	1,43	0,01	0,18	0,84	2,86	4,86	1,04	0,08	100,17
60	0-1	73,22	0,23	14,78	0,59	1,43	0,01	0,07	0,14	3,85	4,89	-	-	99,21
61	63	75,72	0,24	12,21	0,58	1,72	0,01	0,18	0,30	3,12	5,24	0,38	0,01	99,71
62	25103	75,82	0,16	13,40	1,39	1,16	0,03	0,10	0,07	1,09	5,51	1,72	0,06	100,51
63	2329	79,36	0,13	11,84	-	0,53	-	0,18	0,21	0,88	6,46	0,50	-	100,09
64	1844	79,24	0,15	11,30	0,30	0,63	0,01	0,18	0,14	1,20	6,29	0,52	0,02	99,98
65	25273	73,24	0,15	13,91	0,10	3,50	0,02	0,12	0,42	1,24	5,76	1,08	0,02	99,56
66	25545	73,06	0,19	12,86	0,10	5,20	0,04	0,28	0,38	1,15	5,93	0,80	0,02	100,01
67	25571	74,32	0,16	11,17	0,99	4,31	0,06	0,34	1,61	1,67	5,01	0,60	0,01	100,25
68	2891	70,88	0,18	11,23	0,39	6,10	0,02	0,23	1,08	2,51	4,51	1,92	0,10	99,15
69	15062B	74,36	0,09	11,55	2,19	0,53	0,01	0,50	0,35	1,38	6,30	1,92	0,03	99,21
70	25557	71,64	0,17	12,12	1,19	1,88	0,03	0,23	0,66	3,49	3,48	4,92	0,01	99,82
71	2894	71,36	0,13	12,76	0,59	4,04	0,05	0,19	0,84	3,47	3,86	2,44	0,03	99,76
72	15518	74,00	0,12	12,99	1,29	1,09	-	0,15	0,20	2,94	3,84	3,12	0,01	99,75
73	25562	72,58	0,15	12,59	0,79	2,42	0,02	0,09	0,42	2,92	4,58	3,44	0,03	100,03
74	15021	73,22	0,11	13,51	1,39	0,35	0,02	0,27	2,10	3,40	4,75	0,76	0,02	99,90
75	15056	75,33	0,09	12,94	1,99	0,53	0,02	0,14	0,54	3,04	5,04	0,48	0,03	100,17
76	15123	74,18	0,11	13,27	1,79	1,61	0,02	0,32	0,84	2,96	4,65	0,36	0,10	100,21

Монциты

77	61	62,00	0,78	14,36	3,37	3,59	0,17	1,18	3,60	4,28	5,07	0,95	0,09	99,44
78	1258	61,25	1,30	15,30	3,85	3,82	0,15	1,26	3,38	4,02	4,48	1,20	0,21	100,22
79	2852	62,97	0,70	15,31	3,20	3,20	0,16	0,81	2,96	4,08	5,00	1,42	0,20	100,01
80	2859	61,70	0,75	15,28	3,85	3,35	0,18	1,05	3,30	3,88	4,62	1,80	0,23	99,99
81	2988	61,95	0,88	14,95	3,94	4,18	0,22	0,72	3,27	3,73	3,65	2,64	0,22	100,35
82	2999	60,94	0,97	15,46	4,25	4,80	0,19	1,63	3,66	3,71	3,13	1,32	0,29	100,35
83	3022	61,61	0,94	15,66	4,35	4,08	0,19	1,20	3,17	4,25	3,50	1,04	0,24	100,23

Продолжение табл. 38

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
84	2879	62,94	0,80	15,68	4,89	2,60	0,24	0,85	2,70	3,48	4,73	1,26	0,17	100,34
85	819-4	57,40	1,62	15,30	2,99	6,17	0,18	2,57	4,48	2,85	3,84	0,60	0,40	98,40
86	816-1	58,70	1,28	15,50	2,28	4,66	0,18	2,57	4,70	3,15	3,74	1,38	0,28	98,42
87	815-1	59,62	1,30	15,10	2,38	4,88	0,21	2,57	4,25	3,15	3,84	0,31	0,90	98,51
88	813-1	60,20	1,08	15,60	2,46	4,81	0,18	1,77	4,03	3,39	4,00	1,22	0,24	98,98
89	809-2	58,04	1,39	15,40	2,69	5,52	0,16	2,25	5,15	3,39	3,55	0,47	0,32	98,33
90	П 104	60,73	1,18	16,04	7,98	-	-	0,74	3,07	4,27	4,37	0,98	-	99,36
91	15161	63,50	0,80	15,59	3,99	1,79	0,06	0,20	2,87	3,66	5,22	1,98	0,19	99,85
92	25351	63,64	0,58	15,42	3,79	3,31	0,05	0,32	2,45	3,54	4,78	0,80	0,10	98,78
93	15054	63,60	0,06	17,55	4,59	0,71	0,11	0,34	1,61	4,25	5,31	1,76	0,18	100,07
94	15067	62,92	0,63	17,04	4,59	1,43	0,17	0,45	1,40	3,85	5,48	1,84	0,14	99,94
95	15054б	60,40	0,08	15,81	4,79	3,05	0,17	1,39	3,15	3,66	4,87	1,16	0,30	98,83
96	15011	61,72	0,47	16,58	4,39	2,87	0,11	0,47	2,85	4,28	4,62	1,36	0,18	99,90
97	П 103	59,72	1,17	15,56	8,77	-	-	1,36	3,67	4,68	3,87	0,96	-	99,76
98	П 101	60,21	1,18	15,12	9,10	-	-	1,25	2,73	4,39	4,25	1,08	-	99,31
99	П 100	60,10	1,27	14,16	8,37	-	-	1,70	2,87	4,20	4,00	2,10	-	98,77
100	15147	59,12	1,20	14,68	3,99	5,02	0,14	0,68	3,71	3,16	4,78	2,99	0,57	100,04
101	10142	63,14	0,60	16,20	3,19	3,95	0,16	0,34	2,27	3,92	4,43	1,64	0,10	99,94
102	10129	57,12	1,10	16,45	2,79	7,18	0,23	1,21	3,32	4,37	2,59	2,80	0,45	99,61
103	10126	58,68	1,05	15,37	2,09	7,36	0,17	1,33	3,71	3,74	2,74	2,52	0,86	99,62
104	25158	59,62	1,20	15,27	2,99	5,38	0,13	1,24	3,39	3,64	3,64	2,30	0,63	99,43
105	15138a	61,34	0,97	15,49	4,79	2,69	0,14	0,79	2,45	4,54	4,48	1,56	0,32	99,56
106	15134a	62,82	0,96	16,11	5,18	1,43	0,19	0,48	2,48	4,22	4,79	0,84	0,34	99,84
107	15143r	59,16	1,15	16,35	5,58	3,34	0,13	0,92	3,32	5,42	4,12	0,44	0,45	100,38
108	15233	61,62	1,15	16,00	5,78	1,79	0,13	0,54	2,41	4,32	4,19	1,68	0,25	99,86
109	15228	60,90	0,90	16,68	4,89	2,87	0,16	0,92	2,69	3,99	4,22	1,42	0,20	99,84
110	15120a	60,42	0,95	15,91	5,78	2,15	0,19	0,76	3,78	4,37	4,39	1,12	0,32	100,14
111	15230	60,04	1,27	17,16	3,69	3,22	0,17	0,90	3,95	3,57	3,36	2,26	0,19	99,78
112	15143a	58,48	1,25	15,82	4,79	4,49	0,14	1,19	3,64	4,65	3,89	0,64	0,51	99,49
113	15285	59,48	1,20	16,28	5,28	3,80	0,23	0,96	2,41	3,73	4,23	2,32	0,25	100,17

114	15142В	61,02	0,90	15,51	4,19	3,23	0,14	0,76	3,25	3,92	4,60	1,08	0,43	99,03
115	15143	58,34	1,25	16,16	4,39	4,49	0,08	1,26	4,27	4,14	3,60	1,36	0,43	99,77
116	15143В	58,38	1,00	15,81	5,08	4,18	0,14	1,39	4,27	3,95	3,64	1,76	0,34	99,94
117	15227	60,26	0,95	16,55	4,59	3,05	0,16	1,90	3,60	3,80	3,61	2,00	0,20	100,67
118	15025	57,90	1,13	17,04	6,78	3,23	0,20	0,65	3,11	4,39	3,45	1,48	0,52	99,88
119	15232	58,60	1,30	16,05	3,79	4,85	0,26	1,97	2,50	4,23	2,07	2,86	0,45	98,93
120	302-4	63,70	0,69	14,54	4,52	2,40	0,10	0,62	2,50	4,08	5,68	1,42	0,27	100,52
121	3067	58,98	1,19	14,90	3,11	7,29	0,17	1,29	4,49	4,34	3,02	1,00	0,44	100,22

Сиенит – порфиры и граносиенит–порфиры

122	111-1	66,00	1,00	15,40	2,36	1,33	0,12	0,67	1,45	5,00	5,43	1,12	0,01	99,89
123	3018	67,27	0,53	15,99	4,15	0,13	0,24	0,38	1,25	3,86	4,62	1,54	0,08	100,04
124	2949	70,68	0,37	13,82	2,79	0,89	0,03	0,40	0,93	3,40	4,90	1,74	0,12	100,07
125	1321	65,04	0,75	16,28	2,95	1,84	0,13	0,89	1,09	4,50	5,63	1,18	0,14	100,42
126	2758	69,98	0,38	14,31	1,90	2,51	0,12	0,30	1,14	3,72	5,10	1,08	0,11	100,65
127	2769	69,82	0,75	13,52	1,75	2,83	0,07	0,30	1,30	3,72	5,23	0,96	0,10	100,35
128	2796	70,26	0,40	13,82	2,00	2,30	0,10	0,75	0,65	3,70	5,43	0,48	0,10	99,99
129	2760	69,01	0,60	13,90	2,60	2,69	0,15	0,40	1,06	3,72	5,29	1,14	0,15	100,71
130	2894	69,50	0,45	14,11	3,29	0,44	0,10	0,37	1,35	3,92	5,06	1,20	0,22	100,01
131	2900	68,66	0,57	16,36	1,94	0,76	0,07	0,22	1,35	3,75	5,26	1,10	0,10	100,14
132	62	70,80	0,45	14,55	0,99	1,63	0,03	0,33	1,44	3,40	5,08	1,08	-	99,45
133	811-2	65,26	0,80	16,30	1,55	1,36	0,14	1,28	0,89	3,88	6,34	0,72	0,21	98,73
134	74	66,97	0,90	15,54	2,26	1,53	-	0,62	0,50	4,40	6,20	0,70	-	99,62
135	76	69,92	0,40	14,75	1,65	1,48	0,03	0,47	1,04	3,45	5,40	0,85	-	99,44
136	78	70,98	0,56	13,67	1,28	1,44	0,01	0,33	0,56	4,50	5,36	0,96	-	99,65
137	109	69,50	0,47	13,10	3,95	-	0,06	0,25	1,52	3,40	5,30	2,10	0,01	99,66
138	109-1	67,51	0,53	14,75	2,33	1,41	0,10	0,37	1,51	3,44	5,68	2,08	0,01	99,72
139	П 114	66,06	0,46	16,25	4,79	-	-	0,51	1,50	4,16	5,40	0,78	0,01	99,92
140	П 113	67,26	0,45	14,18	4,07	-	-	0,63	1,55	4,23	5,53	2,00	-	99,90
141	15139	69,18	0,42	15,17	2,79	0,89	0,04	0,16	0,94	2,78	5,96	0,84	0,09	99,26
142	П 111	68,70	0,45	14,16	4,39	-	-	0,41	0,90	3,43	5,95	1,22	-	99,61
143	П 112	68,06	0,33	14,88	2,59	-	-	0,45	2,00	3,27	5,16	2,64	-	99,38

Продолжение табл. 38

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
144	15140	68,42	0,36	15,77	2,59	1,43	0,05	0,20	0,91	4,14	5,19	1,20	0,10	100,36
145	П 110	65,02	0,90	14,32	6,58	-	-	0,51	1,45	4,19	4,83	1,52	-	99,32
146	П 109	65,02	0,45	14,77	6,78	-	-	0,71	1,50	3,09	5,85	1,80	-	99,97
147	П 108	66,66	0,65	14,12	5,18	-	-	0,92	1,10	3,22	6,01	1,48	-	99,34
148	П 105	65,12	0,84	14,08	6,78	-	-	0,56	1,25	3,96	5,09	1,44	-	99,12
149	15138	66,54	0,45	14,58	4,19	1,61	0,07	0,48	1,40	4,39	5,16	1,24	0,10	100,21
150	15240	70,02	0,69	14,89	2,99	0,53	0,01	0,18	1,61	2,10	5,37	1,24	0,09	99,72
151	2330	70,96	0,69	14,23	2,69	0,45	0,02	0,18	1,40	1,56	6,09	1,68	0,04	99,99
152	1018	68,50	0,30	15,15	1,69	3,41	0,13	0,14	0,21	4,36	4,95	1,08	0,12	100,04
153	1033	70,10	0,33	14,00	1,43	2,96	0,10	0,48	0,21	4,23	4,98	1,12	0,12	100,06
154	10267	67,22	0,66	17,16	1,59	1,79	0,01	0,07	0,23	4,07	6,19	1,14	0,09	100,22
155	10270	65,38	0,70	17,33	2,59	2,51	0,09	0,32	0,31	4,73	5,38	0,52	0,18	100,04
156	15170	68,56	0,48	14,59	2,59	2,33	0,03	0,23	0,49	3,24	5,44	1,56	0,08	99,62
157	1191	65,20	0,85	16,23	4,09	1,34	0,05	0,74	0,66	3,52	4,93	1,48	0,14	99,23
158	15171	70,60	0,32	13,62	1,69	1,97	0,08	0,56	0,66	4,89	5,46	0,60	0,02	100,47
159	6 №	70,60	0,50	13,45	4,26	1,21	0,07	0,56	1,46	2,68	2,94	1,16	0,10	98,99
160	2293	66,12	0,66	17,14	3,79	1,16	0,01	0,10	0,70	3,55	5,82	1,08	0,02	100,15
161	15009	65,52	0,34	17,18	4,59	0,89	0,02	0,19	0,65	4,42	5,55	1,12	0,07	100,54
162	15018	69,26	0,44	15,21	2,43	0,51	0,02	0,34	0,89	3,70	5,88	1,16	0,05	99,89
163	310-2	70,54	0,38	14,24	1,73	1,18	0,10	0,30	0,79	3,90	5,52	0,74	0,12	99,54
164	15132	66,62	0,33	15,36	4,59	1,07	0,05	0,48	1,50	4,05	5,26	0,92	0,10	100,33
165	15087	67,50	0,40	14,76	3,59	0,72	0,02	0,37	1,19	3,43	5,86	1,64	0,11	99,59
166	1046	70,46	0,31	13,92	1,99	2,60	0,08	0,10	0,63	3,83	5,05	0,88	0,10	99,95
167	1848	66,88	0,76	15,65	4,19	0,72	0,03	0,29	1,54	1,73	5,57	2,56	0,05	99,97
168	15145	64,40	0,70	15,05	4,99	1,43	0,11	0,27	1,15	4,14	4,98	2,04	0,22	99,48
169	15135a	66,88	0,50	15,21	2,79	2,15	0,08	0,30	1,57	4,21	4,59	1,08	-	99,36
170	П 106	64,58	1,00	14,22	6,98	-	-	0,58	1,35	4,42	4,46	1,64	-	99,23
171	П 107	64,28	1,00	14,72	6,98	-	-	0,61	1,50	3,95	5,11	1,70	-	99,85
172	П 116	65,04	0,64	14,37	5,99	-	-	1,25	1,80	3,20	4,55	2,44	-	99,28

173	811-1	65,50	0,75	15,90	2,34	0,64	0,24	1,12	0,67	3,93	6,90	0,59	0,14	98,72
174	818-1	67,08	0,48	16,20	3,51	0,50	0,16	0,80	0,45	3,77	6,34	1,02	0,06	100,37
175	830-2	68,44	0,50	14,50	1,59	1,01	0,06	0,72	1,34	3,88	5,47	1,54	0,10	99,15
176	15023	66,86	0,41	14,79	3,99	1,07	0,08	0,28	1,85	2,84	5,64	1,24	0,06	99,11
177	15139	69,18	0,42	15,17	2,79	0,89	0,04	0,16	0,94	2,78	5,96	0,84	0,09	99,26
178	2883	67,71	0,57	15,28	3,94	0,40	0,15	0,40	1,35	3,76	5,33	1,40	0,10	100,39
179	2883a	69,20	0,50	15,80	0,75	1,84	0,06	0,30	1,14	4,52	6,00	0,38	0,10	100,59
180	2826	65,63	0,35	16,09	2,35	3,10	0,18	0,41	1,72	4,00	5,08	0,96	0,22	100,09
181	15164	69,50	0,40	12,60	2,79	2,33	0,07	0,47	1,29	3,45	5,52	2,01	0,11	100,54
182	15133	64,40	0,45	15,52	3,79	3,41	0,12	0,38	2,06	4,38	5,16	0,52	0,11	100,30
183	2830	64,45	0,56	16,39	0,56	4,44	0,12	0,96	1,70	4,45	5,02	0,78	0,22	99,65
184	2800	64,64	0,53	15,00	3,64	3,55	0,12	0,22	2,13	4,00	5,27	0,84	0,10	100,04
185	2772	64,44	2,00	16,19	2,00	2,42	0,15	0,37	2,03	4,50	5,23	0,64	0,13	100,10
186	2813	70,42	0,44	14,21	1,45	2,49	0,05	0,57	1,20	3,73	4,75	1,00	0,13	100,44
187	25203	68,26	0,36	15,15	2,19	2,69	0,09	0,27	0,66	3,03	5,98	1,26	0,11	100,05
188	2837	68,70	0,44	14,21	3,45	2,28	0,11	0,37	1,46	3,70	5,05	1,04	0,13	100,94
189	15142	66,18	0,60	15,83	3,79	1,07	0,08	0,41	1,29	4,88	5,10	0,60	0,13	99,96
190	15134	67,00	0,35	15,79	3,19	2,33	0,07	0,88	1,29	4,36	4,56	0,52	0,07	100,41
191	151385	66,38	0,55	15,26	1,89	2,42	0,07	0,43	1,08	2,73	7,46	1,08	-	99,35

Гранит-порфиры и диориты 2-го ритма

192	817-1	74,44	0,20	12,70	0,58	1,00	-	0,96	0,89	2,64	5,84	0,31	0,04	99,60
193	807-6	75,00	0,15	12,10	0,40	0,86	0,01	0,32	0,67	2,16	8,04	0,37	0,01	100,09
194	15072д	72,98	0,21	13,09	1,79	1,44	0,01	0,40	0,94	2,56	5,30	1,40	0,06	100,18
195	15081в	74,98	0,12	11,97	1,55	0,58	0,02	0,36	1,31	2,66	5,19	1,16	0,06	99,96
196	15081г	72,24	0,17	11,18	1,00	0,36	0,03	0,32	2,66	2,44	5,33	2,08	0,06	97,87
197	15086	69,86	0,30	16,30	1,95	0,58	0,08	0,36	0,87	1,95	6,19	1,12	0,09	99,65
198	15075	76,12	0,12	12,77	0,71	0,43	0,02	0,41	0,55	2,76	5,18	0,38	0,05	99,50
199	15148	74,40	0,18	12,20	0,59	2,51	0,02	0,23	0,56	2,56	4,81	1,16	0,20	99,42
200	15152	72,86	0,25	12,37	1,79	2,15	0,05	0,23	0,52	2,79	5,03	1,40	0,19	99,63
201	15073	69,90	0,35	13,39	1,84	1,52	0,01	0,60	0,66	3,79	5,67	1,72	0,09	99,54
202	15168	71,52	0,26	13,30	1,79	2,33	0,05	0,27	0,42	2,57	5,62	1,36	0,08	99,57
203	15174	73,64	0,18	13,28	0,99	2,87	0,02	0,18	0,66	2,35	5,65	0,12	0,06	100,00

Окончание табл. 38

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
204	15722	71,80	0,28	11,72	2,30	1,52	0,01	0,29	1,08	4,11	4,99	1,64	0,07	99,81
205	315-1	75,17	0,18	12,34	1,43	0,73	0,04	0,36	0,56	3,55	5,33	0,64	0,07	100,40
206	316-1	75,21	0,18	12,12	1,52	0,79	0,06	0,14	0,45	3,63	5,52	0,73	0,08	100,43
<u>Порфиroidные граниты</u>														
207	303-3	75,54	0,15	12,41	0,36	1,11	0,05	0,30	0,79	3,69	4,94	0,80	0,10	100,24
208	306-2	70,94	0,21	13,68	1,53	1,37	0,08	0,06	0,93	4,02	6,00	0,62	0,07	99,51
209	294-1	74,97	0,19	12,77	0,64	0,57	0,03	0,10	0,64	3,89	6,08	0,44	0,09	100,41
210	1029	70,50	0,10	14,50	2,05	2,05	0,07	0,41	1,15	4,02	5,10	0,86	0,10	100,91
211	1355	71,14	0,19	13,03	2,49	0,98	0,10	0,30	1,50	3,70	5,71	0,56	0,10	99,80
212	1966	72,80	0,18	13,72	1,59	1,79	0,02	0,30	0,42	4,05	4,61	0,52	-	100,00
213	1972	72,72	0,20	13,35	1,89	1,70	0,06	0,25	0,49	2,86	5,81	1,52	-	100,85
214	104-1	76,00	0,15	12,65	0,56	0,89	0,04	0,15	0,45	1,60	5,62	1,44	-	99,55
215	1351	75,00	0,08	12,91	0,80	0,71	0,01	0,14	1,05	3,45	5,33	0,24	0,10	99,81
216	1364	73,06	0,08	13,10	0,30	1,88	0,02	1,12	0,21	3,78	5,63	0,08	0,02	99,28
217	1817	74,22	0,08	12,66	0,40	2,42	0,03	0,32	0,84	3,42	5,13	0,24	0,01	99,77
218	1844	73,32	0,18	12,56	0,69	2,76	0,05	0,19	0,79	3,21	5,35	0,72	0,04	99,86
219	1923	74,42	0,08	12,48	0,59	2,78	0,04	0,18	0,79	3,38	4,98	0,16	0,03	99,91
220	1356	73,24	0,10	12,91	1,29	1,07	0,02	0,36	1,43	3,71	5,11	0,40	0,01	99,65
221	1362	73,08	0,10	13,78	1,09	0,80	0,01	0,25	0,94	3,85	5,44	0,36	0,02	99,72
222	1214	74,52	0,19	14,04	0,59	0,53	-	0,14	0,59	3,40	5,24	0,60	0,05	99,89
223	1217	75,20	0,12	13,19	0,99	0,36	0,01	0,14	0,56	3,75	5,32	0,28	0,05	99,97
224	1229	74,04	0,16	13,55	0,69	0,80	-	0,12	0,21	3,66	5,12	0,48	0,10	99,93
225	1263	76,30	0,13	12,66	0,29	0,98	-	0,12	0,77	3,12	4,90	0,64	0,04	99,95
226	1313	76,44	0,11	11,61	0,90	1,16	0,01	0,27	0,77	3,23	4,98	0,88	0,01	100,37

227	1235	74,84	0,08	12,59	0,89	1,34	0,02	0,32	0,49	4,09	4,90	0,36	0,08	100,00
228	1235a	75,20	0,10	12,24	0,89	1,52	0,03	0,16	0,49	3,97	5,10	0,20	0,02	99,92
229	1273	74,18	0,14	13,17	0,89	1,43	0,03	0,14	0,84	3,53	5,19	0,20	0,04	99,78
230	1940	74,20	0,17	12,77	1,69	1,34	-	0,09	0,51	3,02	5,31	0,76	0,03	99,89
231	1196	74,20	0,20	13,36	-	1,70	0,01	0,41	0,42	3,11	5,57	0,28	0,03	99,29
232	1841	73,06	0,34	12,73	1,09	0,80	-	0,21	0,54	3,19	5,28	2,72	0,04	100,00
233	1857	73,66	0,30	12,89	0,49	2,51	0,03	0,19	0,48	3,25	5,14	1,08	0,08	100,10
234	1884	70,08	0,54	11,92	4,29	1,34	0,03	0,13	0,48	2,27	4,79	3,64	0,08	99,59
235	1939	73,48	0,22	13,29	1,69	1,25	0,01	0,16	0,69	3,04	5,56	0,60	0,04	100,03
236	1941	75,02	0,25	12,69	0,29	1,43	0,01	0,09	1,36	2,77	5,22	0,20	0,03	99,36
237	1833	71,68	0,27	13,17	0,69	3,69	0,05	0,24	0,94	3,72	5,18	0,20	0,04	99,87
238	1887	71,56	0,27	13,03	0,39	4,40	0,08	0,09	0,79	3,59	5,31	0,36	0,03	99,90
239	1944	72,50	0,23	12,52	0,99	2,78	0,05	0,18	1,26	3,65	4,99	0,72	0,03	99,90
240	1810	70,18	0,35	13,88	1,39	2,24	0,01	0,19	0,91	3,00	5,59	1,80	0,03	99,57
241	1847	75,20	0,09	12,63	0,69	1,25	0,02	0,24	0,56	3,53	5,37	0,40	0,04	100,02

Диабазы

242	2963	46,62	2,62	13,72	8,49	4,67	0,25	2,63	8,11	3,04	0,88	8,18	1,08	100,29
243	2967	47,63	2,12	14,51	5,85	7,41	0,24	3,29	8,52	2,88	1,15	5,60	1,08	100,28
244	2996	51,87	1,88	15,00	2,20	10,15	0,27	4,25	7,44	4,32	0,85	1,50	0,82	100,55
245	3014	47,84	2,12	14,42	5,95	8,31	0,24	3,73	7,48	3,25	1,60	4,62	0,90	100,46
246	3862	52,91	1,75	17,07	8,56	0,71	0,67	3,87	3,71	3,05	1,52	6,40	-	100,22
247	3038	51,86	2,00	14,90	5,41	6,91	0,24	2,96	6,60	3,35	2,55	2,36	0,92	100,06
248	3861	50,11	2,00	14,64	5,76	5,20	0,16	4,81	8,10	3,63	1,49	4,14	-	100,04
249	2004	52,62	1,62	18,64	4,50	3,68	0,12	2,18	8,84	3,58	1,78	2,10	0,57	100,23
250	2041	49,20	2,00	15,89	7,49	3,05	0,18	3,26	6,66	3,48	1,72	7,06	0,53	100,52
251	1169a	51,40	1,10	17,93	3,39	8,80	0,17	1,81	5,42	4,23	3,42	1,04	0,41	99,12
252	15026	51,32	1,85	16,28	3,19	9,33	0,19	2,40	5,74	4,46	2,85	1,36	0,80	99,77
253	15081	52,70	1,66	14,45	2,38	8,64	0,05	4,56	7,14	3,69	1,52	1,94	0,72	99,45
254	308-1	54,97	1,30	14,80	4,24	5,06	0,24	1,91	5,40	3,46	3,47	4,00	0,67	99,52
255	307-3	51,44	0,88	14,93	3,25	5,56	0,16	5,43	7,60	2,55	1,26	6,85	0,38	100,29

Примечание. Авторы проб - А.Э.Изох (1,4,5,23,32,120,122,137,138,205-209,214,254,255), анализы выполнены в хим.лаб.ИГиГ СОАН СССР и НТГУ; П.В. Ермолов (2,3,6-22,28,50-54,85-89,133,173-175,192,193), анализы выполнены в хим.лаб. АО ИГН КазССР; С.С. Кузьмин (242-250); А.Н. Истомин (остальное).

Таблица 39

Химический состав (вес.%) и петрохимические характеристики пород семейтауской серии

	1	2	3	4	5	6	7	8
	<u>Вес. %</u>							
SiO ₂	<u>54,89</u> 1,61	<u>64,63</u> 2,34	<u>75,85</u> 1,81	<u>61,69</u> 1,76	<u>68,43</u> 2,13	<u>74,23</u> 1,66	<u>74,25</u> 1,62	<u>52,64</u> 2,59
TiO ₂	<u>1,95</u> 0,21	<u>0,65</u> 0,25	<u>0,17</u> 0,12	<u>1,01</u> 0,32	<u>0,63</u> 0,42	<u>0,22</u> 0,07	<u>0,18</u> 0,10	<u>1,92</u> 0,53
Al ₂ O ₃	<u>15,30</u> 0,80	<u>15,71</u> 1,12	<u>12,84</u> 0,98	<u>16,03</u> 0,75	<u>15,24</u> 1,06	<u>12,93</u> 1,15	<u>13,09</u> 0,59	<u>16,11</u> 1,38
Fe ₂ O ₃	<u>8,16</u> 1,58	<u>4,45</u> 1,53	<u>0,98</u> 0,63	<u>4,57</u> 1,67	<u>3,18</u> 1,55	<u>1,40</u> 0,59	<u>1,04</u> 0,82	<u>5,37</u> 2,24
FeO	<u>4,00</u> 1,91	<u>2,16</u> 1,55	<u>1,63</u> 1,52	<u>3,54</u> 1,89	<u>1,44</u> 1,07	<u>1,39</u> 0,84	<u>1,60</u> 0,91	<u>6,52</u> 2,64
MnO	<u>0,20</u> 0,04	<u>0,10</u> 0,07	<u>0,02</u> 0,02	<u>0,15</u> 0,06	<u>0,07</u> 0,06	<u>0,03</u> 0,02	<u>0,03</u> 0,02	<u>0,24</u> 0,15
MgO	<u>3,43</u> 0,43	<u>0,67</u> 0,43	<u>0,32</u> 0,27	<u>1,15</u> 0,63	<u>0,46</u> 0,27	<u>0,36</u> 0,19	<u>0,23</u> 0,18	<u>3,31</u> 1,39
CaO	<u>6,11</u> 1,35	<u>2,61</u> 0,93	<u>0,61</u> 0,41	<u>3,32</u> 0,81	<u>1,19</u> 0,47	<u>0,84</u> 0,58	<u>0,75</u> 0,32	<u>7,57</u> 2,03
Na ₂ O	<u>2,82</u> 0,48	<u>4,01</u> 0,55	<u>2,29</u> 0,98	<u>4,04</u> 0,47	<u>3,81</u> 0,67	<u>2,86</u> 0,62	<u>3,44</u> 0,51	<u>3,65</u> 0,49
K ₂ O	<u>2,46</u> 0,25	<u>4,90</u> 0,63	<u>5,24</u> 1,02	<u>4,20</u> 0,78	<u>5,46</u> 0,62	<u>5,66</u> 0,73	<u>5,33</u> 0,33	<u>1,95</u> 0,85
P ₂ O ₅	<u>0,69</u> 0,24	<u>0,12</u> 0,12	<u>0,06</u> 0,15	<u>0,29</u> 0,18	<u>0,08</u> 0,06	<u>0,08</u> 0,05	<u>0,04</u> 0,03	<u>0,71</u> 0,40
Σ FeO	<u>11,35</u> 0,73	<u>6,16</u> 1,48	<u>2,51</u> 1,44	<u>7,66</u> 1,16	<u>4,30</u> 1,12	<u>2,65</u> 1,06	<u>2,54</u> 1,09	<u>11,36</u> 1,90
	<u>Петрохимические компоненты</u>							
a	<u>10,10</u> 0,60	<u>15,84</u> 1,23	<u>11,95</u> 1,47	<u>15,03</u> 1,44	<u>15,91</u> 1,55	<u>13,79</u> 1,25	<u>14,65</u> 1,14	<u>10,88</u> 0,91
c	<u>5,07</u> 0,74	<u>2,41</u> 1,19	<u>0,68</u> 0,44	<u>3,10</u> 0,88	<u>1,29</u> 0,58	<u>0,60</u> 0,49	<u>0,69</u> 0,35	<u>4,75</u> 0,60
b'	<u>19,51</u> 2,38	<u>7,83</u> 2,07	<u>2,82</u> 1,40	<u>10,36</u> 2,19	<u>4,93</u> 1,25	<u>3,30</u> 0,82	<u>2,89</u> 1,10	<u>21,02</u> 1,22
f	<u>56,20</u> 4,79	<u>73,19</u> 11,63	<u>40,89</u> 19,07	<u>70,77</u> 9,30	<u>65,18</u> 13,85	<u>52,23</u> 16,22	<u>65,51</u> 17,74	<u>55,56</u> 3,51
m	<u>29,43</u> 2,86	<u>13,20</u> 6,09	<u>11,77</u> 15,24	<u>17,42</u> 7,20	<u>12,67</u> 7,04	<u>14,76</u> 10,58	<u>11,21</u> 7,54	<u>28,92</u> 3,75

Окончание табл. 39

	1	2	3	4	5	6	7	8
n	$\frac{64,32}{3,27}$	$\frac{55,32}{5,27}$	$\frac{38,95}{14,09}$	$\frac{59,54}{5,58}$	$\frac{51,21}{6,21}$	$\frac{43,21}{6,70}$	$\frac{49,28}{4,78}$	$\frac{66,46}{3,53}$
ψ	$\frac{36,06}{9,69}$	$\frac{47,97}{16,63}$	$\frac{15,06}{10,82}$	$\frac{38,42}{15,45}$	$\frac{42,15}{18,64}$	$\frac{24,89}{13,32}$	$\frac{23,20}{12,49}$	$\frac{27,38}{6,41}$
t	$\frac{2,60}{0,29}$	$\frac{0,75}{0,30}$	$\frac{0,17}{0,12}$	$\frac{1,22}{0,41}$	$\frac{0,69}{0,47}$	$\frac{0,22}{0,07}$	$\frac{0,19}{0,10}$	$\frac{2,16}{0,87}$
Q	$\frac{4,37}{3,56}$	$\frac{13,18}{3,99}$	$\frac{38,63}{4,38}$	$\frac{9,24}{3,38}$	$\frac{19,74}{5,78}$	$\frac{33,22}{4,15}$	$\frac{31,99}{4,24}$	$\frac{-0,07}{4,19}$
d	$\frac{0,49}{0,04}$	$\frac{0,76}{0,11}$	$\frac{0,74}{0,10}$	$\frac{0,70}{0,08}$	$\frac{0,80}{0,08}$	$\frac{0,84}{0,11}$	$\frac{0,87}{0,07}$	$\frac{0,53}{0,04}$
F	$\frac{65,21}{2,82}$	$\frac{84,39}{6,97}$	$\frac{79,43}{16,61}$	$\frac{79,96}{8,05}$	$\frac{83,95}{8,16}$	$\frac{78,42}{12,74}$	$\frac{85,29}{8,53}$	$\frac{65,58}{2,23}$

Примечание. Вулканический ритм: 1 - гиабазальты (22 ан.); 2 - трахиты и кварцевые трахиты (10 ан.); 3 - липариты, игнимбриты, витрофиры и гранит-порфиры (46 ан.); плутонический ритм: 4 - монцитоны и монцитонит-порфиры (45 ан.); 5 - граносиениты (72 ан.); 6 - гранит-порфиры (16 ан.); 7 - порфировидные граниты (35 ан.); 8 - диабазы (15 ан.). В числителе - среднее содержание, в знаменателе - среднеквадратичное отклонение. При пересчете вес. % анализы приводились к 100%.

Базитовая породная группа, представленная гиабазальтами 1-й фазы, характеризуется трахилейкобазальтовым и среднешелочным уклонами ($b' = 21,02 \pm 1,20$; $a = 10,88 \pm 0,63$). Соотношение щелочей - умереннонатриевое, железа и магния - умеренножелезистое. Группе присущи среднетитанистые и низкоглиноземистые составы.

К щелочносалической группе строго могут быть отнесены только трахиты, не содержащие вкрапленников кварца. Однако анализ петрохимических данных показал, что трахиты и кварцевые трахиты образуют единую вещественную группу, отделенную статистическим минимумом по кальцию, кремнезему (и другим компонентам) от липаритов (рис. 52). Щелочносалическая группа вулканического ритма характеризуется следующими уклонами: мелатрахитовым и среднешелочным ($b' = 7,83 \pm 1,28$; $a = 15,84 \pm 0,76$), умереннонатриевым, высокожелезистым, низкотитанистым и среднеглиноземистым.

Кислая породная группа является трахириолитовой ($b' = 2,82 \pm 0,41$; $a = 11,95 \pm 0,43$) и характеризуется среднеглиноземистым, умереннокалиевым и высокожелезистым петрохимическими уклонами.

По систематике гранитоидных формаций (Изох, 1978) вулканический ритм следует рассматривать как калиевую базальт-трахит-липаритовую серию повышенной щелочности (рис. 53,а).

Магматические породы интрузивного ритма разделяются на двумерных диаграммах (например, $CaO - SiO_2$) на две породные группы: щелочносалическую и кислую. В щелочносалическую группу попадают только монцитоны и монцитонит-порфиры, тогда как в кислую - граносиениты и гранит-порфи-

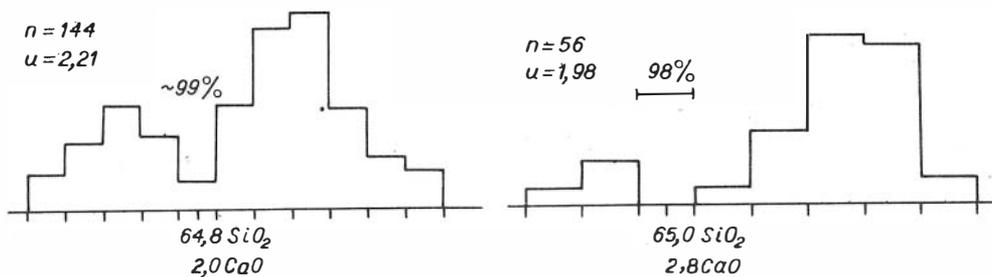


Рис. 52. Бимодальность распределения составов пород семейтауской серии для вулканического (а) и интрузивного (б) ритмов.

Коэффициенты по кремнезему и кальцию показывают координаты статистического минимума.

Щелочносалическая группа характеризуется мелатрахитовым, умереннощелочным ($b' = 10,36 \pm 0,64$; $a = 15,03 \pm 0,42$), среднеглиноземистым, умереннонатриевым, высокожелезистым и среднетитанистым уклонами. Кислая породная группа - трахилипаритовым, среднешелочным ($b' = 3,30 \pm 0,82$; $a = 13,79 \pm 1,25$), среднеглиноземистым, калинатовым и высокожелезистым петрохимическими уклонами.

Порфиривидные граниты условно выделены в самостоятельную группу, хотя по вещественным признакам они не обнаруживают резких отличий от кислых субвулканических пород этого же ритма. Основанием для такого расчленения послужили геологические данные, указывающие на внедренный характер гранитов и на их более молодой возраст по отношению к субвулканическим граносиенит-порфирам и гранит-порфирам. Эта группа является трахириолитовой ($b' = 2,89 \pm 0,36$; $a = 14,65 \pm 0,38$) с умеренно низкоглиноземистым и высокожелезистым уклонами. Тип щелочности - калинатовый (рис. 53,в).

В целом интрузивный ритм, по принятой систематике гранитоидных формаций (Изох, 1978), можно рассматривать как гомодромный сиенит-гранитный ряд повышенной калиевой щелочности (рис. 53,б).

Послегранитовые диабазовые дайки, завершающие магматизм в Семейтауской структуре, характеризуются лейкобазальтоидным, умереннощелочным ($b' = 20,95 \pm 1,78$; $a = 11,03 \pm 1,03$), среднеглиноземистым, высоконатриевым, умеренножелезистым и высокотитанистым уклонами. По вещественному составу они отвечают предшествующим базитам (рис. 53г).

В целом кислые и щелочносалические породы Семейтауской структуры по основным петрохимическим признакам подобны рапакиви-гранитоидным ассоциациям: они имеют высокие калиевую щелочность и железистость и бедны известью, а в отдельных разновидностях калиевая щелочность превышает таковую в рапакиви (рис. 54). Отличие семейтауской серии от анортозит-рапакиви-гранитной формации Восточной Европы, Канады и США заключается в высокожелезистом и высокощелочном составе базальтов семейтауской серии.

Химический состав глубинных включений из монзонитов см. в табл. 36.

Среди них выделяются три группы: метабазиты, калишпатизированные метабазиты и анортоклазы. На диаграмме К-Ф глубинные включения образуют ореол линейной формы, расположенный перпендикулярно по отношению

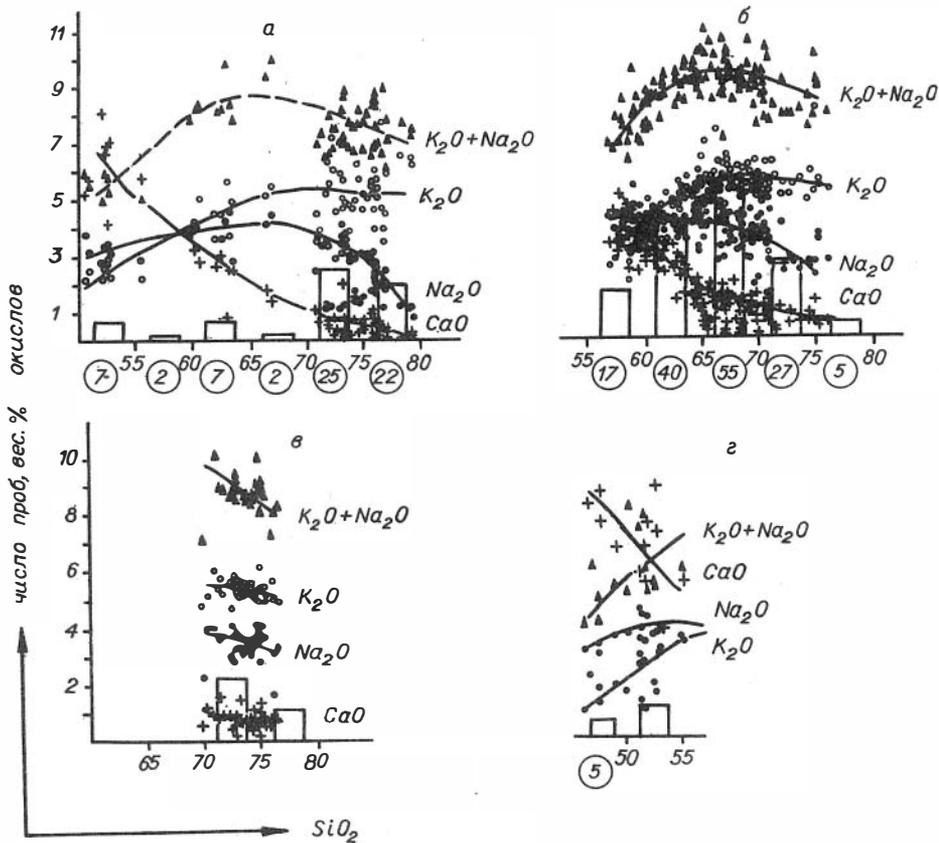


Рис. 53. Вариационные диаграммы для магматических пород семейтауской серии.

а - вулканический ритм; б - монзониты, граносиенит-порфиры и гранит-порфиры интрузивного ритма; в - порфировидные граниты интрузивного ритма; г - послегранитовые дайки.

к фракционированному ряду магматических анортозитов и габбро-анортозитов. Такое положение ореола определенно указывает на метасоматическую калишпатизацию первичных габбро-анортозитов и анортозитов, не отличающихся в общих чертах от базитов, ассоциирующих с эталонными рапакиви. Вместе с тем они контрастно отличаются от базальтов семейтауской серии высокой глиноземистостью и малыми содержаниями титана и фосфора (см. рис. 54,б).

Формационные аналоги и вопросы петрогенезиса. Приведенные данные свидетельствуют о большом сходстве пород семейтауской серии с рапакиви-гранитоидными комплексами.

Определим основные признаки рапакиви. Главная их особенность - высокие калиевая щелочность и железистость пород и минералов. Несомненным геологическим признаком формации рапакиви является приуроченность ее к заключительным этапам развития подвижных областей на рубеже перехода

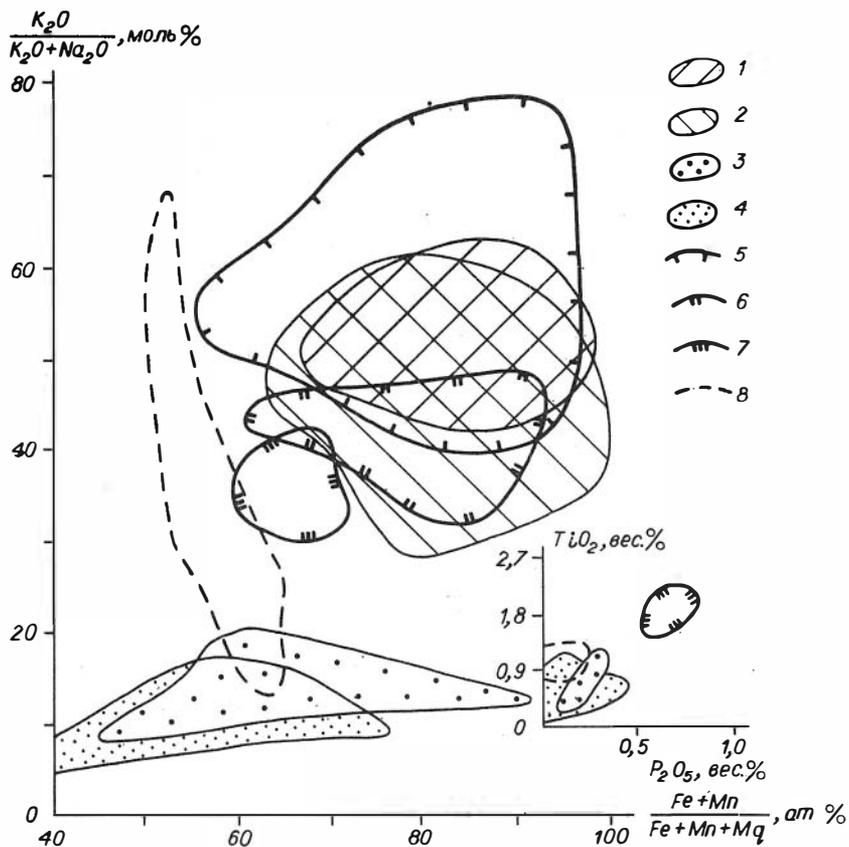


Рис. 54. Сопоставление семейтауской вулканоплутонической серии с докембрийскими анортозит-рапакиви-гранитными и габбро-анортозитовыми комплексами.

1,2 - рапакиви-гранитоидные комплексы: 1 - Коростеньский, Салминский, Рижский и Корсунь-Новомиргородский массивы Восточной Европы (Анортозит-рапакиви..., 1979), 2 - улканский комплекс Восточной Сибири (Ленников, Недашковский, 1978); 3 - позднеротерозойские габбро-анортозиты, ассоциирующие с рапакиви Восточной Европы (Анортозит-рапакиви..., 1979); 4 - позднерархейские и раннепротерозойские габбро-анортозиты: Нурлатский массив Волго-Уральской области (Богданова, 1974), Джугджурский и Комарский массивы Восточной Сибири (Баженова, 1974; Магматические формации..., 1980а), массивы Анабарского щита, киевский и цагинский комплексы Кольского полуострова, массив Монче-Чуна - Волчьих тундр Кольского полуострова (Магматические формации..., 1980а); семейтауская вулканоплутоническая серия: 5 - граносиениты, граниты, гранитпорфиры, липариты, витрофиры, игнимбриты, 6 - монциониты, 7 - базальты, 8 - глубинные включения в монционитах.

При построении диаграммы кумулятивные образования в составе докембрийских базитовых комплексов, обогащенные титаномагнетитом, не учитывались.

их в платформенное состояние. Связь интрузивных пород с вулканизмом во многих проявлениях рапакиви очевидна. Структурный признак (наличие или отсутствие овоидов) менее определен и свойствен, например, плейстоценовым риодацитам Аризоны, США (Laing, 1980), порфиридовидным гранитам каракольского комплекса Восточного Казахстана (Ермолов и др., 1977), не обладающим главными признаками рапакиви (высокие калиевая щелочность и железистость). Отметим также, что в эталонных рапакиви-гранитоидных ассоциациях граниты с овоидной структурой не всегда являются главной разновидностью.

Среди исследователей супракрустальных комплексов распространено мнение, что рапакиви являются специфическими образованиями позднего протерозоя и в складчатых областях в интрузивном залегании не встречаются. Радиологические данные свидетельствуют, что на древних щитах и платформах внедрение рапакиви происходило в диапазоне 1,7–1,35 млрд. лет (Anderson, Cullers, 1978; Anderson, 1980; Emslie a. o., 1980; Vaasjoki, 1977; Анортозит-рапакиви..., 1979; Ленников, Недашковский, 1978; Краснобаев и др., 1979). Более древние рапакиви не описаны. Признание исключительной приуроченности рапакиви к позднему протерозою неизменно приводит к выводу, что на протяжении всей истории развития Земли рапакиви и их субвулканические и эффузивные разновидности проявились лишь однажды в относительно узком возрастном интервале, охватившем 350 млн. лет. С этим выводом находится в формальном противоречии тот факт, что габбро-анортозитовые комплексы, подобные тем, с которыми рапакиви связаны пространственно и, по мнению многих советских геологов, генетически (Анортозит-рапакиви..., 1979; Ленников, Недашковский, 1978; Краснобаев, и др., 1979), отмечены в истории развития земли неоднократно, в том числе в архее (Богатиков, 1979).

Анализ особенностей проявления высококалиевого магматизма, формирующего гранитоиды со структурой рапакиви, показывает, что рубеж 1,7 млрд. лет может быть принят за начало проявления такого магматизма в истории развития Земли. В следующем он проявлялся неоднократно, в том числе в палеозое и мезозое. Одним из полных эквивалентов позднепротерозойской рапакиви-гранитоидной формации является семейтауская вулканоплутоническая серия. Ей свойственны: 1) высокие калиевая щелочность и железистость пород и минералов; 2) овоидная структура в монзонитах и граносиенитах; 3) приуроченность к заключительному этапу развития Зайсанской складчатой области на рубеже перехода ее в стабильное развитие; 4) сопряженность интрузивных пород с вулканическими. К этой же формации, вероятно, относятся мезозойские малоглубинные гранитоиды Тениз-Коржункульской кольцевой структуры Северного Казахстана (Яковлев и др., 1975), палеогеновый Джамакский интрузив Западного Памира (Буданов, 1964), некоторые разновидности "молодых" гранитов Нигерии (Bowden, Kinnaird, 1978), девонские калиевые малоглубинные граниты Машанской вулканической структуры Чингиза (Ермолов, Изох и др., 1977; Изох, 1980).

Нижняя возрастная граница формации в истории Земли может быть принята 1,7 млрд. лет. Отметим, что на Воронежском кристаллическом массиве М.Д. Бердниковым (1981) описаны рапакиви с возрастом около 2,06 млрд. лет (K-Ar метод), что является аномалией и требует дополнительных исследований. Верхняя возрастная граница формации распространяется, вероятно, до новейшей истории развития Земли включительно. Мы полагаем, что высококалиевые и высокожелезистые гранитоиды со структурой

рапакиви или без нее составляют такую же отличительную особенность позднего протерозоя и фанерозоя, как, например, эндробиты раннего архея.

В вопросе о генезисе рапакиви обсуждаются две главные модели: 1) происхождения их путем дифференциации габбро-анортозитов (Анортозит-рапакиви..., 1979; Ленников, Недашковский, 1978; Краснобаев и др., 1979) и 2) коровой природы рапакиви (Anderson, Cullers, 1978; Anderson, 1980; Emslie a. o., 1980).

Первая модель выглядит менее предпочтительной, поскольку не объясняет целого ряда противоречий, таких как: а) отсутствие рапакиви в генетической связи с архейскими габбро-анортозитами, принципиально не отличающимися от базитов позднепротерозойской габбро-анортозит-рапакиви-гранитной формации (см. рис. 54); б) ничтожно малый объем базитов, ассоциирующихся с рапакиви (обычно доли процентов или первые проценты, в единичных массивах до 25-40%); в) фракционирование габбро-анортозитов, предшествующих рапакиви, происходит в условиях очень низкой и примерно постоянной калиевой щелочности (см. рис. 54), в связи с чем без существенного привноса калия они не могут дать кремнекалиевые расплавы; г) для ряда массивов отмечается существенный разрыв во времени внедрения габбро-анортозитов и рапакиви (Ленников, Недашковский, 1978; Панских и др., 1979; Анортозит-рапакиви..., 1979, с. 11). Вторая модель снимает большинство вышеперечисленных противоречий.

В семейтауской вулкано-плутонической серии, благодаря присутствию двух типов базитов, стало возможным выяснить роль каждого из них в процессе формирования рапакиви-подобных пород и тем самым прояснить некоторые вопросы генезиса.

Первый тип базитов, присутствующий в виде глубинных включений, представляет древние базитовые комплексы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации с образованием шпинелевых и бесшпинелевых анортозитов, габбро-анортозитов и основных гранулитов. По главным петрохимическим свойствам они сопоставляются с позднепротерозойскими габбро-анортозитами и отличаются от мезозойских базальтов, начинающих семейтаускую ассоциацию (см. рис. 54,6). На какой-то стадии эволюции кристаллического фундамента они были сиенитизированы вплоть до состава шпинель-пироксеновых и пироксеновых анортоклазитов и послужили тем субстратом, из которого возникли палингенные коровые магмы семейтауской серии. Такая же точка зрения на роль анортозитов и габбро-анортозитов в процессе формирования рапакиви распространена достаточно широко и в отношении позднепротерозойских рапакиви (Anderson, 1980; Emslie a. o., 1980; Панских и др., 1979). Состав минеральных парагенезисов глубинных включений и высокотемпературный тип расплавов семейтауской серии свидетельствуют, что образование расплавов происходило в основании коры на уровне гранулитовой фации метаморфизма.

Второй тип базитов в семейтауской серии - щелочные базальты вулканического ритма. По составу они в большей степени, чем анортозиты, подходят к роли первоначальных магм, из которых при фракционировании могли бы быть получены высококалиевые и высокожелезистые щелочносалические расплавы (см. рис. 54). Однако их очень мало и, как показывают геофизические данные, не отмечается больших скоплений базитов на глубине (см. рис. 47). Учитывая сопряженное увеличение калиевой щелочности базитов и гранитов в габбро-гранитных сериях региона и нарастание калиевой щелочности от древних серий к молодым (Ермолов, 1973; Ермолов и др., 1977), данный тип базитов можно рассматривать скорее как проводники ювенильных

флюидных потоков, вызвавших сиенитизацию (калишпатизацию) гранулитового слоя коры и последующее его плавление. Такая модель удовлетворительно объясняет и достаточно низкие значения первичного отношения ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7078 \pm 0,003$), свидетельствующие о высокой роли ювенильного калия.

Вероятно, определенную роль (которую пока трудно оценить) играли процессы смешения мантийных и коровых магм.

Итак, можно сказать, что базитовые и щелочносалические расплавы семейтауской серии являются первичными, причем первые образовались в результате селективного плавления мантийных субстратов, скорее всего флогопитсодержащих верлитов, а вторые – при плавлении гранитизированного базитового субстрата в коровых условиях при незначительном участии кислого материала коры.

Глава 6

ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

В гомодромно развивающихся комплексах с участием монзонитов, гранодиоритов или граносиенитов ранние фазы часто насыщены включениями меланократовых пород. В более поздних фазах такие включения резорбируются и распадаются на ксенокристы. Как показывают литературные данные, эти особенности свойственны всем щелочноземельным комплексам, что послужило основанием для выделения А. Уайтом и В. Чеппелом (White, Chappel, 1977) двух типов гранитоидов: S- и J- типа, связанных с анатексисом соответственно метаосадочных и метаэффузивных комплексов. Не являются исключением в этом отношении и гранитоиды Чарской зоны. Альтернативной моделью гранитообразования в последние годы стала модель синтексиса, в которой включения меланократовых пород и их ксенокристы рассматриваются как обособления одного расплава в другом (McBirney, 1980; Попов, 1981; Wiebe, 1980; Sakuyama, 1979; и др.). В этой связи рассмотрим возможные области применения модели синтексиса и реститовой модели в петрогенезисе гранитоидов в критерии различия смешанных и несмешанных магм.

В гранитоидных комплексах S- типа самые ранние и наиболее меланократовые породы представлены слюдяными диоритами, сиенито-диоритами или гранодиоритами. В слабраскристаллизованных и закаленных породах обычны обильные включения глиноземистых и высокоглиноземистых биотит-гранат-кварц-полевошпатовых, биотит-полевошпат-кордиеритовых, биотит-гранат-силлиманит-кварц-полевошпатовых гнейсов, а также ксенокристаллов граната, кордиерита, ставролита, редко дистена и силлиманита. Реже встречаются ксенокристаллы ромбического амфибола и гиперстена. В S-гранитоидах нами не встречались включения базитов и их ксенокристов: клинопироксена, оливина, красно-коричневой роговой обманки. Даже в таких сложных плутонах, где присутствуют гранитоиды обоих типов, каждый из них содержит только свойственный ему набор включений пород и минералов.

Специфичный состав включений гранитоидов S-типа однозначно указывает на принадлежность их к реститам субстрата или, по крайней мере, к ксенолитам, захваченным расплавом при его движении к поверхности.

В то же время отсутствие в гранитоидах S-типа включений базитов и их ксенокристов делает гипотезу смешения в отношении данной группы пород неприемлемой. Напротив, признание реститовой природы включений в гранитоидах S-типа позволяет предполагать присутствие реститов metabазитового состава в гранитоидах J-типа.

В гранитоидных комплексах J-типа и их эффузивных фациях включения пород довольно многообразны, а принадлежность их к магматическим или метаморфическим породам не всегда доказывается однозначно.

Включения гранатовых гранулитов, найденные на Курильских островах (Федорченко, Родионова, 1975) и Камчатке (Ермаков и др., 1978), не вызывают возражений относительно принадлежности их к реститам субстрата. Также очевидна реститовая природа шпинелевых анортозитов, шпинелевых гранулитов и шпинелевых анортоклазитов в монзонитах семейтауской серии Чарской зоны, описанной в данной книге. Сходное происхождение, вероятно, имеют ксенокристы высоких давлений в юрских андезито-дацитах Осетии (Цветков, Борисовский, 1979), эглогитовые включения в лавах Курильской дуги (Федорченко, Родионова, 1975) и амфиболитовые включения с директивными структурами в андезито-дацитах и дацитах Камчатки (Ермаков и др., 1978).

Менее определенное положение имеет группа достаточно устойчивых по составу и широко распространенных включений, которые в одинаковой мере могут быть как метаморфическими (и в этом случае являться реститами), так и магматическими (и в этом случае представлять собой обособления одного расплава в другом). Это безгранатовые базиты, отвечающие по составу диоритам, габбро, габбро-анортозитам, анортозитам, а также специфичные оливин-анортозитовые включения. Большинство из них широко распространены в J-гранитоидах и их эффузивных фациях. При этом для них характерны исключительно равномерное распределение в массивах, независимость от состава рамы и округлые формы (Flood *а. о.*, 1977; Ермолов и др., 1978a; White, Chappell, 1977; Prestvik, 1979). Они еложены плагиоклазом, одним или двумя пироксенами, иногда оливином, красно-коричневой роговой обманкой, реже биотитом. В габбро-гранитоидных сериях состав включений нередко отличается от состава предшествующих гранитоидам базитов, как это видно на примере семейтауской серии. В тех случаях, когда такие включения присутствуют в эффузивах они нередко подплавлены, что свидетельствует об их вовлечении в расплав в твердом состоянии (Ермаков и др., 1978; Prestvik, 1979).

Вместе с тем В.С. Поповым (1981) найдены убедительные признаки смешения магм, имевшего место при формировании новейших вулканитов Кавказа. Надо признать, что этот вопрос требует дальнейшего изучения, так как большинство петрографических признаков (подплавление ксенокристаллов, неравновесная ассоциация кварца с оливином, присутствие нескольких генераций одних и тех же минералов, различающихся по железистости и основности и т.д.) одинаково могут быть привлечены в качестве аргументов как в пользу реститовой модели, так и модели смешения. Поскольку солидус базитов значительно превосходит солидус кислых пород, модель смешения не исключает существования закристаллизованных базитов с кислым расплавом подобно тому, как это имеет место в реститовой модели. Представляется, что единственным критерием отличия реститов от диалитов (закристаллизованных сегрегаций одного расплава в другом, по терминологии В.С. Попова (1981)), является наличие или отсутствие расплавных включений.

Таким образом, широкое развитие реститов в гранитоидах S-типа, образующихся за счет глиноземистых и высокоглиноземистых парагнейсов, предполагает такое же широкое развитие реститов основных и средних гранулитов в J-гранитоидах, образующихся по диопсид-нормативным ортогнейсам. Тот факт, что в магматитах гранулитовых комплексов статистический максимум состава лейкосомы приходится на насыщенные и ненаасыщенные кварцем породы (Магматизм..., 1982), свидетельствует, что для образования комплексов щелочноземельных пород, начальными членами которых были бы гранодиориты, монзониты и граносиениты, вовсе необязательно привлечение модели смешения, а реститовая модель для таких случаев не вызывает возражений. Вместе с тем примеры смешения магм особенно в вулканических сериях не вызывают сомнений. Однако в интрузивных сериях мы пока не располагаем строгими критериями отличия реститов от диалитов применительно к группе базитовых включений неоднородной природы. В работе такие включения рассмотрены преимущественно как реститы субстрата. На основе изучения состава этих включений, а также гранитоидов ниже рассмотрены особенности эволюции магматизма и коры Чарской зоны.

На территории Чарской зоны магматизм проявился в широком возрастном интервале от докембрия до нижнего триаса (табл. 40). Сравнительный анализ магматизма разных этапов развития зоны позволяет выявить основные черты его эволюции во времени и наметить некоторые общие тенденции развития земной коры.

Закономерности развития магматизма в океаническую и переходную стадии развития зоны рассмотрены ранее (Ермолов и др., 1981). Кратко они сводятся к следующему.

1. Океаническую стадию развития зоны характеризуют три комплекса: метафиолитовый, яшмо-спилит-диабазовый и кремнисто-лейкобазальтовый (табл. 41). По составу метабазиты и вулканиды коррелируются лишь с породами внутриокеанических поднятий и океанических островов (Miyashiro, 1975; Грачев, 1977; Зубатарева и др., 1978; Золотарев, 1979) и представляют собой продукты инициального магматизма в условиях коры океанического типа.

2. Магматизм переходной стадии представлен комплексами щелочноземельного ряда. Это основная масса включений габбро и плагиогранитов в серпентинитовом меланже 1-го и 2-го типов, андезит-базальтовый и габбро-диорит-гранитный комплексы. Здесь появляются андезиты, дациты, плагиолипариты и плагиограниты, а базальты и габбро становятся низкощелочными и малотитанистыми. Вместе с тем роль калия еще чрезвычайно низка. Такие особенности состава и строения магматических комплексов характеризуют их как островодужные, формировавшиеся в условиях появления первых "зародышей" гранитно-метаморфического слоя.

3. Магматические и метаморфические комплексы океанической и переходной стадий развития в современной структуре Чарской зоны находятся в аллохтонном залегании. Первоначально они, возможно, были разобщены и формировались в разных частях палеобассейна океанического типа, состоявшего из глубоководного желоба, островной дуги и окраинного моря. Совмещение этих генетически разных комплексов произошло в нижнем карбоне в результате покровообразования и скупивания (Ермолов и др., 1981).

Магматизм континентальной стадии представлен эффузивными и интрузивными комплексами, строение и состав которых отражают эволюцию коры и верхней мантии в участках их современного залегания. Развитие маг-

Таблица 40

Корреляция магматических комплексов Зайсанской складчатой области

Возраст	Юго-западная зона (Жарма-Саурская)	Осевая зона (Западно-Калбинская-Чарская)	Северо-восточная зона (Калба-Нарьмская)
T		Семейтауская базальт-липарит-монзонит-граносиенит-гранитная серия, T ₁	
	Дайковый комплекс, P ₂	?	Дайковый комплекс, P ₂
P ₂	Кандыгатайский сиенит-лейкогранитовый комплекс, P ₂		Монастырский лейкогранитовый комплекс, P ₂
	Каракольский лейкогранитовый комплекс, P ₂		
	Керегетас-эспинский щелочно-гранитовый комплекс, P ₁₋₂		
P ₁	Жарминский гранитовый, P ₁		Калбинский гранитовый комплекс, P ₁
C ₃	Салдырминская вулканоплутоническая трахидацит-липарит-граносиенит-гранитная ассоциация, C ₃ -P ₁ : эффузивная, субвулканическая и плутоническая фации	Тастауская вулканоплутоническая трахидацит-липарит-граносиенит-гранитная ассоциация C ₃ и преобразенский плутонический монзонит-гранитоидный комплекс, C ₃ -P ₁	Калгутинская вулканоплутоническая дацит-липарит-гранодиорит-гранитная ассоциация, C ₃ -P ₁ : эффузивная, гипабиссальная и плутоническая фации

C ₂	Вулкано-плутоническая субщелочная трахиандезит-андезит-базальт-сие-нит-диабазовая ассоциация C ₂₋₃ (даубайский и тюрешокинский вулкани-ческие комплексы и аргимбайский гипабиссальный комплекс); максутский гипабиссально-плутонический пикрит-диабазовый комплекс, C ₂₋₃	Пикриты и габброиды бесбугинс-кого типа и субщелочные габброи-ды катойского типа, C ₂₋₃	
	Саурская габбро-диорит-тонали-товая серия, C _{1n}	Николаевский монодиорит-гранит-ный комплекс, C ₁	Кунушская габбро-плагиогранит-ная серия, C ₁
C ₁	Терсайрыкский и сиректасский ан-дезитовые комплексы, C ₁ ⁿ _{2-n} ₁	Верачарский андезит-базаль-товый, C _{1V} ₂₋₃	Включения габбро и плагиогранитов в серпентинитовом ме-ланже
S+D		Каракойтасский лейкоба- зальтовый K-C Pz ₁ ? - D ₃ Андреевский спилит-диабазовый комплекс, Pz ₁ ? - D ₂	
Pz ₁			
Pt	Сиалический кристаллический фун-дамент, Pt ?	Метаофиолитовый кристаллический фундамент, Pt - Pz ₁	Сиалический кристаллический фун-дамент, Pt

матизма происходило в условиях глыбово-складчатой тектоники с постепенной сменой горизонтальных движений вертикальными. Для этой стадии характерны контрастно-дифференцированные базит-гранитоидные серии.

Начальные проявления магматизма на континентальной стадии развития Чарской зоны (тастауская серия) представлены сложной ассоциацией вулканитов и интрузивных пород мафического профиля (даубайский, тюрешокинский, аргимбайский и максутский комплексы). На ранних этапах преобладали эксплозивно-площадные излияния больших объемов, затем преимущественное развитие получили межпластовые силлы, линейные тела и лополиты. Сильную изменчивость претерпел и химический состав базитовых расплавов. Общие закономерности его изменения можно установить посредством сравнения имеющихся петрохимических выборок (см. табл. 4, 12).

Содержание SiO_2 значимо (при 95%-ном доверительном уровне) уменьшается от лейкобазальтоидов даубайского и тюрешокинского комплексов через лейкодиабазы аргимбайского к габброидам максутского комплексов.

Концентрации титана и глинозема близки во всех группах, за исключением ранних лейкобазальтоидов, которые характеризуются аномально низкими содержаниями титана и аномально высокими — глинозема.

Наиболее высокие содержания натрия отмечены в диабазах аргимбайского комплекса, что объясняется, вероятнее всего, широко проявившимися здесь процессами альбитизации, а наиболее низкие содержания калия — в габброидах максутского комплекса.

Содержания железа, магния, а также уровень общей меланократовости закономерно увеличиваются при переходе от ранних к поздним базитам, в то время как уровень общей щелочности, а также концентрации урана и тория соответственно уменьшаются. Эти данные свидетельствуют об антидромном развитии базитового магматизма, что в общих чертах хорошо согласуется с петрографическими наблюдениями.

Для базальтоидов даубайского и тюрешокинского комплексов сверхтектяческим минералом, образующим порфиновые вкрапленники, является плагиоклаз среднего состава, к которому в редких случаях присоединяется бронзит или магнезиальный клинопироксен. В диабазах аргимбайского комплекса сохраняется тот же раннемагматический парагенезис магнезиального авгита и андезита (ортопироксен полностью отсутствует), хотя в некоторых разностях отмечается хризолит. Для более поздних габброидов максутского комплекса ранним субликвидусным минералом повсеместно является магнезиальный оливин, в то время как пироксены, плагиоклаз, роговая обманка и, возможно, биотит фиксируют субсолидусную стадию кристаллизации расплава.

Завершилось формирование базитов тастауской серии внедрением пикритовых порфиритов и пикритов максутского комплекса, для которых характерна пространственная совмещенность с базитами максутского и предшествующего ему аргимбайского комплексов.

Собственно пикритовые порфириты, содержащие остаточное магнезиальное стекло и, вероятнее всего, являющиеся продуктами кристаллизации первичной субмелапикритовой магмы, характеризуются натриевым и весьма низкотитанистым составами. Следует отметить низкие концентрации радиоактивных элементов ($u = 0,17 \pm 0,08$ г/т, $\text{Th} = 0,23 \pm 0,08$ г/т) и весьма низкое торий-урановое отношение ($1,69 \pm 0,75$).

Таким образом, для раннего базитового ритма тастауской серии намечается закономерная антидромная смена относительно низкотемпературных

высокоглиноземистых лейкобазальтоидов, кристаллизация которых происходила на основе клинопироксен–плагиоклазовой котектики с избытком калийного компонента, высокотемпературными расплавами, становление которых происходило на основе клинопироксен–плагиоклазовой котектики, но с более меланократовым соотношением котектических минералов. Третий этап базитового магматизма связан с внедрениями недосыщенных кремнеземом субщелочных базитовых расплавов, кристаллизовавшихся уже на основе оливин–клинопироксен–плагиоклазовой котектики, затем пикритовых расплавов с избыточным оливином на ликвидусе.

Во время подъема в верхние горизонты земной коры происходила дифференциация родоначальных базальтоидных и пикритоидных магм. Особенно отчетливо она проявилась для лейкобазитовых расплавов аргмбайского комплекса, конечные продукты эволюции которых представлены натровыми сиенитами и трахитами, и для субмелапикритоидных расплавов максутского комплекса, за счет которых в результате фракционирования оливина образовалась пикрит–диабазовая серия пород.

Для того чтобы объяснить антидромную эволюцию базитового магматизма, рассмотрим сначала возможные модели исходных субстратов, которые могли бы служить источником базитовых и ультрабазитовых расплавов. Как отмечалось выше (гл. 2), существует целый ряд моделей исходных субстратов для выплавления магм ультрамафит–мафического состава в верхней мантии.

Если для мелапикритовых магм таким источником, вероятнее всего, являлись перидотиты (лерцолиты), плавление которых происходило при высоких температурах и давлениях, то для базальтоидных магм в зависимости от их меланократовости, щелочности, глиноземистости и т.д. благоприятными субстратами могут быть породы разнообразного состава (от гроспидитов и пироксенитов до эклогитов и гранулитов мафического ряда). Представляется вполне обоснованным, что в геологическом отношении зоны интенсивного магмообразования в верхней мантии сложены не первичным более или менее однородным веществом (модель "пиролита" и др.), а имеют сложную структуру – итог длительной предшествующей дифференциации верхней мантии, где среди преобладающих перидотитов (лерцолитов) развиты пироксениты, эклогиты и другие типы пород ("система коронарных субстратов" по терминологии А.Ф. Белоусова, 1970, 1976).

С учетом вышесказанного можно привлечь две принципиальные модели, объясняющие антидромную направленность ультрабазит–базитового магматизма.

Согласно первой модели, магмообразование происходило на одном уровне верхней мантии за счет последовательного вхождения в расплав тугоплавких компонентов, обеспечивавших появление все более меланократовых магм, вплоть до пикритоидных (Arndt, 1977а,б).

Вторая модель, предполагающая последовательное заглубление фронта магмообразования в верхней мантии, хорошо объясняет особенности эволюции раннеорогенного базитового магматизма Чарской зоны. Наименее высокотемпературными и глубинными являлись высокоглиноземистые и низкотитанистые андезитовидные расплавы (Bottinga, Weil, 1970; McGregor, 1969; Белоусов, 1971), приведшие к формированию даубайского и тюре-шокинского комплексов, а наиболее высокотемпературными и глубинными – пикритоидные расплавы. Исходя из этой модели, находит также свое объяснение повышение щелочности базитов, особенно калия (рис. 55), так как рядом работ устанавливается зависимость калиевости магм от глубины оча-

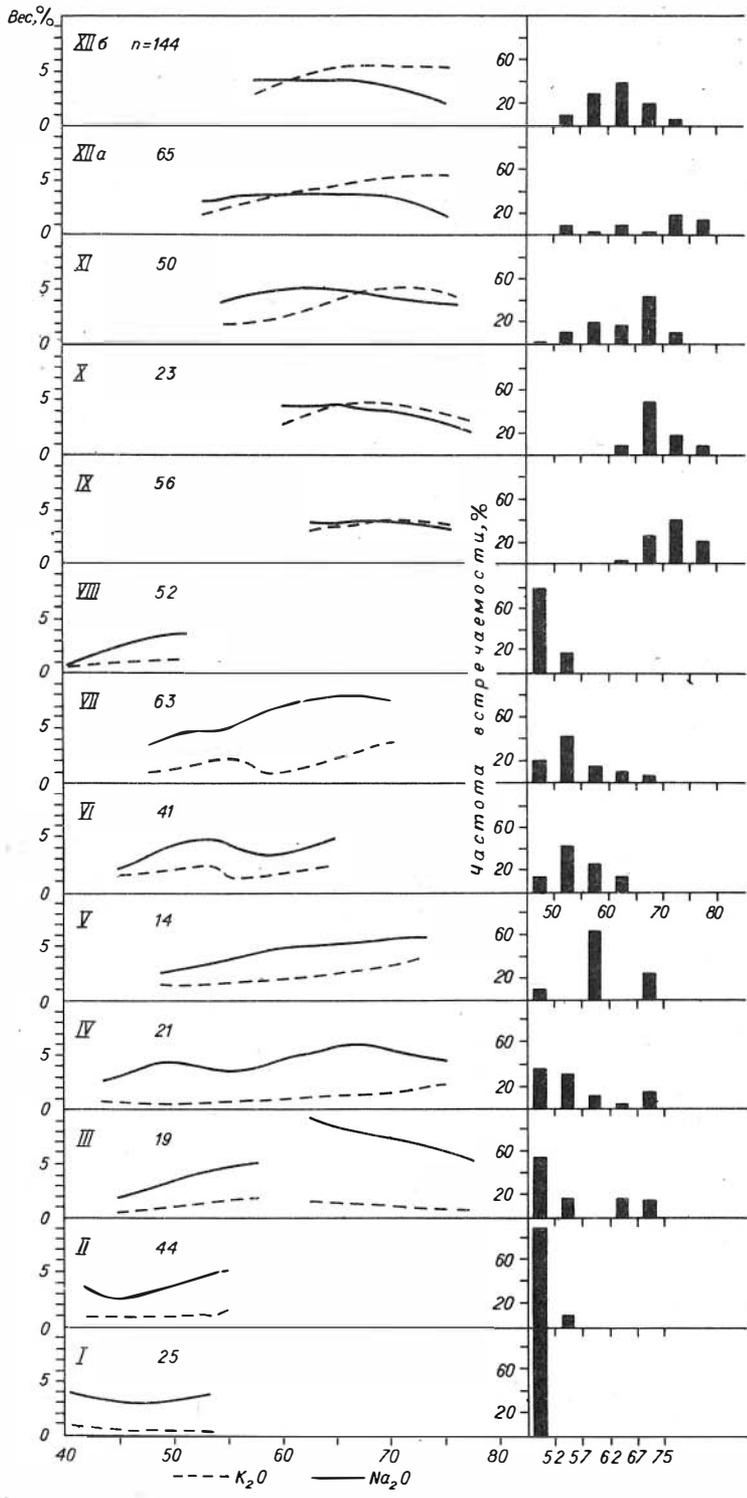


Рис. 55. Сводные петрохимические диаграммы магматических комплексов Чарской зоны.

I - спилит-диабазовый $O_2 - D_2$; II - лейкобазальтовый $O_2 - D_3$; III - включения габбро и плагиогранитов в серпентинитовом меланже; IV - андезит-базальтовый C_1 ?; V - габбро-диорит-гранитный (никалаевский) C_1 ?; VI - даубайский дацит-андезитовый и тюрешокинский базальт-трахиандезитовый C_{2-3}^1 ; VII - аргимбайский сиенит-диабазовый C_{2-3}^1 ; VIII - максутский пикрит-диабазовый C_{2-3}^2 ; IX - тастауский дацит-липаритовый, эффузивно-субвулканическая фация, C_3 ; X - тастауский граносиенит-гранитный, гипабиссальная фация, C_3 ; XI - преображенский монцонит-сиенит-гранитный $C_3 - P_1$; XII - семейтауская вулканоплутоническая базит-гранитоидная серия T_1 (а - вулканический, б - интрузивный ритмы).

гов магмообразования (Dickinson, 1962; Kuno, 1966; Грин, Рингвуд, 1970; Мархинин, Стратула, 1971; Пискунов и др., 1979).

В целом магматизм начальных этапов орогенного режима наследует многие черты магматизма переходной стадии и как бы продолжает его, но в условиях более консолидированной коры.

Для средних этапов континентального режима характерен существенно коровый щелочносалический магматизм. Пространственно он проявился на всей территории зоны. Ранняя вулканоплутоническая ассоциация (тастауская) имеет калинатровую щелочность, завершающий ее комплекс плутонических сиенитов и гранитов имеет уже слабо выраженную калиевую щелочность. Состав пород: дациты повышенной щелочности, липариты, железистые монцониты, сиениты, граносиениты и граниты. Граниты и липариты резко преобладают. Самыми ранними и, вероятно, родоначальными магмами во всех комплексах являлись трахидациты, граносиениты и сиениты, представляющие собой продукты плавления высокоглиноземистого и недосыщенного кремнеземом субстрата. Наиболее ранний (субликвидусный) парагенезис минералов в них включает два пироксена, оливин, пироп-альмандиновый гранат, основной плагиоклаз и определяет принадлежность пород к глубинным, высокотемпературным чарнокитоподобным (тастауская ассоциация) и железистым эвлизитоподобным (преображенский комплекс) гранитоидам. С магматическим парагенезисом сосуществуют ксенокристаллы розово-коричневого клинопироксена, красно-коричневой высокотемпературной роговой обманки и их сростки с основным плагиоклазом, а также обильные включения базитов, которые в ассоциации с самыми магнезиальными оливином, ортопироксеном и гранатом рассматриваются нами как реликты гнейсогранулитового субстрата. При этом синхронное увеличение железистости и калиевой щелочности родоначальных расплавов от ранних комплексов к поздним свидетельствует о прогрессирующей гранитизации субстрата и изменении его состава от гранулитов до чарнокитов и эвлизитов. Граниты каждого комплекса наследуют минералогические признаки предшествующих сиенитоидов и являются их производными. Они содержат тот же видовой набор раннемагматических минералов (но более железистый), изредка реликтовые минералы субстрата (например, высокоглиноземистый ортопироксен) и имеют высокую температуру кристаллизации ($850 - 950^\circ$). Эти данные позволяют предполагать, что суб-

Таблица 41

Эволюция земной коры осевой части Зайсанской складчатой области

Возраст	Стадия	Этап	Состав и состояние земной коры	Комплексы, породы и минералы - индикаторы
K ₂ -T	Континентальная	Субплатформенный	<u>Зрелая расслоенная кора континентального типа</u> 1. Данные о верхней и средней частях отсутствуют; 2. В основании - зрелая кора гнейсо-гранулитового типа повышенной щелочности и железистости	----- Калиевые высокотемпературные эвлизитоподобные монзониты, трахиты, граносиениты и граниты с включениями гранулитов, анортоклазитов и шпинелевых анортоклазитов
		Позднеорогенный	<u>Расслоенная кора континентального типа</u> 1. Верхняя часть: зеленосланцевые метабазитовые и глаукофан-сланцевые комплексы; 2. Средняя часть: вероятно, амфиболиты; 3. Основание: гранулитовые, гранулит-чарнокитовые и гранулит-эвлизитовые комплексы	----- Включения ксенокристаллов глаукофана и пумпеллиита в вулканитах салического состава Достоверные данные отсутствуют
C ₃ -P		Раннеорогенный	<u>Консолидированная кора промежуточного типа на ранней стадии гранитизации (калищпатизации)</u>	----- Калинатровые и умереннокалиевые чарнокитоподобные и эвлизитоподобные гранитоиды с включениями микросенолитов основных гранулитов и реликтовых ксенокристаллов пироксенов, оливина и граната
C ₂₋₃				Щелочноземельный базальт-андезитовый и базальт-андезит-дацитовый вулканизм умеренноповышенной щелочности и железистости

C _{1S} -D _{3fm}	Позднегеосинклинальный	Локальные "зародыши" новой континентальной коры, образованные в результате метаморфизма и калиевого метасоматоза скученных метабазитовых вулканических комплексов	Первые проявления двуполошатовых монцо-диоритов и гранитов; щелочноземельный андезит-базальтовый вулканизм, щелочноземельные габброиды, плагиограниты
D ₃ fr-Pz ₁	Раннегеосинклинальный	Кора океанического типа с вулканогенно-интрузивно-осадочным чехлом	Высококремнистые кварцевые толеиты, оливиновые и щелочные базальты, рибекитовые трахиты, щелочные габбро, радиоляриты, туфы осадочного состава
Pz ₁ - Pt	Догеосинклинальный	Кора океанического типа 1. Верхняя часть: мета-офиолитовый кристаллический фундамент двух типов 2. Основание: серпентинизированные ультрабазиты	1 - эфлогитоподобные метаультрабазиты, эфлогиты, глаукофановые сланцы, гранатовые амфиболиты, рибекитовые и глаукофан-гранатовые кварциты; 2 - полосчатые амфиболит-анортозитовые комплексы, мусковитовые и графитовые кварциты

стратом для орогенного сие-нит-гранитного магматизма служили гранулитовые комплексы существенно метабазитового состава при подчиненной роли метапелитов.

Из вышесказанного следует, что к концу позднего карбона - началу перми на всей территории Чарской зоны существовала зрелая континентальная кора, признаки которой были зафиксированы в продуктах щелочно-салического магматизма. Нижние горизонты коры были сложены гнейсогранулитовыми, чарнокитовыми и эвлизитовыми комплексами, образованными в результате метаморфизма и последующей гранитизации скученных океанических и островодужных вулканогенных и граувакковых комплексов. В строении средних и верхних горизонтов коры определенная роль, вероятно, принадлежала амфиболитам, серпентинитам и зеленосланцевым метабазитовым комплексам. По составу гранитоидов и включений в них можно предположить, что метапелитовые комплексы дистен-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов в составе коры либо имели очень ограниченное распространение, в связи с чем совершенно не получили развития слюдяные граниты калбинского и монастырского типов.

Магматизм субплатформенного режима представлен семейтауской вулканоплутонической базит-гранитоидной серией. Породы серии слагают одноименную вулканическую структуру центрального типа. На современном уровне среза они представлены ба-

зальтами, трахитами, игнимбритами, монцонитами, граносиенитами, гранит-порфирами и гранитами, т.е. в основном гипабиссально-субвулканическими, экструзивными и в меньшей степени эффузивными образованиями. По объему резко преобладают салические породы.

Базальтоиды серии характеризуются лейкобазитовым, среднетитанистым и низкоглиноземистым уклонами, а также умеренно повышенной щелочностью. Их принципиальное отличие от базитов тастауской серии – более высокая калиевоность, что является общей чертой всего ряда пород семейтауской серии и подтверждает эмпирически установленную закономерность смены натрового магматизма калиевым в складчатых областях земной коры (Позднемезозойские интрузии ..., 1957; Интрузивные серии..., 1967; Кузнецов, 1964; Изох, 1978; и др.).

Монцониты, трахиты и гранитоиды, несмотря на различную кремнекислотность, подобны друг другу в главном: все они обогащены калием и железом, что определяет их комагматичность. В трахитах и монцонитах разница в содержании калия и натрия мала, в граносиенитах она увеличивается до 1 вес.%, а в гранитах достигает 2 вес.% (см. рис. 55). Так как основной объем серии составляют коровые образования, калиевый и высокожелезистый их состав характеризуют зрелое состояние тех горизонтов коры, где они зарождались. Источником расплавов, также как и гранитоидов орогенного этапа, служили глубинные гнейсогранулитовые комплексы.

Свидетельством этого являются следующие данные: а) главный породообразующий минеральный парагенезис представлен высокотемпературными фазами: клинопироксен + оливин + анортоклаз; клинопироксен + санидин; санидин + фаялит (\pm анортоклаз \pm гиперстен); анортоклаз + клинопироксен; б) температура гомогенизации расплавных включений в кварце составляет $1010-1080^{\circ}$; в) ассоциация глубинных ксенолитов включает шпинелевые анортозиты, шпинелевые и бесшпинелевые гранулиты, шпинелевые анортоклазиты, а также клинопироксен и основной плагиоклаз. Субстратом для расплавов серии служили гранитизированные (калишпатизированные) основные гранулиты и анортозиты, превращенные в чарнокито- и эвлизито-гнейсы, анортоклазиты и шпинелевые анортоклазиты. Такая ассоциация пород характеризует высокотемпературные субфации гнейсо-гранулитовой фации метаморфизма. Отсутствие граната и омфацита, а также широкое развитие плагиоклаза свидетельствуют о положении их выше области эклогитизации и принадлежности к коровым образованиям.

Как и в более ранние этапы развития складчатой области, в породах корового магматизма субплатформенного этапа отсутствуют следы развития в кристаллическом фундаменте значительных объемов метапелитовых комплексов, признаками которых в верхних структурных этажах обычно являются слюдяные редкометалльные граниты.

В заключение приведем итоговую сводку (табл. 41), в которой отражена эволюция земной коры осевой зоны Зайсанской складчатой области.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главный итог выполненного исследования сводится к детальному анализу вещественного состава магматических пород (и содержащихся в них глубинных включений и минералов), слагающих позднегерцинские орогенные интрузивы и вулканические постройки Чарской зоны. В результате этого анализа удалось с определенной надежностью оценить состав, строение и эволюцию верхней мантии и глубоких уровней коры эвгеосинклинальной зоны в период ее континентального развития.

Основой проведенной работы послужила новая схема расчленения позднегерцинских магматических образований Чарской зоны, которая включает тастаускую ($C_2 - P_1$) и семейтаускую (T_1) вулканоплутонические базитгранитоидные серии, а также скудные проявления щелочных гранитов условно пермского возраста.

Тастауская вулканоплутоническая серия объединяет орогенные ($C_2 - P_1$) магматиты Чарской зоны. В ее состав входят: аргимбайский и максутский базитовые, тастауский и преображенский гранитоидные комплексы.

Аргимбайская вулканоплутоническая базитовая ассоциация (C_{2-3}^1).

Ее магматиты широко развиты в Сарджальско-Даубайском прогибе, наложенном на структуры Жарма-Саурской и Чарской зон. Среди вулканитов преобладают андезиты и андезито-базальты, менее распространены базальты и трахиты. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором, варьирующим по хромистости диопсид-авгитом и реже гиперстеном. Выделяются две группы вулканитов: субщелочные лейкобазальтоиды, имеющие низкую титанистость и высокую глиноземистость, и умереннощелочные трахиты, пересыщенные кремнеземом.

Гипабиссальная фация (собственно аргимбайский сиенит-диабазовый комплекс) рассмотрена, главным образом, на примере Аргимбай-Петропавловского интрузивного пояса. Интрузивы, слагающие пояс, представляют собой либо простые по строению силлы и дайки, субсогласные с вмещающими породами, либо сложные полихронные, сложенные породами двух разновозрастных комплексов: аргимбайского и максутского. Преобладают безоливиновые лейкодиабазы и диабазовые порфириты. Им подчинены пегматоидные габбро-эссекситы и сиениты. Главный объем базитов сложен андезином, клинопироксеном, биотитом, роговой обманкой, магнетитом и ильменитом. Клинопироксены представлены субкальциевыми авгитами в диабазах и субкальциевыми салитами в сиенитах. Базиты отвечают среднешелочным лейкогабброидам; сиениты имеют меланократовый уклон, высокую натриевость и низкую титанистость.

Максутский пикрит-диабазовый комплекс (C_{2-3}^2) развит как в Жарма-Саурской зоне (Максутский массив и др.), так и в Чарской (Тастауский, Преображенский и Буконьский массивы). Комплекс формировался в антидромной последовательности: 1-я фаза - оливиновые габбро-диабазы и норит-диабазы; 2-я фаза - оливиновые габбро-нориты и нориты; 3-я фаза - пикриты (перидотиты), пикритовые порфириты и пикрит-диабазы. В

Чарской зоне пикритойды отсутствуют, в базитах ранних фаз размещены в массивах позднеорогенных гранитоидов.

Все разновидности пород сложены парагенезисом оливина, клинопироксена (иногда совместно с ортопироксеном), плагиоклаза, роговой обманки, биотита, апатита, сульфидов меди и никеля, магнетита, ильменита. Оливин варьирует по железистости от 45 до 20%. Пироксены относятся к ряду субкальциевых диопсид-салитов и малоглиноземистых бронзит-гиперстенов. Базиты (1-я и 2-я фазы) относятся к среднещелочным высоконариевым и умеренномагнезальным габброидам. Пикритойды (3-я фаза) имеют повышенную меланократовость и щелочность, пониженную титанистость и высокую глиноземистость.

Тастауская вулканоплутоническая дацит-липарит-граносиенит-гранитная ассоциация (C_3). Эффузивы локализованы, главным образом, в Актюбинской мульде, в то время как субвулканические тела широко развиты на территории региона. Преобладают липариты, кислые туфы и гранит-порфиры, им подчинены дациты, гранодиорит- и граносиенит-порфиры. Вкрапленники сложены альбит-олигоклазом, кварцем и калишпатом. Постоянно отмечаются раннемагматические пироксены и пиропальмандин. По химическому составу вулканы относятся к лейкориолитоидам средней щелочности, высокой титанистости и глиноземистости.

Формирование гипабиссальной части происходило в гомодромной последовательности: 1-я фаза - граносиениты; 2-я фаза - лейкограносиениты и граниты; 3-я фаза - лейкограниты; 4-я фаза - послегранитовые дайки разнообразного состава. Гранитоиды комплекса слагают как простые по строению малые тела, так и участвуют в строении полихронных вулканоплутонических структур и массивов. Породообразующие минералы: кварц, альбит-олигоклаз, калишпат, роговая обманка и биотит. В гранитоидах 1-й фазы, кроме того, диагностирован реликтовый раннемагматический парагенезис субкальциевого диопсида, бронзита и лабрадор-андезита. Граносиениты имеют умеренную щелочность, среднюю глиноземистость и железистость. Кислая группа пород представлена высокоглиноземистыми лейкогранитоидами.

Преображенский (дельбегетейский) монцонит-сиенит-гранитный комплекс (C_3-P_1). В его состав входят следующие интрузивные фазы (от ранних к поздним): 1 - монцониты; 2 - сиениты; 3 - граниты; 4 - лейкограниты; 5 - послегранитовые дайки диабазов и граносиенитов. Монцониты и сиениты имеют устойчивый парагенезис феррогортонит-фаялита, субкальциевого ферросилит-геденбергита, феррогиперстензулита, баркевикита, аннита, олигоклаз-андезина, калишпата и кварца. Граниты и лейкограниты сложены высокожелезистым биотит-амфибол-кварц-пелешпатным парагенезисом, иногда с гранатом. В породах 3-й фазы отмечен реликтовый алюмобронзит. По химизму в составе комплекса отчетливо выделяются две породные группы: щелочносалическая (1-я и 2-я фазы), характеризующаяся меласиенитовым, высокощелочным и высокожелезистым уклонами, и кислая (3-я и 4-я фазы), имеющая лейкогранитоидный состав, повышенную железистость и глиноземистость.

Разнообразие базитов аргимбайского и максутского комплексов обусловлено, главным образом, двумя причинами: 1) внедрением автономных расплавов, меняющих свой состав в антидромной последовательности от лейкобазальтоидного через мезобазальтоидный до пикритойдного; 2) дифференциацией этих расплавов на уровне становления. Сиениты (трахиты) аргимбайского комплекса являются продуктами дифференциации лейкобазаль-

тоидной магмы, а пикрит-диабазы 3-й фазы максутского комплекса – продуктами дифференциации пикритовой магмы. Для базальтовых расплавов, сформировавших 1-ю и 2-ю фазы максутского комплекса, роль дифференциации, по-видимому, была незначительна.

Генетическая связь аргимбайского и максутского комплексов вполне объяснима, если предположить, что первичные расплавы, сформировавшие их, образовались в результате последовательного заглупления фронта магмообразования и смены магмообразующих субстратов.

Развитие гранитоидов внутри тастауского и преображенского комплексов – гомодромное. В каждом комплексе ранние фазы представлены самыми меланократовыми и высокотемпературными породами (сиенитоиды и граносиениты), отвечающими родоначальным магмам. Поздние граниты, вероятно всего, являлись продуктами флюидно-магматической дифференциации первичных щелочно-салических расплавов. Различный состав предполагаемых родоначальных магм для тастауской ассоциации и преображенского комплекса, отличающихся по железистости, кремнекислотности и щелочности, вероятно, отражает резкое различие их исходных субстратов (чарнокитизированные гранулиты для тастауской ассоциации, высокожелезистые эвлизиты для преображенского комплекса).

Гранитоиды тастауской ассоциации и преображенского комплекса являются высокотемпературными, так как содержат реликтовые высокотемпературные минеральные парагенезисы, кристаллизация которых происходила, главным образом, в условиях малых и средних глубин ($P \leq 3$ кбар, $T \geq 900^\circ$). В отдельных случаях в реликтовой форме устанавливаются субликвидусные минералы (алюмобронзит, пироп-альмандин и др.), для которых получены оценки температур и давлений, отвечающих гнейсо-гранулитовой фации метаморфизма. Вышеприведенные данные позволяют считать, что зарождение расплавов и кристаллизация ликвидусного парагенезиса происходили в гнейсо-гранулитовом основании коры и гранитоиды тастауской серии представляют собой приповерхностные и вулканические аналоги чарнокитов и эвлизитов.

Щелочные граниты (P_{1-2} ?) проявлены весьма скудно. Они слагают небольшие тела в экзо- и эндоконтактных зонах Дельбегетейского гранитоидного массива. Породообразующий парагенезис представлен эгирином (либо эгирин-авгитом), рибекитом, кварцем и полевыми шпатами. Изредка отмечаются гастингситовые граниты.

Приуроченность щелочных гранитов исключительно к Дельбегетейскому массиву позволяет рассматривать их пока в парагенетической связи с гранитоидами преображенского комплекса.

Семейтауская вулканоплутоническая серия (T_1) объединяет субплатформенные магматиты Чарской зоны. Ареал их распространения ограничен одноименной вулканической структурой, расположенной в северо-западной части региона. В составе серии выделено два гомодромных ритма: ранний вулканический базальт-трахит-липаритовый и поздний вулканоплутонический монзонит-граносиенит-гранитный. Завершается магматизм серии внедрением послегранитовых даек субщелочных диабазов, которые близки к базальтоидам раннего ритма.

Базальт-трахит-липаритовый ритм. Гиалобазальты сложены андезин-лабрадором, субкальциевым авгитом, гиалосидеритом и бронзитом. Они характеризуются лейкобазальтоидным, субщелочным и среднетитанистым уклонами. По этим признакам они близки к базальтам аргимбайского и максутского комплексов, но отличаются более низким содержанием глинозема и более высоким калия.

Для трахитов и кислых эффузивов характерен высокотемпературный раннемагматический парагенезис кварца, анортоклаза, санидина, субкальциевого геденбергита, фаялита и феррогиперстена. Высокотемпературность существовавших щелочносалических и кислых расплавов подтверждается данными по термометрии расплавных включений из кварцевых вкрапленников (1050–1100°). В приповерхностных условиях ранний парагенезис сменяется субсолидным кварц–анортоклаз–биотит–амфиболовым. Трахиты и липариты характеризуются среднешелочными и среднеглиноземистыми составами, а также преобладанием калия над натрием.

Монцит – граносиенит – гранитный ритм отличается от предыдущего более высокой общей щелочностью и постоянным преобладанием калия над натрием. Раннемагматический парагенезис в монцитах и монцитит–порфирах сложен лабрадором, антипертитом, анортоклаз–криптопертитом, субкальциевым салитом и феррогортонолитом, позднемагматический – ортоклазом, олигоклазом, кварцем, биотитом и амфиболом. Граносиениты и граниты сложены кварц–анортоклаз–биотит–геденбергитовым парагенезисом. Отсутствие здесь фаялита и феррогиперстена позволяет предполагать более низкую температуру расплавов.

Глубинные включения в породах семейтауской серии (шпинелевые и бесшпинелевые анортозиты, габбро–анортозиты и основные гранулиты) сопоставляются с позднепротерозойскими габбро–анортозитами, которые, вероятно, были сиенитизированы и послужили субстратом для палингенных коровых магм семейтауской серии. Состав глубинных включений, раннемагматических парагенезисов и высокотемпературный тип щелочносалических и салических расплавов свидетельствуют, что образование исходных магм происходило в основании коры на уровне гранулитовой фации метаморфизма, при этом предшествовавший базитовый расплав, вероятнее всего, служил проводником ювенильных флюидных потоков, вызвавших сиенитизацию гранулитового слоя и его последующее плавление. Определенную роль, вероятно, играли процессы смешения базитового и щелочносалического расплавов.

Для семейтауской серии характерен ряд признаков, сближающих ее с рапаквидоподобными гранитоидами: высокая калиевость пород, высокая железистость темноцветных минералов, овоидная структура в монцитах и граносиенитах, сопряженность интрузивных пород с эффузивными, приуроченность серии к заключительному этапу развития Зайсанской системы и т.д.

Общие черты эволюции магматизма и коры Чарской зоны в континентальную стадию развития рассмотрены на основе изучения состава базитов и гранитоидов, а также состава глубинных включений в гранитоидах (реситов) и ксенокристов).

Магматизм континентальной стадии начался с базитовых комплексов, имеющих антидромную тенденцию развития и отражающих главным образом специфику магмообразования в верхней мантии (углубление фронта магмообразования, смена субстратов и т.д.). Этот период совпадает с началом гранитизации (калишпатизации) консолидированной коры промежуточного типа. По мере разрастания коры континентального типа и ее "созревания" появляются гранитоиды, причем доля их увеличивается и изменяется щелочность: калинатровые существенно гранитоидные комплексы сменяются натрокалиевыми гранитными и сиенит–гранитными комплексами.

Завершающая магматическая серия семейтауская имеет существенно калиевую щелочность. При этом уровень натровой щелочности гранитоидов со временем изменяется в небольших пределах или даже снижается, демонстрируя эволюцию земной коры главным образом как процесс непре –

рвной ее калишпатизации от времени зарождения до мезозоя включительно.

Своеобразием коры Чарской зоны является возникновение ее путем метаморфизма и гранитизации существенно вулканогенных комплексов повышенной основности и резко угнетенная роль метапелитовых комплексов. Этим обусловлен монзонитоидный "уклон" всех гранитоидов зоны, в отличие от соседних зон, где метапелитовые комплексы по объему сопоставимы с метабазитовыми или преобладают над ними, где широко развиты среднетемпературные слюдяные редкометалльные граниты.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А., Авдеев А.В., Паталаха Е.И. Магматизм Казахстана с позиций современных геотектонических концепций. – В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 18–35.
- Ажгирей Д.Г., Воробьев Ю.Ю., Дьяков Б.А. и др. Характеристика герцинского магматизма Зайсанской геосинклинальной области. – В кн.: Геология СССР. Т. 41, ч. 1. М.: Недра, 1967, с. 312–321.
- Анортозит–рапакиви гранитная формация/Великoslavинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Л.: Наука, 1979. 296 с.
- Аристов В.А., Алексеев А.С. Позднегурнейские конодонты зоны *Scaliognatus anchoralis* из Восточного Казахстана. – ДАН СССР, 1976, т. 229, № 1, с. 189–192.
- Артемов Ю.М. Геохимическое значение вариаций первичного отношения Sr^{87} / Sr^{86} для некоторых генетически связанных типов изверженных пород. – В кн.: Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979, с. 150–154.
- Баженова Г.Н. Анортозиты Каларского массива. – В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 70–85.
- Бакуменко И.Т. О первичных включениях в магматических минералах и начальных экспериментах с ними. – В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Новосибирск: Наука, 1965, с. 48–54.
- Бакуменко И.Т., Коляго С.С., Соболев В.С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях – ДАН СССР, 1967, т. 175, № 5.
- Бакуменко И.Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. – В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, с. 259–271.
- Балашов Ю.А. Эволюция изотопной неоднородности верхней мантии Земли.– Геохимия, 1979, № 12, с. 1767–1783.
- Балута О.Е., Аюшин Ю.К., Евстигнеев О.Е., Александров Б.В. Медно-никелевое оруденение в Зайсанской геосинклинали. – Разв. и охрана недр, 1975, № 10, с. 7–11.
- Белоусов А.Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. – Геол. и геофиз., 1967, № 5, с. 26–34.
- Белоусов А. Ф. Об основном вопросе в проблеме происхождения магм базальтоидных ассоциаций. – Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 69–75.
- Белоусов А.Ф. О соотношении между составами базальтоидов в геосинклинальных и орогенных вулканических ассоциациях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7, с. 28–38.

- Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1981.
- Бердников М.Д. Границы рапакиви Воронежского кристаллического массива. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 67-77.
- Беспалов В.Ф. Щелочные породы Прииртышья. - Сов. геология, 1948, вып. 31, с. 49-54.
- Богатиков О.А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 229 с.
- Богданова С.В. Анортозиты Волго-Уральской области. - В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 85-99.
- Бок И.И., Истомин А.Н. Семейтауский кальдероплутон и липаритовые игниобриты. - В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 116-118.
- Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. 464 с.
- Буданов В.И. К вопросу о происхождении рапакиви Джаманского интрузива (Зап. Памир). - Зап. Тадж. отд. минер. об-ва, 1964, вып. 2, с. 32-46.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Первичная расслоенность и первичнорасслоенные массивы. - В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л.: Наука, 1972, с. 124-125.
- Ваганов В.И., Кузнецов И.Е. Определение температур кристаллизации оливина ультраосновных и основных пород. - В кн.: Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976, с. 142-156.
- Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Габброиды западной части Зайсанской складчатой системы и их рудоносность. - В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 56-70 (ИГиГ СО АН СССР).
- Владимиров А.Г., Изох А.Э., Яковлева Н.А. Пикритовые порфириды Зайсанской складчатой системы и их генезис. - ДАН СССР, 1979а, т. 247, № 5, с. 1236-1240.
- Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузубный В.С. О расчленении позднепалеозойских габброидов Юго-Западной Калбы. - Геол. и геофиз., 1979б, № 9, с. 43-52.
- Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузубный В.С., Кузнецова А.И. Петрология пикрит-диабазовой формации Зайсанской складчатой системы. - В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 263-288.
- Владимиров А.Г., Майорова О.Н. Генезис граната из дацит-порфиров Актобинской вулканической структуры (Восточный Казахстан). - Зап. Всес. минер. об-ва, 1983.
- Гатаулин А.М. Методическое пособие по магматической статистике. - М.: Наука, 1970. 170 с.
- Геншафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 208 с.
- Геологическая карта Казахской ССР. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка / Ротараш И.А., Полянский Н.В., Гредюшко Е.М. и др. Алма-Ата: Аэрология, 1979. 182 с.
- Геологические формации Зайсанской складчатой системы / Хисамутдинов М.Г., Авров Д.П., Василевская Е.Д. и др. М.: Недра, 1972. 232 с.
- Глоба В.А., Зеленнова В.И., Левин Г.Б., Нурмагамбетов А.А. Верхнепалеозойская эффузивно-интрузивная деятельность в Западной Калбе и связь

с нею золотого оруденения. – В кн.: Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана, вып. 1. Алма-Ата, 1968, с. 39–44 (ОНТИ КазИМС).

Гольдин С.В. О проверке однородности совокупностей геологических объектов. – В кн.: Математические методы при геологических исследованиях в Западной Сибири. Тюмень, 1968, с. 108–126.

Горжевский Д.И., Иванкин П.Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4, с. 26–40.

Гранулитовая фация метаморфизма /Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина П.П. и др. Л.: Наука, 1972. 256 с.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.

Гредюшко Е.И., Ротараш И.А., Самыгин С.Г. Олигостромовые комплексы Юго-Западного Алтая. – ДАН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 171–174.

Грин Т.Х. Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Наука, 1970, с. 250–283.

Грин Д.Х., Ламберт И.Б. Экспериментальная кристаллизация безводного граната при высоких давлениях и температурах. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Наука, 1970, с. 92–105.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эглогит и применение результатов этого изучения в петрологии. – В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 9–77.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Наука, 1970, с. 240–249.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 285 с.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали. – Геол. и геофиз., 1969, № 3, с. 121–125.

Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали. – В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 196–219.

Елисеев Н.А. Геологический очерк Калбы. – В кн.: Большой Алтай. Т. 2. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1936, с. 119–176.

Ермаков В.А., Фарберов А.И., Хотин М.Ю., Вандекирков Ю.В. Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки. – В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 67–123.

Ермолов П.В. Об источнике калия и фтора при формировании герцинских габбро-гранитных серий западной части Зайсанской складчатой системы. – Геол. и геофиз., 1973, № 10, с. 57–65.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. Петрология рудоносного габбрового массива Максут. – Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 57–67.

Ермолов П.В., Дьячков Б.А. Магматические комплексы и рудные формации западного борта Зайсанской складчатой области. – В кн.: Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1972, с. 60–68 (ОНТИ КазИМС).

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тяп В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.

- Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Об автономности щелочносалических магм в сиенит (граносиенит)-гранитных комплексах. - В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978а, с. 114-126.
- Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре. - ДАН СССР, 1979а, т. 245, № 1, с. 208-211.
- Ермолов П.В., Кузубный В.С., Владимиров А.Г. Тастауская вулканоплутоническая базит-гранитоидная серия Зайсанской складчатой системы. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978б, № 2, с. 1-14.
- Ермолов П.В., Кузубный В.С., Владимиров А.Г., Королюк В.Н. Реликтовые минеральные парагенезисы чарнокитоподобных гранитоидов и их петрологическое значение. - Геол. и геофиз., 1979б, № 3, с. 78-87.
- Ермолов П.В., Тянь В.Д., Ермоленко А.Е. Аргимбайский щелочно-габброидный комплекс Жарминского района. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Зайсанской складчатой системы. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 70-77.
- Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. и др. Офиолиты Чарского пояса. - В кн.: Офиолиты. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 103-178.
- Ерофеев В.С., Нарсеев В.А., Филиппов В.Ф. Восточный Казахстан. Россыпные месторождения титана. - В кн.: Геология СССР. Т. 41, ч. 2. М.: Недра, 1974, с. 44-46.
- Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. - Геотектоника, 1979, № 1, с. 22-35.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зубатарева Л.И., Кабанова Е.С., Руднин Г.Б. Магматизм (магматические породы) океанических островов. М., 1978. 88 с. (ВИНИТИ).
- Изох А.Э. Калиевые граносиенит-гранитные комплексы Зайсанской и Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1980. 21 с.
- Изох Э.П., Налетов Б.Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1974, вып. 2, № 4, с. 205-218.
- Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.
- Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение /Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. М.: Наука, 1967. 384 с.
- Истомин А.Н., Сальменова И.З. Новые данные о нижнетриасовом возрасте семейтауского вулканического комплекса. - Изв. АН КазССР, 1964, № 9, с. 86-89.
- Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
- Кагарманов А.Х., Тарасенков А.М. О стратиграфическом положении вулканических толщ в разрезе верхнего палеозоя Калбы. - Зап. ЛГИ, 1964, т. 47, вып. 2, с. 25-34.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 266 с.
- Казакова Э.Н., Неверов Ю.Л., Сергеев К.Ф. и др. О щелочных породах островов Малой Курильской гряды. - ДАН СССР, 1967, т. 173, № 4, с. 903-905.
- Кленина Л.Н., Корень Т.Н. О находке силурийских граптолитов в Зайсан-

ской складчатой системе. - Изв. АН КазССР. Сер геол., 1977, № 3, с. 57-60.

- Ковалев А.А., Карякин Ю.В. Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиций концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении. - В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: Аэрогеология, 1973, с. 81-85.
- Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. На примере Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 288 с.
- Красильников Б.Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М.: Наука, 1966. 230 с.
- Краснобаев А.А., Лепихина О.П., Ронкин Ю.Л. и др. Новые данные по Бердяшскому массиву рапакиви. - В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1979, с. 112-113.
- Кривенко А.П., Павлов А.Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы. - В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1963, с. 5-43.
- Кривенко А.П., Орлов Д.М. Пироксены габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской области. - В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 269-292.
- Кузевный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
- Кузевный В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Марьян А.М. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой системы. - В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 166-196.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу. - Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3-19.
- Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
- Левковский Р.В. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.
- Ленников А.М., Недашковский П.Г. Петрология рапакивиоподобных гранитоидов улканского комплекса. - Деп. ВИНТИ, № 2423-78, 1978. 220 с.
- Лопатников В.В. Магматизм и оруденение северо-восточной части Калба-Нарымской зоны. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977. 27 с.
- Лопатников В.В., Ермолов П.В. Новые данные по магматизму Калбы. - В кн.: Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 73-88.
- Любецкий В.Н. Субширотные глубинные разломы Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. - Изв. вузов. Геол. и разв., 1965, № 7, с. 3-11.
- Любецкий В.Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. - Изв. вузов. Геол. и разв., 1965, № 12, с. 3-14.
- Магматизм и рудоносность Калба - Нарымской зоны Восточного Казахстана - на /Лопатников В.В., Изов Э.П., Ермолов П.В. и др. М.: Наука, 1982.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР, кн. 2. М.: Недра, 1980а. 283 с.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР, кн. 3. М.: Недра, 1980б. 266 с.

- Максимов А.П., Кадик А.А., Коровушкина Э.З., Иванов Б.В. Кристаллизация андезитового расплава при заданной концентрации воды в области давлений до 12 кбар. - *Геохимия*, 1978, № 5, с. 669-679.
- Марьин А.М., Назаров Г.В., Ткаченко Г.Г., Шуликов Е.С. Геологическое положение и возраст габброидных интрузий Иртышской зоны смятия. - В кн.: Труды ИГН им. К.И. Сатпаева АН КазССР. Т. 17. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 32-45.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. - В кн.: Материалы III Всес. вулканологического совещания. М.: Наука, 1971, с. 11-16.
- Материков М.П., Сирина Т.Н. Новый тип оловянного оруденения в Восточном Казахстане. - *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1970, № 10, с. 89-94.
- Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М.: Мир, 1968, 408 с.
- Михайлов Н.П., Семенов Ю.А. Каратургайский пикрит-диабазовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов. - *Сов. геол.*, 1965, № 3, с. 43-58.
- Монич В.К. Изверженные породы семейтауского комплекса. - *Изв. АН Каз. ССР*, 1949, вып. 11. Сер. геол., с. 3-19.
- Муратов М.В., Славин В.И. К стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Калбы. - *Сов. геол.*, 1948, сб. 31, с. 10-22.
- Муратов М.В., Славин В.И. Краткий геологический очерк Калбы. Сер. Очерки по геологии Сибири, вып. 16. М.: Изд-во АН СССР, 1953, 84 с.
- Мурдмаа И.О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса. - В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 128-147.
- Мысник А.М., Веренцов Ю.И., Брюханов А.Т. Новый тип золото-сурьмяного оруденения в Жана-Семейском районе (Восточный Казахстан). - В кн.: Материалы II Республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов Каз.ССР. Усть-Каменогорск, 1970, с. 118-119.
- Налетов Б.Ф., Изох Э.П. Региональная петрохимия гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.
- Нехорошев В.П. Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.
- Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 305 с.
- Панских Е.А., Меркурьева Г.М., Кондратьева В.А. Метаморфизм анортозитовых комплексов и связь с ними полезных ископаемых. - В кн.: Метаморфическое рудообразование. Апатиты, 1979, с. 108-109.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной коры Северной Евразии. - *Геотектоника*, 1976, № 5, с. 3-16.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Температурный режим кристаллизации и дифференциации основных и ультраосновных магм. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 7. М.: Наука, 1978, с. 142-173.
- Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии/ Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Новосибирск: Наука, 1975. 436 с.
- Пискунов Б.А., Абдрахманов А.И., Ким Ч.У. Корреляция состав - глубина и положение магматических очагов Курильских вулканов. - *ДАН СССР*, 1979, т. 224, № 4, с. 937-940.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А. Явления гранитизации и магматического замещения в Енисейском плутоне маинского

- плаггиогранитного комплекса. - В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 21-39.
- Полянский Н.В. Нижнекаменноугольные олистостромы центральной части Зайсанской складчатой системы. - ДАН СССР, 1978, т. 241, № 3, с. 674-677.
- Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса. - Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 66-78.
- Полянский Н.В., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Некоторые особенности металлогении Чарской зоны. - Изв. АН Каз.ССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 51-57.
- Полянский Н.В., Хомяков В.Д. Геосинклинальные вулканические комплексы Чарского офиолитового пояса. - В кн.: Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 39-51.
- Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения/Изох Э.П., Калмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 248 с.
- Попов В.С. Смешение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа.- Вулканол. и сейсмол., 1981, № 1, с. 3-14.
- Породообразующие пироксены/Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. М.: Наука, 1971. 454 с.
- Прохоров К.В. Третичные гранитоиды Камчатки. М.: Наука, 1964. 135 с.
- Раген Э. Плутонические породы. М.: Мир, 1972. 254 с.
- Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау/Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. М.: Наука, 1971. 342с.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана, 1971. Л.: Наука, 1976. 97 с.
- Розинов М.И. Особенности дифференциации Осиновской интрузии (Западное Забайкалье). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 10, с. 126-131.
- Ротараш И.А., Клепиков Н.А., Гредюшко Е.А. Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория. - Геотектоника, 1980, № 4, с. 52-62.
- Семенов Д.Ф. Неогеновые магматические формации Южного Сахалина. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1975. 208 с.
- Симон А.К., Баскина В.А. Пикриты и проблемы ультраосновного магматизма. - В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 260-273.
- Скрипниченко В.А. Ликвация как механизм образования габбро-сиенитового комплекса Северного Тимана. Автореф канд. дис. М., 1979. 15 с.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
- Тарарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. 142 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 592 с.
- Толстихин И.Н., Друбецкий Е.Р., Эрлих Э.Н., Мамырин Б.А. К вопросу о происхождении кислых вулканических пород Камчатки. - Геохимия, 1976, № 7, с. 997-1002.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1973. 552.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.

- Фейгин Я.М. О петрологическом значении уменьшения объема магматических расплавов стратифицированных интрузий. - В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 1971, с. 120-128.
- Фиженко В.В., Шуркин К.А., Сидоренко В.В. и др. Основные черты развития интрузивного магматизма зоны сочленения беломорид и карелид (Северная Карелия). - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 64-68.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
- Фонарев В.И., Корольков Г.Я., Докина Т.Н. Экспериментальное исследование ассоциации ортопироксен + оливин + кварц. - В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 159-177.
- Хамрабаев И.Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии. - В кн.: Петрология. М.: Наука, 1972, с. 39-47.
- Цветков А.А., Борисовский С.Е. Минералы высоких давлений юрских андезито-дацитовых лав Северной Осетии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 58-67.
- Шемякин В.М., Шуркин К.А. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 225-232.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата: Наука, 1976. 198 с.
- Эволюция вещества при ультраметаморфизме /Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н. и др. Л.: Наука, 1972. 180 с.
- Яковлев П.Г., Лыхина Н.С., Малютин С.А. и др. Мезозойский магматический комплекс и связанная с ним гидротермальная минерализация Тениз-Коржункульской кольцевой структуры в Еремен-Тауском районе Северного Казахстана. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 52-67.
- Anderson J.L. Mineral equilibria and crystallisation conditions in late Precambrian Wolf River rapakivi massif Wisconsin. - Amer. Journ. of Sci., 1980, v. 28, p. 289-332.
- Anderson J.L., Cullers R.L. Geochemistry and evolution of the Wolf River batholith, a late Precambrian rapakivi massif in North Wisconsin, U.S.A. - Precambrian Res., 1978, v. 7, p. 287-324.
- Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite. - Carnegie Inst. Washington Year Book 76, 1977a, p. 424-428.
- Arndt N.T. Ultrabasic Magmas and High-Degree Melting of the Mantle. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1977b, v. 64, N 2, p. 205-221.
- Barker D.S., Long L.E. Feldspathoidal syenite in a quartz diorite sill, Brookville, New Jersey. - J. Petrol, 1969, v.10, N 2, p. 202-221.
- Bonin B., Bowden P., Vialelte Y. Signification du rapport initial Sr^{87}/Sr^{86} dans les complexes acides anorogéniques. - 7^e Réunion annu. Sci. terre, Lyon 1979, Paris, 1979, p. 66-67.
- Bottinga J., Weil D.F. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxides components. - Amer. J. Sci., 1970, v. 269, N 2, p. 169-182.

- Bowden P., Kinnaird J.A. Younger granites of Nigeria - a zinc-rich tin province. - Trans. Inst. Mining and Met., 1978, B 87, p. 66-69.
- Brown G.C. Mantle origin of Cordilleran granites. - Nature, 1977, v. 265, N 5589, p. 21-24.
- Brown G.C., O'Connor P.S. Petrogenesis of British Caledonian granites based on initial strontium isotope ratios. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1978, v. 53, N 1, p. 177.
- Butler J.R., Fullagar P.D. Petrochemical and geochronological studies of plutonic rocks in the Southern Appalachians. III. Leucocratic adamellites of the Charlotte belt near Salisbury, North Carolina. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, v.89, N 3, p. 460-466.
- Cattermole P.J. The crystallization and differentiation of a layered intrusion of hydrated alkali olivine-basalt parentage at Rhiw, North Wales. - Geol. J., 1976, v. 11, N 1, p. 45-70.
- Dickinson W.R. Petrogenetic significance of geosynclinal andesite volcanism along the Pacific margin of North America. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1962, v. 73, p. 1241-1256.
- Chaudhuri S., Brookins D.G. The Rb-Sr systematics in acid leached clay minerals. - Chem. Geol., 1979, v. 24, N 3-4, p. 231-242.
- Clarke J.W. Geology and mineral resources of the Thomaston quadrangle, Georgia. - Geol. Surv. Georgia Bull., 1952, N 59.
- Ebert H. Suprakrustale glider der Charnockit-Familie in Nordwesachsen. - Geologie Jhr., 1968, N 9, p. 1031-1050.
- Eggler D.H. Water-Saturated and Undersaturated Melting Relations in a Paricutin Andesite and an Estimate of Water Content in the Natural Magma. - Contrib. Mineral. Petrol., 1972, v. 34, p. 261-271.
- Emslie R.F., Cousens B., Hamblin C., Bielecki J. The Mistastin batholith, Labrador-Quebec. an Elsonian composite rapakivi suite. - Pap. Geol. Surv. Canada, 1980, N 1, p. 95-100.
- Ewart A., Hildreth W., Carmichael I.S.E. Quaternary acid magma in New Zealand. - Contribs. Mineral. Petrol., 1975, v.51, N 1, p. 1-27.
- Flood R.H., Vernon R.H., Shaw S.E., Chappell B.W. Origin of pyroxene plagioclase aggregates in a rhyodacite. - Contribs. Mineral. Petrol., 1977, v. 60, N 3, p. 299-309.
- Francis D.M. The origin of amphibol in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska. - J. Petrol., 1976, v. 17, N 3, p. 357-378.
- Green T.H. Crystallization of Calc-Alkaline Andesite under Controlled High-Pressure hydrous conditions. - Contrib. Mineral. Petrol., 1972, v. 32, N 2, p. 150-166.
- Green T.H., Ringwood A.E. Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under highpressure hydrous conditions. - J. Geol. Soc. Australia, 1972, v. 19, p. 2, p. 203-212.

- Hamilton D.Z. Solubility of water in igneous rock melts. - Program Annual Meeting, 1963, p. 17-20.
- Hawkesworth C.J., Morrison M.A. A reduction in Sr^{87} / Sr^{86} during basalt alterations. - Nature, 1978, v. 276, N 5686, p. 381-383.
- Ito K., Kennedy G.C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. - Amer. Sci., 1967, v. 265, N 6, p. 519-538.
- Jagi K. Petrochemical studies on the Morotu District, Sakhalin. - Bull. Geol. Soc. Am., 1953, v. 64, N 7, p. 769-809.
- Jayaram S., Nenkatasubramanian N.S., Radhakrishna B.P. Rb-Sr ages of cordierite-gneisses of Southern Karnataka. - J. Geol. Soc. India, 1976, v. 17, N 4, p. 557-561.
- Johnson R.W., Smith E.M., Taylor S.R. Hotspot volcanism in St-Andrew Strait, Papua New Guinea: geochemistry of a Quaternary bimodal rock suite. - J. Austral. Geol. and Geophys., 1978, v. 3, N 1, p. 55-69.
- Kesler S.E., Lewis J.F., Jones L.M., Walker R.L. Early Island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic. - Contribs. Mineral. Petrol., 1977, v. 65, N 1, p. 91-99.
- Kudo A.M., Weil D.F. An Igneous Plagioclase thermometer. - Contr. Miner and Petrol., 1970, v. 25, p. 52-65.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. - Bull. Volcanol., 1966, v. 29, p. 195 - 222.
- Kushiro I., Syono X., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. - J. Geophys Res., 1968, v. 73, N 18, p. 6023-6029.
- Laing B.K. Rapakivi texture from O'Leary Porphyry Arizona (U.S.A.). - Bull. volcanol., 1980, v. 43, N 1, p. 155-171.
- MacRae N.D. Silicate glass and sulfides in ultramafic xenoliths Newer Basalts, Victoria, Australia. - Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 68, N 2, p. 275-280.
- Maluski H. Sur la presense de fayalite en megacristsaux dans les microgranites a riebeckite d'Evisa. - Corse. C.R. Acad. sci, 1975, D. 281, N 1, p. 5-7.
- McBirney A.R. Mixing and unmixing of magmas. - J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1980, v. 7, N 3-4, p. 357-371.
- McGregor J.D. The system $MgO - SiO_2 - TiO_2$ and its bearing on the distribution of TiO_2 in basalts. - Amer. J. Sci., 1969, v. 267-A, p. 342-363.
- Miyashiro A. Classification, characteristics, and origin of ophiolites. - J. Geol., 1975, v. 83, p. 279-281.
- Mysen B. The role of descending plates in the formation of andesitic melts beneath island arcs. - Carnegie Inst. Washington Year Book 77, Washington, 1978, p. 797-801.
- Mysen B., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. - J. Petrol., 1975, v. 16, p. 520-593.
- Mysen B., Kushiro I. Compositional variations of coexisting phases with degree of peridotite in the upper mantle. - Amer. Mineral., 1977, v. 62, N 9-10, p. 843-851.

- O'Hara M.J., Yoder H.S. Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. - *Scott. J. Geol.*, 1967, v. 3, N 1, p. 67-117.
- Prestvik T. Petrology of hybrid intermediate and silicic rocks from Öræfajökull, Southeast Iceland. - *Geol. Föreningens i Stockholm-Förhandlingar*, 1979, v. 101, p. 4, p. 299-307.
- Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-Liquid Equilibrium. - *Contr., Mineral., Petrol.*, 1970, v. 2, N 4, p. 275-289.
- Sakuyama M. Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. - *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1979, v. 5, p. 179-208.
- Shibata K., Ishihara Sh. Initial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratio of plutonic rocks from Japan. - *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 70, N 4, p. 381-390.
- Shibata K., Suwa K. A geochronological study of granitoid gneiss from the Mbooni Hills, Machakos area, Kenya. - *Prelim. Rept. Afr. Stud.*, Nagoya Univ. Earth Sci., 1979, N 3, p. 163-167.
- Stern Ch.R., Myllie P.J. Phase compositions through crystallizations for subduction zone magms. - *Amer. Miner.*, 1978, v. 63, N 7-8, p. 641-663.
- Sylvester A.G., Miller C.F., Nelson C.A. Monzonites of the White-Inyo Range, California and their relation to the calc-alkalic Sierra-Nevada batholith. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, v. 89, N 11, p. 1677-1687.
- Takahashi E. Partitioning of Ni²⁺, Co²⁺, Fe²⁺ and Mg²⁺ between olivine and silicate melts: compositional dependence of partition coefficient. - *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1978, v. 42, p. 1829-1844.
- Vaasjoki M. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralizations. - *Geol. Surv. of Finland Bull.*, 1977, v. 294, p. 64.
- Wendlandt R.F., Mysen B.O. Melting phase relations of natural peridotite + CO₂ as a function of degree of partial melting at 15 and 30 kbar. - *Amer. Mineral.*, 1980, v. 65, N 1-2, p. 37-44.
- White A.J.R., Chappell B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis. - 25th Int. Geol. Congr., Abstr., v. 3, Canberra, 1977, p. 674-675.
- Wiebe R.A. Commingling of contrasted magmas in the plutonic environment: examples from the Nain anorthositic complex. - *J. Geol.*, 1980, v. 88, N 2, p. 197-209.
- Wood E.J., Strens R.G.J. The orthopyroxene geobarometer. - *Earth and planetary science letters*, 1971, v. 11, p. 1-6.
- Wyllie P.J. Crustal anatexis: an experimental review. - *Tectonophysics*, 1977, v. 43, N 1-2, p. 41-71.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (П.В. Ермолов)	3
Глава 1. Геологический очерк Чарской зоны (Н.В. Полянский, П.В. Ермолов, П.С. Ревякин, В.Д. Борцов)	4
Глава 2. Схема расчленения магматических пород региона. Классификация пород, методика и обзор экспериментальных данных, используемых в работе (П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров, В.С. Кузубный, А.Э. Изох).	13
Глава 3. Тастауская вулкано-плутоническая базит-гранитоидная серия, $S_2 - P_1$	20
§ 1. Аргимбайская вулкано-плутоническая базитовая ассоциация (А.Г. Владимиров, П.В. Ермолов, Н.В. Полянский, В.С. Кузубный)	23
§ 2. Максутский гипабиссально-плутонический пикрит-диабазовый комплекс (А.Г. Владимиров, П.В. Ермолов, В.С. Кузубный, А.Э. Изох, П.С. Ревякин, В.Д. Борцов)	46
§ 3. Тастауская вулкано-плутоническая гранитоидная ассоциация (П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров, В.С. Кузубный, П.С. Ревякин, В.Д. Борцов)	74
§ 4. Преображенский (дельбегетейский) гипабиссально-плутонический монзонит-гранитоидный комплекс (П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров, В.С. Кузубный, П.С. Ревякин, В.Д. Борцов)	108
§ 5. Возраст. Формационные аналоги. Общие черты формирования серии (П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров)	126
§ 6. Рудоносность тастауской серии (Н.В. Полянский, П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров)	139
Глава 4. Щелочные граниты, $P_{1-2}?$ (П.В. Ермолов)	143
Глава 5. Семейтауская базит-гранитоидная, вулкано-плутоническая серия, T_1 (П.В. Ермолов, А.Э. Изох, П.С. Ревякин, В.Д. Борцов)	144
Глава 6. Вопросы петрогенезиса (П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров, А.Э. Изох)	179
Заключение (А.Г. Владимиров, А.Э. Изох)	191
Литература	196

Петр Васильевич Ермолов,
Александр Геннадьевич Владимиров,
Андрей Эмильевич Изох,
Николай Васильевич Полянский,
Валентин Степанович Кузубный,
Петр Семенович Ревякин,
Владимир Дмитриевич Борцов

ОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ
ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ
(на примере Восточного Казахстана)

Ответственный редактор
Эмиль Петрович Изох

Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Т.Р. Болдырева
Художественный редактор С.М. Кудрявцев
Художник А.И. Смирнов
Технический редактор Ф.Ф. Орлова
Корректоры Е.Н. Зиминая, В.В. Борисова

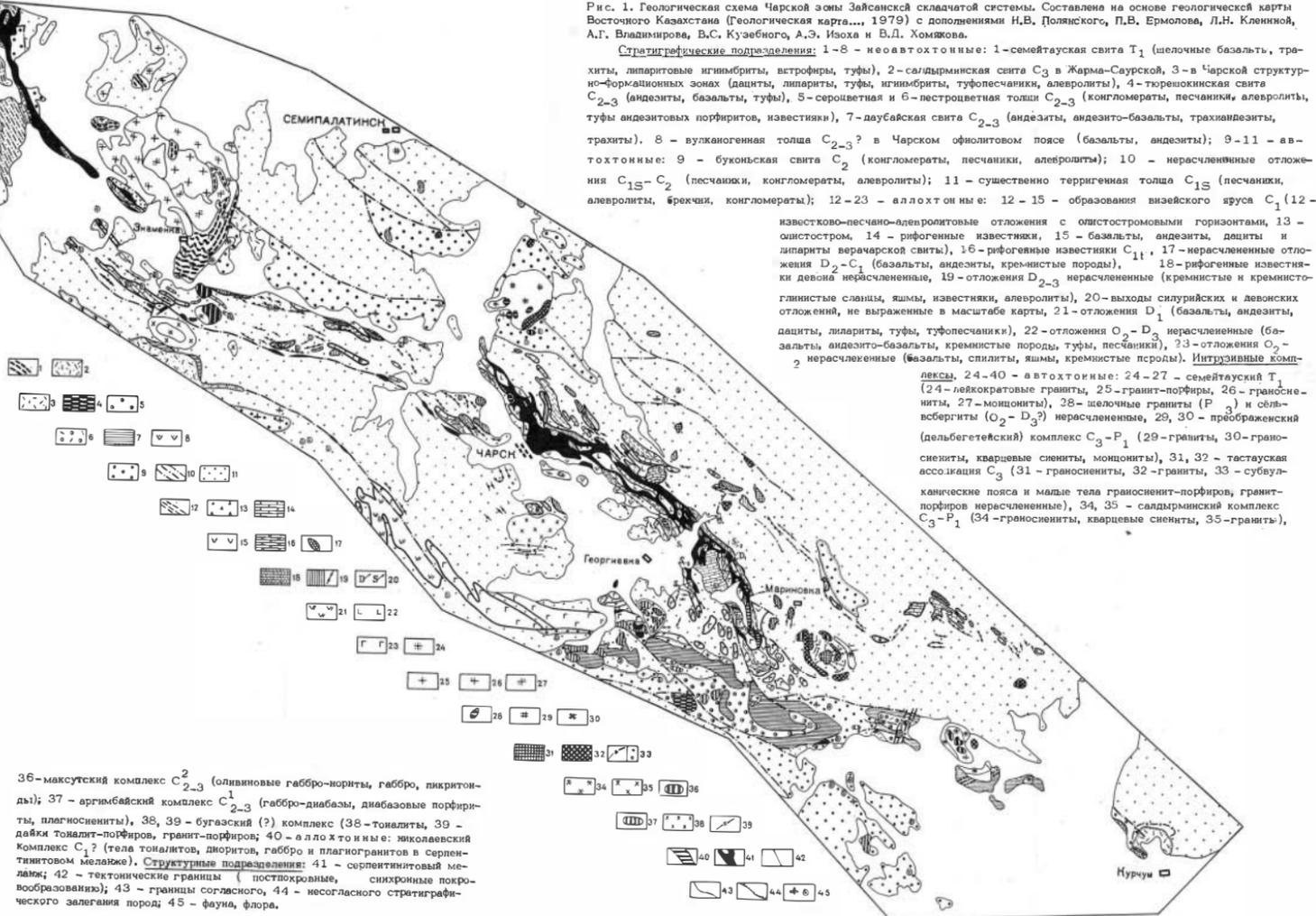
ИБ № 23295

Сдано в набор 24.02.83. Подписано к печати 03.08.83. МН 07553.
Формат 70x100 1/16. Бумага тип. № 1. Офсетная печать.
Усл. печ.л. 16,9. Усл. кр.-отт. 17,2. Уч.-изд.л. 16,5.
Тираж 900 экз. Заказ № 737. Цена 2 р. 50 к.

Издательство "Наука", Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука".
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Рис. 1. Геологическая схема Чарской зоны Зайскай складчатой системы. Составлена на основе геологической карты Восточного Казахстана [Геологическая карта..., 1979] с дополнениями И.В. Полянского, П.В. Ермолова, Л.Н. Клеинкой, А.Г. Владимирова, В.С. Кузнецкого, А.Э. Исоха и В.Л. Хомякова.



36-максутский комплекс C_{2-3} (оливиновые габбро-нориты, габбро, пикритолиты); 37 - аргымбайский комплекс C_{2-3} (габбро-диабазы, диабазовые порфириты, плагносениты); 38, 39 - бугазский (?) комплекс (38-тоналиты, 39 - дайки тоналит-порфиров, гранит-порфиры); 40 - аплотиты и плагитограниты в серпентинитовом мелаже). **Структурные подразделения:** 41 - серпентинитовый мелаж; 42 - тектонические границы (постокровные, синхронные покровообразованию); 43 - границы соедасного, 44 - несогласного стратиграфического залегания пород; 45 - фауна, флора.

Рис. 3. Схема геологической структуры Чарской зоны, Составлена Н.В. Полянский, В.Д. Ермоловым

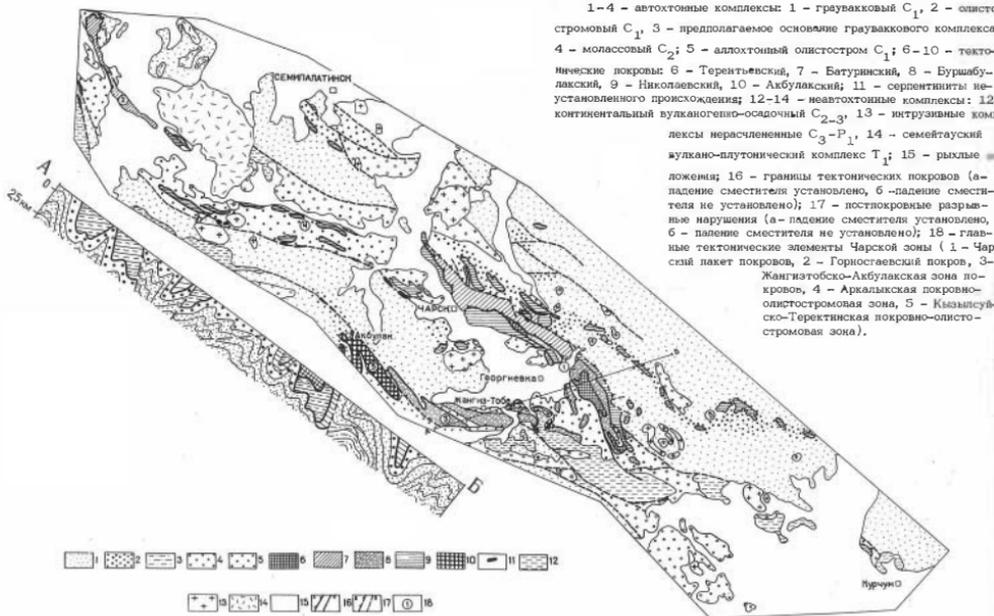


Рис. 10. Схема геологического строения Аргымбайского (Аргымбай-Петропавловского) интрузивного пояса. Составлена П.В. Ермоловым, А.Г. Владимировым, В.С. Кузьбым и В.Д. Хомяковым с использованием материалов В.Ф. Чугунова и др.

1 - четвертичные отложения; 2 - орогенные осадочно-вулканогенные отложения C_{2-3} ; 3 - орогенные существенно осадочные отложения C_2 (буконская свита); 4-6 - геосинклинальные отложения: 4 - алевроитно-песчанистые коклетки свиты C_{10} , 5 - известково-чёрносланцевые аркадской свиты C_{1-2} , 6 - андезитово-базальтовые терсайрайской свиты C_{1-2-3} ; 7 - зеленокаменные порфириты

