

Эвгео-
синклиналиальные
габбро-
гранитоидные
серии



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт геологии и геохимии

4185

Эвгео- синклинальные габбро- гранитоидные серии

Ответственный редактор

член - корреспондент АН СССР

А.М. ДЫМКИН



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1984



Звгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Маляхова, Н.С. Бородина, М.С. Рапопорт, В.Н. Смирнов. — М.: Наука, 1984.

Работа посвящена типизации звгеосинклинальных габбро-гранитоидных серий — интрузивных фаций вулканитов базальт—липаритового ряда. Рассмотрены серии разных стадий развития звгеосинклинали: от самых ранних габбро-плагиогранитных, входящих в состав офиолитовых комплексов и приуроченных к зоне заложения звгеосинклинали, до самых поздних габбро-гранитных и габбро-сиенитоидных, фиксирующих квазиплатформенную стадию развития. Установлена специфика серий, производных примитивных толеитов, континентальных толеитов, базальтов известково-щелочного ряда, выявлены особенности вещественного состава пород, обусловленные глубинным строением разных зон в пределах в звгеосинклинали. Впервые подробно описаны коровые палингенные анортозит—гранитные серии — продукты частичного плавления метаморфизованных габброидов. Обосновано разделение интрузивных пород на две взаимосвязанные группы: плутоническую, не имеющую вулканических аналогов, и вулкано-интрузивную, представленную глубинными фациями эффузивов.

Таблиц 76. Ил. 104. Библ. 179 назв.

Рецензенты:

К.К. Золоев, Д.С. Штейнберг

ЗВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ

*Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и геохимии
им. А.Н. Заварицкого УНЦ АН СССР*

*Редактор Д.Д. Багдатлишвили. Художник Ю.С. Шлеппер
Художественный редактор М.В. Версоцкая. Технический редактор О.В. Аредова
Корректор В.П. Крылова*

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27944

Подписано к печати 02.04.84, Т — 09113. Формат 60 × 90 1/16
Бумага для глубокой печати. Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,5
Усл.кр.-отт. 16,7. Уч.-изд.л. 20,9, Тираж 700 экз. Тип. зак. 1327. Цена 3 р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

В обширной литературе по гранитоидному магматизму до настоящего времени недостает детально описанных объектов, представляющих важную группу гранитоидных серий — производных мантийных базитовых магм. Это служит объективной основой существования разных точек зрения на происхождение кислых пород, ассоциированных с базитами. Цель данной работы — в какой-то мере восполнить этот пробел. В ней приводятся оригинальные данные по наиболее типичным и хорошо изученным массивам Урала, залегающим в разной геологической обстановке и характеризующим отдельные стадии развития подвижного пояса.

Магматические породы — это главный, а порой и единственный источник сведений о вещественном составе глубинных горизонтов нашей планеты. И хотя толеитовые серии (к которым принадлежат все габбро-гранитные) в отличие от щелочнобазальтовых не содержат глубинных ксенолитов, особенности внутреннего строения серии и преемственности ее эволюции, тип дифференциации, химический состав габбро и гранитоидов обнаруживают определенную связь с глубинным строением подвижного пояса, выявление которой — одна из задач настоящей работы.

Использование вулканических пород в качестве индикаторов тектонической эволюции часто затруднено из-за того, что в древних эвгеосинклиналях, в том числе и на Урале, они обычно сильно преобразованы, и эти преобразования не всегда строго изохимичны.

Габбро-гранитоидные серии, рассмотренные в настоящей работе, это интрузивные комагматы базальт-андезитовых, базальт-андезит-дацитовых и базальт-липаритовых вулканитов. Геологические соотношения и особенности вещественного состава интрузивных и эффузивных пород свидетельствуют о существовании крупных и взаимосвязанных групп ортомагматитов: плутонической и вулкано-интрузивной. Породы первой группы не дают излившихся фаций, что связано с особенностями самой магмы: плутонические габбро в отличие от базальтов принадлежат к котектике плагиоклаз — фемические минералы, устойчивой при высоком давлении, плутонические гранитные магмы являются более водонасыщенными по сравнению с вулкано-интрузивными. Породы последней группы, как следует из ее названия, встречаются и в интрузивной, и в излившейся фации: габбро в ней — это вещественные аналоги базальтов, т.е. отвечают по составу низкобарической котектике; граниты, как и липариты, соответствуют мало-водной котектике и отличаются от плутонических разностей повышенным содержанием кварца. Авторы стремились показать плодотворность подобного подхода к анализу магматических ассоциаций.

Большое внимание было уделено гранитоидному магматизму, связанному с габбро-гипербазитовыми ассоциациями, где были выделены и описаны, с одной стороны, гранитоиды, являющиеся магматическими дифференциатами базальтовой магмы и слагающие единые серии с габбро вулкано-интрузивной группы, и с другой — анортозит-гранитоидные серии, образующиеся в результате высокотемпературного водного метаморфизма

и частичного плавления габброидов плутонической и вулкано-интрузивной групп. Приводимые сведения представляют собой одно из наиболее полных описаний этого особого типа гранитоидного магматизма.

Подробно рассмотрены и габбро-гранитоидные серии эвгеосинклинальных прогибов. Приведены новые данные, подтверждающие образование таких серий в результате кристаллизационной дифференциации разных типов толеитовых базальтовых магм. Обращено внимание на высокую информативность габбро-гранитоидных серий как индикаторов глубинного строения и тектонической эволюции различных зон эвгеосинклиналей. Раскрыта длительная и сложная история формирования габбро-гранитоидных массивов, в которых сосредоточены породы целого магматического цикла продолжительностью 20–30 млн. лет. Такие массивы представляют собой промежуточные магматические очаги, питающие вулканические извержения. Терминология поясняется в соответствующих главах; здесь отметим только следующее. Термин "серия" применяется для обозначения закономерной гомодромной последовательности магматических пород, связанных общностью пространства и времени, сходными чертами эволюции и вещественного состава. Термин "формация" близок по смыслу к тому, которое использовал Ю.А. Кузнецов [57], и объединяет породы, связанные единством магматического источника. Например, габбро-плагиогранитная формация включает в себя ряд пород, производных от океанической толеитовой магмы, габбро-диорит-гранитная — от континентальной или островодужной толеитовой и т.д. Формационный тип или группа формаций объединяет формации, производные от базальтовых, андезитовых и более кислых магм. Объем магматической серии и формации не всегда совпадает. В зависимости от конкретных геологических условий одна и та же по составу магма в процессе эволюции может дать разные серии, различающиеся, например, типом дифференциации, содержанием щелочных металлов, железистостью и другими параметрами, т.е. в рамках одной и той же формации могут быть выделены серии разного типа. Термины "комплекс", "ассоциация" относятся к группам пород, объединенных разными признаками.

Авторский коллектив представлен сотрудниками лаборатории петрологии гранитоидов Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УНЦ АН СССР и ПГО "Уралгеология" (М.С. Рапопорт). Полные химические анализы пород сделаны в лаборатории ПГО "Уралгеология" под руководством Г.Ф. Вьюновой, минералов — в лаборатории Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УНЦ АН СССР, возглавляемой И.И. Неустроевой. В спектральной лаборатории этого же института (руководитель М.В. Траянова) выполнены все анализы на редкие и рассеянные элементы. Rb, Sr, Ba определены рентгено-флуоресцентным методом на приборе VRA=2 (аналитик Н.П. Берсенева), остальные элементы — эмиссионным спектральным методом (аналитик Н.П. Нагаева). Порог чувствительности определения элементов следующей (r/τ): Ni, Co, Cr, V, Nb, Zr, Y — 1; La, Be — 0,5; Ce — 0,3; Rb, Sr — 3; Ba — 50. Микронзондовые анализы выполнены на приборе JXA=5B. А. Вилисовым и Б.Л. Вигоровым, рентгеновские работы — Г.В. Пальгуйевой.

Полезные советы в процессе работы над монографией были даны Д.С. Штейнбергом, Э.П. Изохом, В.С. Поповым, А.А. Краснобаевым, А.И. Грабежевым, В.И. Маеговым, В.В. Холодновым, В.А. Чашухиной, Р.Г. Язевой. Неоценимую помощь в подготовке рукописи оказали сотрудники лаборатории петрологии гранитоидов ИГГ УНЦ АН СССР Т.А. Осипова, Е.В. Пушкарев, Я.Б. Менчинская, В.Г. Крживицкая. Всем этим товарищам авторы приносят свою глубокую благодарность.

Часть I

ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (на примере Урала)

Геосинклинали — наиболее подвижные и проницаемые тектонические элементы литосферы, для которых характерны набор определенных геологических формаций, закономерная направленность магматических явлений и специфическая металлогения.

Геосинклинали при всем их разнообразии обладают рядом общих особенностей. Главные из них — связь с глубинными разломами и одинаковая общая направленность и стадийность развития. Важнейшая составная часть геосинклинальных систем — эвгеосинклинальные зоны, характеризующиеся интенсивным подводным вулканизмом и максимальной проницаемостью. Они сложены дислоцированными толщами большой мощности преимущественно вулканогенных горных пород.

По условиям заложения среди эвгеосинклинальных структур выделяют первичные и вторичные прогибы. Предполагается, что первые закладываются на коре океанического типа, а вторые — в пределах консолидированных блоков предшествующего тектоно-магматического цикла. Первичные эвгеосинклинальные прогибы слагают внутренние зоны подвижных поясов в краевых частях которых синхронно развиваются миогеосинклинальные области, отделенные от эвгеосинклиналей системой поднятий. Границами указанных зон являются системы продольных глубинных разломов, к которым приурочены тела ультрамафитов, рассматриваемые нередко как выступы мантийного вещества или догеосинклинального основания.

По преобладающему составу магматических пород геосинклинали делятся на сиалические и фемические [16, 104]. Базальтоидный магматизм, в том числе и габбро-гранитоидный, типичен для ортогеосинклиналей фемического типа, мировым эталоном которого является Урал.

Уральский подвижный пояс (УПП) характеризуется значительной горизонтальной и вертикальной неоднородностью, широким возрастным диапазоном образований (от архейских до четвертичных включительно) с преимущественным развитием магматических пород на его восточном склоне и первично-осадочных — на западном, исключительным разнообразием магматических проявлений, линейностью большинства тектонических элементов региона. Во многих схемах тектонического строения и тектонического районирования наша нашла отражение выдержанность главных тектонических и структурно-фациальных зон Урала по простиранию. Однако в результате исследований последних десятилетий [5, 26, 44, 48, 50, 89, 92] получены данные о значительном проявлении в УПП также и поперечных структур (северо-западных, северо-восточных и субширотных), которые вместе с субмеридиональными обусловили блоко-

вое строение Урала. УПП, как и подавляющее большинство геосинклинальных складчатых систем мира [16, 121, 135], делится в поперечном сечении на ряд крупных тектонических зон, которые являются блоками глубинного заложения и ограничиваются различного типа конседиментационными и наложенными разрывными нарушениями. С запада на восток традиционно выделяются краевой (передовой) прогиб, мио- и эвгеосинклинальная области.

В пределах миогеосинклинали выделяются поднятия, сложенные докембрийскими, в основном рифейско-вендскими отложениями, и разделяющиеся их отрицательные структуры, выполненные ниже- и среднепалеозойскими осадками. Нижний (доуралиды) и верхний (уралиды) структурные этажи отчетливо различаются по структурному плану. Нижний, доордовикский структурный этаж миогеосинклинальной области сложен осадочными сериями рифея, несогласно перекрывающими метаморфизованный и гранитизированный карельский фундамент — единый для западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы. На востоке миогеосинклинальной области в разрезе доуралид наряду с осадочными толщами появляются вулканогенные образования, а также малоглубинные интрузии габбро, щелочных пород и гранитоидов. Тектоническая эволюция, осадкообразование и магматизм западного склона Урала носят типично платформенный характер [38, 105, 131]. Развитие доуралид завершилось орогенными комплексами (молассами ашинской серии, вулканоплутоническими ассоциациями венд-кембрийского возраста). Структуры "доуралид" на Южном и Среднем Урале имеют "уральское" меридиональное простираие; в северной же его части и под чехлом Печерской синеклизы они становятся северо-западными, резко дискордантными к долготным и северо-восточным структурам уралид и срезаются ими.

Среднепалеозойские отложения уралид в западной части миогеосинклинали сложены известняковыми и терригенными формациями, аналогичными формациям Русской плиты; на восток по направлению к эвгеосинклинали они сменяются маломощными глубоководными алевроито-сланцевыми и глинисто-известняковыми формациями, среди которых иногда появляются и турбидиты.

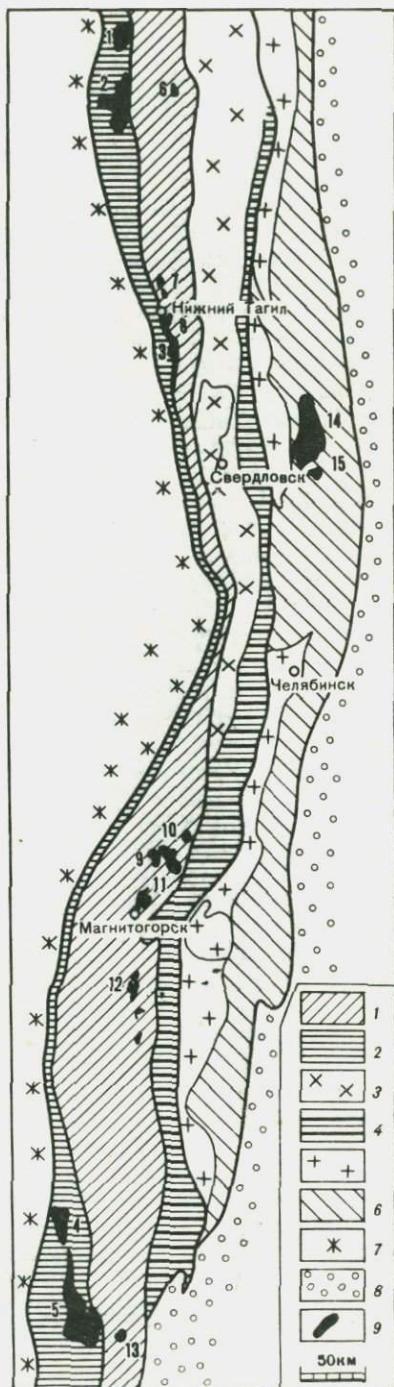
На границе мио- и эвгеосинклинали выделяются структурно-формационные зоны, которые по особенностям тектонической эволюции и формационной принадлежности пород занимают промежуточное положение. В схемах разных исследователей они получили названия "криптоэвгеосинклинали", "реликтовой периферической баттальной зоны" и др. [121].

Эвгеосинклинальная система восточного склона Урала традиционно подразделяется на следующие продольные прогибы и поднятия (с запада на восток): Тагильско-Магнитогорскую систему прогибов, охватывающую Тагильское и Магнитогорское погружения, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб, Зауральское поднятие, Тюменско-Кустанайский прогиб [27]. Поднятия и прогибы, в свою очередь, расчленяются на позитивные и негативные структурные зоны более мелкого порядка. Геолого-геофизические исследования последних лет, особенно результаты глубинного сейсмического зондирования, позволили значительно усовершенствовать тектоническое районирование эвгеосинклинальной провинции восточного склона Урала. Уточнена восточная граница Тагильско-Магнитогорской системы прогибов [26, 89], которая в новой интерпретации непосредственно примыкает к Главному гранитному поясу Урала. Таким образом, Тагильско-Магнитогорская система прогибов в новых границах занимает значительно большее пространство, чем в прежних схемах, и характеризуется рядом отличительных особенностей: наибольшей мощностью

Рис. 1. Схема тектонического районирования Среднего и Южного Урала. Составили М.С. Рапопорт и Г.Б. Ферштатер

1-4 — главная эвгеосинклиальная мегазона; зоны: 1 — троговая, 2 — шовная, 3, 4 — переходная (3 — поднятия, 4 — прогибы); 5, 6 — геосинклиальная мегазона; зоны: 5 — герцинских поднятий, 6 — наложенных эвгеосинклиальных прогибов; 7 — миогеосинклиаль; 8 — Зауралье (герциниды на складчатом каледонском основании); 9 — массивы: 1 — Кумбинский, 2 — Кытлымский, 3 — Черноисточинский, 4 — Хабарнинский, 5 — Кемпирсайский, 6 — Ауэрбаховский, 7 — Тагило-Кушвинский (сиенитовый), 8 — Тагильский, 9 — Верхне-Уральский, 10 — Кассельский, 11 — массивы Магнитогорской группы, 12 — Карабулакский, 13 — Катынадырский, 14 — Рефтинский, 15 — Некрасовский

земной коры (глубина до границы Мох 50–54 км), базальтового или гранулито-базитового слоя (30–36 км), типично эвгеосинклиальным разрезом фанерозойских образований с преобладанием вулканогенных и интрузивных пород. Все это с учетом общности геологического (в том числе глубинного) строения и тектонической эволюции послужило основанием для выделения указанного структурного подразделения в Главный эвгеосинклиальный пояс [6] или в Главную эвгеосинклиальную мегазону по нашей схеме (рис. 1). По данным Н.Г. Берлянд [13], земная кора этой зоны по строению и геофизическим характеристикам сходна в целом с корой современных островных дуг. В Главной эвгеосинклиальной мегазоне в отдельных ее блоках сохранились реликты коры океанического типа [155]. Процессы эпигеосинклиального развития мегазоны не захватили всю ее кору целиком и не привели к перестройке последней и превращению ее в кору континентального типа, т.е. в пределах Главной эвгеосинклиальной мегазоны не проявились в широких масштабах гранитизация и континентальный вулканизм. Вследствие этого развитие земной коры мегазоны приостановилось на стадии островных дуг.



В поперечном сечении Главной эвгеосинклинальной мегазоны можно выделить три структурные зоны: 1) шовную или зону Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР); 2) троговую (Тагильско-Магнитогорскую) и 3) переходную (Свердловскую).

Шовная зона (зона ГУГР) представляет собой геологическую систему, состоящую из специфических магматических, осадочных и метаморфических формаций. ГУГР — это крупный шов, к которому приурочены габбро-гипербазитовые массивы пород альпинотипной и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциаций. Вмещающие их породы — дислоцированные и метаморфизованные вулканогенные (главным образом, примитивные толеитовые базальты) и вулканогенно-осадочные образования преимущественно ордовикского и раннесилурийского возраста. Интенсивная дислоцированность ультрамафитов, габбро и вмещающих их пород, широкое развитие напряженных крутых (до изоклинальных) складок, большое число разрывных нарушений столь же характерны для зоны ГУГР, как и сами офиолитовые пояса. Зона ГУГР имеет ширину от нескольких до 50–60 км при общей протяженности более 2500 км.

В региональном поле силы тяжести зоне отвечают максимальные положительные значения (уральский супермаксимум). Последний продолжается на юг вдоль западной краевой части Магнитогорского прогиба, где к нему примыкают с запада Уфалейский гнейсово-мигматитовый комплекс и Тараташская глыба, также имеющие максимальные значения интенсивности поля силы тяжести. Западной части зоны ГУГР (Салатимский пояс) соответствует крупнейшая на Урале гравитационная ступень, обусловленная резко контрастными типами земной коры в пограничных провинциях ортогеосинклинали.

ГУГР — наиболее ранний и наиболее глубинный тектонический шов на Урале. Это очень сложный неоднократно активизированный тектонический фронт с разными планами движений блоков. По данным К.П. Плюснина [84], он возник в конце кембрия — начале ордовика как крупный раздвиг, по которому в позднем палеозое сформировалась глубинная надвиговая структура. Локализованные в зоне ГУГР габбро-гипербазитовые массивы, по данным количественных геофизических расчетов, представляют собой крупные пластообразные тела с восточным падением и мощностью до 10–12 км. Отдельные наиболее крупные массивы типа Войкарского, Кытлымского, Тагило-Баранчинского уходят корнями в базальтовый слой [26]. Массивы изолированы друг от друга только на поверхности. На глубине же они образуют единое очень крупное дайкообразное тело, структурно приуроченное к выделенному К.П. Плюсниным [84] срединному внутририфтовому поднятию. Срединное поднятие образовалось под влиянием интенсивного тектонического сжатия, о чем свидетельствуют характерные текстурные особенности: полосчатость, очковые формы, будинаж, линейность течения и расслоенность массивов, развитие лавсонит-глаукофановых сланцев — продуктов метаморфизма высоких давлений в западном обрамлении зоны ГУГР. Образованию срединного внутририфтового поднятия предшествовало формирование в условиях растяжения крупного раздвига, залеченного офиолитовыми комплексами.

Первоначальные границы ГУГР имели, скорее всего, фациальный характер, что вообще характерно для шовных зон, но затем были неоднократно осложнены позднейшими разрывами и в результате оказались зачатую дизъюнктивными.

Непосредственно к востоку от шовной зоны располагается *тропо́вая* (Тагильско-Магнитогорская) зона, неоднократно описанная в литературе [16, 26, 44, 48, 50, 84, 105]. Именно здесь сосредоточены наибольшие

объемы базальтоидных вулканогенных образований и комагматичных им интрузивов габбро-гранитного формационного типа.

Эвгеосинклиальная Тагильско-Магнитогорская система прогибов характеризуется унаследованной, не претерпевшей инверсии тектоно-магматической эволюцией, в структурном и в формационном отношениях может служить эталоном при выделении подобных образований. По мнению большинства исследователей, Тагильско-Магнитогорская зона имеет рифтовую природу. Так, К.П. Плюснин определяет ее как рифт-синклиорий в связи с приуроченностью к главной раннепалеозойской рифтовой зоне Урала, оказавшей значительное влияние на всю последующую историю развития этой структуры.

В пределах троговой Тагильско-Магнитогорской зоны развиты разнообразные по происхождению и разномасштабные типы тектонических структур. Определяющее значение в ее формировании имела вулканотектоника с присущими ей многообразием и сложностью конкретных блоковых, складчатых, складчато-блоковых, аккумулятивных и структурно-магматических образований [16, 26, 27, 44, 48, 50, 119]. Основной тенденцией тектонического развития троговой зоны и каждого из составляющих ее погружений является непрерывное усложнение структурного плана, выражающееся в последовательном обособлении новых структурно-формационных и структурно-фациальных зон при некоторой миграции заложившихся ранее границ. В Тагильском и Магнитогорском погружениях наблюдается последовательная миграция поясов тектонической и вулканической активности на восток.

Внутреннее строение троговой зоны (вкрест и по простиранию) крайне неоднородно. На севере она отчленяется от Щучинского синклиория поперечной Лонгат-Юганской зоной тектоно-магматической активизации, а на юге (в Мугоджарах) переходит в систему узких рифтовых прогибов. Наиболее значительные различия по простиранию троговой зоны наблюдаются между Тагильским и Магнитогорским прогибами. Первый из них замкнулся в раннем девоне, и поэтому рядом исследователей [44, 66] относится к незавершенным каледонидам. Каледоно-герцинское Магнитогорское погружение заложилось хотя и не одновременно, но большей частью позже Тагильского (в основном в $S_2 - D_3$). Неодинакова в разных частях троговой зоны и суммарная мощность палеозойских вулканогенно-осадочных образований — максимальная (10—15 км) в Магнитогорском и значительно меньшая (до 3—8 км) в Тагильском погружениях. Латеральная дифференциация установлена и вкрест простирания зоны, например для палеозоя Тагильского погружения на Северном и Среднем Урале, где выделяются центральное поднятие и прибортовые прогибы. От центрального поднятия к прибортовым прогибам возрастают масштабы интрузивного базальтоидного магматизма и ослабевает интенсивность осадконакопления.

В Магнитогорском погружении в широтном направлении также выделяются три подзоны со своими особенностями строения и развития. Наиболее ранняя и во многом сопоставимая с западным прибортовым прогибом Тагильского погружения — Западно-Магнитогорская подзона. К центральной подзоне приурочен наложенный Кизильский синклиорий ($D_3 - C_1$). Среднедевонско-каменноугольная Восточно-Магнитогорская зона отличается большей силичностью основания и, как полагал Н.П. Херасков [123] представляет собой часть геантиклинального поднятия, вовлеченного в геосинклиальное погружение. С этим предположением хорошо согласуются результаты сейсмических исследований.

В меридиональном направлении в пределах троговой зоны выделяются разномасштабные с широтными ограничениями блоки, различающиеся строением, возрастными рядами геологических формаций и их составом. По характеру и интенсивности физических полей, преобладанию в вулканогенных формациях отдельных структурно-формационных зон и блоков вулканитов основного, среднего или кислого составов можно в определенной мере судить о гетерогенности и типовых особенностях земной коры Тагильско-Магнитогорской зоны. При общем островодужном характере земной коры этой зоны ее основание меняется в отдельных блоках от фемического до сиалического с преобладанием сиало-фемического типа [13, 89].

Крайняя восточная зона Главной эвгеосинклинальной мегазоны выделена как *переходная* (Свердловская, по [89]). Ранее она относилась к Восточно-Уральскому поднятию [27], но в глубинном сечении, по данным ГСЗ и результатам площадных гравимагнитных съемок, представляет единое целое с Тагильско-Магнитогорской системой прогибов [30, 92]. Описываемая зона включает в себя Салдинский и Сысертско-Ильменогорский гнейсово-мигматитовые комплексы, рассматриваемые как выступы древнего симатического корового субстрата [26, 89]. К ней приурочены крупные полихронные Верхотурский и Верхисетский гранитоидные плутоны, что сближает ее с соседней с востока геоантиклинальной мегазоной. С другой стороны, отдельные блоки переходной зоны характеризуются, подобно Тагильско-Магнитогорской, значительной мощностью базальтоидных образований. Переходный характер Свердловской зоны подчеркивается также свойственными ей вертикальными рядами вулканогенных и гранитоидных формаций, промежуточными между рядами смежных мегазон.

Субрегион к востоку от Главной эвгеосинклинальной мегазоны выделен в Восточно-Уральскую геоантиклинальную мегазону с наложенными эвгеосинклинальными прогибами и при сопоставлении со схемой тектонического районирования И.Д. Соболева [27] охватывает Восточно-Уральское поднятие вместе с одноименным прогибом. В отличие от Главной эвгеосинклинальной мегазоны с корой океанического и островодужного типов здесь повсеместно распространен "гранито-гнейсовый" слой, т.е. эвгеосинклинальные структуры заложены на континентальной коре. Мощность "гранито-гнейсового" слоя непостоянна: увеличенная — в геоантиклинальных поднятиях и незначительная — в наложенных эвгеосинклинальных прогибах [5].

Внутриэвгеосинклинальные поднятия Восточно-уральской мегазоны различаются по характеру тектоно-магматической эволюции и структурно-вещественным комплексам. Среди них определенной спецификой обладает Восточно-Мугоджарское поднятие полициклического развития, в разрезе уралид которого, по данным С.С. Карагодина и В.Д. Старкова [26, 100], выделяются два орогенных комплекса — позднекаледонский и герцинский.

За пределами Восточно-Мугоджарского поднятия нигде в пределах геоантиклинальной мегазоны завершённые каледониды с соответствующими структурно-вещественными комплексами не установлены.

В поднятиях характеризуемой мегазоны сосредоточены наибольшие объемы гранитоидных масс, особенно в пределах Главного гранитного пояса Урала, образующего две кулисообразные ветви (геоантиклинальные структуры) — северную Сосьвинско-Коновскую и южную—Челябинско-Суундукскую [26, 89, 111]. В региональном поле силы тяжести им отвечают максимальные по значению отрицательные аномалии. Гранитные массивы указанных антиклинорных зон залегают среди метаморфических пород.

Большинство исследователей справедливо рассматривает их как срединные массивы, блоки ранней консолидации или микроконтиненты [1, 26, 38, 48, 84, 105]. Последние часто осложнены сравнительно узкими зонами бластомилонитов, особенно по их границам с эвгеосинклинальными образованиями.

Эвгеосинклинальные прогибы геантиклинальной мегазоны — узкие локальные рвы, по характеру эволюции, формационной принадлежности и составу осадочных и магматических пород во многом близкие к прогибам Главной эвгеосинклинальной мегазоны [26], но отличаются от них более мощным гранито-гнейсовым основанием. Вследствие этого они обладают определенной спецификой магматизма. Широко развиты среди гранитоидных образований прогибов тоналит-гранодиоритовые серии, отсутствующие в Главной эвгеосинклинальной мегазоне [113]. Тип развития наложенных эвгеосинклинальных зон более близок к таковому для Магнитогорского, нежели Тагильского погружения, но в целом сохраняет свои специфические признаки. В отличие от прогибов Главной эвгеосинклинальной мегазоны наложенные локальные прогибы Восточно-Уральской мегазоны характеризуются менее выраженными глубинными границами и меньшими объемами пород базитового состава, особенно интрузивных базитов.

Габбро-гранитоидные серии здесь в большинстве своем принадлежат известково-щелочному типу и несколько обогащены калием по сравнению с одноименными сериями в Тагильско-Магнитогорской зоне. Геосинклинальное основание в рассматриваемой категории структур, как и в Тагильско-Магнитогорской зоне, неоднородно. Преобладает, судя по геофизическим характеристикам и доминирующему составу вулканитов, сиалофемический тип.

УПП свойственна значительная вертикальная неоднородность. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований, например, на Красноуральском профиле ГСЗ [30], показали, что для Урала характерен дискретный разрез земной коры, при котором ставшее уже классическим деление на "гранито-гнейсовый" и "базальтовый" (гранулито-базитовый) слои недостаточно. В пределах консолидированной коры по профилю ГСЗ выделяется до 5–8 слоев с разными скоростными и петроплотностными характеристиками. Один из таких слоев — "диоритовый" — залегает между гранито-гнейсовым и гранулито-базитовым слоями.

По данным глубинных сейсмических зондирований, под всем УПП на границе кора—мантия выделен переходный "коро-мантийный" слой [30]. Он обладает переходными от коры к мантии физическими параметрами ($V_n = 7,5–7,8$ км/с), местами с отдельными высоко- (8,0–8,3 км/с) или низкоскоростными (6,4–6,6 км/с) включениями. По этим особенностям он, вероятно, отвечает области размещения промежуточных очагов, некогда питавших геосинклинальный магматизм и сложенных в основном породами ряда габбро—базальт. Очевидно, именно такими реликтовыми магматическими очагами, если судить по аналогии с областями новейшего и современного вулканизма, и обусловлены высокоскоростные включения в ней. Необходимо подчеркнуть, что максимальную мощность (около 20 км) переходный "коро-мантийный" слой имеет под Главной эвгеосинклинальной мегазоной, земная кора которой характеризуется наибольшей основностью и наименьшей степенью "зрелости" [30, 92].

В региональном поле силы тяжести, как следствие особенностей глубинного строения Урала и гетерогенности земной коры и верхней мантии, четко проявляется блоковость не только в широтном, но и в субмеридиональном направлении. Соответственно выделяются Пайхойский, Северо-

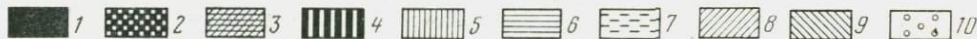
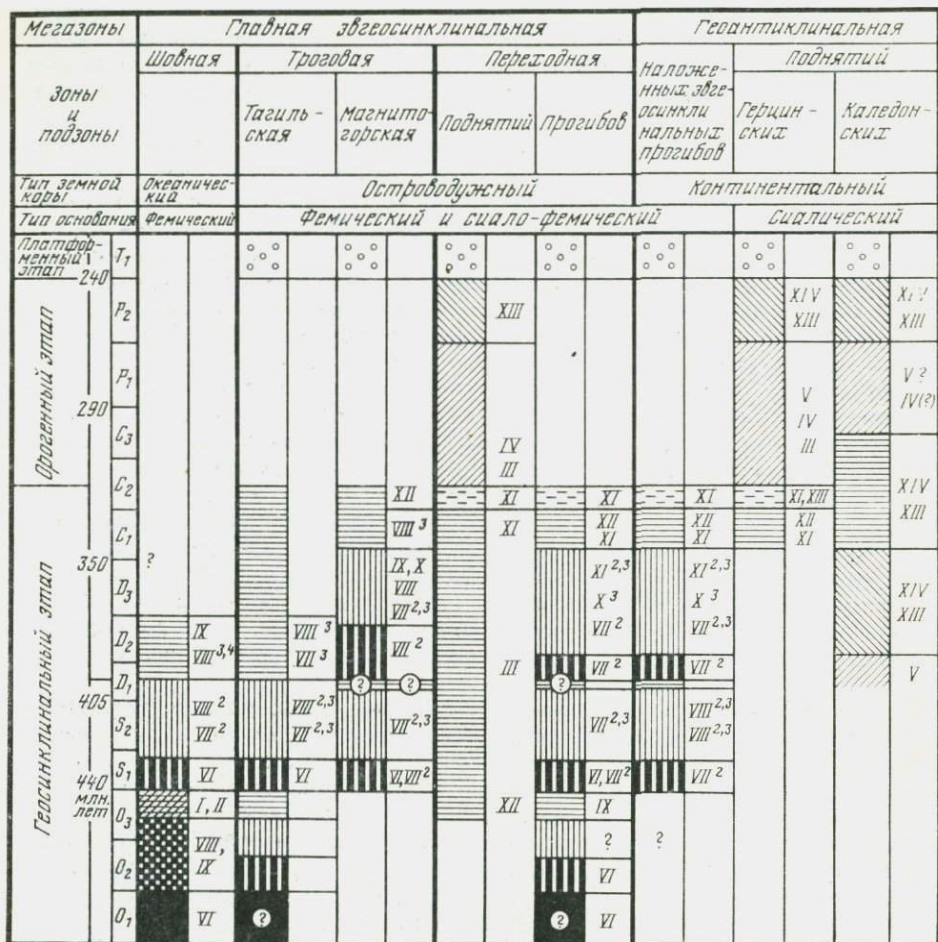


Рис. 2. Стадии развития различных зон Урала в ордовикско-пермское время и характерные для них габбро-гранитоидные и гранитоидные формации. Составили М.С. Рапопорт и Г.Б. Ферштатер

Для каждой зоны в левой колонке — стадии развития, в правой — характерные формации. Стадии: 1 — ранняя рифтогенная; 2 — поздняя рифтогенная; 3 — финальная рифтогенная; 4 — раннегеосинклинальная; 5 — позднегеосинклинальная; 6 — кеззи-платформенная; 7 — предорогенная; 8 — раннеорогенная; 9 — позднеорогенная; 10 — тафрогенная

Римские цифры соответствуют номерам формаций в табл. 1, арабскими цифрами обозначен тип серии по соотношению калия и натрия в соответствии с рис. 5

Уральский, Средне-Уральский мегаблоки с преобладанием фемического основания и Южно-Уральский мегаблок, в котором более, чем в предыдущих, развито сиалическое основание [5, 89]. В пределах названных крупных мегаблоков по особенностям геологического строения и характеру физических полей намечаются более мелкие блоки. Горизонтальная и вертикальная неоднородность глубинного строения УПП определяет многие существенные черты гранитоидного магматизма и его металлогении, и в

свою очередь является следствием длительной тектонической эволюции Урала.

Стадийность развития УПП рассмотрена для ордовикско-пермского периода, охватывающего интервал времени от зарождения эвгеосинклинальной области до полной консолидации и превращения в складчатую систему (область завершённой складчатости). В палеозойской истории восточного склона Урала последовательно выделяются рифтовый, геосинклинальный и орогенный этапы с эквивалентными им режимами [12].

Рифтовый режим наиболее полно проявился в шовной зоне и характеризуется развитием в ранний период типичных офиолитовых ассоциаций, которые сменяются дунит-клинопироксенит-габбро-гранитоидной (сиенитоидной) ассоциацией. В заключительную стадию в связи с метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой ступеней формируются палингенные гранитоиды анортозит-гранитной формации. С учетом этого в зоне ГУГР можно выделить раннерифтовую, позднерифтовую и финальную рифтовую стадии (рис. 2). Рифтовый режим существовал в основном в течение ордовика.

За пределами шовной зоны он был менее длительным и проявился не в такой полной последовательности, как в ГУГР. Продукты его в структурах восточного склона Урала сохранились в зонах глубинных разломов и оперяющих их разрывных нарушениях, где к тому же вне ГУГР они с трудом отличимы при современном уровне знаний от раннегеосинклинальных образований. Выделение стадий рифтового этапа для тектоно-магматической эволюции эвгеосинклинальной области за пределами шовной зоны пока затруднено.

Геосинклинальный этап может быть расчленен на эв- и парагеосинклинальный подэтапы, которым соответствуют эвгеосинклинальный и парагеосинклинальный эндогенные режимы, выделенные В.В. Белоусовым [12]. Первый из них традиционно расчленяется на две стадии: ранне- и позднегеосинклинальную [88, 132]. Принципы их выделения и граница между этими стадиями понимаются далеко не однозначно. Авторы настоящей работы вслед за Ю.А. Кузнецовым [57], В.Е. Хаиным [121], Ю.С. Каретиным [44] и др. проводят границу между стадиями так, что все колчеданосные формации (базальт-плагиолипаритовая, непрерывная базальт-андезит-дацит-плагиолипаритовая) и предшествующая им недифференцированная толеит-базальтовая относятся к раннегеосинклинальным образованиям. Исключение составляют биформационные барьерные структурно-формационные зоны типа Ирендыкской на Южном Урале, в которых базальт-андезит-базальтовая формация имеет сквозное развитие в течение обеих стадий.

Для раннегеосинклинальной стадии развития более восточных по отношению к шовной эвгеосинклинальных зон может быть выделена начальная (офиолитовая) подстадия. Ее характерные образования – базальты недифференцированной формации, синхронные им глубоководные углеродсодержащие терригенные осадки, габбро-гипербазитовые и габбро-плагиогранитные комплексы. В собственно раннегеосинклинальную подстадию формировались вулканы колчеданосных контрастно и непрерывно дифференцированных формаций натриевой серии, осадки аспидной формации. Гранитоиды этой подстадии принадлежат натриевому и малокалиевому (трондьемитовому) типам.

Позднегеосинклинальная стадия ознаменовалась появлением в условиях нарастающего сжатия цепи вулканических островов, сменой вулканизма натриевой серии на калий-натриевую [126, 132], широким развитием флишoidов и рифтогенных известняков. Гранитоидный магматизм этой

стадии достаточно разнообразны и представлен габбро-диорит-трондьемитовой, габбро-диорит-гранитной, габбро-сиенитовой, габбро-гранитной, тоналит-гранодиоритовой формациями [113].

В геосинклинальных поднятиях в течение позднегеосинклинальной стадии формируется сингеосинклинальный терригенно-карбонатный чехол [26, 105].

Время проявления парагеосинклинального режима выделяется нами в особую стадию — квазиplatformенную (эпизвгеосинклинальную или стадию стабилизации и активизации). Ранее она включалась в позднегеосинклинальную стадию [27], но некоторые исследователи [50, 126] справедливо настаивают на ее обособлении. После завершения позднегеосинклинального вулканизма в эволюции магматизма эвгеосинклинальных зон наступает перерыв, выразившийся в карбонатном осадконакоплении. Позднее в связи с активизацией отдельных участков эвгеосинклинальной области вновь возобновляется вулканическая деятельность преимущественно центрального типа с обильными субвулканическими дайками и телами вулканоплутонических ассоциаций. Вулканы этой стадии — калий-натриевые, среднекислые и субщелочные по составу — принадлежат базальто-оливинбазальтовой, базальт-трахипаритовой, базальт-трахиандезитовой и андезитовой формациям. Для данной стадии характерно девонское бокситообразование, накопление раннего тонкого флиша (флишоиды), образование в раннем карбоне каустобиолитовой формации. Осадки и вулканогенные породы этой стадии образуют самостоятельный структурный ярус, несогласно налегающий на нижележащие породы. Типичный пример описываемой стадии — Тагильский эвгеосинклинальный прогиб в течение среднего и позднего девона, т.е. в эпоху его стабилизации и отраженной активизации, которая совпала по времени с геосинклинальным развитием Магнитогорского прогиба или развитием всей Тагильско-Магнитогорской троговой зоны в $C_1 t_2 - C_2 b$. Это время для всей эвгеосинклинальной области может быть выделено в предорогненную стадию и озаглавлено для Южного и Северного Урала "великой визейской трансгрессией" (квазиplatformенной паузой) [97].

Для квазиplatformенной стадии характерны габбро-диорит-гранитная, габбро-гранитная формации, а для предорогненной — та же габбро-гранитная, а также монцодиорит-гранитная, адамеллит-гранитная и гранодиорит-гранитная формации.

Геосинклинальному этапу свойственно неоднократное проявление одних и тех же геологических формаций (структурно-вещественных комплексов). Анализ конкретных осадочных и магматических формаций, последовательности их рядов, эволюции осадконакопления и вулканизма показывает, что разные структурно-формационные зоны проходят однотипные стадии (подстадии) геосинклинального развития не одновременно, иначе говоря, одновременные события в разных зонах восточного склона Урала нередко относятся к разным стадиям и подстадиям тектонической эволюции (см. рис. 2). Аналогичная закономерность характерна и для других геосинклинальных складчатых систем.

В среднем-позднем карбоне восточный склон Урала стал испытывать общее, но неодновременное поднятие: произошла смена геосинклинального режима орогенным. Орогенный этап геологической истории подвижных поясов трактуется разными исследователями по-разному. Г. Штилле [135], например, включал в орогенез складчато-надвиговые деформации общего смятия, горообразование, гранитный плутонизм, субсеквентный вулканизм. В.Е. Хаин [121] ограничивает орогенез только собственно горообразованием (без предшествующей ему альпинотипной складча-

тости). В настоящее время большинство исследователей понимают орогенез более широко, включая в него и главную складчатость. В их понимании полный цикл тектоно-магматической эволюции распадается на ранний, собственно геосинклинальный, и последующий эпигеосинклинальный или орогенный этапы, охватывающие среднюю складчатую (раннеорогенную) и позднюю постскладчатую, но доплатформенную (позднеорогенную) стадии. Принимая изложенную схему, отметим, что ранне- и позднеорогенная стадии в ней отвечают раннему эпигеосинклинальному орогенезу, по В.Е. Хаину, но не сопоставимы с его поздним главным орогенезом.

Начало орогенного этапа на Урале также трактуется разными исследователями неоднозначно [26, 89, 105]. По нашему мнению, его начало на восточном склоне Урала приходится на вторую половину карбона, хотя и не было одновременным в разных зонах, а в отдельных (Восточно-Мугоджарское поднятие) орогенез проявился дважды: в D_{2-3} и в $C_3 - P$. Эвгеосинклинальные прогибы в орогенный этап сохраняли в основном амагматичность. Исключение составляют малые интрузии щелочных гранитоидов, дайки гранитоид-порфиров, которые можно рассматривать как образования отраженной активизации. Специфична позднепалеозойская ($C_2 - P$) гранит-липаритовая ассоциация синклинорных зон Восточно-Уральской мегазоны и области сочленения ее с Главной эвгеосинклинальной мегазоной. Наиболее поздними магматическими образованиями ($P_2 - T_1?$) являются дайки лампрофиров.

Многие охарактеризованные выше особенности геологического строения и развития УПП свойственны и другим внутриматериковым геосинклинально-складчатым системам фемического типа. Главные из них — прогрессивное конструктивное развитие с гомодромной эволюцией магматизма, неоднократная смена геодинамических режимов растяжения — сжатия с последовательным усилением сжатия, обильный базальтоидный (габбро-гранитоидный) магматизм.

Глава 2

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СХЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

В основе принятого и разрабатываемого в настоящей книге расчленения магматических пород лежит выделение двух групп: плутонической и вулкано-интрузивной. Впервые расчленение подобного типа было предложено В. Кеннеди и Е. Андерсеном [161], которые противопоставили вулканическим породам и их интрузивным комагматам собственно плутонические образования, лишенные вулканических аналогов. По В. Кеннеди и Е. Андерсену, вулканические и плутонические ассоциации — это независимые проявления магматической деятельности, различия между которыми обусловлены главным образом составом исходной магмы — базальтовой для вулканической ассоциации и гранодиоритовой — для плутонической. Позднее Е.К. Устиевым [108] были выделены и описаны широко распространенные преимущественно кислые по составу вулкано-плутонические ассоциации, представленные гранитоидами и комагматичными им дацитовыми и липаритовыми лавами, игнимбритами. Тем самым было показано существование двух типов уже собственно кислых по составу пород: плутонических и "вулканических" в широком смысле этого слова. В работах Е.К. Устиева нет противопоставления двух типов

полнокристаллических интрузивных пород, 1968 г. Д.С. Штейнберг и Г.Б. Ферштатер [134] выявили среди гранитов две дискретные группы: плутоническую и "вулканическую". Граниты первой группы представлены только глубинными разновидностями и являются производными богатых водой легкоплавких палингенных магм, неспособных изливаться на поверхность и давать вулканические коагматы. Такие водные плутонические граниты приурочены к орогенной стадии развития эвгеосинклинали и тесно связаны с региональным метаморфизмом амфиболитовой ступени. Граниты второй группы представляют собой интрузивные фации липаритов, кристаллизуются из маловодных магм и часто сопровождаются субвулканическими и вулканическими фациями.

За годы, прошедшие со времени опубликования основных принципов этого расчленения, накоплен большой материал, подтверждающий продуктивность использованных в ней подходов для изучения гранитоидов. Тонкие минералогические и геохимические исследования, выполненные в последние годы, выявили целый ряд дополнительных признаков, отличающих водные и маловодные граниты. Причем эти признаки находят хорошее физико-химическое объяснение в рамках принятой модели. Было установлено, что гидроксилсодержащие минералы гранитоидов вулканоконтинентальной группы заметно обеднены водой и обогащены фтором и (или) хлором по сравнению с одноименными минералами из близких по химическому составу водных плутонических гранитов [18]. Последние отличаются фракционированным составом редких земель, геохимией и особенностями строения циркона, свидетельствующими о различных условиях генерации и кристаллизации магм водных и маловодных гранитоидов [54]. Все известные к настоящему времени особенности вещественного состава свидетельствуют о глубоких физико-химических различиях условий становления гранитов названных двух типов, которые согласуются с не менее четкими различиями геологической позиции.

Многочисленные данные по регионам СССР и других стран, в первую очередь Австралии [20, 35, 98, 145, 146, 157, 158] показывают, что принцип двучленной классификации гранитоидов на основе водонасыщенности исходных магм становится ведущим в петрологии. Более того, опыт геолого-петрологических исследований свидетельствует о том, что аналогичное разделение на две группы по наличию или отсутствию вулканических коагматов оказывается весьма продуктивным и для производных базитовых магм — габброидов, среди которых, с одной стороны, выделяются разности, тесно ассоциированные с гипербазитами и не имеющие аналогов по вещественному составу среди базальтов, с другой — близкие по составу базальтам интрузивные фации последних [110, 112, 115].

Таким образом, наиболее распространенные полнокристаллические (интрузивные) магматические породы делятся на две группы:

Плутоническая группа

1. Анортитовые и биотитовые габброиды, тесно ассоциированные с гипербазитами.
2. Водные коровые гранитоиды

Вулкано-интрузивная группа

Габброиды и гранитоиды, являющиеся интрузивными фациями вулканических пород: траппы, некоторые типы стратиформных гипербазит-габбровых интрузивов, все габбро-гранитные, тоналит-гранодиоритовые и адмеллит-гранитные маловодные серии, все типы вулканических серий.

Габброиды плутонической группы отличаются от базальтов повышенным содержанием магния, кальция, алюминия, никеля, кобальта, хрома и пониженным — остальных элементов, в первую очередь железа, титана, щелочных металлов, литофильных редких элементов, фосфора и т.д. [110, 115]. Конкретные данные по габброидам плутонической и вулкано-интрузивной группы рассматриваются в главе 3.

Остановимся на типизации гранитоидов, схема формационного расчленения которых приведена в табл. 1.

В плутонической ассоциации, объединяющей водные палингенные коровые граниты, выделены два формационных типа: гранитный и анортозит-гранитный, различия между которыми обусловлены субстратом, силикатным в первом случае и базитовым — во втором. Отсюда и разный состав магм, исходных для формаций гранитного и анортозит-гранитного типов. Каждая формация, выделенная в рамках обоих формационных типов, характеризуется не только спецификой геологического положения, но особым вещественным составом, унаследованным от субстрата. Исключение составляет мигматит-гранитная формация, отличающаяся от остальных формой обособления гранитного материала.

4185
Вулкано-интрузивная ассоциация включает гранитоиды, являющиеся производными сухих, маловодных и умеренно водных магм. Гранитоиды этой ассоциации распространены в различной геологической обстановке, фиксируют разные стадии развития подвижных зон различного типа и характеризуются большими вариациями в составе пород, образующих серию. В основе их систематики лежит состав исходной для серии магмы, который определяется геотектонической обстановкой и отвечает трем главным типам магм: базальтовой (габбро-гранитоидный формационный тип), андезитовой (тоналит-гранодиоритовый формационный тип) и риолито-дацитовый (адамеллит-гранитный формационный тип). Эти типы магматизма достаточно четко фиксируются геологически, что позволяет различать их, несмотря на неясности в вопросе о происхождении самих исходных магм, их взаимосвязи друг с другом и т.д. Достигнутый в последние годы прогресс в петрологическом и геохимическом изучении главных типов магматических пород, в том числе и гранитоидов, позволяет достаточно строго выделить и более дробные классификационные единицы в рамках формационных типов — формации, включающие в себя серии, производные от различных генетических типов базальтовых и андезитовых магм: океанических, островодужных и континентальных толеитов, островодужных и континентальных (орогенных) андезитов, латитов и т.д., которые фиксируют различные геотектонические обстановки и этапы развития эвгеосинклинальной зоны.

Серия пород, принадлежащих к той или иной формации, является производной одной из названных магм и обладает определенной вещественной спецификой, отражающей их геотектоническую позицию. Так, для базальтов и андезитов установлена зависимость их состава от положения вулканов по отношению к сейсмофокальной зоне, которая заключается в том, что с увеличением глубины этой зоны под вулканом в извергаемых им лавах увеличивается содержание K, Rb, Sr [83, 156]. Аналогичные изменения в составе происходят и по мере увеличения мощности земной коры [147], например с удалением от океана в глубь континента по мере роста стабильности коры в процессе эволюции подвижного пояса [114].

Однонаправленность действия всех этих факторов, по-видимому, свидетельствует об их связи с глубиной очага магмообразования, которая возрастает в процессе эволюции параллельно с увеличением мощности земной коры. Можно предположить, что влияние глубины магмообразо-

Таблица 1
Схема формационного расчленения гранитоидов

Ассоциация	Формационный тип	Главные формации (типы серий) *	Исходная магма, отвечающая по составу ранним членам серии	Типы серий по содержанию К и Na**
Вулкано-интрузивная	Адамеллит-гранитный (риолитоидный)	Гранит-лейкогранитная (XIV)	Дацитовая, риолитовая	Калиевая (4), калий-натриевая (3)
		Адамеллит-гранитная (XIII)		
	Тоналит-гранодиоритовый (андезитоидный)	Монцодиорит-гранитная (XII)	Латитовая, трахибазальтовая	Калиевая (4), калий-натриевая (3)
		Гранодиорит-гранитная (XI)	Континентальная андезитовая	Гранодиорит-гранитная (калий-натриевая, 3), гранодиорит-трондьемитовая (малокалиевая, 2)
		Тонзалит-гранодиоритовая (X)	"Островодужная" андезитовая	Тоналит-гранодиорит-гранитная (калий-натриевая, 3); тонзалит-гранодиорит-трондьемитовая (малокалиевая, 2)
	Габбро-гранитоидный (базальтоидный)	Габбро-сиенитовая (IX)	Континентальная толеитовая повышенной щелочности	Калиевая (4), калий-натриевая (3)
		Габбро-гранитная (VIII)	Континентальная толеитовая	Габбро-граносиенитовая, габбро-гранитная (калиевая, 4, калий-натриевая, 3), габбро-трондьемитовая (малокалиевая, 2)
		Габбро-диорит-гранитная (VIII)	"Островодужная" толеитовая	Габбро-диорит-гранитная (калий-натриевая, 3), габбро-диорит-трондьемитовая (малокалиевая, 2)
		Габбро-плагиогранитная (VI)	Примитивная толеитовая	Натриевая (1)
	Плутоническая	Гранитный	Гранитная (V)	Палингенная коровая гранитного состава
Плагиогранитная (трондьемитовая (IV)			Малокалиевая (2)	
Мигматит-гранитная (III)			Гранитная, обособляющаяся в виде лейкосомы	Определяется составом субстрата
Анортозит-гранитный		Анортозит-гранитная (II)	Анортозитовая или лейкодиоритовая, субстрат базитовый	Калий-натриевая (3), малокалиевая (2)
		Лейкодиорит-плагиогранитная (I)		Натриевая (1)

* Цифры соответствуют номерам формаций на рис. 2.
** Цифры соответствуют полям на рис. 5.

"Тип эволюции (дифференциации)	Характерная фация глубинности	Послегранитные дай-ки повышенной ос-новности	Включения	Структурные зоны	Стадии разви-тия	Типичные уральские массивы		
Бимодальное распределение составов: 69—72% и 74—76% SiO ₂	Гип- и мезобиссальная			Блоки любых зон с корой высокой степени зрелости	Отраженной орогенной активизации и позднеорогенная	Кременкульский, Луковский		
				Все зоны	Квазиплатформенная	Кайрактинский, Кацбахский		
Известково-щелочной	Гип- и мезобиссальная		Обычна антидромная жильная свита	Геоантиклинальная, переходная	Предорогенная	Сосновский, Увильдинский, Степнинский		
Известково-щелочной и промежуточный				Позднегеосинклинальная	Владимирско-Кулевчинский, Войкарский			
Известково-щелочной				Троговая, прогибы в переходной и геоантиклинальной зонах	Квазиплатформенная	Тагильский, Кушвинский, Велиховский, Краснокаменский		
Толеитовый				Квазиплатформенная, позднегеосинклинальная	Магнитогорский, Карабулакский, Богдановский			
Промежуточный и известково-щелочной	Гипабиссальная					Тагильский, Рефтинский, Ауэрбаховский, Краснинский		
Толеитовый						Шовная, троговая	Рифтогенная, раннегеосинклинальная	Катынадырский, Северо-Хабарнинский, Тагильский
Одномодальное распределение в области гранитных составов						Абиссальная и мезобиссальная		
	Геоантиклинальная (поднятия)	Урузбаевский						
Известково-щелочной	Абиссальная и мезобиссальная				Реститы	Уфалейский, Сысертский		
						Шовная	Финальная рифтогенная	Черноисточинский, Кытлымский
						Кытлымский		

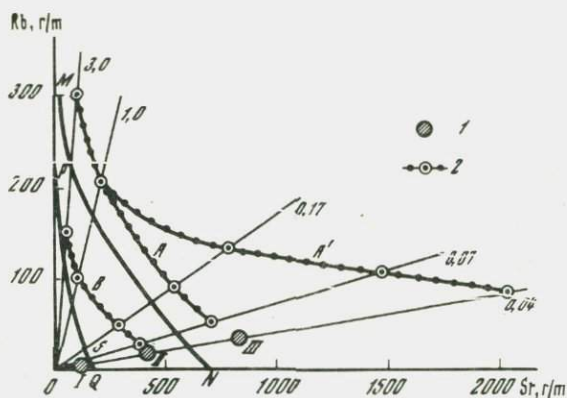


Рис. 3. Диаграмма Rb — Sr

1 — средние составы базальтов [65, 59]: океанического (1), континентального (III) и щелочного (III); 2 — средние тренды эволюции разных по составу магм: А' — латитовой (монциодорит-гранитная формация), А — андезитовой (гранодиорит-гранитная формация), В — континентальной и островодужной толеитовой (калий-натриевые габбро-гранитоидные формации); точки в кружках — средние составы гранитоидов: тоналитов и кварцевых сиенитоидиоритов (расположены на луче Rb/Sr-0,07), гранодиоритов и сиеногранодиоритов (Rb/Sr-0,17), адамелитов и граносиенитов (1,0), гранитов (3,0). Поля пород, производных разных исходных магм: OSG — толеитовой океанической, QPMN — толеитовой континентальной и островодужной, выше линии MN — толеитовой повышенной щелочности, андезитовой, латитовой

вания на содержание Sr, Rb, K связано с изменением ликвидусных минеральных ассоциаций. Как известно, с возрастанием глубины и давления (ниже линии базальт-эктогитового перехода) котектика пироксен-плагиоклаз сменяется ассоциацией пироксен-гранат [90]. Фракционирование граната вместо плагиоклаза должно приводить к относительному обогащению магмы стронцием и в меньшей степени калием и рубидием.

В последние годы накоплен огромный материал по содержанию Rb и Sr в интрузивных и эффузивных сериях с ясным геологическим положением [58, 147, 40, 139, 141 и многие другие]. Анализ этого материала в совокупности с оригинальными данными по Уралу и другим регионам СССР позволил предложить диаграммы (рис. 3, 4) для диагностики серий, варьирующих по составу от базальтов (габброидов) до трахитов или липаритов (сиенитов или гранитов).

Целесообразно хотя бы кратко рассмотреть их, так как наряду с другими данными они используются для определения типов магм, исходных для формаций, выделяемых в рамках формационных типов вулкано-интрузивной ассоциации.

Прежде всего было установлено, что близкие по кремнекислотности, но отличающиеся по другим особенностям вещественного состава породы имеют одинаковое Rb/Sr-отношение, тогда как концентрации этих элементов сильно варьируют. Так, в породах с содержанием SiO_2 48–52%, т.е. в различных типах базальтов или габбро, среднее количество стронция изменяется от 120 г/т в океанических базальтах до 2500 г/т в монцонитах, а рубидия соответственно от 1–4 г/т до 100 г/т при постоянстве Rb/Sr-отношения, равного примерно 0,04. То же самое можно сказать и о породах типа андезита: от островодужного андезита или тоналита до латита или сиенито-диорита содержание рубидия и стронция заметно увеличивается при сохранении постоянства Rb/Sr-отношения,

Рис. 4. Диаграмма Sr-CaO

Обозначения те же, что на рис. 3.

Поля пород, производных разных исходных магм: ниже линии SQ — толеитовой океанической, MNQS — толеитовой континентальной и островодужной, MNP — толеитовой повышенной щелочности и андезитовой, выше линии PNQ — латитовой, толеитовой повышенной щелочности, щелочно-базальтовой

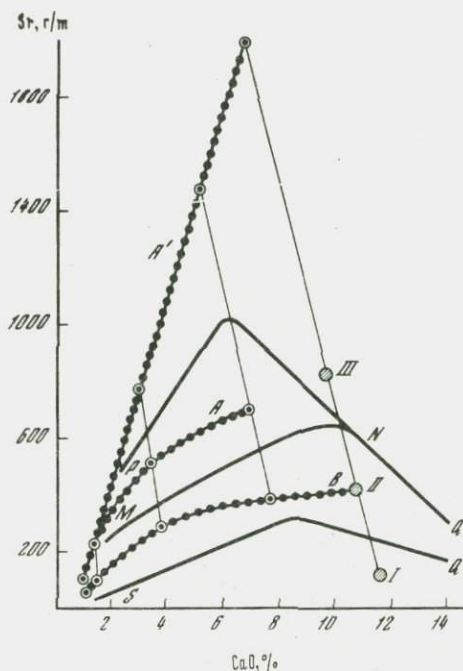
равного 0,07. Породы гранодиоритовой или дацитовой группы характеризуются Rb/Sr-отношением, равным примерно 0,17, адамеллиты — 1,0, а граниты предельного состава — 3,0 (см. рис. 3).

Линейные зависимости между составами базальтов, андезитов, дацитов выражены и на диаграмме Sr-CaO (см. рис. 4). Эти закономерности отражают моновариантность

габбро-гранитной и базальт-липаритовой серий, их котектическую природу и являются важным подтверждением того, что появление самих пород и их ассоциации обязано одному ведущему процессу — фракционированию и кристаллизационной дифференциации.

Максимальные содержания рубидия и стронция отмечаются в породах монцодиорит-гранитной формации, которая фиксирует период стабилизации, квазиplateформенного развития подвижных поясов разного типа. На рис. 3, 4 эта формация представлена линией A', которая проведена на основании данных по степнинскому комплексу Южного Урала и ряду массивов Ильменогорского района. Средние данные по базальт-липаритовым (габбро-гранитным) сериям (линия B) и андезит-дацит-липаритовым (тоналит-гранодиорит-гранитным) сериям (линия A) приведены в основном по материалам, изложенным в отдельной работе [113] и в настоящей монографии. Реальному разнообразию серий магматических пород отвечают поля, соответствующие исходным магмам и геодинамическим режимам (см. рис. 3).

Поскольку диаграммы (см. рис. 3, 4) предлагаются в качестве классификационных, остановимся на некоторых особенностях работы с ними. Если на одной и той же диаграмме фигуративные точки пород какой-либо серии располагаются в разных полях, то предпочтение отдается основным и средним по составу породам — базальтам, габбро, андезитам, тоналитам. Если одна и та же серия на разных диаграммах попадает в разные поля, то для калий-натриевых серий более информативна диаграмма Rb-Sr, а для существенно натриевых — CaO-Sr. В то же время следует заметить, что, несмотря на высокую информативность предлагаемых диаграмм, они могут быть использованы только в совокупности с особенностями геологического положения магматитов, их возрастной и тектонической позицией.



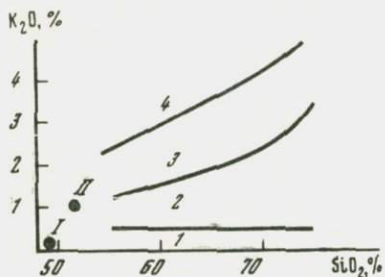


Рис. 5. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$

1—4 — поля габбро-гранитоидных серий: 1 — бескалиевых (габбро-плагиигранитных), 2 — малокалиевых (габбро-трондьемитовых), 3 — калий-натриевых (габбро-гранитных), 4 — калиевых (габбро-гранитных и габбро-сиенитовых). Средние составы базальтов [65, 59], 1 — океанического, II — континентального

Другой важной особенностью вещественного состава габбро-гранитоидных и гранитоидных серий является содержание в породах щелочных металлов Na и K, которое издавна служит основой классификации магматитов. Содержание этих элементов в первую очередь K так же, как и Rb и Sr, в значительной мере зависит от принадлежности серии к той или иной тектонической обстановке: к определенной стадии развития, структурно-формационной зоне и т.д.

В целях унификации терминологии на рис. 5 показаны поля, отвечающие разным петрохимическим типам серий, в соответствии с которыми они разделены в табл. 1. Отдельные формации представлены одним типом серий по уровню содержания калия. Например, к габбро-плагиигранитной формации отнесены серии, практически не содержащие калия и являющиеся производными примитивных толеитов, близких к современным океаническим. Другие формации включают в себя серии с разным содержанием калия, которые остаются в то же время производными одного типа исходной магмы. Так, в процессе эволюции континентальной толеитовой магмы образуются малокалиевые, калий-натриевые и даже калиевые серии (см. табл. 1), занимающие определенное положение в ходе развития тех зон, где они формируются.

В связи с рассматриваемым вопросом необходимы и некоторые терминологические разъяснения. В основу классификации пород в рамках габбро-гранит нами положено содержание в них кремнезема: габбро 45—52%, диорит 53—56%, тоналит (кварцевый диорит) 57—63%, гранодиорит 64—68%, адамеллит 69—72%, гранит 73—76%. В плутонической ассоциации адамеллиты и граниты на 2% беднее кремнеземом.

Малокалиевые гранодиориты, не содержащие калиевого полевого шпата, определяются как плагиигранодиориты, а малокалиевые адамеллиты и граниты — как трондьемиты [140]. Термин "плагиигранит" сохраняется за бескалиевыми породами с содержанием SiO_2 больше 73%. Термин "тоналит" используется в качестве синонима кварцевого диорита.

Все многообразие габбро-гранитоидных (базальт-липаритовых серий) в первом приближении сводится к двум главным группам, которые различаются составом исходной магмы и типом ее дифференциации. Разные авторы, акцентируя свое внимание на какой-либо одной из существенных сторон этих групп, дают им разные названия — толеитовая и известково-щелочная (которых будем придерживаться и мы), толеитовая и высококислородземистая [162], афировая и порфирировая или контрастная и непрерывная [132]. В своих крайних проявлениях эти две группы серий хорошо различаются между собой. Серии толеитового типа характеризуются контрастной дифференциацией со слабым развитием пород промежуточного между габбро и гранитом состава, они относятся к пижонитовой серии Куно и афировой серии Д.С. Штейнберга (на вариационных диаграм-

мах они образуют криволинейные тренды с феннеровской тенденцией). Известково-щелочные серии в типичном виде являются непрерывно дифференцированными, в эффузивном варианте для них характерны порфиновые разности, дифференциационные тренды относятся к боуэновскому типу и на вариационных диаграммах представлены прямыми линиями. Кроме того, выделяется обширная группа серий, в которых комбинируются черты, свойственные толеитовым и известково-щелочным сериям; они отнесены нами к промежуточному типу.

Магмы, исходные для всех названных выше типов серий, в широком смысле принадлежат к обширному классу толеитовых магм, если выделять последние как особую группу по отношению к щелочно-базальтовым, которые, как правило, не сопровождаются гранитоидными дифференциатами и здесь не рассматриваются. Толеитовые магмы по особенностям состава и геологического положения делятся на океанические и континентальные, а последние в свою очередь на островодужные (геосинклинальные) и собственно континентальные (трапповые). В рамках островодужных и континентальных базальтов выделяют особый тип, который был назван Х. Куно [162] высокоглиноземистым, а В.А. Кутолыным [59] — базальтом из андезитовых формаций. Именно этот тип толеитов и служит исходным для известково-щелочных серий. Таким образом, серии с толеитовым и известково-щелочным трендами дифференциации различаются исходным составом магмы. Большинство исследователей специфику состава высокоглиноземистых базальтов объясняют повышенным содержанием в них воды. Эта особенность находит свое подтверждение и в специфике известково-щелочных серий: непрерывном типе дифференциации, высокой степени кристалличности (порфировости) эффузивов, наличии гиперстена, ранней кристаллизации магнетита (вследствие высокого значения fO_2) и плагиоклаза. Бедные водой более высокотемпературные толеитовые магмы дают серии с толеитовым трендом дифференциации. В табл. 1 указаны типичные тренды дифференциации для каждой из выделенных формаций.

Ниже мы кратко рассмотрим формации вулкано-интрузивной группы, отличающиеся большим разнообразием.

Формации габбро-гранитоидного формационного типа объединяет то, что исходная для них магма имеет базальтовый состав. Серии этого типа являются наиболее протяженными и сложными. По сути, серии остальных формационных типов вулкано-интрузивной группы по набору пород представляют собой отдельные фрагменты полной габбро-гранитоидной серии. Каждой выделенной формации отвечает свой тип родоначальной базальтовой магмы, обусловленный геодинамическим режимом. Габброиды, представляющие эту магму в каждой из выделенных формаций, обладают своей спецификой (см. табл. 1).

Габбро-плагиогранитная и габбро-гранитная формации представлены преимущественно контрастными сериями с толеитовым трендом дифференциации и отличаются друг от друга, в первую очередь по содержанию калия и ассоциированных с ним редких элементов. Габбро-диорит-гранитная формация характеризуется известково-щелочным или промежуточным трендом дифференциации с широким развитием пород среднего состава. Габбро-плагиогранитная формация объединяет серии, производные примитивных толеитовых базальтов и ассоциированные с офиолитовыми комплексами. Массивы этой формации имеют, как правило, небольшие размеры и в наиболее типичном виде развиты в шовной зоне и в прилегающих к ней участках эвгеосинклинальных прогибов. Габброиды в этой формации являются интрузивными аналогами примитивных

толеитов и обладают многими общими с ними особенностями состава. То же самое можно сказать и о гранитоидах, которые близки к так называемым океаническим плагиогранитам [47]. Все породы серии характеризуются минимальным (до 0,4%) содержанием K_2O и таких литофильных редких элементов, как рубидий, стронций, барий. Среди редкоземельных преобладают тяжелые. В тех случаях когда породы не затронуты последующим метаморфизмом, они всегда принадлежат титаномагнетитовой феррофации [116].

Габбро-диорит-гранитная формация особенно распространена в эвгеосинклинальных вулканогенных прогибах. При этом малокалиевые габбро-диорит-трондьемитовые серии отвечают ранним, а калий-натриевые габбро-диорит-гранитные серии — поздним стадиям развития. Гранитоиды этой формации являются производными толеитов островодужного типа. Такие толеиты — главные породы в вулканогенных формациях эвгеосинклинальных прогибов. Большая часть массивов этой формации размещается в нижних частях эпизоны. Как правило, гранитоиды принадлежат магнетитовой феррофации.

Интрузивы габбро-гранитной формации образуются в условиях позднегеосинклинальной стадии и в процессе квазиплатформенной стабилизации. Как и рассмотренная выше формация, габбро-гранитная представлена сериями, варьирующими по содержанию калия и общему содержанию щелочных металлов, что позволяет выделить в ней калий-натриевую габбро-граносиенитовую, габбро-гранитную и малокалиевую габбро-трондьемитовую серии. Гранитоиды — производные континентальной толеитовой магмы. По многим особенностям строения и вещественного состава пород интрузивы габбро-гранитной формации близки к рассмотренным выше островодужным. Однако формирование в условиях большей стабильности сказалось не только на вещественном составе пород (повышенная щелочность), но и в появлении массивов с ясными признаками магматической расслоенности. Все интрузивы габбро-гранитной формации отчетливо гипабиссальные.

Габбро-сиенитовая формация близка по тектонической позиции к габбро-гранитной. Как следует из названия, место гранитоидов в ней занимают сиениты. Однако часто эти породы содержат кварц и образуют переходы к гранитоидам. Сиениты, в том числе и их кварцсодержащие разновидности, являются производными толеитовой магмы повышенной щелочности.

Рассмотренная группа формаций габбро-гранитного формационного типа обладает рядом общих особенностей, несомненно обусловленных единством их природы. В первую очередь следует отметить выявленные в последние годы закономерности макроструктуры этих сложных габбро-гранитоидных ассоциаций. В полном виде массив каждой формации состоит из трех последовательно формирующихся комплексов, разделенных сериями жильных пород и отвечающих субформациям: 1) слабо дифференцированного габбрового или габбро-диоритового; 2) габбро-гранитоидного; 3) существенно гранитоидного или сиенитоидного. Эти комплексы (субформации) могут слагать единые массивы, но в отдельных случаях они образуют самостоятельные тела, в современном эрозионном срезе разобщенные друг от друга. Такая геологическая самостоятельность в наибольшей мере затрудняет выделение формаций и требует тщательного геологического, петрографического и геохимического изучения интрузивных образований.

Формации тоналит-гранодиоритового типа объединяют серии, родоначальная магма которых имеет андезитовый состав. Тоналит-

гранодиоритовая формация, являясь производной "островодужных" андезитов, обнаруживает определенную близость к габбро-гранитным формациям. Геохимические особенности островодужных андезитов позволили ряду исследователей [144, 122] высказать предположение об их базальтоидном происхождении. Это предположение, по-видимому, справедливо и для тоналитов соответствующего типа, которые на классификационных диаграммах (см. рис. 3, 4) располагаются в поле островодужных и континентальных толеитов [114]. Тоналит-гранодиоритовые серии, как и габбро-гранитоидные, приурочены либо к троговым зонам, либо к прогибам внутри геоантиклинальной зоны и отвечают позднегеосинклинальной стадии развития. Более ранние из них представлены малокальциевыми тоналит-гранодиорит-трондьемитовыми разностями, а более поздние — калий-натриевыми. Вулканические аналоги рассматриваемых серий относятся к непрерывно дифференцированным андезито-базальт-дацитовым формациям.

Гранодиорит-гранитная формация объединяет известково-щелочные серии, отвечающие геодинамическому режиму современных активных окраин континентов или внутриконтинентальных орогенных зон. Количество гранитов в тоналит-гранитных сериях варьирует в широких пределах. В большинстве случаев они составляют 10—15% от обнаженной площади массива. На Урале массивы этой формации слагают протяженные субмеридиональные пояса, фиксирующие палеоблоки с корой континентального типа.

Монцодиорит-гранитная формация представлена многочисленными овальными в плане кольцевыми массивами гранитоидов повышенной щелочности, которые отличаются максимальными содержаниями калия и ассоциированных с ним литофильных редких элементов по сравнению со всеми другими типами гранитоидов. Исходная для них магма является латитовой или трахиандезито-базальтовой. Их внедрение фиксирует в конце раннего — начале среднего карбона завершение эвгеосинклинального развития уральского подвижного пояса.

Прежде чем перейти к рассмотрению адамеллит-гранитных серий, следует сказать несколько слов о гранитах в габбро-гранитоидном и тоналит-гранодиоритовом формационных типах. Как отмечалось выше, во всех формациях граниты образуют как единые массивы с габбро и гранитоидами повышенной основности, так и обособляются в отдельные тела. В последнем случае для определения формационной принадлежности таких обособленных гранитов первостепенное значение приобретает вещественный состав. Граниты сохраняют некоторые важные петро- и геохимические особенности предшествующих им габброидов и гранитоидов повышенной основности, и это наряду с общностью геологической позиции (приуроченность к единой структурно-формационной зоне и определенному этапу развития подвижного пояса) является свидетельством их формационной общности.

Адамеллит-гранитный формационный тип объединяет соответствующие по составу серии, не обнаруживающие геологической связи с более основными предшественниками. Геологически самостоятельный кислый вулканизм и комагматичные ему интрузивы широко развиты во многих подвижных зонах, заложенных на складчатом сиалическом основании. Исходные для адамеллит-гранитного формационного типа магмы варьируют по водонасыщенности от маловодной (2—5% H_2O) до умеренно водной (5—8% H_2O), чем обусловлено разнообразие фациального облика пород и многие геологические особенности интрузивов, в частности степень связи с вулканическими образованиями. Для произ-

водных умеренно водных магм вулканические комагматы обычно отсутствуют, что, по-видимому, в значительной мере обусловлено большим уровнем эрозионного среза, необходимым для выведения на поверхность мезоабиссальных плутонов. Маловодные интрузивы обычно формируются в условиях гипабиссальной фации и чаще сопровождаются комагматичными эффузивами.

Адамеллит-гранитные серии характеризуются бимодальным распределением пород по содержанию кремнезема. Четко выделяются два максимума: 70–71 и 74–76% SiO₂, отвечающие соответственно адамеллитам и гранитам. Эти две группы пород обособляются и геологически. Адамеллиты представляют собой первую фазу становления, граниты — вторую. Отмеченная бимодальность, в той или иной мере свойственная всем гранитным и липаритовым [9] телам вулкано-интрузивной группы, имеет физико-химическое обоснование: адамеллиты отвечают котектике на уровне генерации кислой магмы, а граниты — эвтектике на уровне становления массива [111]. В магматической камере адамеллиты являются неопредельными породами, чем обусловлено наличие в них надэвтектических вкрапленников плагиоклаза, широкое развитие мелкозернистых меланократовых автолитов, образованных концентрацией ранних продуктов кристаллизации.

Завершая краткий обзор гранитоидных формаций, следует заметить, что авторы отдают себе отчет в том, что выделенные типы, возможно, не исчерпывают всего разнообразия гранитоидных серий и в отдельных случаях заведомо схематизированы. Однако, по нашему мнению, принятый вариант оптимален в том смысле, что при достаточной для геотектонических и металлогенических построений детальной предлагаемая схема обладает единой и непротиворечивой теоретической основой, отвечающей современному уровню знаний о петрогенезисе. В ней учтены различные подходы к формационному расчленению магматических пород [55, 118, 14, 132, 76, 86, 31], разработанные на хорошей региональной основе и с учетом достижений магматической геологии, новые данные геохимии [102] и экспериментальной петрологии.

В настоящей монографии мы рассмотрим только те гранитоидные формации, которые тесно ассоциированы с базитовым магматизмом и составляют поэтому характерную особенность именно эвгеосинклиналей. Преимущественно это — серии габбро-гранитного и анортозит-гранитного формационных типов.

Другие гранитоидные формации предполагается описать в монографии "Эвгеосинклинальные тоналит-гранодиоритовые и гранитные серии". Общим вопросам эвгеосинклинального интрузивного магматизма будет посвящена монография "Ассоциации габбро и гранитоидов".

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

<i>Ab</i> — альбит;	<i>Fsp</i> — щелочной полевой шпат;	<i>Py</i> — пирит;
<i>An</i> — анортит;	<i>G, Gr</i> — гранат;	<i>Q</i> — кварц;
<i>Am_{n,s}</i> — амфибол и его железистость;	<i>H, Hm</i> — гематит;	<i>Ru</i> — рутил;
<i>Bi_{0,s}</i> — биотит и его железистость;	<i>H</i> — ильменит;	<i>Sp</i> — шпинель;
<i>Di</i> — диопсид;	<i>Kpx</i> — клинопироксен;	<i>Sph</i> — сфен;
<i>En</i> — энстатит;	<i>Mt</i> — магнетит;	<i>l</i> — расплав;
<i>Fem</i> — фемические минералы;	<i>Ol</i> — оливин;	<i>s</i> — твердые фазы;
<i>Fa</i> — фаялит;	<i>Opх</i> — ортопироксен;	<i>f</i> — железистость Fe/(Fe + Mg)
<i>Fo</i> — форстерит;	<i>Or</i> — ортоклаз;	φ — степень окисления железа Fe ³⁺ /Fe.
	<i>Pl_{5,0}</i> — плагиоклаз и его номер;	
	<i>Px</i> — пироксен;	

Часть II

РИФТОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ШОВНОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Глава 3

ГАББРО И ГРАНИТОИДЫ В ОФИОЛИТОВЫХ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ КОМПЛЕКСАХ

Магматизм этого типа рассматривается на примере Кемпирсайско-Хабарнинского района на Южном Урале, где он проявлен в наиболее полном виде.

Крупные существенно гарцбургитовые массивы Южного Урала — Халиловский, Хабарнинский, Кемпирсайский — и сопровождающие их разнообразные магматические породы приурочены к зоне Главного Уральского глубинного разлома и являются яркими представителями магматизма самых ранних стадий развития эвгеосинклинали. Эти объекты — ключевые для решения ряда принципиальных вопросов петрогенезиса и эволюции офиолитовых комплексов, вопросов, связанных с заложением и ранним развитием внутриконтинентальных эвгеосинклиналей. Не случайно они издавна вызывали интерес исследователей, который особенно усилился в последние годы в связи с работами по проблеме офиолитов. Основное внимание при этом было приковано к общегеологическим, тектоническим аспектам проблемы [81, 91, 53, 2, 61].

Петрологические исследования большей частью были посвящены гипербазитам главным образом в связи с их хромитоносностью [63, 80, 19]. Другие интрузивные породы описаны гораздо хуже, несмотря на большое количество публикаций [4, 123, 42, 36, 33]. Исключение составляют габброиды Хабарнинского массива, детально изученные В.И. Маеговым [67], но и он рассматривает не все группы габбро, не дает их геохимическую характеристику. Отсутствует и сравнение габброидов из различных участков и разных формационных типов. Практически не описаны гранитоиды. Хотя они и не имеют большого развития, однако являются важными индикаторами геологической обстановки формирования и развития гипербазит-габбровых комплексов, характерных для зоны Главного Уральского глубинного разлома, в которой залегают рассматриваемые здесь магматические образования.

У исследователей нет единой точки зрения на возраст большинства названных магматических пород, последовательность формирования и их генезис. Расхождение обусловлено сильной тектонической нарушенностью, неоднократными метаморфическими преобразованиями.

Мы рассмотрим четыре ассоциации интрузивных пород, сменяющих друг друга во времени: гарцбургит-габбровую (ранний офиолитовый комплекс), калиевых габброидов (габбро-сиенитоидный комплекс), верлит-габбро-плагиогранитную (поздний офиолитовый комплекс) и, наконец, габбро-сиенитовую (поздний габбро-сиенитоидный комплекс).

ГАРЦБУРГИТ-ГАББРОВАЯ АССОЦИАЦИЯ (РАННИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС)

В состав комплекса входят гарцбургиты Халиловского, Хабаровинского, Кемпирсайского и ряда более мелких массивов, разнообразные по составу габброиды и третий член офиолитовой триады — базальты и их интрузивные аналоги, которые мы будем называть габбро-диабазами, чтобы терминологически отличать их от геологически самостоятельных габбро.

В полном виде ранний офиолитовый комплекс представлен в районе Кемпирсайского массива — самого крупного из названных выше гарцбургитовых тел (рис. 6).

Массив располагается в пределах одноименного антиклинория и залегает в западном крыле структуры. В лежачем и висячем боку непосредственно с гарцбургитами контактируют троктолиты и оливковые габбро (и их метаморфические аналоги — амфиболиты), которые на удалении сменяются вулканитами, обычно слабее метаморфизованными. В восточном экзоконтакте, т.е. в лежачем боку, где сильнее проявлены дислокации и метаморфизм, мощность габбровой оторочки невелика, а в западном — значительно больше (рис. 7).

Аналогичное строение имеет и восточное крыло, сильно редуцированное, в котором гарцбургиты представлены Мамытским массивом, а габброиды целиком превращены в разнообразные амфиболиты. Не трудно заметить, что описанный разрез отличается от стандартного офиолитового симметричным строением висячего и лежачего бока гарцбургитовой залежи. Некоторые исследователи объясняют это явление залеганием гарцбургитов в ядре перевернутой антиклинальной складки [81]. Такая трактовка вызывает сомнение, так как близкое строение имеет Хабаровинский массив и огромный Войкаро-Сыньинский массив на Полярном Урале, что заставляет предположить, что мы имеем дело с закономерностью, а не тектоническим казусом. По-видимому, правильнее говорить о тесной генетической связи габброидов и гарцбургитов и внедрении первых вдоль контактов гарцбургитовых реститов.

Во всяком случае, по набору пород и их расположению относительно гарцбургитов в более полно сохранившемся западном экзоконтакте Кемпирсайского массива можно говорить о наличии полного офиолитового комплекса, представленного тремя стандартными группами пород: гипербазитами (преимущественно гарцбургитами и реже дунитами), габброидами и базальтоидами, объединенных геологической позицией и некоторыми важными особенностями состава.

Первые две породные группы объединяют плутонические члены комплекса, третья — вулканические и интрузивные фации базальтов. Гипербазиты не рассматриваются. Подробные сведения о них можно получить в специальных работах [19, 4, 80].

Возраст раннего офиолитового комплекса остается неопределенным, что, впрочем, относится ко всем ассоциациям, рассматриваемым в настоящей главе. По данным ряда исследователей [53, 2], базальты комплекса имеют силурийский возраст. Последние геолого-съемочные работы, выполненные ПГО "Запказгеология", как будто бы свидетельствуют о раннеордовикском возрасте базальтов. Многочисленные факты пересечения базальтов дайками калиевых габброидов, имеющих, по-видимому, позднеордовикский (?) возраст, подтверждают это мнение. Мы принимаем возраст раннего офиолитового комплекса как раннеордовикский.

Геологические соотношения плутонических габброидов с базальтоидами устанавливаются довольно определенно по наличию в габбро даек диабазов

Рис. 6. Геологическая схема Кемпирсайско-Хабарнинского района. Составлена по данным Западно-Казахстанского и Оренбургского ПГО

1-5 — вмещающие вулканогенно-осадочные породы: 1 — Pr, 2 — O₁, 3 — O₂₋₃, 4 — S, 5 — D — C; 6 — габбро-амфиболиты; 7-9 — гарцбургит-габбровая ассоциация: 7 — гарцбургиты, 8 — габброиды; 9 — базальты, 10 — ассоциация калиевых габброидов; 11-13 — породы верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации: 11 — дуниты, верлиты, клинопироксены, 12 — габбро-плагиогранитный комплекс, 13 — базальты; 14 — габбро-сиенитовая ассоциация. Цифрами в кружках обозначены массивы: 1 — Кемпирсайский, 2 — Хабарнинский, 3 — Кокпектинский, 4 — Восточно-Хабарнинский габбро-норитовый (главная габбро-норитовая залежь), 5 — горы Кирличной, 6 — горы Баночной

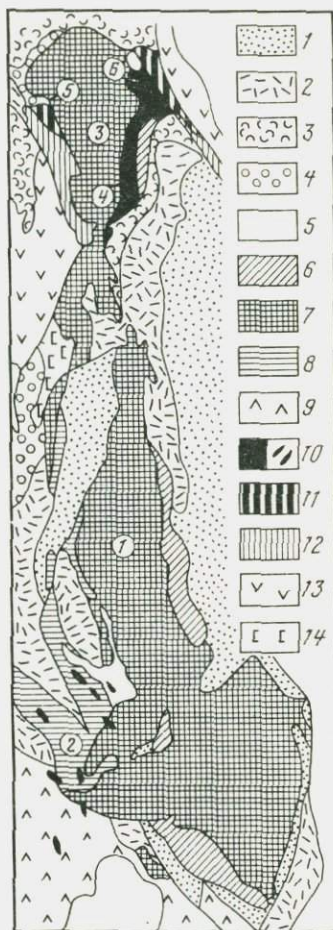
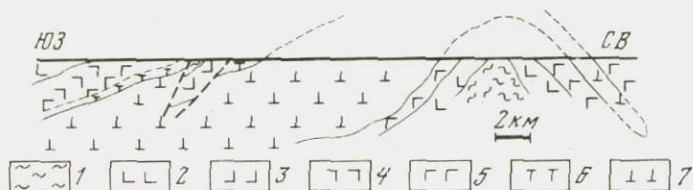


Рис. 7. Схематический геологический разрез Кемпирсайского антиклинория

1 — метасадочные породы, 2 — пиллоу-лавы, 3 — габбро-диабазы, 4 — диопсидовые габбро, 5 — оливковое габбро, 6 — троктолиты, 7 — гарцбургиты



и габбро-диабазов, аналогичных по петро- и геохимическим особенностям интрузивным фациям базальтов, которые описываются ниже. В то же время несомненно, что диопсидовые габбро интрузируют апобазальтовые амфиболиты. В районе пос. Чкалова такие амфиболиты тонкоплитчатой текстуры прорваны штоком диопсидового среднезернистого габбро (рис. 8); состав амфиболитов, приведен в табл. 2. Восточный контакт штока — интрузивный со слабо выраженной зоной закалки в габбро, западный — тектонический. Габброиды, прорывающие амфиболиты, по-видимому, пред-

Таблица 2

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в габбро-диабазам и в замещающих их амфиболитах

Компонент	Габбро-диабазы							Амфиболиты по габбро-диабазам	
	428 ^б	431 ^а	431 ^б	449	451	462	464	401 ^а	412
SiO ₂	49,64	51,12	48,81	54,46	47,62	45,00	45,40	48,30	48,48
TiO ₂	1,48	0,90	1,68	1,54	2,28	3,70	4,80	1,90	1,66
Al ₂ O ₃	12,97	11,26	13,95	14,58	13,05	11,65	13,28	14,15	13,21
Fe ₂ O ₃	2,98	2,55	3,40	7,27	6,70	6,96	5,57	3,69	3,70
FeO	8,03	6,48	8,91	5,16	8,10	11,20	10,83	9,35	8,91
MnO	0,15	0,18	0,18	0,16	0,22	0,20	0,23	0,18	0,19
MgO	7,07	11,50	7,00	3,10	7,15	6,47	4,80	7,50	7,30
CaO	11,55	9,50	10,30	5,69	9,17	10,38	9,90	10,80	10,77
Na ₂ O	2,78	2,28	2,38	5,12	2,88	1,88	2,83	2,18	2,73
K ₂ O	0,21	0,50	0,39	0,25	0,68	0,11	0,14	0,46	0,21
P ₂ O ₅	0,10	0,29	0,21	0,13	0,19	0,14	0,25	0,16	0,14
П.п.п.	2,81	3,86	3,09	2,92	2,41	2,24	2,02	1,73	2,21
Σ	99,77	100,42	100,30	100,38	100,45	99,93	100,05	100,40	99,51
Rb	< 3	5	5	5	11	10	< 3	11	3
Sr	175	386	190	158	186	116	144	242	220
Be	1,1	1,3	1,1	0,8	1,1	1,6	1,0	1,4	1,6
Zr	50	100	100	80	100	100	100	160	115
Sc	42	45	50	44	50	48	55	46	40
Y	50	26	40	40	50	50	44	50	40
La	12	10	10	7	6	4	8	10	7
Ce	50	40	40	30	30	20	40	50	30
Yb	5,0	3,0	5,0	4,0	5,0	5,8	4,0	5,0	5,0
Nb	4	7	6	7	5	6	8	8	6
V	310	400	355	270	288	603	240	338	340
Cr	224	580	141	22	93	45	10	182	141
Co	50	50	50	42	58	68	50	41	50
Ni	80	141	64	29	71	90	23	60	58

Примечание. 401–439 – породы из Безымянного ложка (рис. 11). 449, 451, 462–464 – район пос. Чкалова.

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Амфиболиты по габбро-диабазам								
	416	419	420	425	427	434	436	439	463
SiO ₂	49,36	50,64	48,58	49,62	49,75	49,50	48,60	49,44	49,16
TiO ₂	1,44	1,44	1,72	1,44	1,52	1,80	1,58	1,66	1,58
Al ₂ O ₃	14,31	13,52	13,86	14,04	14,58	13,02	13,87	14,25	14,33
Fe ₂ O ₃	3,52	2,69	3,53	2,80	3,07	3,77	2,95	4,29	3,66
FeO	7,81	7,66	8,98	8,55	8,40	9,21	8,69	7,66	7,96
MnO	0,16	0,17	0,18	0,16	0,15	0,18	0,18	0,20	0,17
MgO	7,62	7,62	8,02	7,50	7,34	7,15	7,98	7,84	6,91
CaO	10,88	9,78	9,78	11,24	10,70	9,68	10,22	9,40	10,50
Na ₂ O	2,50	2,90	2,70	2,60	2,60	3,02	2,70	3,33	2,98
K ₂ O	0,39	1,10	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,21	0,18
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,13	0,10	0,11	0,14	0,12	0,14	0,10
П.п.п.	1,97	2,11	1,75	2,11	1,76	1,74	2,34	1,77	2,46
Σ	100,07	99,76	99,48	100,41	100,23	99,46	99,48	100,19	99,99
Rb	7	23	3	4	3	< 3	4	< 3	Не обн.
Sr	225	401	172	291	180	155	177	155	276
Be	1,3	1,8	1,4	1,8	1,6	0,8	1,0	1,0	0,8
Zr	112	100	95	100	107	125	100	100	47
Sc	44	48	46	35	44	47	50	50	43
Y	40	40	42	42	26	40	45	42	32
La	10	8	8	7	12	16	8	4	6
Ce	50	50	40	40	50	50	60	30	40
Yb	4,3	4,0	5,0	4,1	4,0	5,0	5,0	4,0	4,0
Nb	5	6	8	8	6	11	11	6	4
V	320	290	320	330	410	282	323	295	263
Cr	180	214	168	177	200	112	204	174	177
Co	48	44	52	50	53	48	50	50	50
Ni	56	47	70	76	83	65	80	71	63

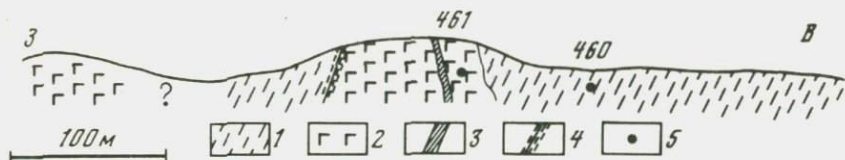


Рис. 8. Разрез по правому берегу р. Куагаш в 1 км выше пос. Чкалова

1 — амфиболиты по габбро-диабазам; 2 — среднезернистые клинопироксен-амфиболовые габбро; 3 — мелкозернистое роговообманковое габбро; 4 — зона милонитизации; 5 — места отбора проб и их номера

ставляют собой переходную разность от плутонических габброидов раннего офиолитового комплекса к габбро-диабазам — интрузивным аналогам базальтов. Это предположение подкрепляется четким интрузивным залеганием габброидов и особенностями химического состава (например, анализ пр. 461, вес. %: SiO_2 — 48,7; TiO_2 — 0,6; Al_2O_3 — 19,5; Fe_2O_3 — 1,63; FeO — 4,12; MgO — 6,15; CaO — 13,04; Na_2O — 2,53; K_2O — 0,14; P_2O_5 — 0,77). По низкому содержанию железа и высокому содержанию CaO , они близки к диопсидовым габбро Коклектинского массива, отличающаяся от последних повышенным содержанием TiO_2 , Na_2O , P_2O_5 , т.е. тех компонентов, которые в большем количестве отмечаются в базальтах и их интрузивных аналогах. Рассматриваемые габброиды, в свою очередь, прорваны жилами амфиболовых габбро-диабазов (см. рис. 8).

Тонкоплитчатые амфиболиты, по видимому, являются вмещающими для плутонических пород раннего офиолитового комплекса — гипербазитов и габброидов. Возраст их неизвестен. Первичные геологические отношения плутонических габбро с излившимися фациями базальтов этого же офиолитового комплекса нами не наблюдались. Вывод некоторых исследователей [2] о более молодом возрасте габбро, по-видимому, основан на прорывании базальтов авгит-роговообманковыми габбро, которые, по нашим данным, принадлежат к более молодой ассоциации калиевых габброидов. Во всех тех случаях, когда нам удалось наблюдать контакты базальтов с диопсидовыми или оливковыми габброидами, они оказались тектоническими. Например, по ручью 4-й Тассай в русле прекрасно вскрыт тектонический контакт диопсидовых габбро с базальтами. Те и другие породы в зоне 2–2,5 м от контакта катаклазированы. Интенсивность катаклаза к контакту возрастает. Плоскость его используется при внедрении жил авгит-роговообманковых габбро типа спессартита, относящихся к ассоциации калиевых габброидов, что свидетельствует о древнем, допозднеордовикском возрасте по крайней мере части тектонических нарушений, контролирующих контакт габбро и базальтов.

В следующем разделе мы подробно рассмотрим взаимоотношения плутонических габбро с более древними гипербазитами, а здесь отметим, что полный возрастной ряд магматических пород раннего офиолитового комплекса следующий: гипербазиты — плутонические габброиды (троктолиты — оливковые габбро — диопсидовые габбро) — базальтоиды.

Габброиды плутонической группы

Породы представлены тремя главными разновидностями: троктолитами, оливковыми и диопсидовыми габбро и, как отмечалось выше, со всех сторон окружают гарцбургиты. В восточном экзоконтакте массива они сильно метаморфизованы: деформированы и превращены в различные по минеральному составу амфиболиты. Эти же процессы проявлены и в запад-

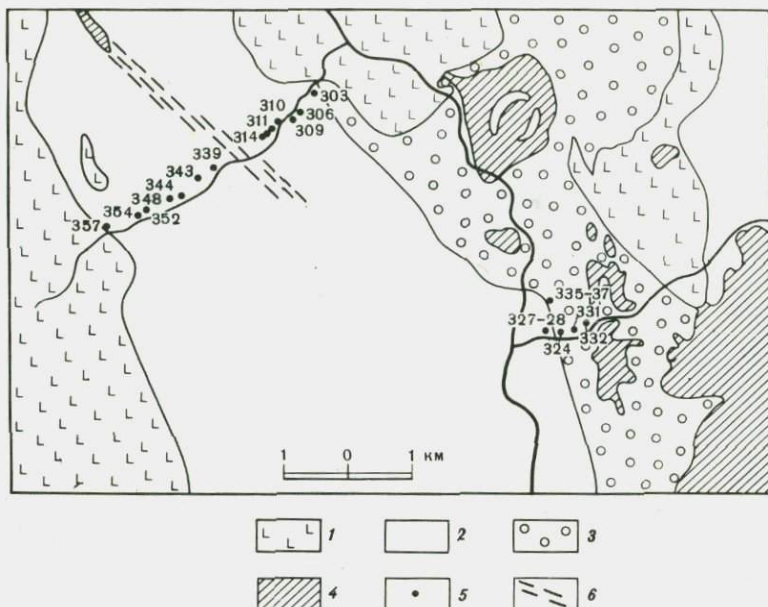


Рис. 9. Схематическая геологическая карта средней части Кокпектинского массива. Составлена по материалам Западно-Казахстанского ПГО

1 — пироксеновые базальты, спилиты с прослоями кремней; 2 — оливиновые габбро; 3 — оливиновые габбро и троктолиты; 4 — габрбургиты; 5 — места отбора проб и их номера; 6 — зона даек калиевых габбро

ном экзоконтакте, но здесь они не имеют сплошного развития, и на больших площадях габброиды практически не затронуты амфиболитизацией.

Габброиды раннего офиолитового комплекса рассматриваются нами на примере крупного Кокпектинского массива, перекрывающего и прорывающего габрбургиты Кемпирская в юго-западной части (рис. 9). Массив сложен троктолитами, оливиновыми и диопсидовыми габбро. Троктолиты локализуются в восточной части массива и контактируют с гипербазитами или интрузивными фациями базальтов. Диопсидовые габбро преобладают в западной части массива, где контактируют с пиллоу-лавами, а оливиновые габбро слагают большую часть массива, располагаясь между троктолитами и диопсидовыми габбро; контакты тектонические. Несмотря на это, общее западное падение пород в рассматриваемом регионе и полосчатости габброидов, приуроченность троктолитов к восточной части массива и размещение их среди интрузивных фаций базальтов свидетельствуют о западном падении массива, большем эрозионном срезе его восточной части и, следовательно, о залегании троктолитов в низах габброидного массива.

Главная масса троктолитов — это однородные по составу средне-крупнозернистые породы, состоящие из серпентинизированного и замещенного тремолитом оливина Fo_{90-87} (табл. 3) и битовнита An_{82-90} . В разностях, переходных к оливиновому габбро, отмечается диопсид. Акцессорные минералы представлены светло-зеленой шпинелью и хромшпинелидом (табл. 4). На границе оливина и плагиоклаза развиты каймы разного состава. Наибольшим распространением пользуются диопсид — шпинелевые и тремолит — шпинелевые каймы. По современным представлениям, они явля-

Таблица 3

Содержание петрогенных (вес.%) и редких элементов (г/т) в троктолитах и их минеральный состав

Компонент	Магматические					Реакционные							
	331	343	342	335	336	669	323 ^а	323 ^б	323 ^в	323 ^г	323 ^е		
SiO ₂	43,65	46,30	42,73	41,51	41,50								
TiO ₂	0,08	0,13	0,08	0,04	0,02	39,82	40,44	40,03	40,33	40,48	41,90		
Al ₂ O ₃	24,79	24,14	25,43	24,87	22,45	0,09	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03		
Fe ₂ O ₃	1,39	1,04	0,20	0,48	0,45	15,86	22,64	20,72	18,31	18,78	23,29		
FeO	3,68	4,46	4,24	4,74	3,74	1,52	0,28	0,40	1,94	1,07	1,33		
MnO	0,06	0,07	0,04	0,05	0,05	5,10	5,37	5,75	4,11	5,11	3,03		
MgO	9,42	7,44	10,16	12,89	13,61	0,13	0,08	0,10	0,10	0,10	0,05		
CaO	12,65	12,99	12,30	10,76	10,69	19,78	12,50	15,48	18,97	17,90	11,54		
Na ₂ O	1,36	1,72	1,10	1,04	1,0	9,38	12,21	10,34	8,71	9,32	12,03		
K ₂ O	0,05	0,05	< 0,10	< 0,10	0,28	0,85	0,96	0,84	0,74	0,84	1,15		
P ₂ O ₅	0,01	0,01	< 0,05	< 0,05	0,05	0,04	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10		
П.н.п.	2,88	1,18	2,84	2,88	5,29	0,03	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05		
Σ	100,02	99,53	99,12	99,31	99,08	6,50	4,95	5,43	6,63	5,86	4,46		
Rb	< 3	Не обн.	23	Не обн.	8	99,10	99,49	99,64	99,88	99,50	98,91		
Sr	139	163	127	129	162	—	< 3	Не обн.	< 3	Не обн.	< 3		
Zr	5	6	5	5	4	—	176	142	97	96	202		
Y	2	3	2	2	2	—	—	—	—	—	—		
La	5	6	8	7	8	—	—	—	—	—	—		
Yb	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	—	—	—	—	—	—		
Nb	3	3	1	2	3	—	—	—	—	—	—		
V	33	30	17	17	10	—	—	—	—	—	—		
Cr	2160	331	200	1000	224	—	—	—	—	—	—		
Co	40	44	32	40	40	—	—	—	—	—	—		
Ni	265	162	200	316	316	—	—	—	—	—	—		
		Нормативный состав							Нормативный состав				
Wo	0,4	2,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
En	—	—	3,6	2,5	—	3,1	1,3	—	—	—	1,3		
Hu	—	3,0	—	—	1,5	—	—	—	—	—	—		
Fo	19,6	15,4	17,7	24,2	27,8	4,4	—	—	3,6	—	—		
Fa	5,9	0,3	5,2	6,9	3,9	42,1	26,5	33,2	36,3	37,7	26,1		
Ab	12,3	15,3	9,8	9,7	10,3	4,2	6,7	7,2	6,9	7,0	6,6		
An	61,8	58,3	61,7	54,3	54,5	6,0	9,2	8,0	7,2	8,1	9,1		
Sp	—	—	—	—	2,0	40,2	52,7	48,2	44	46,5	55,5		
f	0,23	0,29	0,20	0,20	0,15	—	—	—	—	—	—		
		Минеральный состав					0,15	0,20	0,18	0,15	0,18	0,16	
OI	25	21	19	31	—	—	—	Минеральный состав					
Cpx	—	—	4	—	—	—	30	41	44	45	32		
Pl	75	79	77	69	—	—	—	—	4	—	—		
						—	70	59	52	55	68		

Примечание. Нормативный состав рассчитан по нормативно-молекулярному методу Ниггли. Небольшое количество *Or* присоединено к *Ab*, все железо в виде FeO пересчитано на *Fa* и *Hu*. При подсчете количественного минерального состава в *OI* включены и тремолитовые псевдоморфозы по нему. Пробы 323^{а-е} отобраны из

реакционной троктолитовой зоны вокруг гарцбургитового ксенолита (*а, е* — в 0,5 м от ксенолита, *б* — в 0,3 м, *в, г* — вблизи ксенолита). 336 — дайка в троктолите 335. 369 — дайка троктолита, изображенная на рис. 14. Места отбора проб см. на рис. 9.

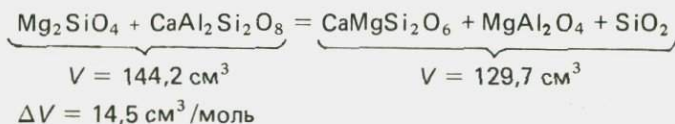
Таблица 4

Средний состав минералов из троктолитов (пр. 328)

Компонент	Оливин (5)	Диопсид (4)	Тремолит (6)	Шпинель (4)
SiO ₂	40,0	56,3	54,9	—
Al ₂ O ₃	—	3,0	2,9	66,4
FeO	10,0	3,5	2,3	10,8
MgO	44,0	15,2	18,3	16,6
CaO	—	22,0	11,2	—
f	0,11	0,11	0,07	0,27

Примечание. В скобках — число замеров в отдельных зернах. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5 (аналитик В.А. Вилисов)

ются продуктом субсолидусной реакции оливина и плагиоклаза:



Выделяющиеся в результате взаимодействия плагиоклаза и оливина диопсид и кварц в присутствии воды реагируют с оливином с образованием тремолита:



Таким образом, тремолитовые и тремолит-шпинелевые каймы — это продукты водного метаморфизма амфиболитовой ступени, накладывающегося на более высокотемпературные парагенезисы.

Имеющиеся экспериментальные данные [150] свидетельствуют о том, что первая реакция осуществляется в условиях высокого давления (6–9 кбар). Отсюда появляется возможность использовать каймы на границе оливина и плагиоклаза для фациального расчленения габброидов. В гипабиссальной фации троктолитов и оливиновых габбро каймы отсутствуют или развиты слабо (например, в массиве Скаергаард), в абиссальной развиты повсеместно. В этом смысле реакционные каймы на границе оливина и плагиоклаза близки по своей природе (и морфологии) к мирмекитам гранитоидов. Мирмекитовые гранитоиды всегда принадлежат к более глубинной фации, чем безмирмекитовые [130, 111].

В троктолитах часто отмечаются ксенолиты гипербазитов размером от единицы до первых сотен метров, окруженные каймами реакционных троктолитов — оливин-плагиоклазовых пород с переменным количеством минералов, меланократовость которых увеличивается по направлению к гипербазитам. Мощность таких реакционных кайм достигает 3 м. Мелкие ксенолиты целиком превращены в меланократовые оливин-плагиоклазовые породы. Гарцбургиты сохраняются только в крупных ксенолитах, большей частью они преобразованы в оливин-энстатит-диопсидовые породы. Троктолиты в зоне контакта часто преобразуются в хлорит-пренитовые породы, которые дают оторочки вокруг гарцбургитовых ксенолитов мощностью до 2–3 м (рис. 10). В ксенолите, изображенном на рис. 10, показана дайка мощностью 20–30 см мелкозернистого оливинового габбро, близкого к троктолиту (анализ 669 в табл. 3), представляющая собой

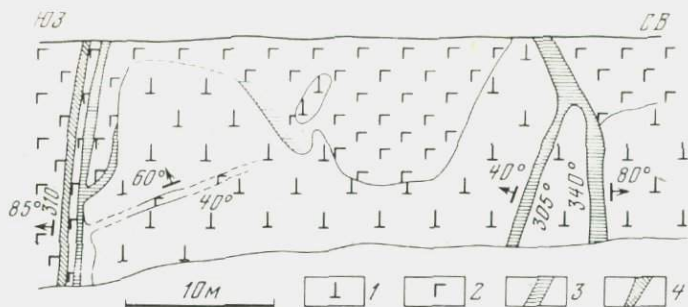


Рис. 10. Ксенолит грацбургита в троктолите. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Шандаша в 1,7 км от устья

1 — грацбургит серпентинизированный, 2 — троктолит, 3 — пренит-хлоритовая порода по троктолиту, 4 — аплит

закаленную апофизу. Наряду с рассмотренными ниже котектическими особенностями состава этот факт является убедительным доказательством магматической природы, троктолитов и оливинового габбро.

Наличие ксенолитов, реакционных кайм, полосчатости, обусловленная чередованием меланократовых и лейкократовых участков — все это несколько затушевывает очень однородный состав и внешний облик троктолитов (см. табл. 3). Часто породы содержат примесь диопсида, чем обусловлен переход к оливиновым габбро, которыми сложена большая часть Кокпектинского массива.

Оливиновые габбро состоят из оливина Fo_{89-85} , диопсида с железистостью 0,18–0,20 и с содержанием Al_2O_3 4–6% и битовнита An_{70-85} . В виде обособленных зерен и в симплектитовых срастаниях с тремолитом, образующим каймы вокруг оливина, отмечается шпинель примерно такого же состава, что и в троктолитах. Характерным рудным минералом является никелистый пирротин (1,1–1,3% Ni), хромшпинелиды встречаются в виде единичных зерен.

В породах отмечаются жилы оливиновых габбро с меньшим содержанием оливина, чем в главной разновидности, и диопсидовых габбро. Ксенолиты гипербазитов большей частью преобразованы в верлиты или меланократовые диопсидсодержащие троктолиты.

В западной части массива преобладающей породой становятся габбро, состоящие из глиноземистого диопсида с железистостью 0,2–0,26 и лабрадора Al_{62-65} . Эти породы содержат ксенолиты оливинового габбро и образуют жилы в последних. Рудный минерал габбро-никелистый пирротин, изредка отмечается магнетит, по-видимому, вторичный. Общее количество этих минералов не превышает 0,5%. В слабо измененных разностях оливиновых и диопсидовых габбро хорошо проявлена трахитоидная текстура. Химические составы оливиновых и диопсидовых габбро приведены в табл. 5.

Габброиды Кокпектинского массива — это практически бескальциевые породы с низким содержанием щелочей, титана, железа и низкой степенью его окисленности, с минимальной концентрацией ванадия, фосфора, рубидия, стронция, циркония, иттрия, высоким содержанием хрома, никеля и высоким Ni/Co-отношением (см. рис. 13–20). Акцессорные минералы в них представлены никелистым пирротинном и замещающим его пиритом, хромшпинелидом и апатитом, общее содержание которых крайне мало

Таблица 5

Содержание петрогенных (вес.%) и редких (г/т) элементов в габброидах и их минеральный состав

Компо- нент	Оливиновое габбро									Оливиновое габбро			Диопсидовое габбро				
	303*	306	310	311	312	314	332	339		341	351	345	309	308	322	344	364
SiO ₂	46,78	45,22	47,18	45,95	46,98	46,54	47,24	46,76		47,94	45,95	49,05	48,92	48,22	47,80	47,10	49,26
TiO ₂	0,11	0,13	0,21	0,10	0,20	0,19	0,12	0,17		0,20	0,17	0,26	0,40	0,30	0,25	0,21	0,25
Al ₂ O ₃	20,63	18,53	19,62	17,94	18,02	19,31	20,57	18,95		19,26	20,12	17,99	14,55	15,31	15,43	17,10	21,21
Fe ₂ O ₃	0,82	1,67	0,70	1,75	1,03	0,25	0,54	1,68		0,74	1,47	1,06	1,64	0,40	0,53	1,17	0,32
FeO	4,75	5,30	5,37	7,19	8,34	7,60	2,93	4,45		4,83	6,18	4,55	6,00	5,43	6,43	4,89	3,86
MnO	0,08	0,10	0,09	0,11	0,11	0,10	0,05	0,09		0,09	0,09	0,08	0,12	0,10	0,11	0,10	0,08
MgO	10,14	11,81	9,75	13,29	11,94	10,22	9,01	10,06		10,06	9,42	10,00	10,45	10,26	10,67	10,94	6,20
CaO	11,87	11,54	12,01	9,05	10,67	12,10	16,24	12,76		12,76	10,30	14,45	13,55	15,61	14,84	13,43	14,70
Na ₂ O	1,96	1,68	1,98	1,96	1,96	1,88	0,88	1,56		1,68	1,68	1,56	1,68	1,48	1,30	1,57	1,92
K ₂ O	0,28	0,24	0,10	0,08	0,08	0,05	0,16	0,16		0,08	0,32	0,08	0,16	0,05	0,13	0,15	0,12
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01		0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,05	0,05	0,05
П.п.п.	2,99	3,54	2,41	1,95	1,11	0,99	1,72	2,92		2,67	3,95	1,34	2,26	1,92	1,54	2,50	1,26
Σ	100,42	99,80	99,47	99,38	100,40	99,25	99,47	99,57		100,32	99,66	100,43	99,74	99,13	99,08	99,21	99,23
Rb	—	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	4	7		< 3	15	< 3	< 3	< 3	4	< 3	< 3
Sr	—	145	169	137	127	131	166	160		170	172	122	148	129	95	145	260
Zr	—	7	—	—	—	8	5	8		8	16	16	—	—	7	8	—
Y	—	4	—	—	—	5	3	4		5	5	5	—	—	7	5	—
La	—	8	—	—	—	9	5	12		4	18	9	—	—	3	5	—
Yb	—	0,8	—	—	—	0,9	0,8	0,8		0,9	0,9	—	—	—	1,0	1,0	—
Nb	—	2	—	—	—	3	4	3		3	4	6	—	—	4	3	—
V	—	90	—	—	—	128	112	125		126	112	182	—	—	100	80	—
Cr	—	538	—	—	—	600	1840	700		630	285	750	—	—	1020	910	—
Co	—	38	—	—	—	40	25	32		32	30	32	—	—	30	35	—
Ni	—	162	—	—	—	230	200	151		158	158	126	—	—	190	144	—
				Нормативный состав								Нормативный состав					
<i>Wb</i>	4,5	5,9	6,1	1,9	4,8	4,6	11,7	7,7		7,5	2,0	11,7	14,4	17,2	15,3	11,2	9,6
<i>En</i>	1,2	—	13,2	—	12,0	8,0	13,6	17,2		10,0	2,4	13,6	14,0	20,0	8,8	8,8	12,4
<i>Hу</i>	8,7	8,0	—	9,2	—	—	5,3	—		8,5	12,0	8,5	11,9	—	10,8	9,3	7,0
<i>Fo</i>	20,2	24,9	10,5	27,6	15,4	15,2	3,6	8,4		13,5	18,4	10,4	11,6	6,6	15,8	17,0	3,6
<i>Fa</i>	—	2	7,0	3,3	9,1	9,1	—	7,0		—	—	—	—	7,0	—	—	—
<i>Ab</i>	17,7	15,4	18,2	17,8	17,3	17,0	8,5	14,2		16,2	17,2	13,8	15,3	13,4	13,0	15,3	17,7
<i>An</i>	47,7	43,8	45	40,3	40,3	44,2	52,3	45,5		45,3	48,0	42,0	32,8	35,8	36,3	39,2	49,7
<i>f</i>	0,23	0,24	0,25	0,27	0,30	0,30	0,18	0,25		0,24	0,31	0,24	0,29	0,29	0,27	0,27	0,27
				Минеральный состав								Минеральный состав					
<i>OI</i>	33	28	—	30	25	24	20	19		6	20	26	—	—	—	—	—
<i>Cpx</i>	15	9	—	6	14	15	24	16		30	15	19	55	—	39	21	—
<i>Pl</i>	52	63	—	63	61	61	56	65		—	—	—	—	—	9	18	—
										64	65	55	45	—	52	61	—

* Места отбора проб см. на рис. 9. Пр. 312 — жила в габбро (пр. 314)

(табл. 6). Магнетит во всех случаях является вторичным минералом. По сумме всех этих признаков они представляют собой эталонные альпинотипные плутонические габбро, не имеющие вулканических аналогов в виде базальтов. С ними не ассоциируют гранитоиды.

Повышенное по сравнению с базальтами и габбро-диабазами содержание хрома и резко пониженное титана и ванадия, довольно высокое Ni/Co-

отношение — все эти геохимические особенности габброидов являются общими с гипербазитами и свидетельствуют о том, что их геологическая связь не случайна.

В этом плане интересно сравнение кокпектинских габброидов с породами, драгированными в различных структурах современных океанов [45, 65]. По содержанию титана и железа последние значительно богаче кок-

Таблица 6

Содержание основных акцессорных минералов в породах Кемпирсайского и Хабарнинского массивов (г/т)

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	335	312	357	309	43	153	209	286	118	196	93	182	24	70	65
Титаномагнетит	—	—	—	—	750	—	—	40	—	200	500	—	50	1300	8500
Магнетит	1400	2000	1000	3000	480	—	—	400	200	2200	3200	130	100	4000	2000
Ильменит	—	—	—	—	400	—	20	—	30	—	200	10	2300	1600	1000
Хромшпинелид	300	260	600	—	200	—	—	30	10	—	50	60	170	20	70
Шпинель	40	—	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сфен	—	—	—	—	10	4400	7300	140	1400	100	—	—	150	20	400
Перовскит	—	—	—	—	—	—	—	—	80	10	60	—	—	—	—
Циркон	—	10	—	—	10	100	100	10	40	10	30	30	30	10	10
Циртолит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	120	—	—	—	—
Апатит	10	40	20	20	400	440	300	400	700	2300	100	2300	160	10	10
Монацит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	70	20	10	—	—
Ортит	—	—	—	—	—	10	20	20	20	200	100	—	—	—	300
Гранат	—	—	—	—	—	10	50	—	70	—	9000	260	—	20	100
Турмалин	—	—	—	—	—	—	—	—	10	10	6400	—	—	—	—
Пирротин	—	1200	70	—	30	1900	2600	—	—	—	—	—	—	—	—
Лентландит	—	—	—	—	—	10	10	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирит	200	800	700	1300	3900	2900	4700	3800	2000	1300	200	4500	700	70	400
Халькопирит	20	140	—	—	50	10	10	10	20	10	20	10	20	10	10

Примечание. 1–4 — породы гарцбургит-габбровой ассоциации (1 — троктолит, 2, 3 — оливиновое габбро, 4 — диопсидовое габбро); 5–12 — породы ассоциации калиевых габброидов (5 — восточно-хабарнинский габбронорит, 6 — габбро Горюнского интрузива, 7 — габбро Губерлинского интрузива; 8 — жильные авгит-роговообманковые габбро; 9 — монзонит Горюнского интрузива; 10 — кварцевый диорит Моло-

стовского интрузива, 11 — гранат-турмалиновый письменный гранит, 12 — адаллит массива к северу от горы Баночной); 13–15 — породы верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации (13 — гранодиорит горы Кирпичной; 14–15 — грениитоиды Северо-Хабарнинского массива: 14 — гранодиорит, 15 — адаллит).

пектинских и близки по этим и другим петрогенным элементам к океаническим толеитам.

Этот факт свидетельствует о том, что такие "габброидные породы являются глубокой полнокристаллической фазией толеитовых базальтов" [65, с. 117], что принципиально отличает "океанические" габброиды от коклектинских, которые не имеют аналогов по составу среди вулканических пород и принадлежат к "плутонической" группе.

В целом по Коклектинскому массиву с востока на запад от троктолитов до диопсидовых габбро наблюдается отчетливое уменьшение основности плагиоклаза от An_{85-90} до An_{60-65} и возрастание железистости диопсида от 0,13 до 0,26. В этом же направлении происходит "омоложение" пород, образующих следующий возрастной ряд (от древних к молодым): троктолит — оливиновое габбро — диопсидовое габбро. Аналогичная последовательность характерна и для других массивов сходного состава, например для дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда [8]. На петрохимических диаграммах (рис. 13, 14) отмечается плавное изменение химического состава от троктолита до диопсидового габбро; растет содержание кремнезема, титана, суммы щелочных металлов, кальция, стронция. Оливиновое габбро по химическому составу занимает промежуточное положение между троктолитами и габбро.

В минеральном составе при этом уменьшается основность плагиоклаза,

а общая меланократовость пород, т.е. отношение количества фемических минералов к плагиоклазу, возрастает от троктолита к диопсидовому габбро. В этом наиболее ярко проявлена котектичность состава плутонических габброидов, свидетельствующая, в свою очередь, об их магматической природе.

Согласно экспериментальным данным, по системе $Di - Fo - An$, а также по бинарным составляющим этой системы при 1 атм эвтектика (точнее, перитектика) $Fo - An$ имеет состав $Fo_{2,8}An_{7,2}$, тогда как эвтектика $Di - An$ имеет состав $Di_{5,7}An_{4,3}$. Эвтектика анортита и энстатита содержит около 60% анортита [159] (см. рис. 21). Таким образом, из экспериментальных данных в случае магматической природы габброидов следует ожидать увеличения их меланократовости в ряду троктолит-норит-диопсидовое габбро. Оливиновое габбро по степени меланократовости должно быть промежуточным между троктолитом и диопсидовым габбро, так как примесь оливина в котектике диопсид-плагиоклаз увеличивает в ней содержание плагиоклаза. Эти закономерности полностью подтверждаются в

* В связи с наличием поля кристаллизации шпинели соотношение анортита и форстерита взято в тройной точке $Fo - An - Sp$. По данным последних экспериментальных работ [142], с ростом содержания альбита в плагиоклазе поле шпинели сокращается, а при содержании альбита больше чем 40% исчезает. Эвтектика форстерита с плагиоклазом $An_{5,0}Ab_{5,0}$ содержит около 20% форстерита.

изученном районе. Содержание плагиоклаза в троктолитах составляет 70–75%, в оливиновом габбро – 57–67%, в габбро – около 50% (см. табл. 3, 5). Фигуративные точки нормативных и модальных составов троктолитов концентрируются в области оливин-плагиоклазовой котектики, тогда как все фигуративные точки оливиновых габбро располагаются между котектическими линиями $Ol-Pl$ и $Di-Pl$, а диопсидовых габбро – около котектики $Di-Pl$ (см. рис. 21).

Примерно в том же направлении изменяется состав расплавов в системе $Di-An-Fo$ (см. рис. 22). На приводимой диаграмме составы пород нанесены в координатах $Px-Pl-Ol$, так как эти компоненты практически полностью отображают состав базитов, а поля кристаллизации отвечают системе $Di-An-Fo$ [170]. Обращает на себя внимание, что фигуративные точки кокпектинских плутонических габброидов в возрастном ряду троктолит–оливиновое габбро–диопсидовое габбро, так же как и средние составы габброидов из других офиолитовых комплексов, располагаются в низкотемпературной части системы вдоль котектики $An-Fo$. Молодые породы в этой последовательности являются более меланократовыми за счет обогащения диопсидовым компонентом и более низкотемпературными. Геологически установленная последовательность формирования плутонических габброидов отвечает тенденции изменения состава расплава с понижением температуры в рамках системы $Di-An-Fo$, а сама такая последовательность является результатом фракционной кристаллизации.

Элементы антидромности во временной последовательности плутонических габброидов находят отражение в жильных породах. Как правило, жилы оливиновых габбро в оливиновом же габбро более меланократовые, чем вмещающая их порода, и обогащены при этом диопсидом (см. анализы 312, 314 в табл. 5). То же самое относится и к троктолитам, жилы в которых обогащены диопсидом и более меланократовые (ан. 335, 336 в табл. 3).

Породы базальтоидной группы

Породы этой группы представлены излившимися (пиллоу-лавы) и интрузивными (габбро-диабазы) фациями базальтов. В распределении этих фацialsных разновидностей в западном экзоконтакте Кемпирсайского массива отмечается определенная закономерность: пиллоу-лавы преобладают на удалении от гипербазитового массива, а габбро-диабазы концентрируются вблизи массива, что свидетельствует о залегании последнего в наиболее эродированной части структуры.

Пиллоу-лавы обычно не затронуты высокотемпературным метаморфизмом и образуют хорошо выраженные потоки с субгоризонтальным или наклонным (угол падения до 60–70°) расположением подушек. Базальты переслаиваются с кремнистыми осадками и являются типичными подводными излияниями. Породы состоят из мелких вкрапленников авгита (редко ортопироксена) и плагиоклаза в основной массе спилитовой структуры. По особенностям вещественного состава они близки к толеитам срединно-океанических хребтов (табл. 7), отличаясь повышенным содержанием K_2O и меньшей концентрацией Sr , Cr , низким Ni/Co -отношением (см. рис. 18). Излившиеся фации базальтов слагают большие площади и участвуют вместе с серпентинитами в меланже. Важно отметить, что вместе с серпентинитами и шаровыми лавами базальтов меланжированы и дайки калиевых габброидов. Особенности геологического положения и вещественный состав базальтов подробно рассмотрены В.Г. Кориневским [53].

Таблица 7

Химический состав пиллоу-лав к западу от Кемпирсайского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	1149	476	444	1151	1131	1136	1142	1	2
SiO ₂	48,46	49,30	49,32	49,54	50,42	50,65	51,47	51,17	49,46
TiO ₂	1,32	2,18	1,54	1,54	1,53	1,39	1,61	1,40	1,40
Al ₂ O ₃	13,75	12,85	14,30	14,52	14,19	14,29	12,96	15,29	15,70
Fe ₂ O ₃	3,89	5,45	5,92	4,71	5,12	5,04	5,27	4,29	2,27
FeO	7,08	9,70	7,00	8,26	6,56	6,09	6,66	8,66	8,22
MnO	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,16	0,20	0,13	0,18
MgO	6,99	5,30	6,19	6,54	5,95	2,79	5,27	7,37	7,71
CaO	10,09	7,20	8,12	5,89	8,62	11,59	9,00	7,03	11,28
Na ₂ O	3,13	4,28	3,38	3,03	3,04	4,00	2,50	3,04	2,65
K ₂ O	0,33	0,17	0,39	0,21	0,26	0,18	0,11	0,37	0,11
P ₂ O ₅	0,10	0,16	0,12	0,12	0,13	0,12	0,15	0,28	0,15
П.п.п.	3,87	2,70	3,50	4,88	3,10	3,48	4,21	—	0,20
Σ	99,20	99,48	99,98	99,44	99,12	99,78	99,41	99,03	99,33
Rb	—	< 3	7	—	—	—	—	—	—
Sr	—	96	145	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1–7 — подушечные базальты раннего офиолитового комплекса: 1, 4–7 — базальты в районе пос. Троицкого; 2 — базальты правого берега р. Коклекты; 3 — базальты, взятые близ устья р. Четвертый Тассай; 8 — средний состав базальтов сугралинской свиты [2]; 9 — средний состав толеитов срединно-океанических хребтов [65].

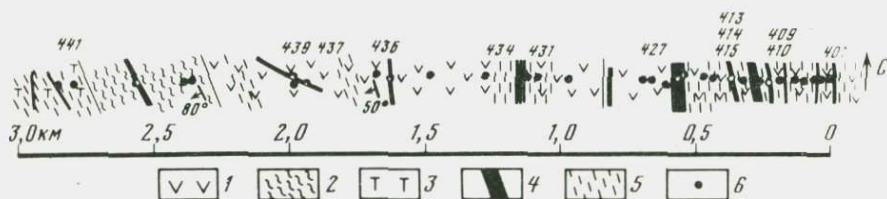


Рис. 11. Схема обнажений по безымянному ложку. Приток р. Кокпекты, севернее р. Шандаша

1 — габбро-диабазы; 2 — кремнистые и кварц-слюдяные сланцы; 3 — троктолиты; 4 — дайки пород ассоциации калиевых габброидов; 5 — зоны интенсивной амфиболитизации; 6 — места отбора проб и их номера (анализы в табл. 2, 16)

Несколько детальнее следует остановиться на характеристике субвулканической фации базальтов, представленной обычно в той или иной мере метаморфизованными (амфиболитизированными) габбро-диабазами. Разрезы этих пород были изучены в безымянном ложке — правом притоке р. Кокпекты, расположенном севернее р. Шандаша (рис. 11) и по р. Куагаш в районе зимовки им. Чкалова (см. рис. 8).

В первом случае на протяжении 3 км наблюдаются амфиболовые габбро-диабазы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Степень метаморфизма возрастает с запада на восток. Габбро-диабазы — это меланократовые породы офитовой структуры, состоящие из амфибола, реликтов клинопироксена и плагиоклаза; в заметных количествах наблюдается лейкоксен, менее распространен титано-магнетит. При метаморфизме таблитчатые кристаллы плагиоклаза превращаются в гранобластовый агрегат. При этом состав пород не меняется. Для него (см. табл. 2) характерны высокие содержания титана, железа и низкие — щелочей. По содержанию двух первых элементов габбро-диабазы четко отличаются от габброидов раннего офиолитового комплекса (см. рис. 13). В целом по химическому составу амфиболитизированные габбро-диабазы аналогичны пиллоу-лавам (см. табл. 2, 7) и отличаются от последних только повышенным содержанием CaO (а также соответственно пониженным содержанием Na_2O , что связано с частичной альбитизацией пиллоу-лав), и Cr (см. рис. 18). Роговые обманки из габбро-диабазов, как и сами породы, устойчивы по составу и типичны для апобазальтовых метаморфитов амфиболитовой фации (табл. 8).

Породы разной крупности зерна имеют резкие контакты и характеризуются фазовыми соотношениями: в большинстве случаев мелкозернистые разности образуют жилы в более крупнозернистых мощностью до первых метров. Контакты жил часто характеризуются зонами закалки, сохраняющимися при метаморфизме. Форма жил в большинстве случаев довольно правильная, но мелкие тела часто имеют извилистые очертания. Химический состав среднезернистых "базисных" габбро-диабазов и более мелкозернистых жильных одинаков. В тех случаях, когда породы не полностью амфиболитизированы, видно, что описываемый разрез пересекает габбро-диабазовый массив, близкий по строению к комплексам параллельных даек, столь типичных для офиолитов [47].

Контакты массива с расположенной западнее слоистой толщей, представленной кремнистыми сланцами и тонкополосчатыми параамфиболитами, не наблюдались. Простираение полосчатости северо-западное, падение юго-западное $50-80^\circ$. Все описанные породы прорваны большим коли-

Таблица 8

Химический состав роговых обманок из амфиболитизированных диабазов

Компонент	402*	436	439	459	464
SiO ₂	46,62	47,64	47,33	45,84	44,45
TiO ₂	0,95	1,67	1,16	0,81	0,90
Al ₂ O ₃	10,72	11,48	10,48	12,14	10,56
Fe ₂ O ₃	3,25	3,24	4,24	2,84	5,06
FeO	12,72	10,54	10,00	13,09	15,63
MnO	0,28	0,25	0,27	0,29	0,32
MgO	11,17	10,21	10,90	10,49	8,52
CaO	11,20	11,06	11,48	11,20	10,71
Na ₂ O	1,13	1,88	1,88	1,60	1,88
K ₂ O	0,19	0,20	0,14	0,09	0,09
H ₂ O ⁺	2,00	1,40	1,51	1,99	1,79
CO ₂	0,23	0,21	0,07	0,13	0,13
Σ	100,46	99,78	99,46	100,51	100,04
Коэффициенты кристаллохимических формул					
K	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02
Na	0,32	0,45	0,55	0,45	0,56
Ca	1,73	1,84	1,80	1,74	1,72
Mg	2,35	2,24	2,38	2,27	1,89
Fe ³⁺	0,35	0,35	0,47	0,31	0,57
Fe ²⁺	1,51	1,28	1,24	1,57	1,94
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
Ti	0,10	0,18	0,13	0,09	0,10
Al ^{VI}	0,72	0,92	0,75	0,73	0,46
Al ^{IV}	1,07	1,06	1,08	1,36	1,39
Si	6,93	6,94	6,92	6,64	6,61
OH	1,95	1,36	1,47	1,97	1,79
f	0,44	0,42	0,41	0,45	0,57

* Химические анализы пород см. в табл. 2.

чеством даек мощностью от 1 до 20 м биотит-роговообманковых калиевых габбро, переходящих в сиенит-диориты, сиениты и граносиениты.

Описанный габбро-диабазовый массив при ширине выходов на поверхность около 3 км прослеживается в северо-западном направлении более чем на 20 км и в северной части изучен в разрезе по левому берегу р. Куагаш, где габбро-диабазы прорывают диопсидовое габбро. Строение массива здесь и состав пород совершенно такие же, как в описанном выше безымянном ложке.

Возвращаясь к петро- и геохимической характеристике базальтоидов, следует отметить, что на всех диаграммах (рис. 12–20) базальты и габбро-диабазы образуют единый рой точек и резко обособляются от габброидов плутонической группы. На классификационных геохимических диаграммах Rb–Sr и Sr–CaO (рис. 15, 16), которые могут быть использованы для отнесения пород к формации, свойственной определенному тектоническому режиму, фигуративные точки пород вулканической группы раннего офиолитового комплекса располагаются в поле примитивных океанических толеитов. Сравнительно высокие содержания таких элементов,

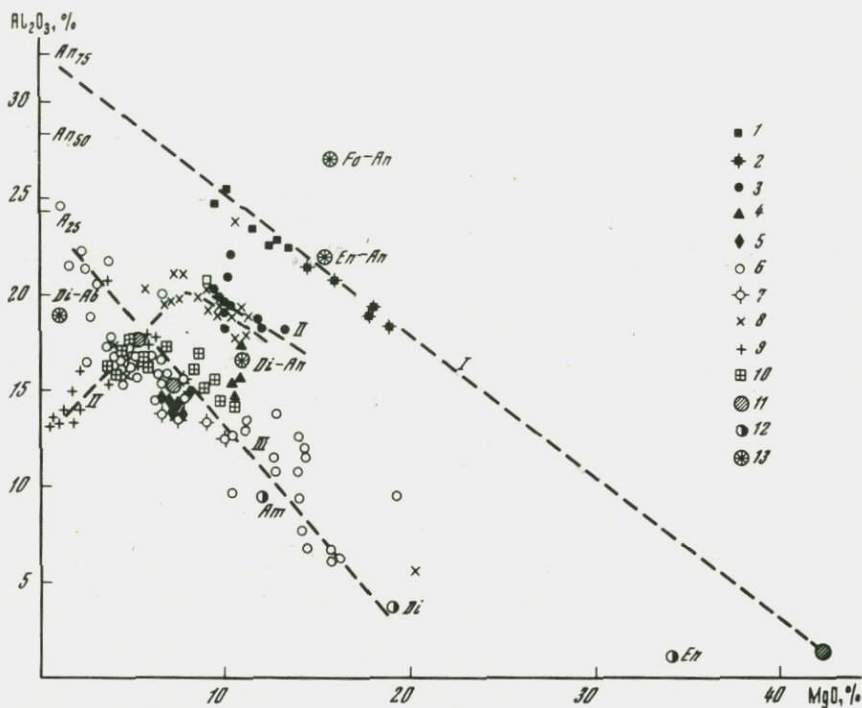


Рис. 12

Рис. 12. Диаграмма $Al_2O_3 - MgO$

1-5 — гарцбургит-габбровая ассоциация: 1 — троктолиты магматические, 2 — троктолиты реакционные, 3 — оливиновые габбро, 4 — диопсидовые габбро, 5 — габбро-диабазы и пиллоу-лавы; 6-7 — ассоциация калиевых габброидов: 6 — породы кольцевых интрузивов Хабаровинского массива, 7 — жильные габброиды Кемпирсайского района; 8-10 — верлит-габбро-плаггиогранитная ассоциация: 8 — габбровый комплекс, 9 — габбро-гранитоидный комплекс, 10 — диабазы; 11 — средние составы гарцбургита и базальта; 12 — средние составы минералов; 13 — составы эвтектик Fo-An, En-An, Di-An, Di-Ab. Штриховыми линиями показаны тренды изменения составов троктолитов (I), оливиновых и диопсидовых габбро (II), пород ассоциации калиевых габброидов (III) и верлит-габбро-плаггиогранитной ассоциации (IV)

Рис. 13. Диаграмма $TiO_2 - FeO'$

1-4 — породы гарцбургит-габбровой ассоциации: 1 — диопсидовые габбро, 2 — оливиновые габбро, 3 — троктолиты, 4 — базальты и габбро-диабазы; 5-7 — ассоциация калиевых габброидов: 5 — габбро-норитовая серия восточной части Хабаровинского массива (главное тело и гора Баночная), 6 — жильные габброиды Кемпирсайского массива, 7 — породы кольцевых интрузивов Хабаровинского массива; 8 — палингенные граниты; 9-11 — верлит-габбро-плаггиогранитная ассоциация: 9 — битовнитовые габброиды, 10 — породы габбро-гранитоидного комплекса, 11 — базальты и диабазы; 12 — жильные габбро-диабазы; 13 — габбро-сиенитовая ассоциация; 14 — средние составы базальтов [65]: I — океанических, II — континентальных, III — щелочных. Пунктирными линиями обозначены серии 1 — анортозит-гранитная Платиноносного пояса, 2 — катынадырская габбро-плаггиогранитная, 3 — раннегеосинклинальная, тагильская габбро-плаггиогранитная, 4 — тагильская диорит-трондьемит-гранитная, 5 — магнитогорская габбро-гранитная, 6 — вулканические породы островов Тонга [144]; 7 — вулканы Курило-Камчатской дуги [62]

Рис. 14. Диаграмма $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$

Обозначения те же, что на рис. 13.

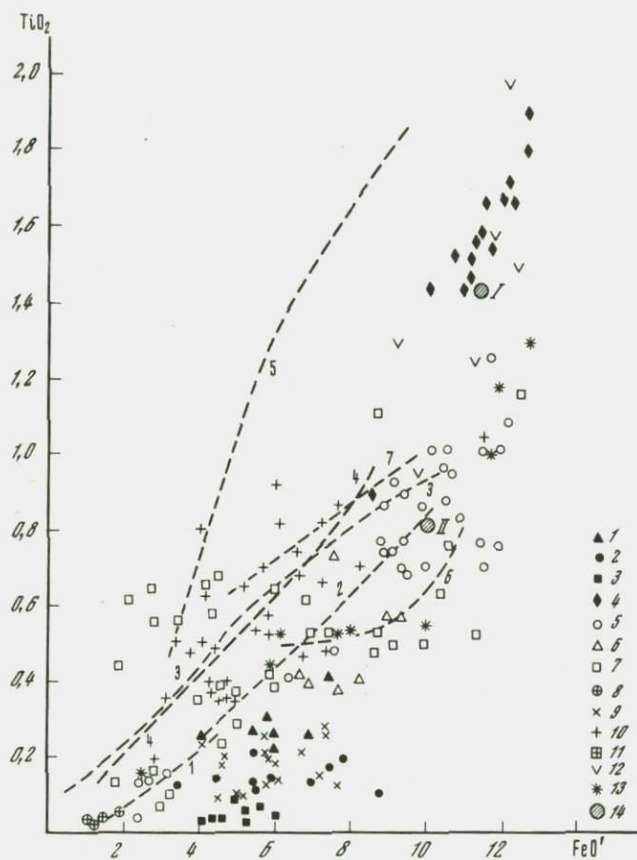


Рис. 13

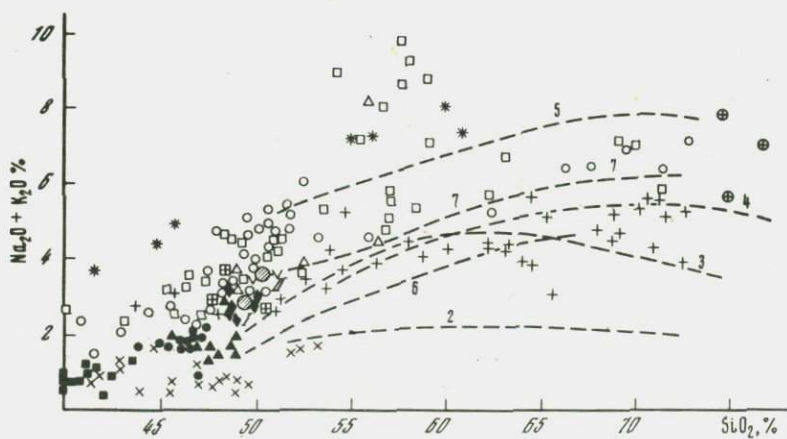


Рис. 14

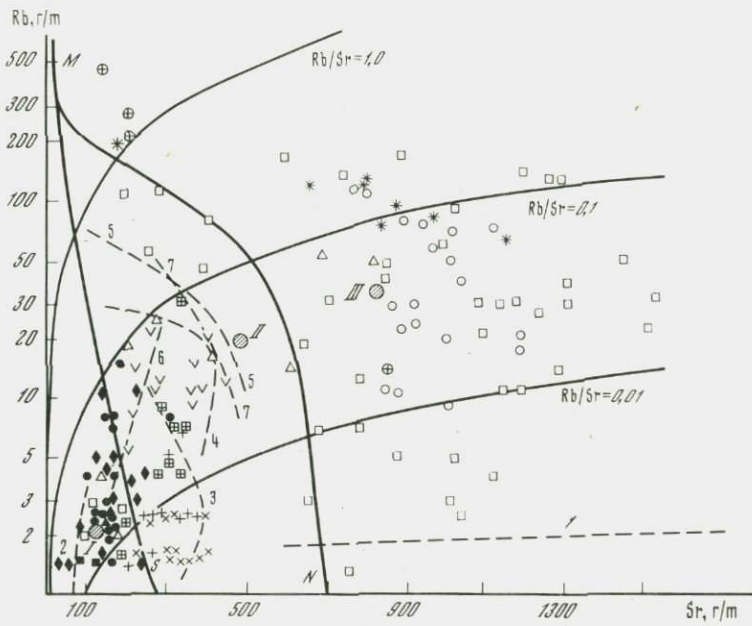


Рис. 15

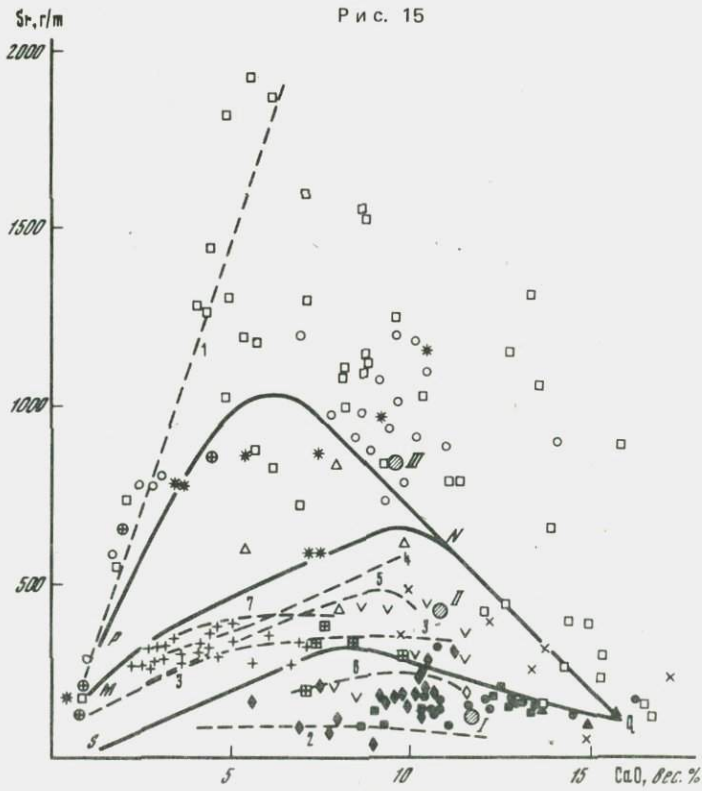
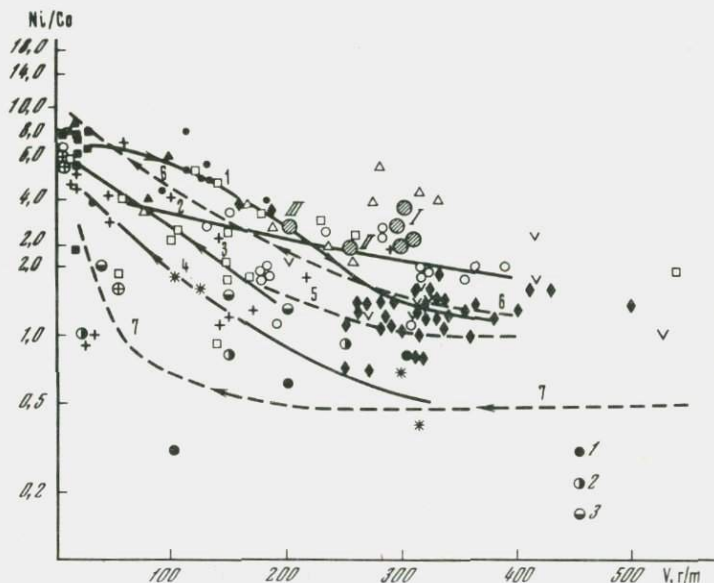


Рис. 16



Р и с. 17. Диаграмма Ni/Co – V

Обозначения те же, что на рис. 13. 1, 2 – базальт, андезит, дацит толеитовой (1) и известково-щелочной (2) серий островных дуг [65], 3 – абсарокит, шошонит и дацит щелочной серии островных дуг [65]. Вариационные линии: 1 – гарцбургит-габбровая ассоциация, 2 – ассоциация калиевых габброидов, 3 – верлит-габбро-плагиогранитная ассоциация, 4 – габбро-сиенитовая ассоциация, 5 – габброиды Платиноносного пояса, 6 – Сахаринский дунит-клинопироксенит-габбровый массив (Южный Урал), 7 – магнитогорская габбро-гранитоидная серия

как железо, титан, иттрий (рис. 13, 19, 20) подтверждают близость базальтов и связанных с ними габбро и габбро-амфиболитов к океаническим толеитам. Лишь по содержанию хрома и Ni/Co-отношению (рис. 18) базальты отличаются от габбро-диабазов и как бы завершают эволюционный ряд плутонические габбро-габбро-диабазы-базальты.

Отмеченные выше различия в составе пиллоу-лав и интрузивных фаций базальтов (габбро-диабазов) по CaO и Na₂O обязаны вторичным процессам, но не амфиболитовому метаморфизму. Габбро-диабазы обычно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и именно они по всем параметрам наиболее близки эталонным средним океаническим толеитам. Пиллоу-лавы же обычно пронизаны сетью тонких карбонатных прожилков, образующихся, по-видимому, за счет кальция, выделяющегося при альбитизации. С этим же процессом связано и обеднение лав стронцием. Из

Р и с. 15. Диаграмма Rb – Sr

Обозначения те же, что на рис. 13. Сплошными линиями ограничены области составов пород, производных следующих исходных магм: ниже линии MS – примитивной океанической толеитовой, SMN – континентальной и островодужной толеитовой, правее линии MN – континентальной андезитовой базальтовой повышенной щелочности

Р и с. 16. Диаграмма Sr – CaO

Обозначения те же, что на рис. 13. Сплошными линиями ограничены области составов пород, производных следующих магм: ниже линии SQ – океанической толеитовой, MNQS – континентальной и островодужной толеитовой, PNM – континентальной андезитовой, выше линии PNQ – базальтовой повышенной основности и латитовой

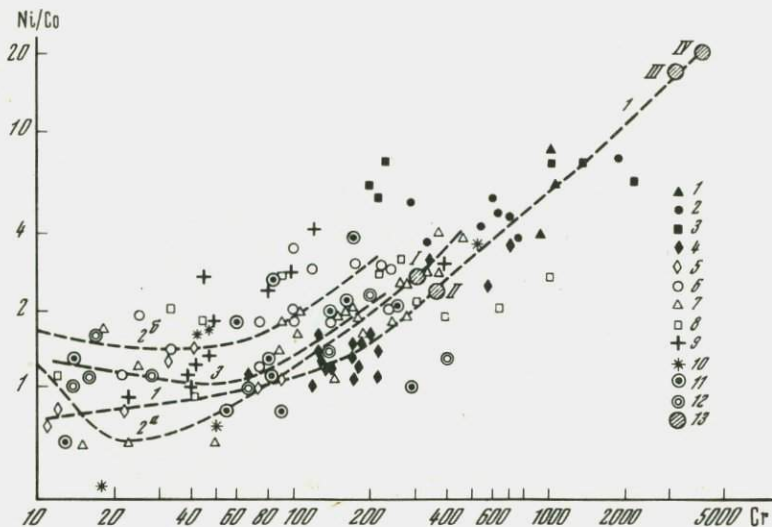


Рис. 18. Диаграмма Ni/Co — Cr

1—5 — гарцбургит-габбровая ассоциация: 1 — диопсидовые габбро, 2 — оливиновые габбро, 3 — троктолит, 4 — габбро-диабаз, 5 — базальт; 6—8 — породы ассоциации калиевых габброидов: 6 — габбро-норит, 7 — авгит-роговообманковые габбро, 8 — породы кольцевых интрузивов; 9 — габбро-гранитоидный комплекс верлит-габбро-плагитогранитоидной ассоциации, 10 — породы габбро-сиенитовой ассоциации; 11, 12 — габброиды дунит-клинопироксенит-габбровой формации (Платиноносный пояс): 11 — анортитовые габброиды, 12 — лабрадоровые габбро-нориты; 13 — средние составы [65] океанических толеита (I) и габбро (II), лерцолита (III), гарцбургита (IV). Тренды: 1 — гарцбургит-габбровой ассоциации, 2^a — авгит-роговообманковых габбро и 2^b — габбро-норитов, 3 — габброидов дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса

первичных различий в составе лав и интрузивных фаций базальтов следует обратить внимание на обогащенность последних Cr и Ni (см. рис. 18).

При описании плутонических габбро мы отмечали закономерное изменение состава в возрастном ряду троктолит — оливиновое габбро — диопсидовое габбро. Базальтоиды как бы завершают этот эволюционный по составу и последовательности формирования ряд, в котором от троктолита к базальту возрастает содержание кремнезема, титана, железа, щелочных металлов, ванадия, всех литофильных редких элементов (см. рис. 13—20), растет меланократовость и падает основность плагиоклаза. При этом важно отметить, что эти изменения состава происходят в рамках котектик фемические силикаты—плагиоклаз и соотношение главных компонентов этих котектик — кальция, магния и алюминия во всех породах близко (см. рис. 23).

На диаграмме $Px-Pl-Ol$ фигуративные точки базальтоидов и плутонических габброидов концентрируются в низкотемпературной части системы $An-Di-Fo$ около котектической линии $An-Fo$ и только троктолиты тяготеют к перитектике $An-Fo$ (рис. 22). В то же время материалы по раннему офиолитовому комплексу наглядно показывают два пути эволюции расплавов в рамках семейства котектик плагиоклаз—фемические силикаты.

Изменение состава от троктолита до диопсидового габбро характеризуется ростом меланократовости (за счет увеличения содержания диопси-

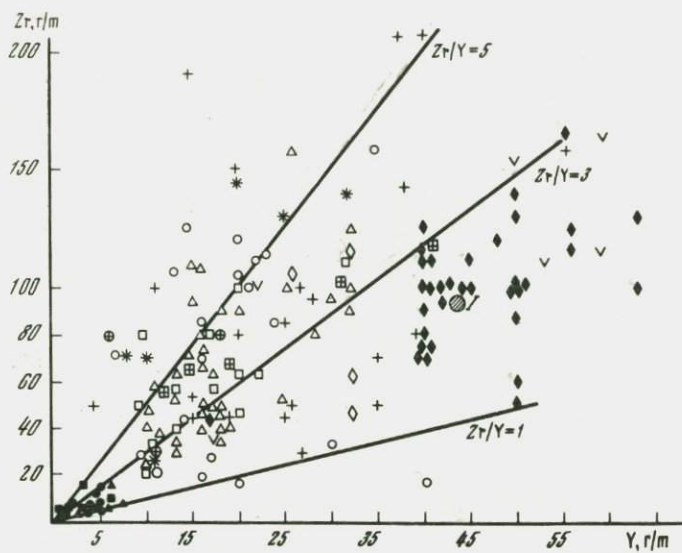


Рис. 19. Диаграмма Zr — Y
Обозначения те же, что на рис. 13

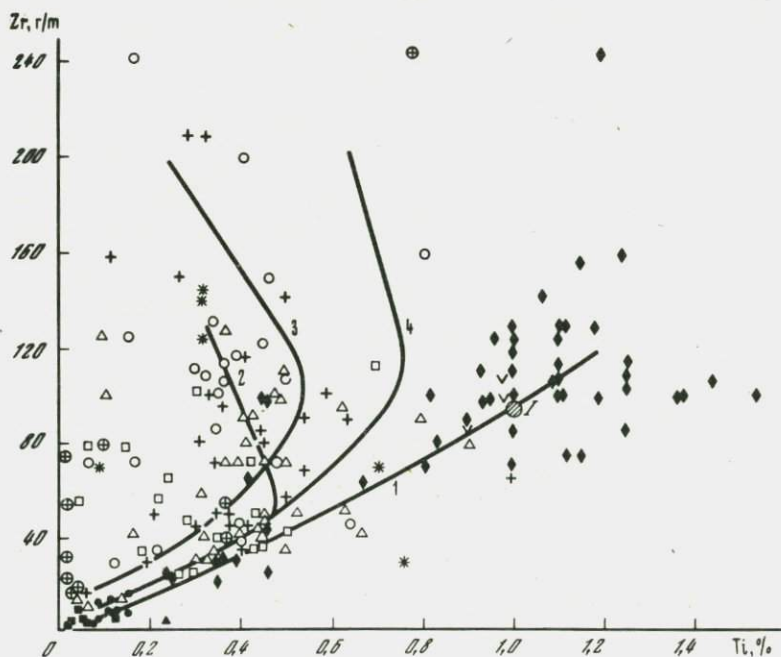


Рис. 20. Диаграмма Zr — Ti

Обозначения те же, что на рис. 13. Тренды: 1 — базальтов гарцбургит-габбровой ассоциации, совпадающий с трендом океанических базальтов [65]; 2 — ассоциации калиевых габброидов; 3 — габбро-плаггиогранитной серии верлит-габбро-плаггиогранитной ассоциации; 4 — главный тренд базальтов островных дуг и активных континентальных окраин [65]

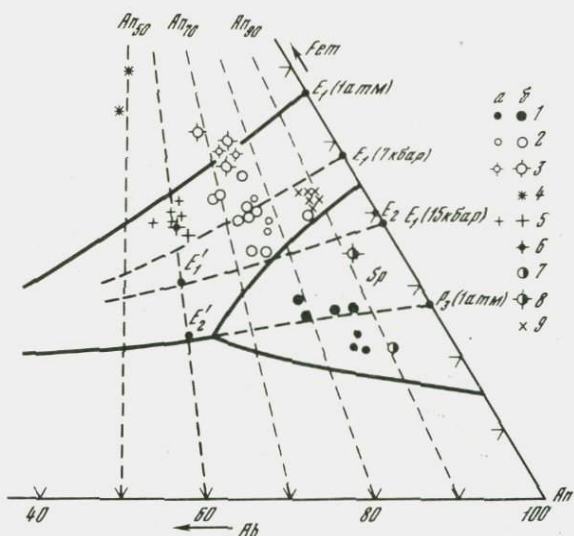


Рис. 21. Диаграмма $Ab - Fem - An$ для габброидов

E_1 — эвтектика $An - Di$ при разных давлениях [143, 179], E_2 — эвтектика $An - En$ при 1 атм [159]. P_3 — след тройной точки $An - Fo - Sp$ системы $An - Fo - Di$ при 1 атм (перитектика $Fo - An$ [170], E'_1 и E'_2 — эвтектики $Di - An_{60}Ab_{40}$ и $En - An_{60}Ab_{40}$ при 15 кбар [150]. Поле кристаллизации шпинели показано по данным [142]. 1–4 — габброиды Коклектинского массива (а — мода, б — норма); 1 — троктолит, 2 — оливновое габбро, 3 — диопсидовое габбро, 4 — авгит-амфиболовое жильное габбро; 5 — габбро-норит Платиноносного пояса; 6 — средний состав ортоклазового габбро-норита Кемпирсайско-Хабарнинского района [67]; 7 — троктолит Платиноносного пояса [32]; 8 — оливновое габбро Платиноносного пояса [32]; 9 — битовнитовый габбро-норит позднего офиолитового комплекса Кемпирсайско-Хабарнинского района

да) и уменьшением основности нормативного плагиоклаза (см. рис. 21) и соответственно уменьшением содержания Al_2O_3 при довольно постоянной концентрации MgO (см. рис. 12).

Вариации в составе базальтов в рамках системы $Ab - Fem - An$ сводятся, наоборот, к убыванию меланократовости с уменьшением основности плагиоклаза, т. е. следуют главному дифференциационному тренду Боуэна. Соответственно изменяется и расположение точек базальтоидов и плутонических габбро на диаграмме $CaO - Al_2O_3 - MgO$ (рис. 23).

Несмотря на ясные различия состава, габброиды и базальты рассмотренного комплекса обладают и некоторыми общими особенностями, из которых следует отметить их "примитивность": бедность такими элементами, как фосфор, щелочи, стронций, рубидий и др., содержание которых в габбро заметно меньше, чем в базальтах, а в базальтах примерно такое же, как в мезо-кайнозойских океанических толеитах (см. рис. 13–16).

Породы раннего офиолитового комплекса интенсивно тектонически нарушены. Гипербазиты, габбро и базальты слагают мощные зоны меланжа. Выделяется по крайней мере две возрастные группы нарушений. Ранние тектонические структуры залечены дайками субщелочных авгит-роговообманковых габбро, а поздние представлены меланжем, в котором дайки субщелочных пород меланжированы совместно с серпентинитами, габброидами и базальтами.

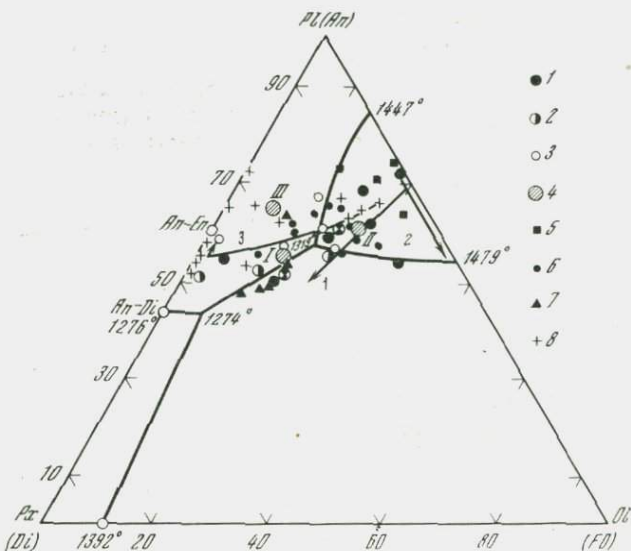


Рис. 22. Диаграмма Px - Pl - OI

1-3 - средние составы пород офиолитовых комплексов [17, 47, 65, 75]: 1 - плутонические габбро, 2 - габбро вулкано-интрузивной группы, 3 - диабазы; 4 - средние составы базальтов: океанический (I) и континентальный (II) толеит [65, 59], III - андезитовой формации [59]; 5-7 - плутонические габброиды Кокпектинского массива: 5 - троктолит, 6 - оливиновое габбро, 7 - диопсидовое габбро; 8 - средние составы габбро из гранитоидных серий. Линии со стрелками: 1 - модальные составы пород из слоев, богатых и бедных пироксеном [166], 2 - вариации состава троктолита при взаимодействии с грацбургитом, 3 - тренд вариаций составов базитов вулкано-интрузивной группы

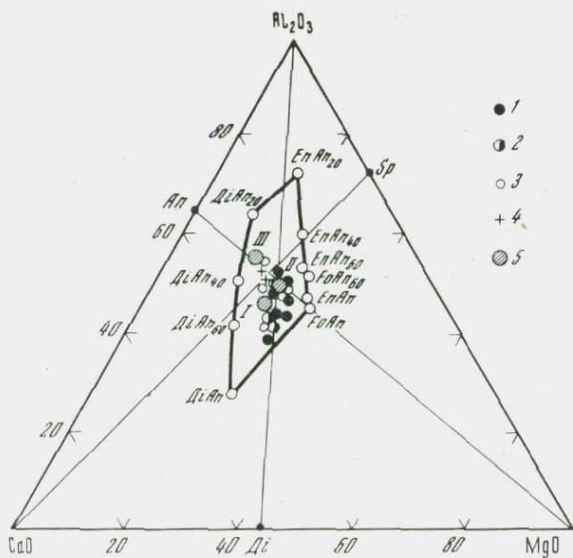


Рис. 23. Диаграмма CaO - Al₂O₃ - MgO
Обозначения те же, что на рис. 22

**АССОЦИАЦИЯ КАЛИЕВЫХ ГАББРОИДОВ
(РАННИЙ ГАББРО-СИЕНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС)**

Ассоциация представлена большим разнообразием пород. Она объединяет богатые калием габброиды, которые, с одной стороны, сопровождаются дунитами и оливиновыми клинопироксенитами, а с другой — дают гранитоидные и сиенитоидные дифференциаты.

**Габбро-нориты восточной части Хабаровинского массива
и ассоциированные с ними гранитоиды**

Наиболее крупный выход пород этой ассоциации расположен в восточной части Хабаровинского массива и подробно описан [19, 67]. Поэтому мы ограничимся лишь общей характеристикой.

Габброиды здесь входят в состав сложной последовательности пород, представленных, помимо габброидов, клинопироксенитами и флогопит-содержащими дунитами. Габброиды слагают низы разреза и выше сменяются клинопироксенитами, а еще выше — дунитами. Образование подобной зональности одни исследователи объясняют перевернутым залеганием пород [81], другие — взаимодействием габбровой магмы с залегающими западнее гарцбургитами.

Габброиды представлены биотитовыми габбро-норитами, состоящими из лабрадора Al_{45-60} , ортоклаз-микропертита, содержащего около 30% вростков олигоклаза, магнетита, иногда кварца. Клинопироксен близок к авгиту с железистостью 0,3—0,35; гиперстен, часто образующий порфировидные выделения, имеет железистость 0,35—0,40, биотит представлен высокотитанистой разновидью с такой же железистостью, как и гиперстен.

На больших площадях габбро-нориты устойчивы по составу и образуют определенный тип, средний состав которого приведен в табл. 9. В то же время необходимо заметить, что современный минеральный состав пород — это в значительной мере результат метаморфических преобразований гранулитовой и амфиболитовой ступени. Метаморфизм сопровождался и завершался интенсивным катаклизмом, метаморфической дифференциацией с обособлением мигматитов, составные части которых варьируют по составу от пироксенитов до плагиоклазитов и гранитов. Все эти явления позволили предположить некоторым исследователям метасоматическую природу габбро-норитов. Однако детальное изучение пород, выполненное В.И. Маеговым, а также и наши данные однозначно свидетельствуют об их магматической природе. Метаморфизм в основном имел изохимический характер.

По составу габбро-нориты близки базальтам куагашской свиты (табл. 9), которые обнажаются в низовьях р. Эбиты [2]. Эта свита несогласно залегает на различных горизонтах кидрясовской свиты, и возраст ее разными исследователями определяется то как тремадокский, то как силу-ро-девонский. Последнее обосновывается тем, что промежуток времени от верхнего лудлова до кобленца свободен. На наш взгляд, подобная аргументация недостаточна. Пространственная ассоциация с подстилающими образованиями кидрясовской свиты и определенное сходство вещественного состава эффузивов куагашской свиты и обломочных пород кидрясовской (в частности, высокое содержание в тех и других калия) свидетельствуют скорее о позднеордовикском возрасте первых. Если это предположение верно, то близость химического состава и пространственная совмещенность базальтов и габбро-норитов, свидетельствуя об их комагматизме, может служить указанием на принадлежность габбро-

норитов к позднему ордовику. В последнее время заведомо позднеордовикские щелочные вулканиты обнаружены В.Г. Кориневским.

Из особенностей химического состава габбро-норитов следует отметить сравнительно высокое содержание в них калия, стронция, ванадия. Содержание таких литофильных элементов, как цирконий и иттрий, значительно выше, чем в плутонических габброидах, но ниже, чем в базальтах и базальтоидных габбро раннего офиолитового комплекса.

Непосредственные геологические соотношения габбро-норитов с вмещающими породами устанавливаются в северной части площади их развития, на горе Баночной, расположенной между поселками Хабарный и Аккермановка. Габброиды залегают здесь среди высокожелезистых апобазальтовых амфиболитов, часто содержащих ортоклаз, которые переслаиваются с фельзитами и кварц-слюдяными сланцами и прорваны многочисленными дайками гранодиорит-порфинов. Габброиды образуют овальное в плане тело. Они прорывают все названные породы и сами прорваны небольшими штоками гранит-порфинов (см. табл. 9, пр. 504). А.С. Варлаков [19] рассматривал породы горы Баночной как вулканический аппарат, в котором габброиды представляют собой комагматичные образования, выполняющие вулканическое жерло. Аналогичная трактовка следует и из наших материалов.

Преобладающим типом габброидов здесь являются габбро-нориты (см. табл. 9), близкие по составу к главному габбро-норитовому телу. Породы местами амфиболитизированы, сильно катаклазированы. Плагิโอклаз замещен клинозоизитом. Габброиды содержат многочисленные жилообразные и неправильной формы участки, состав которых варьирует от габбро до кварцевого диорита, редко гранодиорита (см. табл. 9). Местами такие участки образуют штокверк, а вся масса пород приобретает облик эруптивных брекчий, обычных для гипабиссальных габбро-гранитоидных массивов. Образование жильных обособлений связано с процессом кристаллизационной дифференциации габброидов.

Габбро и их дифференциаты объединяет повышенное содержание K_2O , P_2O_5 , Sr, т. е. такие особенности химического состава, которые характерны для ассоциации калиевых габброидов вообще.

Таким образом, геологическое положение габброидов горы Баночной (пространственная связь с вулканитами, внедрение до полного прекращения вулканической деятельности, о чем свидетельствует наличие послегаббровых гранит-порфинов) и общие особенности вещественного состава подтверждают вывод А.С. Варлакова о комагматизме габбро и вмещающих их вулканитов, а близость состава габбро-норитов горы Баночной и главного тела позволяет распространить этот вывод на все габбро-нориты восточной части Хабарнинского массива. На всех петрохимических и геохимических диаграммах эти породы образуют единые поля (см. рис. 13–20). Судя по данным В.Г. Кориневского, ордовикские вулканиты очень близки по составу к соответствующим породам горы Баночной, что служит дополнительным подтверждением высказанного предположения о комагматизме габбро-норитов и калиевых базальтов.

Восточнохабарнинские габбро-нориты, а также породы горы Баночной (габбро, габбро-нориты, роговообманковые диориты и гранодиориты) образуют единую серию, которая четко обособляется как по петрогенным, так и по малым элементам. Габброиды этой серии резко отличаются от комплектиных не только по химическому составу, но и по набору акцессорных и рудных минералов. В них в значительных количествах присутствуют магнетит, сфен, апатит, что соответствует повышенным содержаниям TiO_2 и P_2O_5 (см. табл. 5, 9, рис. 13).

Таблица 9

Содержание петрогенных (вес.%) и редких (г/т) элементов в породах горы Баночной

Компонент	1	2	3	4	5	6
	486	487	490	170	495	498
SiO ₂	50,10	67,00	67,40	42,04	44,76	47,80
TiO ₂	1,82	0,41	0,41	0,74	0,76	0,56
Al ₂ O ₃	13,70	14,07	14,21	18,28	16,04	22,12
Fe ₂ O ₃	3,72	2,89	1,93	2,83	3,29	3,88
FeO	10,16	2,94	3,31	9,50	7,58	5,15
MnO	0,21	0,10	0,06	0,15	0,18	0,12
MgO	5,64	2,06	1,75	7,16	7,78	2,94
CaO	7,52	2,87	2,65	14,00	13,26	9,41
Na ₂ O	4,20	3,68	4,92	1,08	1,35	3,44
K ₂ O	0,36	1,18	0,79	0,48	0,64	0,80
P ₂ O ₅	0,14	0,77	0,09	0,71	0,58	0,40
П.п.п.	2,40	2,35	2,30	3,51	3,64	3,21
Σ	100,15	100,32	99,82	100,48	99,86	99,83
Rb	6	31	14	11	14	23
Sr	223	166	23	882	1020	1440
Be	1,0	0,8	0,8	—	0,6	4,6
Zr	107	132	109	—	20	120
Sc	44	32	25	—	50	15
Y	45	16	30	—	16	20
La	7	20	10	—	10	42
Ce	30	40	40	—	30	100
Yb	4,5	3,6	2,5	—	2,0	2,5
Nb	6	6	6	—	2	9
V	355	126	112	—	316	302
Cr	68	50	19	—	234	22
Co	45	10	10	—	35	18
Ni	26	22	10	—	71	20

П р и м е ч а н и е. 1–3 — вмещающие породы: 1 — амфиболит, 2–3 — рассланцованные порфиры с вкрапленниками плагиоклаза и кварца; 4–6 — габбро-нориты; 7–10 — жильные породы — цемент интрузивных брекчий: 7 — габбро, 8 — диорит,

	7	8	9	10	11	I	II
	493	175	173	501	504		
	52,70	53,54	55,98	63,82	76,50	49,80	48,32
	0,85	0,40	0,48	0,18	0,08	1,00	1,83
	16,67	19,40	16,85	14,80	13,62	17,00	16,96
	3,38	1,31	3,24	0,95	0,67	4,20	6,31
	5,74	5,12	4,46	2,73	0,59	6,80	8,60
	0,15	0,09	0,14	0,05	0,02	0,20	0,22
	4,29	3,20	3,72	3,41	0,05	6,60	6,72
	7,02	9,52	7,67	7,00	2,10	10,10	7,00
	3,56	3,76	2,72	3,55	4,24	2,50	2,73
	2,62	1,04	2,08	0,86	2,00	1,70	1,08
	0,47	0,55	0,42	0,04	0,09	0,30	0,24
	2,58	1,67	2,06	3,15	0,66		
	100,03	99,60	99,82	100,54	100,62	100,20	100,01
	51	22	60	17	68	—	—
	780	1185	960	815	453	—	—
	1,4	—	—	1,0	2,2	—	—
	158	—	—	125	71	—	—
	40	—	—	25	1	—	—
	35	—	—	14	3	—	—
	15	—	—	23	34	—	—
	50	—	—	50	80	—	—
	3,3	—	—	1,3	6,0	—	—
	8	—	—	3	5	—	—
	316	—	—	132	6	—	—
	74	—	—	177	14	—	—
	25	—	—	16	2	—	—
	45	—	—	45	3	—	—

9 — кварцевый диорит, 10 — гранодиорит; 11 — гранит-порфир (шток в габбро-норитах); I — средний состав восточно-хабарнинского габбро-норита, по Б.И. Хворову [2], II — средний состав базальта куагашской свиты [2].

Как и в других ареалах развития пород ассоциации калиевых габбро, в восточнохабарнинском четко проявлены две тенденции в дифференциации габброидов: габбро-гранитоидная и габбро-сиенитоидная (см. рис. 14), но в рассматриваемых породах до настоящих сиенитов эволюция не доходит. Габбро-гранитоидная линия дифференциации имеет большее развитие, но и она не достигает предельных по составу гранитов. Дифференциация затухает на уровне гранодиоритов, количество которых, кстати, по отношению к кварцевым диоритам невелико.

Образование гранитов, пространственно ассоциированных с рассматриваемыми габброидами, связано с другим важным петрогенетическим процессом — палингенезом. Среди габброидов отмечаются зоны метаморфизма, в которых они превращены в амфиболиты. В этих зонах встречаются маломощные жилы (до 1 м) и мигматитоподобные прожилки пегматоидных гранитов, часто имеющих графическую структуру, обычно они ассоциированы с мигматитоподобными анортозитовыми (плагиоклазитовыми) обособлениями. Мощность последних не превышает первых

десятков сантиметров (обычно до 10 см). Как правило, плагиоклазиты образуют прослои, согласные с гнейсовидностью амфиболитизированного габбро. Первичный минеральный состав не сохранился. Минералы замещены хлорит-альбит-клиноцоизитовым агрегатом, с небольшой примесью мусковита, магнетита и ильменита.

Граниты встречаются как в виде согласных, так и секущих жил мощностью до 1 м. Большей частью они имеют облик пегматитов. Во многих жилах обособляются краевые графические и центральные блоковые зоны. В неизменном виде граниты состоят из олигоклаза An_{20-25} , ортоклаза, кварца, альмандинового граната, турмалина. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, хромшпинелидом (см. табл. 6), гранатом и др. Как правило, граниты сильно изменены: ортоклаз замещен шахматным альбитом, породы обычно сильно катаклазированы. Наряду с ортоклазовыми отмечаются жилы графических плагиопегматитов. Наличие в них шахматного альбита позволяет предполагать, что первоначально они содержали ортоклаз, но в меньшем количестве. Об этом

Таблица 10

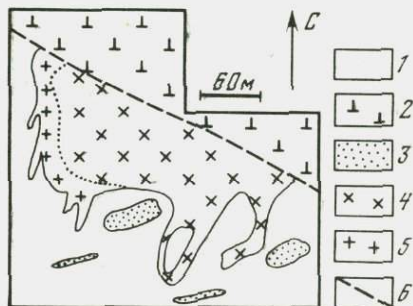
Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в плагиоклазитах и палингенных гранитах

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	107	90	93	92	176	184	182	177	186
SiO ₂	48,72	75,18	71,28	74,00	66,28	67,70	69,24	71,44	72,78
TiO ₂	0,45	0,05	0,03	0,02	0,16	0,15	0,13	0,13	0,05
Al ₂ O ₃	23,61	14,08	14,81	14,03	16,45	16,56	16,17	15,42	14,38
Fe ₂ O ₃	1,83	0,10	0,41	0,47	0,30	0,72	0,75	0,29	0,46
FeO	3,49	1,89	1,13	0,73	4,43	2,63	2,05	2,48	1,97
MnO	0,08	0,02	0,26	0,19	0,04	0,15	0,15	0,03	0,12
MgO	3,08	0,17	0,06	0,11	0,99	0,61	0,38	0,76	0,32
CaO	10,89	1,89	0,65	0,86	2,72	3,00	2,34	1,64	0,91
Na ₂ O	3,86	5,43	3,37	5,05	6,15	3,72	4,08	6,42	4,44
K ₂ O	0,70	0,62	6,66	3,17	0,70	3,12	3,28	0,40	3,16
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,01	0,02	0,07	0,09	0,04	0,05	0,02
П.п.п.	3,10	0,60	0,51	0,48	0,79	1,34	0,88	0,27	0,82
Σ	99,86	100,08	99,18	99,13	99,08	99,79	99,49	99,33	99,43
Rb	He обн.	5	550	281	11	115	119	9	116
Sr	2135	657	129	202	763	789	767	573	277
Zr	—	—	22	30	80	—	80	—	17
Y	—	—	11	11	6	—	18	—	40
La	—	—	10	22	23	—	13	—	18
Yb	—	—	1,3	1,3	1,3	—	3,2	—	5,0
Nb	—	—	3	4	3	—	3	—	3
V	—	—	3	3	56	—	5	—	3
Cr	—	—	60	29	22	—	14	—	21
Co	—	—	1	1	8	—	1	—	2
Ni	—	—	2	2	13	—	6	—	3

П р и м е ч а н и е. 1 — эпидотизированный плагиоклазит; 2 — плагиопегматит; 3—4 — гранат-турмалиновые письменные граниты; 5—9 — гранатсодержащие гранитоиды массива к северу от горы Баночной; 5—6 — гранодиориты, 7, 8 — адамеллиты, 9 — граниты.

Рис. 24. Геологическая схема гранитного массива, расположенного севернее горы Банка

1 — существенно слюдяные сланцы и амфиболиты; 2 — дуниты; 3 — фельзиты; 4 — адамеллиты; 5 — гранатовые граниты; 6 — тектонические нарушения



свидетельствует, в частности, довольно высокое содержание CaO в породах, повышенное количество стронция, низкое — рубидия (табл. 10).

Обычно существенно плагиоклазовые (анортозитовые) и пегматоидные жилы разобщены, но в отдельных случаях они встречаются совместно, и тогда породы, подобные анортозитам, слагают центральные, блоковые зоны пегматоидных жил. Это позволяет сделать вывод о тесной генетической связи анортозито- и пегматообразования.

Подсчеты содержаний кварца в графических сростаниях (26—28%) свидетельствуют о высоком водном давлении в момент формирования пегматитов, составляющем 3—4 кбар [111]. В совокупности особенности геологического положения, а именно с приуроченностью гранитов к зонам метаморфизма амфиболитовой ступени обособление при метаморфической дифференциации гранитоподобного мигматитового материала указывает на палингенное происхождение гранитов.

Более крупный массив подобных гранитов вскрыт в северо-восточной части Хабаровинского массива, к северу от горы Баночной. Граниты залегают среди сильно катаклазированных слюдяных альбитовых сланцев и аполипаритовых фельзитов (рис. 24). Граниты имеют инъекционные контакты с вмещающими породами: они образуют многочисленные апофизы, содержащие ороговикованные ксенолиты сланцев. На севере граниты контактируют с дунитами, контакт тектонический. Состав пород в массиве варьирует от гранодиоритов до гранитов (см. табл. 10). Минеральный состав их близок. Породы сильно катаклазированы, эпидотированы, хлоритизированы. Преобладающий тип пород в массиве — адамеллиты (см. пр. 182 в табл. 10). Граниты образуют эндоконтактовую зону в западной части массива. Так же как и в восточном эндоконтакте Хабаровинского массива, в метаморфизованных габброидах горы Баночной наряду с жилами ортоклазовых пегматитов отмечаются и существенно плагиоклазовые, типы пробы 177 (см. табл. 10).

Сходство тех и других гранитов подтверждается общими особенностями химического состава (повышенное содержание K_2O , MgO), присутствием граната, сходством аксессуарных минералов, среди которых характерный для "водных" гранитов монацит и типичный для гипербазитов хромшпинелид (см. табл. 6). Эти особенности химического и минерального состава гранитов в значительной мере унаследованы от габбрового и вулканогенного субстрата.

Примерно такая же унаследованность характерна и для тех гранитоидов, которые обособляются в результате кристаллизационной дифференциации, и для определения генезиса пород в подобных случаях решающее значение приобретают особенности геологического положения и такие

признаки, которые определяются условиями генерации, например состав графических сростаний.

Отмеченные две линии дифференциации восточно-хабарнинских габбро-норитов — гранитоидная и сиенитоидная — наиболее ярко представлены в небольших кольцевых интрузивах пород ассоциации калиевых габброидов, которые прорывают гарцбургиты Хабарнинского массива.

Кольцевые габбро-сиенитоидные и габбро-гранитоидные интрузивы в гарцбургитах Хабарнинского массива

Эти массивы сложены гомодромной серией пироксенит—габбро (кварцилы ортоклазсодержащие) — монзонит или кварцевый диорит — сиенит (кварцевый или фельшпатоидный) — адалеллит — гранит [115] и, залегающая среди однородных гарцбургитов, представляют собой прекрасные природные модели для изучения различных петрогенетических процессов. Все они хорошо обнажены и закартированы нами (рис. 25).

Наиболее полно названная выше серия пород в ее гранитоидной части представлена в Молостовском интрузиве (см. рис. 25,а). Его краевая часть сложена неполнокольцевым телом пироксенитов, состоящих из маложелезистых диопсида и оливина с примесью роговой обманки ($f = 0,45$), в которой концентрируются овальные зерна титаномагнетита с ульвошпинелью в виде структур распада. Пироксениты рассеяны продольными и поперечными жилами роговообманкового крупнозернистого, местами пегматоидного габбро, характерной особенностью которого является идиоморфизм роговой обманки ($f = 0,45$) по отношению к полевому шпату. Большая часть полевого шпата разложена в кварц-клинозоит-альбитовый агрегат. На участках широкого развития габброидных даек пироксениты амфиболитизированы. Внутреннее полукольцо массива слагают биотит-амфиболовые кварцевые диориты, прорывающие все породы внешнего кольца. В ядре массива залегают среднезернистые амфибол-биотитовые адалеллиты, апофизы которых секут пироксениты, габброиды и кварцевые диориты. Железистость роговой обманки в адалеллитах выше, чем в основных породах ($f = 0,58$). Близкую железистость (0,57) имеет и биотит из адалеллитов (табл. 11). И габбро, и адалеллиты местами сильно мусковитизированы и окварцованы.

Характерным акцессорным минералом гранитоидов является ортит. Широко распространены зональный апатит и редкоземельный густо окрашенный сфен (см. табл. 6). Гранитоиды, по-видимому, представляют собой дифференциаты габброидов, а не палингенные выплавки. Это предположение основано как на тесной вещественной связи гранитоидов и габброидов, между которыми наблюдаются промежуточные по составу породы, образующие единую вариационную линию на всех петрохимических и геохимических диаграммах [115], так и на залегании в единых мелких массивах, расположенных среди гарцбургитов, где нет каких-либо дополнительных источников для появления гранитоидного материала. Кроме того, увеличивающаяся от основных к более кислым породам железистость роговой обманки, коррелирующаяся с уменьшением основности плагиоклаза, также указывает на магматическую дифференциацию как реальный механизм формирования интрузива. Химические анализы пород приведены в табл. 12.

Сходным строением характеризуется Придорожный массив (см. рис. 25,б), но набор слагающих его пород менее разнообразен. Это габброидный кольцевой интрузив, рассеянный радиальными гранитоидными жилами. Он залегают в серпентинизированных гарцбургитах, которые обра-

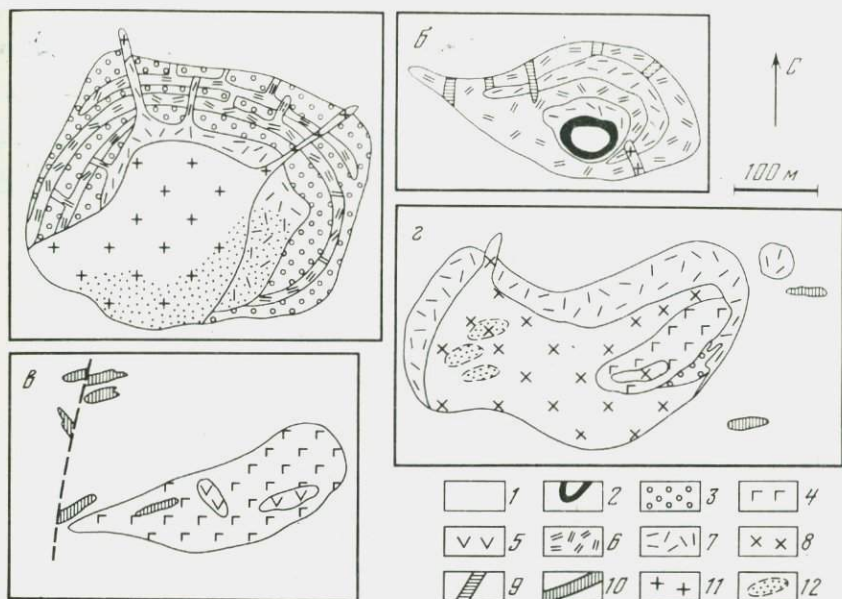


Рис. 25. Геологические схемы интрузивов в гарцбургитах Хабаровинского массива
 а — Молостовского; б — Придорожного; в — Горюнского; з — Губерлинского
 1 — гарцбургиты; 2 — зона оталькования, карбонатизации и окварцевания в гарцбургитах; 3 — оливин-роговообманковые клинопироксениты; 4, 5 — диопсид-биотит-роговообманковые габбро: 4 — равномернозернистые, 5 — порфировидные, пегматоидные; 6, 7 — кварцевые биотит-роговообманковые габбро и габбро-диориты: 6 — пегматоидные, 7 — равномернозернистые; 8 — кварцевые сиенито-диориты; 9 — кварцевые сиениты и монцониты; 10 — фельдшпатоидные сиениты; 11 — гранодиориты, адеманеллиты; 12 — зоны окварцевания и мусковитизации

зуют крупный овальный ксенолит (останец) в центральной части массива. Гарцбургиты в контакте интенсивно серпентинизированы, оталькованы и карбонатизированы, местами окварцованы. Интрузив сложен преимущественно пегматоидными роговообманковыми кварцевыми габбро, содержащими серповидные тела среднезернистых амфиболовых габбро, которые прорываются жилами пегматоидного габбро. По химическому и минеральному составу пегматоидные и среднезернистые габбро идентичны. Радиальные жилы отвечают по составу кварцевым габбро-монцонитам, кварцевым сиенито-диоритам и адеманеллитам. Взаимоотношения между монцонитами и диоритами устанавливаются однозначно: последние секут монцониты и содержат их ксенолиты. Вследствие закалки породы приобретают порфировидную структуру, с идиоморфными зональными вкрапленниками плагиоклаза. Адеманеллиты являются наиболее поздними жильными породами. Они представлены лейкократовыми мусковитовыми двуполевошпатовыми разновидностями аплитовидной структуры. Мощность жил не превышает 5 м.

Габброиды, в меньшей степени гранитоиды, подвержены сильным вторичным изменениям. Роговая обманка и титаномагнетит замещаются хлоритом, плагиоклазы — клиноцоизит-альбитовым агрегатом. Типичные аксессуарные минералы пород интрузива — апатит, сфен, реже ортит. Химические анализы пород приведены в табл. 13.

В Губерлинском массиве преобладают кварцевые сиенито-диориты, слагающие центральную часть массива. Краевую зону видимой мощностью око-

Таблица 11

Химический состав фемических силикатов из пород ассоциации калиевых габброидов (вес. %)

Компонент	Диопсид			Роговая обманка		
	115	149	245	245	414	417
SiO ₂	53,80	52,30	48,24	41,40	48,65	48,64
TiO ₂	0,22	0,39	0,63	1,45	0,74	0,56
Al ₂ O ₃	1,70	1,95	5,38	13,28	10,73	10,09
Fe ₂ O ₃	1,21	—	2,41	4,61	2,22	2,83
FeO	3,90	4,31	6,28	9,33	8,36	6,91
MnO	0,22	0,25	0,27	0,19	0,21	0,19
MgO	15,86	16,55	12,81	12,36	13,63	14,85
CaO	22,66	22,33	21,27	11,30	11,48	11,90
Na ₂ O	0,31	0,24	0,22	1,32	0,81	0,94
K ₂ O	0,09	0,15	0,32	1,88	0,94	0,70
P ₂ O ₅	0,01	0,06	0,08	0,12	0,09	0,09
П.н.п.	0,40	0,76	1,58	2,11	2,75	2,92
Σ	100,38	99,29	99,49	99,35	100,61	100,62
f	0,12	0,13	0,27	0,38	0,30	0,26
Коэффициенты кристаллохимических формул						
K	0,01	0,01	0,01	0,35	0,18	0,12
Na	0,02	0,02	0,01	0,38	0,22	0,27
Ca	0,89	0,85	0,79	1,78	1,76	1,82
Mg	0,87	0,87	0,66	2,72	2,90	3,15
Fe ²⁺	0,12	0,13	0,18	1,15	1,00	0,82
Fe ³⁺	0,03	—	0,06	0,52	0,24	0,30
Mn	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03
Ti	0,01	0,01	0,02	0,17	0,08	0,06
Al ^{VI}	0,06	0,08	0,22	1,89	0,76	0,64
Al ^{IV}	0,02	—	—	0,42	1,05	1,06
Si	1,98	1,85	1,67	6,11	6,95	6,94
OH	—	0,57	1,11	2,09	2,62	2,78
f	12	13	27	38	30	26

Примечание. Наименования пород, из которых выделены минералы: Горюнский массив: 115, 149 — габбро, 118 — монзонит, 123 — сиенит; 245 — пегматоидное габбро из балки Танатар, 414, 417 — жильные авгит-роговообманковые габбро района

ло 3 м образуют мелкозернистые кварцевые биотит-роговообманковые габбро. Наиболее поздними породами являются маломощные жилы граносиенитов и аплитов, секущие сиенито-диориты, а также встречающиеся вблизи от массива во вмещающих гарцбургитах. Последние в контакте с породами массива превращены в антигоритовые серпентиниты. В сиенито-диоритах центральной части встречаются в виде ксенолитов и крупных блоков пироксениты (содержащие, кроме диопсида, оливин, гиперстен, роговую обманку и биотит), а также биотит-диопсидовое габбро, аналогичное по составу субщелочным габброидам Горюнского интрузива (см. ниже). Во вмещающих гарцбургитах восточного экзоконтакта картируется небольшой изометричный шток мелкозернистых, существенно роговообманковых габброидов лампрофирового облика (табл. 14, ан. 219), сходных с дайками калиевых габброидов, развитых в Кемпирсайском массиве (см. ниже). Главные разновидности описываемого массива — габбро и сиенито-диориты — близки по структуре и минеральному составу. Структура пород гип-

	Тремолит				Биотит		
	497	118	123	115	212	209	205
	45,51	55,04	54,88	39,16	36,60	37,70	36,90
	0,99	0,79	1,29	2,16	3,12	3,35	2,90
	9,46	5,25	4,12	16,62	14,69	13,58	14,22
	3,04	1,09	3,44	1,33	—	1,22	2,03
	12,18	3,23	—	8,81	14,55	16,73	18,91
	0,38	0,38	0,42	0,13	0,42	0,40	0,73
	12,29	17,74	19,26	17,24	15,37	11,28	8,68
	11,13	12,05	13,20	1,32	0,63	2,78	1,53
	1,89	0,80	—	0,44	0,18	0,49	0,18
	0,74	0,58	—	7,95	9,13	6,55	8,10
	0,13	0,01	—	0,01	0,04	0,06	He обн.
	2,88	2,70	1,96	4,22	5,33	5,21	5,27
	100,62	99,66	98,57	99,39	100,06	99,35	99,45
	0,40	0,12	0,08	0,25	0,32	0,46	0,57
Коэффициенты кристаллохимических формул							
	0,14	0,09	—	0,75	0,90	0,66	0,83
	0,55	0,22	—	0,11	0,03	0,08	0,03
	1,75	1,83	1,98	0,22	0,06	0,24	0,14
	2,69	3,69	4,04	1,90	1,75	1,33	1,05
	1,50	0,38	—	0,54	0,92	0,11	1,28
	0,33	0,11	0,36	0,08	—	0,07	0,12
	0,05	0,04	0,05	0,01	0,03	0,03	0,05
	0,11	0,08	0,13	0,12	0,18	0,20	0,17
	0,31	0,70	0,33	0,35	0,12	0,26	0,33
	1,32	0,19	0,27	1,10	1,20	1,01	1,02
	6,68	7,81	7,73	2,90	2,80	2,99	2,98
	2,82	2,13	1,73	1,25	2,73	2,76	2,84
	40	12	8	25	32	46	57

Кемпирсайского массива, 497 — габбро горы Баночной; 212, 209 — габбро Губерлинского массива; 205 — адамеллит Молостовского массива. Составы пород приведены в табл. 9, 12—14, 15.

идиоморфнозернистая, участками порфириформная. Они состоят из плагиоклаза с основным (An₈₀) сосюритизированным ядром совершенной формы и прозрачной зональной краевой частью состава An₄₀₋₂₀. Количество кварца составляет 0—10%. Роговая обманка образует идиоморфные зерна, железистость которых уменьшается от 0,45 в центральной части до 0,40 в краевой. Биотит представлен буровато-красными разносытми с железистостью 0,32—0,46 (см. табл. 11). Постоянно в небольших количествах присутствует калишпат Or₈₃Ab₁₃An₄. Габбро по сравнению с сиенито-диоритами более мелкозернистые и меланократовые. Характерная особенность пород Губерлинского интрузива — высокое содержание никелистого пирротина, количество которого в кварцевых габбро и сиенито-диоритах достигает 10%, а также ортита, зонального апатита, темноокрашенного редкоземельного сфена.

Горюнский массив (см. рис. 25, в) представлен бескварцевыми субщелочными габброидами, образующими сравнительно крупное, вытянутое в

Таблица 12

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах Молостовского интрузива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	189	190	191	192	202	204	196	205	206	201
SiO ₂	43,52	44,10	40,32	48,46	49,59	51,18	62,36	69,00	69,98	74,65
TiO ₂	0,66	0,66	0,98	0,62	0,50	0,47	0,22	0,09	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	6,00	6,26	19,16	16,48	21,52	18,61	17,11	14,81	14,71	13,63
Fe ₂ O ₃	6,34	5,08	5,58	2,87	4,43	1,80	2,11	0,35	0,28	0,65
FeO	9,65	8,78	8,78	7,72	4,92	6,98	2,60	3,01	2,86	2,59
MnO	0,14	0,13	0,10	0,17	0,12	0,18	0,14	0,08	0,08	0,03
MgO	15,85	16,26	7,84	6,55	2,38	2,71	1,77	1,87	1,60	0,21
CaO	16,69	16,35	10,98	9,48	8,62	8,60	4,76	2,02	1,72	0,75
Na ₂ O	0,44	0,48	1,48	3,10	2,01	3,20	3,24	3,49	3,57	2,85
K ₂ O	0,20	0,20	1,20	1,62	1,61	1,50	2,80	3,93	3,85	2,45
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,11	0,24	0,37	0,47	0,15	0,02	0,02	0,05
П.п.п.	0,85	1,56	3,04	2,10	3,78	4,00	2,71	1,25	0,87	1,20
Σ	100,37	99,91	99,57	99,41	99,85	99,70	99,97	99,92	99,60	99,09
Rb	Не обн.	< 3	13	28	34	30	97	139	162	111
Sr	105	157	773	1230	1525	1130	1010	737	578	188
Zr	16	—	—	63	—	46	80	80	56	56
Y	6	—	—	20	—	20	16	10	13	17
La	8	—	—	12	—	12	22	12	13	15
Yb	2,0	—	—	3,0	—	3,0	2,0	2,0	1,6	4,0
Nb	4	—	—	4	—	5	3	4	3	6
V	540	—	—	260	—	140	56	10	13	25
Cr	630	—	—	214	—	41	42	70	50	68
CO	90	—	—	32	—	16	6	2	2	3
Ni	180	—	—	91	—	14	25	5	15	6

Примечание. 1,2 — оливиновый пироксенит; 3—6 — кварцсодержащее габбро; 7 — кварцевый диорит; 8, 9 — адамеллиты; 10 — аплит.

Таблица 13

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах Придорожного интрузива и пегматоидных жильных габбро

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	136	126	138	132 ^a	132 ^b	133	135	245	246	274
SiO ₂	43,28	44,53	52,62	51,15	57,20	57,96	71,32	36,97	35,40	38,39
TiO ₂	0,62	0,77	0,17	0,52	0,39	0,35	0,13	0,67	1,31	0,39
Al ₂ O ₃	23,40	21,26	24,44	22,10	21,39	21,63	14,14	21,67	19,78	22,46
Fe ₂ O ₃	2,51	3,06	1,40	2,20	2,33	2,09	0,70	7,41	7,42	1,79
FeO	4,50	5,52	1,53	5,00	2,34	2,05	1,20	6,20	8,66	4,27
MnO	0,08	0,10	0,05	0,14	0,07	0,06	0,03	0,13	0,17	0,11
MgO	5,65	8,12	1,11	2,41	1,61	1,73	0,30	3,69	6,70	9,90
CaO	12,64	11,23	11,32	6,99	5,54	4,34	2,47	15,74	13,37	13,18
Na ₂ O	1,56	1,63	2,56	3,54	3,82	3,30	4,38	0,77	0,96	0,28
K ₂ O	0,91	0,81	1,28	0,87	1,52	2,34	1,88	1,26	0,86	1,08
P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,14	0,40	0,28	0,26	0,01	1,39	1,49	0,93
П.п.п.	3,83	2,66	2,45	3,67	2,97	2,90	2,54	3,80	3,66	6,35
Σ	99,03	99,76	99,07	98,99	99,46	99,01	99,10	99,70	99,78	99,13
Rb	11	7	23	16	32	52	61	5	3	31
Sr	1130	780	1504	1280	1170	1435	216	876	1040	1300
Zr	—	21	—	195	60	37	34	—	—	—
Y	—	10	—	6	8	Не обн.	4	—	—	—
La	—	Не обн.	—	12	15	14	11	—	—	—
Ce	—	—	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—
Yb	—	—	—	1	1	1	—	—	—	—
Nb	—	—	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—
V	—	200	—	150	140	110	10	—	—	—
Cr	—	12	—	87	56	33	16	—	—	—
Co	—	29	—	4,2	6	14	2,6	—	—	—
Ni	—	31	—	22	29	40	15	—	—	—

Примечание. 1—3 — кварцсодержащее пегматоидное роговообманковое габбро; 4—7 — породы радиальных жил: 4 — монзонит, 5, 6 — кварцевые сиенито-диориты, 7 — адамеллит; 8—10 — жильные пегматоидные габбро: 8, 9 — район балки Тонатар, 10 — район дер. Белошапки.

Таблица 14

Химический состав пород Губерлинского интрузива

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8
	211	209	215	212	214	208	221	219
SiO ₂	47,76	46,56	48,72	50,58	57,14	57,21	51,58	45,68
TiO ₂	0,32	1,15	0,75	0,76	0,52	0,28	0,49	0,96
Al ₂ O ₃	3,68	16,70	17,40	17,06	16,43	21,00	9,51	13,04
Fe ₂ O ₃	2,13	1,76	0,37	0,41	0,80	1,38	0,60	3,85
FeO	9,07	10,75	10,25	8,78	6,58	3,81	8,56	7,55
MnO	0,18	0,22	0,13	0,16	0,14	0,07	0,19	0,15
MgO	19,08	5,10	4,58	4,76	2,49	2,14	10,42	11,34
CaO	15,23	9,24	8,69	8,62	6,07	4,80	12,65	10,22
Na ₂ O	0,56	2,04	3,78	2,68	3,02	3,97	2,40	2,12
K ₂ O	0,24	1,72	0,95	1,64	3,02	1,84	1,16	1,12
P ₂ O ₅	0,06	0,54	0,59	0,56	0,23	0,20	0,17	0,31
П.п.п.	2,00	4,25	3,64	3,66	3,20	2,88	1,98	3,48
Σ	100,31	100,03	99,85	99,67	99,64	99,58	99,71	99,82
Rb	< 3	41	4	22	49	38	9	5
Sr	224	834	1110	1080	820	1295	430	1010
Zr	25	112	—	63	100	—	—	—
Y	8	32	—	22	21	—	—	—
La	4	10	—	9	15	—	—	—
Yb	1,8	3,1	—	2,5	3,0	—	—	—
Nb	3	11	—	6	4	—	—	—
V	100	1	—	3	170	—	—	—
Cr	1000	33	—	93	47	—	—	—
Co	74	21	—	25	12	—	—	—
Ni	200	40	—	70	22	—	—	—

Примечание. 1 — оливиновый пироксенит; 2—4 — биотит-роговообманковое габбро; 5, 6 — сиенито-диориты; 7 — биотит-диопсидовое габбро; 8 — роговообманковый лампрофир.

субширотном направлении тело, и сиенитоидами, слагающими жилы в габброидах и вмещающих гарцбургитах. Контакты габброидов с гарцбургитами резкие. Габбро — меланократовые, крупнозернистые до пегматоидных породы, состоящие из диопсида ($f = 0,12$), роговой обманки, биотита, андезина, ортоклаза ($-2V = 59$, $Or_{64}Ab_{25}An_{11}$), разложенного нефелина и сульфидов. Химические составы пород и фемических силикатов приведены в табл. 11, 15. Сиенитоиды по вещественному составу образуют две группы. К первой принадлежат плагиоклазовые аподиопсидовые монциты и сиениты, состоящие из идиоморфного резко зонального плагиоклаза $An_{80-50-20}$, который образует толстотаблитчатые изометричные в сечении ортоклаза $Or_{79}Ab_{13}An_9$, псевдолейцита, ортоклаз-нефелиновых симплектитовых сростаний, тремолита ($f = 0,08-0,12$), мусковита, ко второй — существенно ортоклазовые $Or_{80-90}Ab_{6-10}An_{4-10}$ с псевдолейцитом щелочные сиениты, более лейкократовые по сравнению с первыми (табл. 15). Рудные минералы в породах массива представлены сульфидами: пирротитом, лентландитом, халькопиритом. Породы характеризуются высоким содержанием зонального апатита и сфена. В них встречен дизаналит — ниобий-содержащий перовскит, характерный для фельдшпатоидных щелочных пород, железистые хромшпинелиды (6,6% MgO, 28% Al₂O₃, 37% Cr₂O₃, 37% Fe

Таблица 15

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах Горюнского интрузива

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	147	115	149	116	114	148	118	120	122
SiO ₂	46,16	46,42	47,54	49,74	46,02	50,12	49,40	53,60	57,02
TiO ₂	0,49	1,10	0,51	0,35	0,93	0,52	0,64	0,68	0,66
Al ₂ O ₃	9,10	10,69	6,50	6,56	10,73	7,48	15,00	17,40	15,58
Fe ₂ O ₃	2,09	0,53	1,17	0,27	1,13	1,12	3,70	1,96	2,00
FeO	8,11	8,26	10,28	8,26	8,26	7,72	2,70	2,56	2,28
MnO	0,18	0,12	0,18	0,15	0,12	0,17	0,10	0,12	0,11
MgO	14,00	14,00	14,48	15,68	12,66	14,22	11,00	7,00	6,50
CaO	13,81	11,98	14,22	15,23	14,29	14,90	6,81	8,00	8,10
Na ₂ O	1,20	1,19	0,84	1,10	1,63	1,66	1,90	3,15	2,53
K ₂ O	0,45	2,20	1,76	0,82	1,04	0,28	2,70	2,40	2,55
P ₂ O ₅	0,20	0,14	0,18	0,15	0,18	0,16	0,36	0,35	0,30
П.н.п.	3,72	3,00	1,78	2,12	2,36	1,40	5,06	2,26	2,06
Σ	99,51	99,63	99,44	100,43	99,35	99,75	99,37	99,48	99,69
Rb	3	77	53	17	45	9	33	31	33
Sr	642	405	255	291	386	376	705	1075	1093
Zr	—	71	—	66	50	—	—	—	Не обн.
Y	—	Не обн.	—	Не обн.	9	—	—	—	—
La	—	—	—	—	Не обн.	—	—	—	19
Ce	—	—	—	—	—	—	—	—	54
Yb	—	—	—	—	1,4	—	—	—	1,0
Nb	—	—	—	—	Не обн.	—	—	—	Не обн.
V	—	230	—	180	150	—	—	—	120
Cr	—	2600	—	390	300	—	—	—	54
Co	—	44	—	42	41	—	—	—	2,4
Ni	—	140	—	78	89	—	—	—	13

Примечание. 1,2 — среднезернистые биотит-диопсид-роговообманковые габбро; 3, 4 — то же габбро с порфиroidными выделениями биотита и роговой обманки; 5, 6 — пегматоидное габбро; 7—9 — тремолитовые монцититы; 10 — плагиоклазовый биотитовый сиенит-порфир; 11—13 — тремолитовые кварцсодержащие сиениты; 14—18 — тремолитовые фельдшпатоидные сиениты.

Таблица 15 (окончание)

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	117	166	159	163	164	121	160	125	123
SiO ₂	55,54	56,70	59,15	63,26	54,10	57,56	57,61	58,00	58,90
TiO ₂	0,44	0,60	0,58	0,60	0,62	0,56	0,56	0,65	0,62
Al ₂ O ₃	22,94	16,59	16,00	15,70	15,75	17,67	15,68	14,34	16,72
Fe ₂ O ₃	0,47	0,74	1,64	0,37	1,19	1,58	0,56	0,34	0,72
FeO	1,42	4,06	2,85	1,94	2,69	1,28	2,95	2,42	1,42
MnO	0,03	0,11	0,10	0,10	0,12	0,08	0,09	0,08	0,08
MgO	2,50	4,33	5,12	3,40	6,70	3,90	6,45	6,30	4,14
CaO	6,50	6,85	4,76	5,38	5,29	3,90	4,19	5,52	6,10
Na ₂ O	6,37	2,34	2,58	2,60	1,56	2,39	1,28	0,60	2,45
K ₂ O	1,02	5,96	4,40	4,45	7,65	7,65	7,63	8,90	6,50
P ₂ O ₅	0,14	0,50	0,40	0,42	0,51	0,38	0,48	0,39	0,54
П.п.п.	2,58	0,92	1,91	1,30	3,50	2,72	2,17	2,11	1,38
Σ	99,95	99,69	99,49	99,52	99,68	98,67	99,65	99,65	99,57
Rb	30	88	68	67	157	132	129	166	103
Sr	2207	1585	1798	1915	1180	1270	1255	870	1850
Zr	—	—	—	—	—	40	—	26	35
Y	—	—	—	—	—	16	—	71	14
La	—	—	—	—	—	3,02	—	9,6	12,3
Ce	—	—	—	—	—	56	—	—	40
Yb	—	—	—	—	—	1,1	—	1,0	1,1
Nb	—	—	—	—	—	He обн.	—	He обн.	He обн.
V	—	—	—	—	—	140	—	130	160
Cr	—	—	—	—	—	61	—	69	75
Co	—	—	—	—	—	2,6	—	8,4	1,8
Ni	—	—	—	—	—	47	—	41	50

в виде Fe_2O_3), турмалин. В небольших телах и контактовых зонах сиениты вследствие закалки приобретают порфириковую структуру.

Кроме описанных кольцевых интрузивов сложного состава, к ассоциации калиевых габброидов в Хабарнинском массиве относятся и серии близких жильных тел пегматоидного габбро, залегающих в гарцбургитах, пироксенитах и габбро-норитах. Мощность жил от 0,1 до 5–6 м. По минеральному и химическому составу пегматоидные габбро сходны с габбро, входящими в серии, слагающие кольцевые интрузивы. Это меланократовые породы, состоящие из роговой обманки, диопсида, плагиоклаза, нацело замещенного серицитом и клиноцоизитом, и заметного количества магнетита и апатита. Химический состав габброидов и темноцветных минералов приведен в табл. 11, 13.

Все породы рассмотренных кольцевых пироксенит-сиенитоидных интрузивов обладают некоторыми общими особенностями химического и минерального состава, свидетельствующими об их генетическом единстве. Сюда относится высокое содержание K_2O (от 1–2% в габбро до 4–8% в граносиенитах), высокое K/Na -отношение, резкая зональность плагиоклаза в кварцевых и ортоклазовых разностях, постоянное присутствие биотита, единая аксессуарная минерализация (см. табл. 6). Эти особенности наряду с кольцевой формой интрузивов свидетельствуют об их принадлежности к продуктам магматизма, характерно для эпох стабилизации.

Геологические данные о возрасте пород отсутствуют. Можно только констатировать, что среди верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации они не встречаются. А.С. Варлаков [19] приводит данные о радиологическом ($K-Ar$) возрасте керсантитов из Хабарнинского массива, которые, по всей вероятности, отвечают рассмотренным выше породам, — 440–460 млн. лет. Эти цифры подтверждают высказанные предположения о позднеордовикском возрасте ассоциации калиевых габброидов.

Авгит-роговообманковые габбро района Кемпирсайского массива

Третий район развития пород описываемой ассоциации — западный контакт Кампирсайского массива. Здесь распространены авгит-роговообманковые мелкозернистые габбро, близкие по структуре к спессартитам (идiomорфные зерна пироксена и роговой обманки в зернистом полевошпатовом базисе). Эти породы образуют дайки часто объединенные в рои, и небольшие — до нескольких сот метров в поперечнике — интрузивные тела в гарцбургитах, троктолитах, габбро и диабазах. В небольших телах хорошо выражена закалка. Ксенолиты гарцбургитов окружены каймами пренит-плагиоклаз-тремолитовых пород мощностью до 2–3 м.

Так же как и вмещающие их породы, габброиды подвержены метаморфизму амфиболитовой ступени. Однако первичные особенности химического состава пород и даже роговой обманки сохраняются. В частности, в описанном выше безымянном ложке роговообманковые жильные габбро (табл. 16) отличаются от внешне похожих на них вмещающих амфиболитизированных габбро-диабазов (см. табл. 2) повышенным содержанием магния, калия, пониженным количеством железа, титана. Аналогичными особенностями отличаются и роговые обманки из калиевых габбро (см. табл. 11) по сравнению с этим минералом из габбро-диабазов (см. табл. 17).

Характерна микроструктура габброидов: различные по крупности идиоморфные зерна клинопироксена (часто замещенные роговой обманкой) и буровато-зеленой роговой обманки, имеющей зональное строение вслед-

Таблица 16

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в авгит-роговообманковых габброидах, диоритах и сиенитах западного экзоконтакта Кемпирсайского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	316 ^B	410	292 ^B	286	414	415 ^a	409	285	423
SiO ₂	47,76	49,05	49,10	49,35	49,55	49,98	50,65	52,57	53,12
TiO ₂	0,39	0,50	0,56	0,56	0,52	0,54	0,56	0,72	1,02
Al ₂ O ₃	11,90	13,30	12,80	11,37	15,79	17,28	18,91	12,59	18,41
Fe ₂ O ₃	1,63	3,22	2,17	1,76	2,59	3,54	2,80	1,55	3,18
FeO	6,75	5,75	7,35	7,30	5,23	5,01	5,30	6,12	5,60
MnO	0,19	0,16	0,17	0,22	0,12	0,14	0,14	0,09	0,18
MgO	14,32	10,30	11,08	12,17	9,21	7,15	6,03	10,36	4,01
CaO	9,55	11,77	10,29	9,74	11,39	10,66	8,90	7,65	8,23
Na ₂ O	1,62	1,70	2,41	2,00	1,80	2,20	2,48	2,90	2,60
K ₂ O	0,73	1,25	1,36	1,20	1,14	1,45	1,70	1,07	1,49
P ₂ O ₅	0,11	0,26	0,24	0,18	0,23	0,25	0,33	0,25	0,41
П.п.п.	4,18	2,57	2,18	3,23	2,36	2,35	1,93	3,17	2,26
Σ	99,13	99,83	99,71	99,08	99,93	100,55	99,73	99,04	100,51
Rb	18	23	25	14	27	36	29	12	29
Sr	196	642	270	602	606	651	841	286	760
Be	—	1,3	—	—	2,5	1,6	1,2	—	2,0
Zr	35	50	—	40	66	40	48	158	90
Sc	—	33	—	—	46	33	23	—	83
Y	13	16	—	18	16	18	16	26	32
La	13	13	—	14	22	18	12	10	15
Ce	—	50	—	—	70	40	40	—	50
Yb	1,8	2,0	—	2,2	1,8	2,0	2,0	2,6	3,8
Nb	3	4	—	6	6	4	5	9	7
V	331	245	—	275	310	214	250	316	240
Cr	740	282	—	1000	144	144	182	1000	23
Co	50	43	—	40	38	37	40	32	23
Ni	200	83	—	158	74	41	51	140	13

Примечание. 1—8 — габбро; 9—11 — диориты; 12—15 — сиенито-диориты; 13 — биотит-гранатовый сиенит; 17—18 — закаленные аналоги габбро-пироксен-роговообманковые порфириты.

Таблица 16 (окончание)

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	453 ^a	401 ^b	413	293	297	296	437 ^a	359	433
SiO ₂	53,40	54,03	54,80	55,95	56,66	56,92	59,40	48,56	48,98
TiO ₂	0,50	0,58	0,56	0,21	0,38	0,38	0,54	0,45	0,50
Al ₂ O ₃	13,42	15,46	18,83	17,25	16,23	15,87	18,67	13,65	13,30
Fe ₂ O ₃	3,11	2,05	3,54	0,76	3,08	2,90	2,47	1,99	1,93
FeO	4,13	5,45	3,38	5,88	3,86	4,05	3,90	6,28	5,96
MnO	0,12	0,11	0,15	0,10	0,14	0,15	0,26	0,14	0,12
MgO	9,09	7,46	2,54	3,54	4,47	4,37	1,59	12,80	11,11
CaO	8,82	7,58	7,24	5,30	7,35	7,80	6,57	7,90	12,50
Na ₂ O	3,10	4,16	3,84	5,44	2,42	2,70	2,54	2,24	1,80
K ₂ O	0,54	0,54	2,36	2,98	2,25	1,58	1,56	0,77	0,61
P ₂ O ₅	0,83	0,15	0,48	0,25	0,37	0,37	0,33	0,28	0,22
П.п.п.	2,99	1,52	2,60	1,90	2,88	2,38	2,43	3,95	2,35
Σ	100,05	99,09	100,32	99,56	99,09	99,47	100,26	99,01	99,38
Rb	6	11	40	52	—	48	37	16	12
Sr	588	492	1035	695	—	823	775	417	474
Be	1,3	1,3	2,0	—	—	—	1,0	—	1,1
Zr	80	52	95	48	109	63	100	40	25
Sc	40	40	15	—	—	—	13	—	51
Y	16	13	30	10	16	13	32	10	10
La	12	15	16	11	16	13	15	8	12
Ce	30	30	50	—	—	—	40	—	30
Yb	2,2	1,9	3,0	1,3	1,7	1,5	4,0	1,4	2,0
Nb	5	4	4	3	6	5	6	6	5
V	200	170	170	70	257	234	56	282	230
Cr	372	263	15	24	100	125	8	900	338
Co	35	36	17	11	19	19	10	43	45
Ni	100	93	11	40	40	48	12	250	130

Таблица 17

Химический состав роговых обманок из даек калиевых габбро

Компонент	414*	417	440	Компонент	414*	417	440	
SiO ₂	48,65	48,64	47,29	Коэффициенты кристаллохимических формул				
TiO ₂	0,74	0,56	1,08					
Al ₂ O ₃	10,73	10,09	9,85		K	0,27	0,13	0,05
Fe ₂ O ₃	2,22	2,83	3,24		Na	0,25	0,27	0,34
FeO	8,36	6,91	11,63		Ca	1,76	1,81	1,81
MnO	0,21	0,19	0,27		Mg	2,91	3,15	2,65
MgO	13,63	14,85	12,15		Fe ³⁺	0,25	0,31	0,35
CaO	11,48	11,90	11,69		Fe ²⁺	1,01	0,85	1,39
Na ₂ O	0,81	0,94	1,25		Mn	0,02	0,02	0,03
K ₂ O	0,94	0,70	0,28		Ti	0,09	0,05	0,12
H ₂ O ⁺	2,62	2,70	1,56		Al ^{VI}	0,73	0,62	0,46
CO ₂	0,13	0,22	0,21		Al ^{IV}	1,05	1,02	1,22
Σ	100,52	100,53	100,50		Si	6,95	6,93	6,78
					OH	2,37	2,47	1,41
					f	0,30	0,26	0,40

* Химические анализы пород см. в табл. 16.

ствие разной окраски — бурой в центре и зеленоватой по краям, сцементированы мелкозернистым амфибол-полевошпатовым агрегатом. Крупность зерна варьирует в широких пределах в зависимости от мощности. В крупных телах и мощных (более 1—2 м) дайках породы имеют мелкозернистую структуру с изометричными фемическими силикатами, в маломощных дайках и в зонах закалки породы приобретают тонкозернистую структуру, а фемические силикаты (роговая обманка) становятся по форме длинно-призматическими. В широких пределах колеблется содержание фемических силикатов вплоть до почти бесполевошпатовых разновидностей типа иситов. Плаггиоклаз имеет состав андезина № 30—40, в большинстве случаев он сильно цеолитизирован. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом. Акцессорные минералы: сульфиды, апатит, сфен, ортит, в небольшом количестве — магнетит, хромшпинелид.

Во многих телах рассматриваемых габбро отмечаются более лейкократовые, чем габбро, породы типа сиенито-диорита или кварцевого диорита (см. табл. 16). В безымянном ложе в ряде даек сиенитоиды обособляются в ви́сячем боку в виде тел, небольшой мощности, имеющих фазовые границы с габброидами. Породы состоят из идиоморфных зерен биотита и роговой обманки, погруженных в аллотриоморфнозернистый агрегат андезина и ортоклаза. Реже в этом же разрезе отмечаются дайки мощностью до 1,5 м биотит-гранатовых сиенитов порфировой структуры с вкрапленниками резорбированного граната и резко зонального плаггиоклаза (табл. 16, ан. 437^a). Описанные известково-щелочные сиениты и диориты распространены и в других дайках рассматриваемых габброидов, где обособляются в виде маломощных ветвящихся прожилков. Эти породы представляют собой поздние дифференциаты, свидетельствующие о наличии сиенитоидной ветви дифференциации, о которой говорилось ранее.

Рассматриваемые жильные породы характеризуются общими особенностями петро- и геохимии с остальными разновидностями пород ассоциации калиевых габброидов, в том числе и близким набором акцессорных мине-

ралов (см. рис. 13–20 и табл. 6). Они аналогичны существенно роговообманковым (авгит-роговообманковым) габброидам и диоритам, которые отмечаются в Хабарнинском массиве в виде жил в габбро горы Баночной, в Горюнском и Губердинском интрузивах (см. табл. 9, 14, 15).

Особенности вещественного состава пород ассоциации калиевых габброидов и их возраст

Вся серия пород от габбро до гранита и сиенита характеризуется повышенным содержанием щелочных металлов в первую очередь калия и связанных с ним литофильных элементов: рубидия, стронция, бария, свинца, по сравнению с раннегеосинклинальными габбро-плагиогранитными комплексами горы Кирличной и Северо-Хабарнинского массива и офиолитовыми габброидами (см. рис. 14–16). Фигуративные точки пород ассоциации образуют единый тренд на диаграмме Al_2O_3-MgO , совпадающий с базальтовым и отличающийся от офиолитовых "плутонических" габброидов гарцбургит-габбровой и верлит-габбро-плагиогранитной ассоциаций (см. рис. 12). Содержание рубидия и стронция в основных членах дифференциационных серий, входящих в рассматриваемую ассоциацию, составляет 40–50 и 700–1000 г/т соответственно, что в 5–10 раз превышает количество этих элементов в других комплексах Хабарнинского и Кемпирсайского массивов. В процессе дифференциации содержание рубидия растет до 140–180 г/т, а содержание стронция сначала увеличивается до 1300–1400 г/т, а затем снижается до прежнего уровня. Последнее, вероятно, обусловлено тем, что накапливающийся в процессе фракционирования основной плагиоклаз сменяется более кислым, а затем вытесняется калиевым полевым шпатом.

Распределение TiO_2 и FeO в кольцевых интрузивах, габбро-норитах ассоциации калиевых габброидов и габбро-гранитном комплексе горы Баночной также совпадает при несколько более высоком содержании TiO_2 в Губерлинском и Придорожном интрузивах. Породы рассматриваемой ассоциации обеднены титаном и железом по сравнению с типичными платформенными комплексами и толеитовыми сериями и отличаются по содержанию этих элементов от среднедевонских калиевых субщелочных пород чанчарского и велиховского комплексов.

Для основных пород ассоциации калиевых габброидов характерно повышенное содержание фосфора — 0,5–1%, что в 5 раз больше, чем в раннегеосинклинальных габбро-плагиогранитных сериях рассматриваемого района. Габброиды содержат повышенное количество апатита в зональных зернах и редкоземельного сфена, гранитоиды — ортит и гранат (см. табл. 6).

В целом по вещественному составу габброиды рассматриваемой ассоциации аналогичны континентальным толеитам повышенной щелочности и резко отличаются от габброидов офиолитовой ассоциации.

Содержание иттрия и циркония во всех разновидностях калиевых габброидов колеблется в одних и тех же пределах ($Y - 10-35$ г/т, $Zr - 30-120$ г/т), Zr/Y -отношение — от 2,5 до 5 (см. рис. 19). Ni/Co -отношение меняется от 1,5 до 4, причем более высокие значения характерны для габброидов района Кемпирсайского массива, имеющих максимальное содержание хрома — до 400 г/т (см. рис. 18).

Породы ассоциации калиевых габброидов характеризуются близким спектром РЗЭ (табл. 18), который отвечает континентальным платобазальтам при значительно меньшем общем содержании всех элементов, особенно заметном в области легких лантаноидов (рис. 26). Корреляция содержания РЗЭ с петрогенными при общем тренде распределения в породах разно-

Таблица 18

Содержание редкоземельных элементов в породах Хабаровинского массива (г/т)

Элемент	115	120	125	43	69	58	61
La	2,59	6,72	12,32	13,13	1,35	1,36	5,1
Ce	8,98	15,19	29,88	31,79	6,67	4,66	10,0
Pr	0,97	0,59	1,65	2,69	0,95	0,71	2,5
Nd	8,52	8,70	16,82	16,57	6,76	4,74	7,0
Sm	2,18	2,00	2,25	3,43	1,69	0,72	1,7
Eu+Gd	1,73	2,16	2,31	4,23	2,98	0,93	3,35
Tb+Y	8,16	10,49	14,30	19,27	24,23	28,31	8,3
Dy	0,64	9086	2,10	1,46	2,07	2,72	3,5
Ho	0,43	0,65	0,91	0,93	0,79	0,79	0,44
Er	1,52	1,97	3,07	2,63	3,44	2,79	1,3
Tu	0,33	0,44	0,31	0,76	0,80	0,60	0,18
Yb	1,56	1,92	3,17	2,71	3,27	2,67	0,9
Σ	37,61	51,69	89,09	99,60	55,00	51,00	44,27

Примечание. 115–125 – породы Горюнского интрузива: 115 – габбро, 120 – монзонит, 125 – щелочно-полевошпатовый сиенит; 43 – восточно-хабарнинский габбро-норит; 69, 58, 61 – породы Северо-Хабарнинского массива: 69 – автолит, 58 и 61 – плагиоадамеллиты.

го состава может служить дополнительным подтверждением происхождения серии в результате кристаллизационной дифференциации. Для всех пород характерна небольшая, но постоянная примесь ксеногенного хромшпинелида, состав которого примерно такой же, как у минерала из дунитов и гарцбургитов (рис. 27).

Рассмотренные особенности вещественного состава пород ассоциации калиевых габброидов свидетельствует о принадлежности их к вулкано-интрузивной группе. По содержанию железа, титана, щелочей, хрома, никеля, Ni/Co-отношению, иттрия, циркония, стронция, рубидия, фосфора, т.е. практически всех элементов они резко отличны от офиолитовых плутонических габбро. Можно предполагать, что им комагматичны верхнеордовикские щелочные базальтоиды, но их вещественный состав изучен не столь детально, как у габбро.

О времени формирования ассоциации калиевых габброидов можно судить на основании геологических соотношений с другими породами. Ее нижняя возрастная граница определяется прорыванием всех пород раннего офиолитового комплекса. Как уже отмечалось, многочисленные дайки мелкозернистых авгит-роговообманковых габбро, которые принадлежат к ассоциации калиевых габброидов, широко распространены не только в районе Кемпирсайского массива, но и на горе Баночной (см. ан. 173 в табл. 9), в Губерлинском интрузиве (ан. 219 в табл. 14) и в ряде других мест развития этой ассоциации в районе Хабаровинского массива. Дайки меланжированы вместе с габбро, т.е. являются домеланжевыми.

Прямые соотношения между породами ассоциации калиевых габброидов и рассмотренным ниже габбровым комплексом верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации не наблюдались. Можно только констатировать, что в последних отсутствуют богатые калием жильные породы, которые широко развиты во всех более древних образованиях района. Более того, все породы рассматриваемой ассоциации от габбро до гранита, как и породы раннего офиолитового комплекса, подвержены метаморфизму амфиболи-

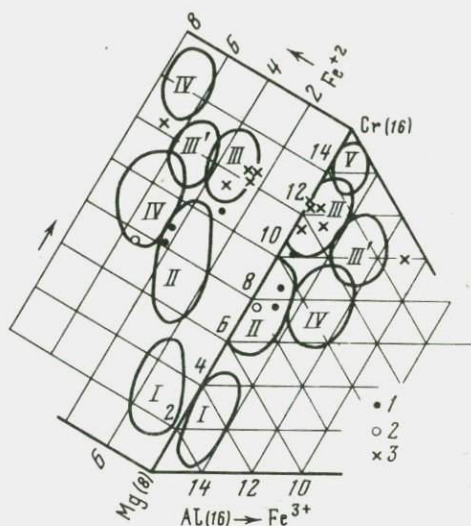
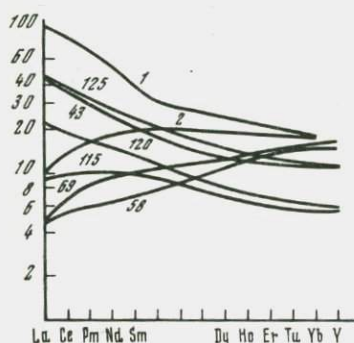


Рис. 26. Усредненное распределение P33 в породах ассоциации калиевых габброидов (48, 115, 120, 125) и габбро-гранитоидного комплекса верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации (69, 58). Наименование пород и их состав даны в табл. 15, 22

1 — плато-базальты, 2 — океанические толиты [128]. Содержания нормализованы относительно хондрита

Рис. 27. Состав акцессорного хромшпинелида из кварцевых габбро (1) и габбро-норитов (2) ассоциации калиевых габброидов и плагиогранитоидов верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации (3)

Римскими цифрами обозначены поля составов хромшпинелидов [124] из хондритов (I), гарцбургитов (II), альпинотипных дунитов (III), платиноносных дунитов (III'), пород стратиформных комплексов (IV), ультраосновных включений в базальтах и кимберлитах

товой ступени, который проявлен в виде протяженных зон разной мощности. Как правило, этот метаморфизм не захватывает габброиды и гранитоиды верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации (позднего офиолитового комплекса).

Таким образом, по геологическим данным можно предположить, что возраст калиевых габброидов отвечает времени между $O_1?$ (время образования раннего офиолитового комплекса) и $S_1?$ (возраст позднего офиолитового комплекса), т.е. ориентировочно является позднеордовикским. Этот вывод подтверждается радиоологическим возрастом пород, составляющим 440–460 млн. лет [19] и некоторыми косвенными геологическими данными, в частности явной близостью химического состава габброидов и ордовикских калиевых базальтов [53, 2], которая объясняется их комагматизмом,

ВЕРЛИТ-ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ (ПОЗДНИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС)

Верлит-габбро-плагиогранитная ассоциация выделена в восточном и западном экзоконтакте Хабарнинского массива (см. рис. 6). В западном экзоконтакте ее представляет массив горы Кирпичной — расслоенный интрузив, состав пород в котором варьирует от дунита до плагиогранита (табл. 19).

Таблица 19

Химический состав пород массива горы Кирпичной

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	233	232	231	21	230	238	22	237	229	24	25	23	27 ^a	27 ^b
SiO ₂	48,20	49,26	56,22	52,77	54,02	54,82	58,20	58,86	64,66	65,73	67,97	71,00	72,64	51,26
TiO ₂	0,14	0,12	0,18	0,70	0,70	0,50	0,86	0,80	0,57	0,47	0,50	0,35	0,37	0,41
Al ₂ O ₃	19,00	19,28	17,58	16,96	17,25	22,36	15,90	17,46	15,88	14,33	14,66	13,85	13,33	14,74
Fe ₂ O ₃	1,66	1,22	1,76	2,41	1,38	0,59	2,71	0,76	2,17	0,92	0,69	0,35	0,75	2,11
FeO	4,55	4,75	4,53	6,80	4,42	2,89	5,01	3,35	3,80	2,92	3,51	2,93	2,04	5,70
MnO	0,09	0,10	0,09	0,14	0,09	0,05	0,10	0,04	0,08	0,06	0,06	0,04	0,03	0,15
MgO	8,92	9,90	6,12	5,46	5,91	2,22	3,84	3,93	2,11	1,97	1,65	1,33	1,35	9,69
CaO	13,66	13,33	12,20	7,28	9,54	9,85	5,00	9,62	5,97	6,96	2,63	2,78	3,54	9,63
Na ₂ O	0,88	0,88	0,72	3,09	4,20	5,24	3,92	3,70	3,84	2,96	4,41	4,01	3,53	2,56
K ₂ O	0,12	0,05	0,05	0,56	0,16	0,20	0,71	0,52	0,20	0,23	0,58	0,51	0,64	0,23
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,05	0,08	0,30	0,05	0,09	0,11	0,12	0,08	0,08	0,05	0,06	0,05
П.п.п.	3,40	1,49	0,93	2,98	1,84	1,56	3,04	0,60	0,89	2,97	2,37	2,11	1,62	2,88
Σ	100,64	100,39	100,43	99,23	99,81	100,33	99,38	99,75	100,29	99,60	99,11	99,31	99,90	99,41
Rb	He обн.	3	He обн.	4	He обн.	He обн.	7	3	He обн.	3	7	3	3	3
Sr	311	253	391	33	340	492	345	351	360	140	320	320	295	194
Zr	—	—	—	56	—	—	67	—	—	190	—	—	53	13
Y	—	—	—	12	—	—	19	—	—	15,1	20	—	15,5	4,0
La	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	8	—	10	He обн.
Ce	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28	He обн.	50	He обн.	—
Yv	—	—	—	He обн.	—	—	He обн.	—	—	1,2	3	—	1,3	2
V	—	—	—	150	—	—	140	—	—	100	140	89	100	44
Cr	—	—	—	42	—	—	39	—	—	27	45	130	66	390
Co	—	—	—	36	—	—	30	—	—	4,7	13	17	11	35
Ni	—	—	—	43	—	—	35	—	—	38	35	52	46	110

Примечание. 1–3 — габбровый комплекс; 1, 2 — габбро-нориты, 3 — эндо-контактный габбро-диорит; 4–14 — габбро-гранитоидный комплекс: 4 — кварцевый габбро-диабаз, 5–8 — кварцевые диориты, 9–11 — гранодиориты, 12, 13 — плагиограниты, 14 — диабаз, секущий граниты.

Нижняя (восточная) часть массива горы Кирпичной сложена крупнозернистыми битовничтовыми оливиновыми габбро, перемежающимися с серпентинизированными дунитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенами. Эти породы оказывают воздействие на гарцбургиты, которые в зоне контакта шириной 50–150 м превращены в антигоритовые серпентиниты и содержат жилы оливиновых габбро. К западу от контакта количество верлитовых и дунитовых "прослоев" среди габброидов уменьшается, примерно в 200 м от контакта они исчезают. Переменяемость габбро и оливиновых клинопироксенов наблюдается на расстоянии до 500–600 м от восточного контакта массива. В пироксенитах в западном направлении уменьшается крупность зерна, исчезает оливин, появляется плагиоклаз. В габбро также уменьшается крупность зерна, исчезает оливин, и вместо него появляется гиперстен: габбро переходят в габбро-нориты. Содержание анортита в плагиоклазе уменьшается от 85–90 до 70%, а железистость ортопироксена возрастает от 0,15 до 0,28 [67].

На западе габбро-нориты прорваны пироксен-роговообманковыми габбро и габбро-диабазами, которые в свою очередь, прорываются серией гранитоидов от пироксен-роговообманковых кварцевых диоритов до роговообманковых плагиогранитов. Гранитоиды большей частью слагают це-

мент эруптивных брекчий, обычных для габбро-гранитоидных массивов, или обособляются в виде жил мощностью до 1–2 м. Пироксен-амфиболовые габбро-диабазы и ассоциированные с ними плагиогранитоиды образуют четкий комплекс пород, комагматичный развитым здесь же базальтам, который при геологической съемке, выполненной в 1967–1971 гг. под руководством Б.И. Хворова, был выделен как габбро-плагиогранитный, а позднее В.И. Магковым — как комплекс параллельных диабазовых даек.

Габбро-диабазы представляют собой мелко-среднезернистые породы офитовой структуры, часто с радиально-лучистым расположением таблиц зонального плагиоклаза An_{90-30} , длина которых от 0,1 до 3 мм. Интерстиции выполнены роговой обманкой, в которой иногда сохраняются реликты клинопироксена, и кварцем. Габбро-диабазы содержат аволиты мелкозернистых разностей близкого состава. По составу они совершенно аналогичны базальтам, с которыми пространственно связаны, и представляют собой их интрузивные аналоги. Для тех и других характерно повышенное содержание кремнезема, сравнительно низкие содержания железа и титана, общие геохимические особенности (см. рис. 13–20). При этом содержание Rb, Sr и Ni/Co-отношение в породах типично для раннегеосинклинальных (островодужных) образований.

Гранитоиды (кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты) составляют небольшую по объему часть комплекса — не более 3–5% выходов на поверхность. Разности повышенной основности обладают среднезернистой структурой, хорошо выраженным идиоморфизмом зонального плагиоклаза (Al_{60-20}), в плагиогранитах эта структурная особенность проявлена слабее. Фемический силикат во всех породах представлен роговой обманкой, которая частично замещает клинопироксен и титаномагнетит. Последним обусловлено наличие в роговой обманке табличек ильменита, выделившегося при распаде титаномагнетита, и соответственно высокое содержание железа и титана. Сохранившийся в небольшом количестве титаномагнетит представлен разностями с вростками ильменита и ульвошпинели. Валовое содержание TiO_2 в таком титаномагнетите достигает 5–6%. Все эти особенности — высокая железистость роговой обманки, высокое содержание TiO_2 в магнетите, наличие ульвошпинели — свидетельствуют о принадлежности пород к титаномагнетитовой феррофации [116]. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, сфеном и апатитом (см. табл. 6). Важно отметить постоянное присутствие хромита, ксеногенного минерала, заимствованного из гипербазитов, прорываемых гранитоидами на глубине. Этот вывод, в частности, подтверждается особенностями состава хромшпинелида, который близок к составу этого минерала из альпинотипных дунитов (см. рис. 27).

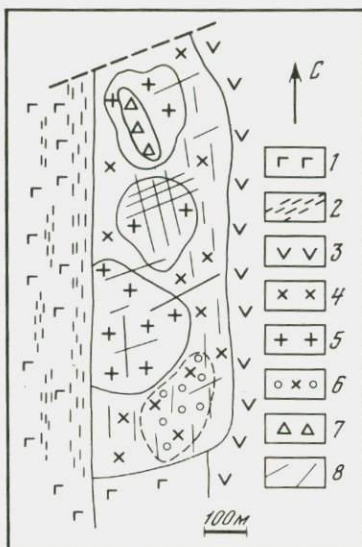
Все описываемые породы изменены в условиях зеленосланцевой фации: плагиоклаз частично серицитизирован и сосюртитизирован, роговая обманка хлоритизирована и т.д. Однако по сравнению с другими плагиогранитоидами Урала, развитыми, в частности, в Тагильском мегасинклинии, степень изменения рассматриваемых комплексов гораздо ниже.

Объединение габбро-плагиогранитной серии в ассоциацию с битовнитовыми габброидами базируется на геологических данных. К ним относятся пространственное совмещение тех и других, залегание габбро-гранитной серии в верхних частях расслоенной последовательности пород: дунит-пироксенит-битовнитовое габбро. Что же касается вещественного состава, то на всех диаграммах фигуративные точки тех и других пород обособляются. Бедные титаном, железом, щелочами, фосфором, рубидием, стронцием битовнитовые габбро сходны с рассмотренными выше габброидами раннего офиолитового комплекса, а породы габбро-гранитоидной серии по всем показателям близки к раннегеосинклинальным сериям, производным островодужных толеитов. Об этом свидетельствует совпадение их вариационной линии с ранней габбро-плагиогранитной серией Тагильского массива (см. рис. 13–16), которая комагматична контрастной колчеданосной спилит-кератофировой формации [113]. Резкие различия вещественного состава разных групп пород, относимых к одной верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации, по-видимому, обусловлены тем, что эта ассоциация, подобно всем изученным нами эвгеосинклинальным габбро-гранитоидным сериям [113], состоит из трех комплексов: существенно габбрового, включающего расслоенную серию дунит-клинопироксенит-битовнитовое габбро, габбро-гранитоидного, прорывающего габбровый комплекс и локализуемого в верхней части расслоенной серии, и, наконец, существенно гранитоидного, который в западном экзоконтакте Хабаровинского массива проявлен плохо, но образует довольно крупные (до нескольких квадратных километров) массивы в восточном экзоконтакте, локализованные в верхней части Аккермановской дунит-пироксенит-габбровой расслоенной интрузии [19, 67].

Один из таких массивов расположен в 1,5 км к северу от пос. Хабаровый (рис. 28). Как и в большинстве других офиолитовых комплексов, гранито-

Рис. 28. Геологическая схема гранитоидного массива, расположенного на северной окраине пос. Хабарный

1 — диоксидовые битовнитовые габбро; 2 — зоны катаклаза; 3 — базальты; 4 — плагиогранодиориты; 5 — плагиоадамеллиты и плагиограниты; 6 — зоны, обогащенные автолитами кварцевых диоритов; 7 — зона тектонических брекчий; 8 — наиболее крупные дайки



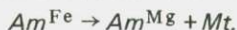
иды приурочены к границе габброидов и вулканогенных пород, в данном случае диабазов, аналогичных по вещественному составу диабазам горы Кирпичной. Состав пород массива варьирует от кварцевого диорита до плагиогранита. Преобладают роговообманковые и пироксенроговообманковые плагиогранодиориты и плагиоадамеллиты, связанные постепенными переходами и отвечающие главной фазе внедрения. Большая часть кварцевых диоритов обособляется в виде автолитов — овальных включений, более мелкозернистых и меланократовых, чем включающая их порода, размером от 1–2 см² до 5 м², а плагиограниты образуют овальные в плане и жилородные тела в породах главной фазы. Автолиты в плагиогранитах близки по составу к плагиоадамеллиту и плагиогранодиориту.

Все гранитоиды обладают общими особенностями вещественного состава. Это типичные гипабиссальные образования микропегматитовой или оксифитовой структуры (ксеноморфный кварц между идиоморфными таблитчатыми зернами плагиоклаза), состоящие из зонального плагиоклаза (An_{60-30} в кварцевых диоритах, An_{50-20} в гранодиоритах, An_{40-15} в плагиоадамеллитах и плагиогранитах), роговой обманки, реже клинопироксена, кварца и магнетита. Степень зеленокаменного изменения пород сравнительно невелика — роговая обманка спорадически хлоритизирована, плагиоклаз участками серицитизирован и эпидотизирован.

Характерной особенностью пород является то, что в них обычно сохраняется парагенезис высокотемпературной титаномагнетитовой феррофации: железистая, богатая титаном роговая обманка, аналогичная по своему составу этому минералу из гранитоидов района горы Кирпичной (табл. 20) в ассоциации с титаномагнетитом следующего состава

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
58	0,34	5,43	He обн.	39,00	23,62	0,09	0,54	1,37
59	0,47	4,67	0,45	44,47	29,52	0,05	0,09	2,77

Широко развит и парагенезис магнетитовой феррофации — маложелезистая роговая обманка и беститановый магнетит, которые образуются в результате разложения более железистой роговой обманки по реакции



Микропегматитовые сростания содержат 40–45% кварца, что характерно для гипабиссальных маловодных гранитоидов [111]. Породы часто содержат миароловые пустоты, частично выполненные кварцем и альбитом.

Таблица 20

Химический состав роговых обманок из гранитоидов верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации

Компонент	Кварцевый диорит (автолит)	Гранодиорит	Плагиоадамеллиты		
	69		85	23	58
SiO ₂	39,82	49,30	45,26	45,16	46,85
TiO ₂	3,04	1,18	4,22	2,04	2,11
Al ₂ O ₃	9,78	5,93	7,31	5,80	6,68
Fe ₂ O ₃	не обн.	2,36	1,08	1,30	1,16
FeO	16,71	8,76	18,78	20,67	19,82
MnO	0,31	0,21	0,69	0,55	0,45
MgO	17,46	16,14	8,29	9,20	6,79
CaO	8,83	12,63	6,62	9,61	9,48
Na ₂ O	1,05	1,30	1,55	1,29	1,24
K ₂ O	0,23	0,87	0,51	0,43	0,42
П.п.п.	2,19	1,93	5,21	3,21	4,21
F	0,12	—	0,30	—	0,42
Cl	0,07	—	0,15	—	0,25
Σ	99,61	100,61	99,97	99,26	99,88
Коэффициенты кристаллохимических формул					
K	0,23	0,16	0,09	0,08	0,06
Na	0,28	0,36	0,45	0,37	0,32
Ca	1,32	1,95	1,06	1,56	1,36
Mg	3,62	3,45	1,86	2,07	2,68
Fe ³⁺	—	0,25	0,13	0,45	0,33
Fe ²⁺	3,88	1,05	2,36	2,61	2,22
Mn	0,03	0,03	0,09	0,07	0,05
Ti	0,32	0,13	0,43	0,23	0,21
Al ^{VI}	—	—	0,08	—	—
Al ^{IV}	1,61	1,01	1,22	1,04	1,05
Si	5,48	7,08	6,79	6,84	6,27
(OH, F)	2,06	1,85	5,22	3,24	3,76
f	0,35	0,27	0,57	0,57	0,63
np	1,655	1,636	1,674	1,665	1,655
ng	1,675	1,659	1,668	—	1,678

Примечание. Проба 23 — из массива горы Кирпичной, остальные — из Северо-Хабарнинского массива.

Большая часть автолитов сосредоточена в плагиогранодиоритах, где они распределены неравномерно, местами образуя скопления, составляющие до 50% общего объема. Автолиты, как уже отмечалось, представлены мелко- и тонкозернистыми кварцевыми диоритами своеобразной структуры. Они характеризуются наличием тонкотаблитчатого плагиоклаза, часто образующего сферолитоподобные скопления. Промежутки между плагиоклазом заполнены длиннопризматической роговой обманкой и ксеноморфным кварцем. В тонкозернистых разностях породы автолитов приобретают об-

Таблица 21

Химический состав автолитов из гранитоидов

Компонент	72	74	70	68 ^б	145	69	73	75 ^б
SiO ₂	57,70	58,70	60,08	62,30	62,30	63,36	67,26	69,14
TiO ₂	0,48	0,45	0,74	0,82	0,53	0,92	0,82	0,47
Al ₂ O ₃	15,80	16,12	15,25	15,08	15,17	15,48	14,30	13,36
Fe ₂ O ₃	2,56	2,09	2,48	3,05	2,02	2,17	2,31	4,18
FeO	5,13	4,77	4,39	4,53	4,53	4,10	4,03	3,10
MnO	0,11	0,11	0,11	0,11	0,09	0,15	0,08	0,05
MgO	4,82	4,88	3,67	2,33	4,04	1,69	0,43	0,71
CaO	6,63	5,51	4,33	4,51	4,13	4,01	3,31	2,37
Na ₂ O	3,06	3,72	3,90	4,12	4,06	4,10	4,26	4,34
K ₂ O	0,24	0,30	0,49	0,38	0,68	0,42	0,33	0,42
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,07	0,13	0,089	0,17	0,24	0,13
П.н.п.	3,13	2,60	2,87	1,86	1,97	1,93	1,50	1,16
Σ	99,70	99,30	98,38	99,22	99,61	98,50	98,87	99,43
Rb	He обн.	< 3	3	< 3	< 3	He обн.	3	3
Sr	270	275	245	294	331	305	350	229

Примечание. Для автолитов 68^б и 75^б составы пород, непосредственно вмещающих их, приведены в табл. 22 под теми же номерами.

лик жильных пород. Сходство усугубляется близостью химического состава (табл. 21–23). Характерная особенность описываемого массива — большое количество жильных образований, дающих следующую серию: сферолитовый плагиогранит-порфир — диоритовый порфирит — фельзит — кварцевый диоритовый порфирит. По вещественному составу жильные породы аналогичны соответствующим разновидностям гранитоидов — гранодиоритам и плагиоадамеллитам (см. табл. 22, 23). Наиболее молодыми жильными породами являются авгит-роговообманковые габбро-диабазы, которые слагают протяженные дайковые пояса, секущие все породы района. Принадлежность их к верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации доказывается общностью вещественного состава (см. рис. 13–20). На всех диаграммах они образуют единые вариационные линии с другими породами габбро-гранитоидного и гранитоидного комплексов.

Насыщенность разнообразными жильными породами сближает рассматриваемый массив с зоной, примыкающей к Хабарнинскому массиву с запада (район горы Кирпичной), которая рядом исследователей интерпретируется как зона параллельных диабазовых даек с соответствующей генетической трактовкой. На примере Северо-Хабарнинского плагиогранитоидного массива видно, что разнообразие и обилие жильных пород — это характерная особенность формирования габбро-гранитоидного и гранитоидного комплексов верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации, обусловленная своеобразием тектонического режима, а именно многократными хрупкими деформациями, зоны которых заполнялись эволюционирующим по составу расплавом. По сути — это один из механизмов образования интрузивных тел, когда массивы формируются путем последовательного приоткрывания трещин и внедрения в виде “жильных” тел. Интенсивное дробление пород вдоль сравнительно узких зон уже после прекращения магматической деятельности приводит к образованию тектонических брекчий, в которой об-

Таблица 22

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах Северо-Хабарнинского массива

Компонент	Гранодиориты					
	142	140	63	85	68 ^a	81
SiO ₂	63,48	64,59	65,54	67,72	68,79	68,80
TiO ₂	0,68	0,68	0,66	0,53	0,65	0,62
Al ₂ O ₃	15,61	14,85	14,16	14,50	14,42	14,00
Fe ₂ O ₃	2,45	3,99	2,52	3,08	2,34	1,71
FeO	4,26	2,52	4,99	2,71	3,06	2,63
MnO	0,07	0,06	0,08	0,02	0,06	0,04
MgO	2,55	1,56	1,65	0,72	0,87	1,44
CaO	4,29	2,90	3,05	3,80	3,10	2,60
Na ₂ O	3,74	4,90	4,76	4,93	4,32	5,10
K ₂ O	0,88	0,88	0,51	0,29	0,38	0,31
P ₂ O ₅	0,12	0,22	0,16	0,13	0,13	0,14
П.н.п.	1,58	2,06	1,74	0,55	1,40	1,58
Σ	99,71	99,21	99,82	98,98	99,52	98,97
Rb	< 3	< 3	< 3	He обн.	He обн.	< 3
Sr	311	330	290	279	326	225
Zr	—	—	80	—	—	142
Y	—	—	40	—	—	38
La	—	—	8	—	—	He обн.
Ce	—	—	25	—	—	—
Yb	—	—	1,7	—	—	3,3
Nb	—	—	1,7	—	—	He обн.
V	—	—	31	—	—	30
Cr	—	—	78	—	—	21
Co	—	—	2,5	—	—	6
Ni	—	—	58	—	—	20

	Плагиоадамеллиты						
	67	59	65	61	58	75 ^a	60
	70,14	70,62	70,62	71,38	71,58	72,45	73,18
	0,40	0,49	0,48	0,37	0,40	0,35	0,31
	13,52	14,03	13,48	13,11	13,26	12,51	12,92
	2,12	1,06	2,02	1,73	1,92	2,29	2,25
	2,92	2,24	2,71	2,85	2,55	2,93	2,42
	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03
	0,73	1,11	0,63	0,67	0,55	1,25	0,40
	2,70	4,52	2,13	2,20	2,71	1,90	2,11
	5,20	5,12	5,48	5,40	5,01	4,94	5,18
	0,31	0,40	0,22	0,40	0,36	0,31	0,29
	0,07	0,11	0,13	0,05	0,07	0,06	0,06
	1,20	0,60	1,46	1,08	1,32	0,48	0,85
	99,34	100,34	99,40	99,23	99,76	99,52	100,00
	3	< 3	3	< 3	3	3	3
	266	385	184	271	263	197	196
	45	—	50	—	80	85	70
	25	—	25	—	20	25	35
	He обн.	—	He обн.	—	He обн.	—	—
	26	—	29	—	11	34	34
	1	—	1,1	—	1,1	1,2	1,0
	1	—	0,9	—	1,4	2,7	0,9
	290	—	30	—	15	—	14
	80	—	62	—	24	50	20
	13	—	2,5	—	3,9	8,3	1,7
	21	—	26	—	18	15	18

ломки представлены всеми разновидностями пород массива — от диоритов до разнообразных жильных пород. Такие брекчии картируются в рассмотренном гранитоидном массиве (см. рис. 28).

Петрохимические особенности габбро-гранитоидного и гранитоидного комплексов, так же как и содержание в них рубидия, стронция, циркония, иттрия, ванадия и РЗЭ (см. табл. 18, 19, 22, 23), свидетельствуют о сходстве и единых особенностях состава гранитоидов, залегающих в западном и восточном экзоконтактах Хабаровинского массива. Это относительно богатые титаном высокожелезистые породы, бедные калием. По составу они близки к габбро-плагиогранитным раннегеосинклинальным сериям Урала (см. рис. 13—16) и так же, как и последние, образовались в результате кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы.

Важные закономерности хода эволюции такой магмы в процессе формирования верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации и слагающих ее комплексов иллюстрирует диаграмма (рис. 29). Эволюция магмы в глубинном очаге, в ходе которой обособляются расплавы *A*, *B* и *D*, исходные соответ-

ственно для габбрового, габбро-гранитоидного и гранитоидного комплексов, показана линией *ABD*. Вариации состава пород в рамках габбро-гранитоидного и гранитоидного комплексов обусловлены внутрикамерной дифференциацией и показаны линиями *BC* и *DE*. Эти различия в трендах глубинной и внутрикамерной дифференциации объясняются, по-видимому, тем, что к фракционированию кальция, свойственному тому и другому типу дифференциации (за счет выделения таких богатых им минералов, как клинопироксен, амфибол и основной плагиоклаз), добавляется усиление фракционирования железа в связи с преимущественной кристаллизацией титаномагнетита именно в магматической камере.

Породы разного состава характеризуются близким распределением РЗЭ, соответствующим толеитам океанических хребтов, но при меньшем содержании всех элементов (см. рис. 26).

Следует отметить четкие различия в химическом составе базальтоидов раннего и позднего офиолитовых комплексов, ярко иллюстрирующих эволюцию магматизма. Подборка имеющихся у нас анализов такова, что в

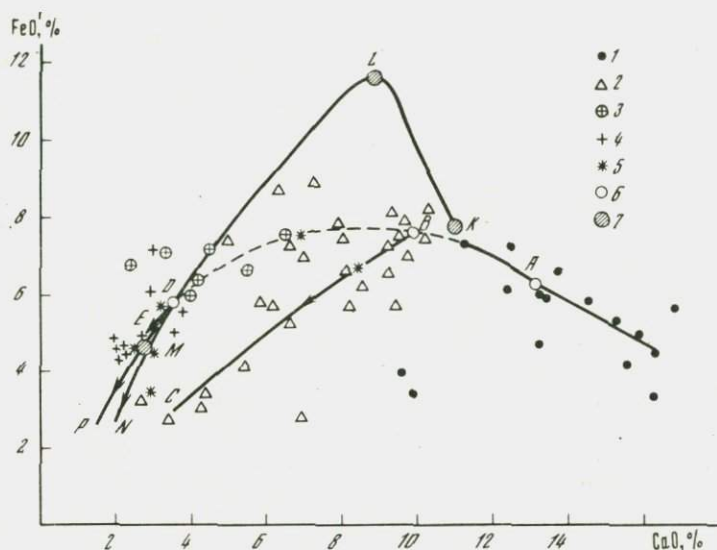


Рис. 29. Диаграмма CaO — FeO' для верлит-габбро-плагиигранитной ассоциации 1—5 — комплексы: 1 — габбровый, 2 — габбро-гранитоидный, 3—5 — гранитоидный (3 — автолиты, 4 — гранитоиды, 5 — жильные породы); 6—7 — составы расплавов, исходных для габбрового (A, K), габбро-гранитоидного (B, L) и гранитоидного (DM) комплексов верлит-габбро-плагиигранитоидной ассоциации (6) и магнитогорской габбро-гранитоидной серии (7). LN — тренд дифференциации габбро-гранитоидного комплекса, MP — гранитоидного (магнитогорская серия). Остальные пояснения в тексте. Кроме анализов из табл. 19, 21—23 использованы данные В.И. Маегова

Таблица 23
Химический состав жильных пород

Компонент	76*	77	79	80	83	98
SiO ₂	56,48	58,05	70,86	70,64	70,06	70,50
TiO ₂	0,81	0,86	0,51	0,43	0,60	0,82
Al ₂ O ₃	16,67	16,08	14,13	13,28	13,95	12,23
Fe ₂ O ₃	3,51	4,27	1,30	1,84	1,16	1,04
FeO	3,49	3,69	2,15	2,85	3,46	4,74
MnO	0,05	0,05	0,02	0,05	0,05	0,08
MgO	4,57	3,26	1,11	0,90	0,92	0,78
CaO	8,34	6,86	2,81	2,67	2,95	3,22
Na ₂ O	3,75	4,30	5,57	5,00	5,70	4,52
K ₂ O	0,30	0,30	0,28	0,16	0,11	0,33
P ₂ O ₅	0,12	0,10	0,09	0,08	0,15	0,17
П.п.п.	1,62	1,26	0,93	1,15	1,00	0,77
Σ	99,71	99,08	99,76	99,05	100,11	99,20
Rb	н/о	н/о	< 3	< 3	< 3	—
Sr	331	334	312	206	204	—

Примечание. 76* — древний диабаз; 77 — молодой диабаз; 79, 80 — фельзиты; 83, 98 — плагииоадамеллиты.

основном это сравнение будет для базальтоидов, слагающих в том и другом комплексах "зону параллельных диабазовых даек". В позднем комплексе габбро-диабазы обогащены щелочными металлами в первую очередь натрием, стронцием, рубидием, обеднены железом, титаном, ванадием, иттрием, цирконием, имеют меньшее Ni/Co-отношение (см. рис. 13–20) и по особенностям состава, как отмечалось, близки к толеитам незрелых островных дуг.

ГАББРО-СИЕНИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Породы этой ассоциации, обособляемые в велиховский комплекс, являются интрузивной фацией эйфельского щелочно-базальтового магматизма, эффузивные фации которого представлены так называемыми чанчаритами [52]. Мы ограничимся описанием Велиховского массива, который расположен западнее Кемпирсайского массива между поселками Велиховка и Айт-пайка и имеет размеры около 70 км². Массив сложен серией пород клинопироксенит–габбро–сиенито-диорит–кварцевый сиенит–гранит, перечисленных в порядке формирования.

Клинопироксениты, часто оливинсодержащие, развиты в юго-восточной эндоконтактной части массива и, по данным выполненных здесь поисково-разведочных работ, погружаются на север под габброиды. Последние характеризуются офитовой структурой и состоят из роговой обманки (иногда содержащей реликты клинопироксена), биотита, плагиоклаза An_{30-60} , ортоклаза, магнетита, апатита. В целом это довольно однородные породы, образующие тела видимой мощности до 200–400 м, приуроченные, как и пироксениты, к краевым частям массива. Наиболее распространенные породы представлены среднезернистыми кварцевыми сиенитами, состоящими из клинопироксена, иногда в парагенезисе с гиперстеном, роговой обманки и биотита, плагиоклаза An_{20-50} , ортоклаза в виде крупных зерен с пойкилитовыми вростками плагиоклаза и темноцветных минералов, кварца, магнетита, апатита, обычен мирмецит. Породы очень устойчивы по составу, однородны, но содержат автолиты кварцевых сиенито-диоритов в виде овальных включений размером от 1 до 50 см², иногда и больше. Как и во многих других случаях, автолиты распространены неравномерно: обычно они наблюдаются в виде единичных включений (1–2 на 1 м²), местами же образуют скопления, когда их количество возрастает в несколько раз и достигает 10–30% от общей площади обнажения. Минеральный состав автолитов аналогичен кварцевым сиенитам, но они отличаются более мелкозернистой структурой, приближающейся к офитовой, с элементами радиально-лучистой, и большей меланократовостью. Граниты в пределах массива обособляются в виде редких жил мощностью до 2–3 м и представлены биотитовыми микропегматитовыми разностями.

По химическому составу (см. табл. 24) все породы массива обнаруживают некоторые общие особенности, в том числе отметим обогащенность калием, содержание которого растет параллельно с кремнекислотностью и фосфором. Обращает на себя внимание четкая дискретность серии и устойчивость состава в пределах выделенных групп пород: габбро–кварцевые сиенито-диориты (породы автолитов) — кварцевые сиениты — граниты.

Важно отметить некоторые устойчивые различия в составе близких по содержанию кремнезема пород ассоциации калиевых габброидов и габбро-сиенитовой, позволяющие различать те и другие. Породы габбро-сиенитовой ассоциации отличаются повышенным содержанием щелочных металлов, фосфора, высоким Zr/Y- и низким Ni/Co-отношениями (см. рис. 13–20).

Вслед за В.Г.Кориневским мы параллелизуем рассмотренные породы с

Таблица 24

Химический состав пород Велиховского массива

Компонент	Габбро			Автолиты			Сиениты		Гранит
	В-22	В-21	В-12	В-7	В-5 ^б	В-17 ^а	В-11	В-5 ^а	В-10
SiO ₂	41,50	44,70	45,36	53,60	54,97	56,63	60,42	61,26	75,24
TiO ₂	1,30	1,18	1,00	0,56	0,53	0,53	0,53	0,45	0,13
Al ₂ O ₃	19,26	19,42	18,01	14,93	15,18	17,51	17,00	17,01	12,31
Fe ₂ O ₃	3,76	1,37	1,21	3,68	2,14	2,43	0,42	1,76	0,16
FeO	9,38	9,58	9,54	6,91	5,67	5,50	5,85	4,53	2,41
MnO	0,17	0,16	0,19	0,26	0,25	0,18	0,14	0,11	0,02
MgO	5,94	5,58	8,00	5,68	5,17	3,21	2,08	2,23	0,31
CaO	10,45	9,16	7,39	7,50	7,40	5,36	3,54	4,31	0,44
Na ₂ O	1,52	1,85	2,66	3,34	2,87	3,99	3,55	3,28	3,00
K ₂ O	2,24	2,65	2,38	1,90	4,45	3,19	4,45	4,08	5,04
P ₂ O ₅	1,02	0,78	0,81	0,39	0,24	0,35	0,27	0,23	0,08
П.н.п.	3,16	3,24	4,12	0,75	0,79	0,90	1,37	0,41	0,20
Σ	99,70	99,67	100,67	99,50	99,66	99,78	99,62	99,66	99,34
Rb	74	87	73	54	54	88	130	124	193
Sr	1140	960	828	569	569	858	784	790	184
Zr	28	70	—	—	125	—	140	144	70
Y	11	10	—	—	25	—	32	20	8
La	16	17	—	—	22	—	32	28	22
Yb	1,7	2,0	—	—	3,0	—	3,3	2,2	1,6
Nb	3	3	—	—	5	—	3	3	4
V	316	285	—	—	158	—	100	112	5
Cr	18	50	—	—	525	—	47	43	17
Co	40	38	—	—	22	—	11	11	1
Ni	16	25	—	—	80	—	20	18	5

Тагильским сиенитовым массивом. Это сопоставление подтверждается близким временем формирования, сходством вещественного состава и металлогенической специализации. Так же как и тагильские, сиениты Велиховского массива являются дифференциатами базальтовой магмы повышенной щелочности, и серия в целом обладает всеми особенностями, присущими породам, обязанным своим формированием механизму кристаллизационной дифференциации [111], гомодромным порядком формирования, дискретностью, закономерным изменением характеристик химического состава, наличием автолитов, последовательным уменьшением крупности зерна от габбро до наиболее позднего гранита. По глубинности формирования серия отвечает мезоабиссальной фации. Становлением этих пород завершается силурийско-девонский этап магматизма в рассматриваемом районе, тагильские сиениты заканчивают одновозрастной этап магматизма на Среднем Урале, а интрузивы ассоциации калиевых габброидов — предыдущий ордовикский этап в Кемпирсайско-Хабарнинском районе.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГМАТИЗМА В ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Интрузии габброидов гарцбургит-габбровой ассоциации фиксируют наиболее раннюю стадию развития магматизма рассматриваемого региона и вместе с гарцбургитами и базальтами образуют ранний офиолитовый комплекс. Вещественный состав габброидов (предельная обедненность титаном, фосфором, рубидием, стронцием, низкое содержание железа, щелочей, практическое отсутствие таких характерных для габброидов других формационных типов аксессуарных минералов, как апатит, сфен, железо-титановые окислы) в совокупности с особенностями их геологической позиции (ассоциацией с базальтами, содержащими прослойки кремнистых пород, отсутствием гранитоидных дифференциатов) свидетельствуют о геодинамическом режиме, близком к океаническому.

В позднем ордовике структура стабилизируется. Этот этап в ее развитии фиксируется терригенными осадками и вулканитами [53], а в интрузивном магматизме запечатлен породами ассоциации калиевых габброидов, комагматичными соответствующим калиевым вулканитам. Особенности вещественного состава пород, а именно повышенное содержание K, Rb, Sr, P, специфика аксессуарной минерализации свидетельствуют о повышенной щелочности и субплатформенных условиях формирования. Положение фигуративных точек пород ассоциации калиевых габброидов на диаграмме Rb—Sr и Sr—CaO (см. рис. 15, 16), которые могут быть использованы как индикаторы геодинамического режима формирования магматов [147, 65], наглядно подтверждают этот вывод. Доводом в пользу представления о стабильной тектонической обстановке может служить и наличие кольцевых интрузивов.

Формирование ассоциации калиевых габброидов завершает ордовикский тектоно-магматический этап [53], начинающийся с режима растяжения, которое сопровождалось внедрением габбро и базальтов раннего офиолитового комплекса, затем следует этап стабилизации структуры, образование системы кольцевых и линейных расколов, выполненных породами ассоциации калиевых габброидов, и, наконец, этап сжатия, сопровождаемый динамотермальным метаморфизмом амфиболитовой ступени и формированием палингенных гранитов. Нетрудно заметить, что общий план развития, несмотря на существенно базитовый состав магматических пород, близок к подвижным зонам сиалического типа, развитие которых также завершается региональным метаморфизмом и палингенным гранитообразованием.

Закономерная смена толеитов щелочными базальтоидами составляет характерную особенность как океанического, так и континентального магматизма [120]. И магматизм Кемпирсайско-Хабарнинского района, рассмотренный в интрузивном варианте, подтверждает эту закономерность. Если гарцбургит-габбровая ассоциация отвечает обстановке максимального растяжения, создающего геодинамический режим, близкий к океаническому ("примитивность" состава габбро и базальтов не противоречит такому предположению), то в этом случае интрузивы ассоциации калиевых габброидов фиксируют стабилизацию, связанную с закрытием зоны растяжения. Такие особенности вещественного состава калиевых габброидов, как бедность их титаном и железом (см. рис. 13), отличающие эти породы от типичных платформенных образований, свидетельствуют о своеобразии геологической структуры, в которой они формируются. По-видимому, это своеобразие обусловлено существенно фемическим составом земной коры рассматриваемой зоны, близким к коре океанического типа. Можно предположить, что калиевые габброиды представляют собой продукты рифтогенного магматизма, предшествовавшего повторному раскрытию эвгеосинклинали, с которым связано формирование пород верлит-габбро-плагиогранитной ассоциации.

Эта ассоциация начинается с собой новый крупный этап магматизма. Габбровый комплекс ее близок к офиолитам: габброиды бедны титаном, железом, калием, натрием, рубидием, фосфором, содержат анортит и на большинстве диаграмм образуют единые поля с коפקтинскими (см. рис. 13—16).

Однако если в парагенезисе с альпинотипными габброидами раннего комплекса отмечаются гарцбургиты, то битовнитовые габброиды позднего комплекса ассоциированы с дунитами, верлитами, клинопироксенитами, т.е. принадлежат к формации, давно выделяемой уральскими геологами в противовес альпинотипной габбро-гарцбургитовой [131]. Из вещественных особенностей важно отметить обогащенность габброидов позднего офиолитового комплекса стронцием по сравнению с габбро раннего комплекса (см. рис. 15, 16). Эти различия приобретают еще большее значение, если мы обратимся к тесно связанному с битовнитовыми габбро габбро-плагиогранитному комплексу. По особенностям вещественного состава этот комплекс аналогичен другим раннегеосинклинальным образованиям Урала, а из современных структур — к магматическим породам незрелых островных дуг типа Тонга [144]. На классификационных диаграммах (см. рис. 15, 16) фигуративные точки габбро-гранитоидного и гранитного комплексов образуют единую вариационную линию, отвечающую толеитовому магматизму континентального или островодужного типа. В этой же области концентрируются фигуративные точки базальтов, комагматичных этим комплексам, и всех уральских габбро-гранитоидных серий. При этом в верхней части поля диаграммы Rb—Sr располагаются калий-натриевые серии типа магнитогорской, отвечающие поздней стадии развития, а в нижней, бедной рубидием, — раннегеосинклинальные габбро-плагиогранитные серии, в том числе и габбро-плагиогранитные серии позднего офиолитового комплекса. По-видимому, этими сериями начинается общеуральский силурийский магматизм, который наиболее полно в интрузивном и эффузивном вариантах представлен в Тагильском прогибе.

Важным структурным элементом, сближающим ранний и поздний офиолитовые комплексы, являются зоны многократного внедрения различных жильных пород, близкие по строению к зонам параллельных диабазовых даек, что может, по-видимому, свидетельствовать о формировании того и другого офиолитового комплекса в зоне раздвига.

Как ассоциация калиевых габброидов завершает ордовикский этап маг-

матизма, ранние стадии которого представлены гарцбургит-габбровой ассоциацией, так велиховский комплекс и его вулканические аналоги [107] завершают силуро-девонский магматический этап, что позволяет усматривать определяющую однотипность развития и повторяемость близких магматических этапов эвгеосинклинального развития не только в вулканической деятельности [132], но и в интрузивном магматизме.

Наряду с повторяемостью отчетливо проявлена и эволюция однотипных составляющих каждого магматического цикла. Так, поздний офиолитовый комплекс в отличие от раннего характеризуется наличием в своем составе кремнекислых разностей — плагиогранитоидов, являющихся дифференциатами толеитовой магмы. Базальты позднего комплекса, как и аналогичные им по составу габброиды габбро-гранитоидной серии, отличаются от ранне-ордовикских (?) базальтов и габбро-диабазов меньшим содержанием железа и титана, более высокой концентрацией натрия (см. табл. 2, 7, 19), стронция (см. рис. 15, 16). Они обеднены иттрием, цирконием, ванадием, хромом, имеют более низкое Ni/Co-отношение (см. рис. 17—20). Эти различия отражают своеобразие геодинамического режима, близкого для раннего комплекса к океаническому, а для позднего — к современному островодужному. Повышенным содержанием стронция отличаются и габброиды позднего комплекса, которые ассоциированы не с гарцбургитами, как в раннем комплексе, а с дунитами, верлитами, клинопироксенитами. По этому признаку ранний офиолитовый комплекс близок к дунит-гарцбургитовой, а поздний — к верлитовой ассоциациям. Как отмечают А.А.Маракушев и Н.Я.Панеях, при параллельном развитии в примерно одновозрастных эвгеосинклиналиях дунит-гарцбургитовая ассоциация залегает с океанической стороны, а верлитовая — с континентальной в более зрелых консолидированных структурах. То же, по-видимому, наблюдается и в вертикальных возрастных рядах офиолитовых поясов: более поздний верлитовый тип фиксирует относительную консолидацию обстановки по сравнению с предыдущим раскрытием зоны глубинного разлома.

Пространственная совмещенность всех рассмотренных ассоциаций магматических пород обусловлена их приуроченностью к зоне Главного Уральского глубинного разлома — долгоживущей тектонической структуре, контролировавшей заложение и развитие магматизма на ранних стадиях Уральской эвгеосинклинали. Ведущий тип магматизма в этой зоне — базитовый, и ассоциированные с базитами гранитоиды являются преимущественно их дифференциатами. Наследуя особенности вещественного состава материнских базитов, гранитоиды несут важную дополнительную информацию о геолого-тектоническом режиме магматизма. Появление небольших объемов палингенных гранитоидов связано с наложенными процессами — региональным метаморфизмом амфиболитовой ступени.

Приведенные в настоящей главе факты не подтверждают широко распространенное мнение об офиолитовых комплексах как блоках первично стратифицированной океанической коры, находящихся в аллохтонном залегании. На примере офиолитовых комплексов Кемпирсайско-Хабарнинского района устанавливается, что они образованы последовательно внедряющимися магматическими породами (плутонические габбро и гарцбургитовые реститы — базальты и их интрузивные аналоги). Отражая эволюцию геологической структуры, одноименные породы последовательно формирующихся комплексов закономерно изменяют свой вещественный состав: породы раннего комплекса близки современным океаническим образованиям (в первую очередь это касается базальтоидов), а позднего — островодужным. Эти факты подтверждают высказанные ранее представления [52] о тектонически автохтонном залегании Кемпирсайского массива.

ГРАНИТОИДЫ, АССОЦИИРОВАННЫЕ С ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫМИ МАССИВАМИ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

Массивы Платиноносного пояса Урала, представленные преимущественно концентрически зональными дунит-клинопироксенит-габбровыми телами, приурочены к зоне Главного Уральского глубинного разлома и подробно описаны [24, 23, 32, 131]. Однако гранитоиды, ассоциированные с этими массивами, почти не изучены, и о них содержатся фрагментарные сведения в различных работах.

Нами исследованы гранитоиды в центральной части Платиноносного пояса (Черноисточинский, Кытлымский, Кумбинский массивы), которые представляют собой главные типы кварцсодержащих пород всего пояса.

Гранитоиды в Платиноносном поясе образуют несколько возрастных групп, различающихся геологической позицией, составом, генезисом: 1) плагиогранито-гнейсы, залегающие во вмещающих гипербазит-габбровые массивы толщах; 2) породы анортозит-гранитоидной серии, приуроченные к ранней гипербазит-габбровой (плутонической) ассоциации массивов; 3) гранитоиды, связанные с габбро-норитовой (вулкано-интрузивной) ассоциацией; 4) примыкающие к гипербазит-габбровым более молодые габбро-гранитоидные массивы (см. гл. 6).

ПЛАГИОГРАНИТО-ГНЕЙСЫ

Концентрически-зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса залегают в толще аподиабазовых амфиболитов, в которых отмечаются многочисленные тела и жилы плагиогранито-гнейсов мощностью до 5–10 м, редко больше. Уровень метаморфизма пород, вмещающих платиноносные массивы, отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболовой фациям и падает с удалением от массивов [32, 74].

Наибольшей концентрации плагиогранито-гнейсы достигают в области западных экзоконтактов гипербазит-габбровых массивов, где они образуют зоны мигматизации, рои жил, а местами и сравнительно крупные однородные тела.

Амфиболиты и плагиогранито-гнейсы отчетливо древнее гипербазит-габбровых массивов, которые внедряются в уже метаморфизованные и деформированные породы и образуют наведенную метаморфическую зональность, выражающуюся в падении уровня метаморфизма с удалением от массивов [74]. На расстоянии до 0,5 км от контакта породы ороговикованы. Амфиболиты превращены в дупироксеновые и амфиболовые роговики, плагиогранито-гнейсы — в амфибол-кварц-альбитовые породы роговиковой структуры. В удалении от массива плагиогранито-гнейсы представляют собой мелко-среднезернистые породы гнейсовидной текстуры и порфиоровидной структуры. В виде идиоморфных порфиоровидных зерен размером 1–2 мм обособляется плагиоклаз Al_{10-20} , который сцементирован агрегатом гранулированного кварца. Кроме того, в породах присутствуют гроссуляр-альмандиновый гранат (0,5–10%), высокожелезистая глиноземистая роговая обманка (2–5%), хлоритизированный биотит (0–4%), а также магнетит и ильменит. Химические составы минералов приведены в табл. 25. Специфическая особенность минерального состава плагиогранито-гнейсов — парагенезис граната

Т а б л и ц а 25

Химический состав граната и роговой обманки из плагиогранито-гнейсов*

Компо- нент	Кт-42	Кт-35	Кт-35'	Компо- нент	Кт-42	Кт-35	Кт-35'
SiO ₂	38,92	—	—	CaO	9,50	6,50	—
TiO ₂	0,16	Сл.	0,46	Na ₂ O	0,14	—	—
Al ₂ O ₃	20,40	19,42	13,9	K ₂ O	0,05	—	—
Fe ₂ O ₃	1,15	1,09	20,69	H ₂ O	0,54	—	—
FeO	27,62	30,67		П.п.п.	0,60	—	—
MnO	0,44	2,22	2,65	Σ	100,32	—	—
MgO	1,34	1,33	6,91				

* Химический состав пород см. в табл. 26. Пробы Кт-42, Кт-35 — гранат; Кт-35' — роговая обманка.

с роговой обманкой, в общем случае редкий для кремнекислых пород. Эта особенность отличает рассматриваемые породы от всех других типов плагиогранитоидов. По химическому составу — это высокожелезистые практически бескальциевые плагиограниты (табл. 26). Характерна их геохимическая специализация. Они отличаются очень низким содержанием стронция, сравнимым с количеством этого элемента в плагиогранитах, входящих в состав габбро-плагиогранитных серий ранних стадий развития эвгеосинклинали (см. рис. 37).

Амфиболиты и габброподобные породы, залегающие среди них, местами интенсивно мигматизированы. Жильный материал мигматитов наряду с плагиогранито-гнейсами представлен лейкократовыми роговообманково-плагиоклазовыми породами типа анортозитов. Эти породы, как и плагиогранито-гнейсы, характеризуются низким содержанием стронция и по одному этому признаку могут быть надежно отделены от сходных пород описываемой ниже анортозит-плагиогранитной серии, развитой в пределах гипербазит-габбровых массивов.

Изложенные особенности геологического положения и вещественного состава плагиогранито-гнейсов позволяют предположить, что последние представляют собой метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации кислые вулканиты или небольшие плагиогранитные массивы. В наиболее крупных телах плагиогранито-гнейсов, например Кумбинском, обнаружены обычные для гранитоидных массивов взаимоотношения, когда самые распространенные породы, отвечающие главной фазе (см. табл. 26, пр. Км-5) пересекаются гомодромной серией более лейкократовых и мелкозернистых пород вплоть до аплитов (см. табл. 26, пр. Км-6, 7, рис. 31^а). Несомненно, что такие тела — это преобразованные массивы плагиогранитов. Аповулканические и апоинтрузивные плагиогранито-гнейсы несколько различаются по структуре и вещественному составу, что, по-видимому, отражает и первичные различия пород. В упомянутом выше массиве плагиогранито-гнейсы имеют среднезернистую структуру, содержат меньше граната, чем аповулканические гнейсы, обеднены железом и обогащены калием.

Во всех более или менее крупных телах, которые можно интерпретировать как бывшие массивы, серия гранитоидов представлена рядом (см. табл. 26): плагиоадамеллит (проба Км-5) — плагиогранит (Км-13) —

Таблица 26

Содержание петрогенных (%) и редких элементов (г/т) в плагиогранито-гнейсах

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Км-45	408	Кт-42	Кт-46	Кт-43	Кт-44	Кт-35	Км-5	Км-13	Км-6	Км-7
SiO ₂	70,06	72,76	73,46	73,58	74,25	74,58	77,30	72,26	74,72	77,44	77,81
TiO ₂	0,55	0,32	0,25	0,36	0,24	0,25	0,18	0,32	0,21	0,12	0,11
Al ₂ O ₃	14,25	12,69	12,64	12,88	12,51	12,58	11,69	13,13	12,43	11,82	11,69
Fe ₂ O ₃	2,02	1,37	1,31	1,73	2,04	1,34	0,62	0,94	0,73	0,64	0,49
FeO	1,69	2,82	3,28	2,08	2,43	2,28	2,34	2,64	1,98	1,25	1,83
MnO	0,06	0,07	0,08	0,06	0,08	0,11	0,06	0,06	0,06	0,03	0,02
MgO	1,05	0,91	1,15	0,89	0,32	0,73	0,28	1,08	1,24	0,23	0,22
CaO	4,05	3,73	2,82	3,15	1,69	2,65	1,69	2,50	2,00	1,67	1,67
Na ₂ O	4,78	3,11	3,58	4,15	5,34	4,48	4,75	4,36	4,61	5,71	5,71
K ₂ O	0,08	0,59	0,08	0,05	0,10	0,08	0,12	0,65	0,74	0,15	0,09
P ₂ O ₅	0,12	—	0,04	0,08	0,03	0,03	0,03	0,066	0,040	0,013	0,011
П.п.п.	0,78	0,84	0,92	0,85	0,65	0,69	0,76	1,71	1,12	0,78	0,40
Σ	99,49	99,21	99,61	99,86	99,68	99,80	99,82	99,72	99,88	99,85	100,05
F	< 0,01	—	< 0,01	0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Cr	< 0,05	—	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Rb	< 3	—	Не обн.	< 3	Не обн.	Не обн.	3	9	11	3	Не обн.
Sr	170	—	179	190	107	154	129	108	115	122	101
Ba	74	—	Не обн.	50	Не обн.	94	Не обн.	—	—	—	—

плагиоаплит (Км-6,7). Породы главной фазы (плагиоадамеллиты) содержат округлые включения мелкозернистых меланократовых пород типа автолитов. По-видимому, амфиболиты и плагиогранито-гнейсы представляют собой ордовикскую (?) раннегеосинклинальную контрастную натровую серию в эффузивном и интрузивном варианте. Об этом, в частности, свидетельствует совпадение фигуративных точек плагиогранито-гнейсов с вариационными линиями других раннегеосинклинальных формаций (см. рис. 34–38). К аналогичному выводу о формационной принадлежности рассматриваемых пород пришел Ю.С. Каретин [43]. Анортозиты и плагиограниты, входящие в состав этой серии, необходимо отличать от одноименных пород в составе платиноносных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов. Приведенные особенности вещественного состава в большинстве случаев позволяют это сделать однозначно.

Анортозит-гранитоидные серии

Большая часть гранитоидов в дунит-клинопироксенит-габбровых массивах Платиноносного пояса входит в состав анортозит-гранитоидных серий, которые образуют инъекционные мигматиты, дайки, небольшие массивы в метаморфизованных и деформированных анортозитовых габброидах плутонической группы и пироксенитах или цемент интрузивных брекчий, обломки в которых также представлены преимущественно габбро и пироксенитами.

Анортозит-плагиогранитная серия Черноисточинского массива

Наиболее крупный анортозитовый массив в Платиноносном поясе — Черноисточинский — расположен в 15 км к югу от г. Нижний Тагил. Выход его на поверхность занят одноименным прудом, и анортозиты обнажены по берегам и на островах. Массив приурочен к мелко-среднезернистым роговообманковым габбро, которые метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и местами превращены в полосчатые амфиболиты (рис. 30). Эти габброиды, в свою очередь, залегают среди полосчатых мелкозернистых роговообманковых роговиков (так называемый полосчатый комплекс) и сосюрит-уралитовых габбро, которые резко отличаются по своим геохимическим особенностям от габбро Черноисточинского массива, ассоциированных с анортозитами (например, по содержанию Sr, составляющем в среднем соответственно 118 и 595 г/т), и так же, как рассмотренные выше габбро-амфиболиты и плагиогранито-гнейсы, принадлежат раннегеосинклинальным "примитивным" образованиям. Анортозиты в пределах массива образуют сравнительно однородные тела размером менее 1 км², разделенные зонами эруптивных брекчий, в которых ксенолиты габброидов и меланократовых анортозитов сцементированы лейкоанортозитами и кварцевыми анортозитами.

О магматической природе анортозитов свидетельствуют следующие факты: 1) породы формируются в строгой гомодромной последовательности, и в отдельных обнажениях можно наблюдать до трех фаз внедрений. В лейкократовых анортозитах отмечаются обломки относительно более меланократовых разновидностей, принадлежащих ранним фазам. Интрузивная природа контактов анортозитов с габброидами и ранними фазами самих

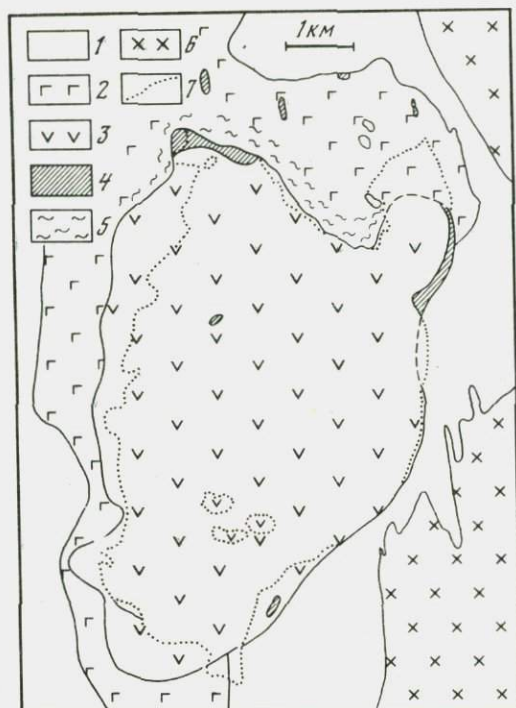


Рис. 30. Схематическая геологическая карта Черносточинского массива. Составлена Л.В. Малаховой и Г.Б. Ферштатером с использованием данных Н.К. Высоцкого [24]

1 — полосчатые мелкозернистые роговообманковые роговики, уралит-соссюритовые габбро; 2 — роговообманковые габбро; 3 — анортозиты; 4 — кварцевые анортозиты; 5 — мигматиты; 6 — кварцевые диориты Тагильского массива; 7 — граница Черносточинского пруда и островов в нем

анортозитов подтверждается постоянным развитием эндоконтактовых лейкократовых каемок [118], 2) анортозиты содержат многочисленные ксенолиты метаморфизованных и деформированных габброидов. Полосчатость в ксенолитах ориентирована по-разному, что говорит об их перемещении в анортозитовом расплаве; рис. 31, в, 3) жилы анортозитов срезают и смещают полосчатость и ранние дайки в габбро (см. рис. 31, г). В многофазных анортозитовых телах в тех случаях, когда породы обладают гнейсовидностью, можно наблюдать несовпадение ориентировки директивной текстуры в породах разных фаз. Этот факт свидетельствует о том, что формирование анортозитовой серии происходило в синкинематических условиях, в процессе тектонических подвижек, обусловивших такое несовпадение.

Геологически четко обособляются 4 фазы анортозитов, образующие относительно крупные тела и представляющие собой выдержанные и дискретные по химическому составу типы пород: анортозиты ($\text{SiO}_2 = 50-54\%$), кварцсодержащие анортозиты (54–56%), кварцевые анортозиты (58–61%) и, наконец, плагиограниты и плагиопегматиты ($\text{SiO}_2 > 70\%$). Последние представлены обычно маломощными (до 1 м) жилами, которые чаще встречаются в габбро, чем в анортозитах.

Анортозиты и кварцевые анортозиты — это светлые среднезернистые

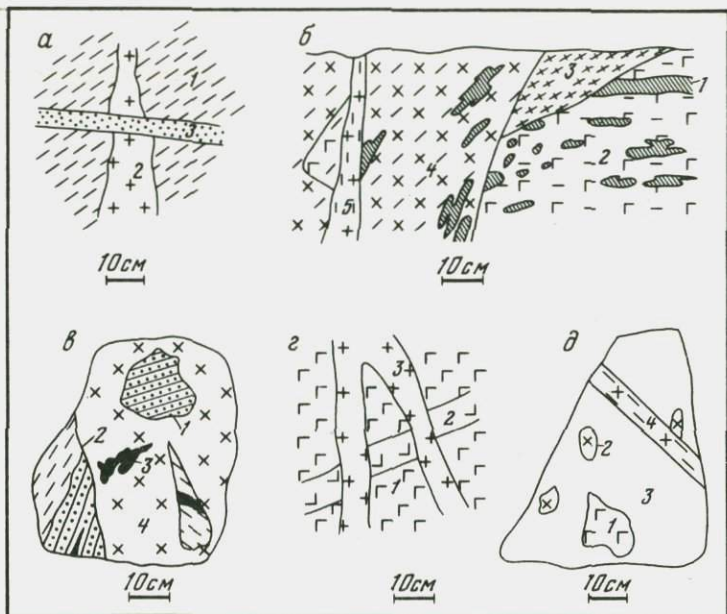


Рис. 31. Зарисовки взаимоотношений пород в плагиогранито-гнейсовой серии (а) и Черноисточинском массиве (б-д)

а — среднезернистый гнейсовидный плагиоадамелито-гнейс (1), рассеченный жилой плагиогранита (2) и аплита (3); б — гнейсовидные среднезернистые габбро (2) с ксенолитами мелкозернистых роговopodobных пород (1), рассеченные меланократовыми анортозитами (3), которые содержат жилы гнейсовидных анортозитов (4) и кварцевых анортозитов (5); в — ксенолиты полосчатых роговиковopodobных пород (1), полосчатых габбро-амфиболитов (2), существенно амфиболовых пород (3) в анортозите (4); г — дайки мелкозернистого габбро (2) и анортозита (3) в среднезернистом габбро (1); д — обломки габбро (1) и анортозита (2) в горнблендите (3), рассеченном жилой кварцсодержащего анортозита (4)

породы, в которых плагиоклаз и роговая обманка обладают близкой степенью идиоморфизма, а кварц всегда ксеноморфен. Структура плагиогранитов — гранитная, кварц часто гранулирован. В пегматитовых жилах обычны грубые графические структуры. Вся серия характеризуется единым минеральным составом. Главные сквозные минералы: незональный или слабо зональный плагиоклаз, состав которого варьирует от An_{45-50} в анортозитах до An_{35-40} в гранитах, роговая обманка с железистостью 0,4–0,45 (табл. 27), почти не зависящей от валового состава пород, малотитанистый магнетит (табл. 28). Количество кварца возрастает от кварцсодержащего анортозита к граниту и связано строгой обратной зависимостью с содержанием роговой обманки. Акцессорные минералы — сфен, апатит, ильменит.

Особенности минерального состава свидетельствуют о том, что, как и габброиды, породы анортозит-плагиогранитной серии метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Обращает на себя внимание высокая глиноземистость роговой обманки, отличающая ее от роговой обманки из гипабиссальных габбро-гранитных серий, и хорошая корреляция этого параметра для роговой обманки и плагиоклаза (рис. 32), свидетельствующая о равновесности минералов. По соотношению TiO_2 и Al_2O_3

Таблица 27

Химический состав роговой обманки и диопсида из пород Черноисточинского массива

Окисел	Тг-46	Тг-45	Тг-34 ^а	*Тг-34 ^а	Тг-31 ^а	Тг-44		К-590	Тг-41	Тг-47	Тг-123	Тг-116	Тг-117	Тг-119	Тг-115
SiO ₂	44,08	43,83	43,48	51,56	41,31	44,08		44,50	43,94	43,90	46,32	45,14	44,36	45,08	44,62
TiO ₂	1,28	1,32	1,40	0,33	2,05	1,55		1,35	1,20	1,28	1,05	1,05	0,99	1,08	1,05
Al ₂ O ₃	10,48	10,72	11,05	2,49	13,00	10,46		9,51	10,79	10,58	7,64	8,11	8,70	6,32	9,17
Fe ₂ O ₃	5,61	5,44	5,35	3,53	6,31	5,67		4,45	6,39	6,33	6,40	5,39	5,99	4,80	5,98
FeO	11,61	11,32	9,60	5,01	9,48	10,75		12,25	11,18	11,32	10,41	12,21	12,57	13,64	11,85
MnO	0,30	0,38	0,30	0,33	0,22	0,48		0,50	0,24	0,36	0,44	0,50	0,42	0,55	0,57
MgO	11,08	11,27	12,11	12,98	11,20	11,31		11,79	11,06	10,72	12,38	11,29	11,73	10,69	11,74
CaO	11,38	11,27	12,09	22,61	11,79	11,05		11,38	11,05	11,16	10,39	10,94	11,12	10,66	10,84
Na ₂ O	1,52	1,48	1,84	—	2,00	1,24		1,40	1,32	1,24	1,19	1,26	1,19	3,19	0,81
K ₂ O	0,20	0,20	0,23	—	0,35	0,20		0,17	0,23	0,25	0,26	0,29	0,25	0,35	0,24
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,01	—	0,08	0,06		H ₂ O ⁺ — 2,27	0,03	0,02	—	—	—	—	—
П.п.п.	2,39	2,44	2,07	1,12	1,51	2,46		H ₂ O ⁻ — 0,24	2,48	2,76	2,66	2,47	2,37	3,19	2,46
F	0,03	0,04	0,06	—	0,07	0,04		0,03	0,03	0,02	0,06	0,01	—	Не обн.	—
Cl	0,05	0,05	0,05	—	0,05	0,05		0,05	0,05	0,05	0,03	0,01	—	0,01	—
Σ	100,03	99,81	99,64	99,96	99,42	99,40		99,89	99,99	99,99	99,23	98,67	99,72	99,56	99,33
f	0,46	0,45	0,40	0,27	0,43	0,45		0,44	0,46	0,48	0,42	0,46	0,47	0,49	0,45

* Диопсид. Химические анализы пород см. в табл. 29.

Таблица 28

Состав магнетита из гранитоидов Платиноносного пояса*

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Тг-46	Тг-45	Тг-31 ^а	Тг-44	Тг-41	Тг-47	Кт-1	Кт-7	Кт-6	Кт-19	Кт-14
Ti	0,200	0,15	1,81	0,49	0,14	0,42	0,067	0,098	0,18	0,12	0,065
V	0,17	0,65	0,63	0,25	0,30	0,62	0,21	0,38	0,22	0,51	0,29
Cr	0,019	0,050	0,020	0,015	0,016	0,024	0,014	0,015	0,20	0,021	0,013
Ni	0,003	0,006	0,006	0,004	0,003	0,007	0,002	0,006	0,004	0,005	0,004
Co	0,007	0,006	0,008	0,007	Не обн.	0,007	Не обн.	0,006	Не обн.	0,004	Не обн.
Mn	0,042	0,025	0,067	0,067	0,056	0,056	0,12	0,12	0,14	0,10	0,14
MgO	0,55	0,21	0,24	0,11	0,10	0,14	0,13	0,13	0,17	0,25	0,19

* Наименование пород и их химический состав см. в табл. 29, 31, 32.

роговая обманка отвечает условиям абиссальной фации глубинности (рис. 33).

Этот вывод подтверждается независимыми данными по составу графических пегматитов, содержание кварца в которых является функцией водного давления [111]. Точные определения количества кварца, выполненные как в шлифах, так и путем пересчета химических анализов пород, из которых были выделены и проанализированы роговые обманки и магнетиты, показали, что кварц-андезитовая графика содержит 43% кварца (проба Тг-97), а кварц-ортоклаз-олигоклазовая — 32%, что отвечает водному давлению 4–5 кбар [111], т.е. абиссальной фации. Постоянная железистость роговой обманки, ассоциирующей с низкотитанистым магнетитом,

количество которого в породах варьирует от 3–4% в анортозитах до 1–2% — в плаггиогранитах, указывает на кислородный режим магнетитовой феррофации [116]. Характерная особенность состава магнетита — высокое содержание в нем ванадия и магния, которое свойственно магнетитам из гранитоидов, ассоциированных с базитами [117, 111].

Ильменит в породах часто гематизирован, местами превращен в титано-гематит. Содержание марганца в ильмените сравнительно невысокое и отвечает обычному уровню для плаггиогранитоидов, концентрация кальция заметно повышена (табл. 30).

Химические составы анортозитов, плаггиогранитов и ассоциированных с ними габбро приведены в табл. 29. Все породы серии являются практи-

Таблица 29

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах Черноисточинского массива и их минеральный состав

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Тг-48	Тг-36	Тг-46	Тг-45	Тг-120	Тг-34 ^a	Тг-31 ^a	Тг-31 ^b	Тг-103	Тг-35	К-501	Тг-44	К-590	Тг-41
SiO ₂	44,04	44,96	45,46	47,26	48,19	48,40	50,23	57,41	51,20	52,10	52,80	53,10	53,30	54,34
TiO ₂	1,20	2,65	1,00	1,10	0,92	0,85	0,70	0,52	0,74	0,65	0,66	0,70	0,76	0,44
Al ₂ O ₃	20,27	15,15	19,33	18,53	19,15	15,86	24,20	24,08	21,65	23,72	22,30	22,91	21,30	24,30
Fe ₂ O ₃	5,55	5,95	4,19	5,32	4,45	3,00	3,60	3,02	3,06	2,96	6,10	3,66	3,38	1,59
FeO	6,71	8,60	7,59	6,64	6,42	5,98	3,06	3,13	5,33	2,92	—	2,92	3,16	2,48
MnO	0,18	0,25	0,20	0,22	0,23	0,21	0,05	0,05	0,12	0,05	—	0,11	—	0,05
MgO	4,77	7,03	5,91	5,33	5,38	8,00	1,62	1,94	2,50	1,70	2,70	1,94	2,44	0,89
CaO	12,04	9,90	11,83	10,35	11,00	12,26	10,29	10,91	9,06	9,22	9,55	8,55	8,05	9,20
Na ₂ O	3,00	3,40	2,60	3,50	2,96	3,15	4,50	4,40	4,47	5,05	4,96	4,90	5,55	4,90
K ₂ O	0,18	0,18	0,12	0,12	0,16	0,13	0,12	0,13	0,16	—	0,08	0,12	0,13	0,12
P ₂ O ₅	0,36	0,29	0,26	0,28	0,20	0,62	0,28	0,38	0,22	0,28	—	0,28	0,32	0,12
П.п.п.	1,71	1,75	1,83	1,79	1,08	1,33	0,67	0,96	1,24	0,97	0,65	0,84	0,62	0,68
F	0,02	0,01	0,01	0,04	—	0,04	0,01	0,01	—	0,01	—	0,01	0,01	0,01
Cl	0,05	0,05	0,05	0,05	—	0,05	0,05	0,05	—	0,05	—	0,05	—	0,05
Σ	100,01	100,17	100,32	100,44	100,14	99,79	99,32	99,93	99,75	99,62	99,80	100,03	99,01	99,11
Rb	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.
Sr	628	634	507	608	554	544	2270	2300	1414	2210	—	1650	—	1656
Ba	115	205	96	74	Не обн.	Не обн.	Не обн.	104	—	120	—	123	—	98
Sn	1,5	—	1,2	—	1,3	—	1,2	0,9	—	—	—	—	—	—
Pb	0,8	—	0,7	—	1,2	—	1,2	1,1	—	—	—	—	—	—
Mo	3,1	—	2,4	—	5,0	—	2,9	2,0	—	—	—	—	—	—
Минеральный состав							Минеральный состав							
Pl	—	—	44,0	48,6	—	—	79,8	—	—	—	—	75,2	74,6	84,0
N-Pl	—	—	65	51	—	—	54	—	—	—	—	45	39	50
Am	—	—	54,4	47,4	—	—	14,8	—	—	—	—	17,6	21,1	8,1
Mt	—	—	1,6	4,0	—	—	4,0	—	—	—	—	3,6	3,3	3,3
Q	—	—	—	—	—	—	1,4	—	—	—	—	3,6	0,9	4,6

Примечание. 1—6 — габброиды; 7—12 — анортозиты; 13—16 — кварцсодержащие анортозиты; 16—22 — кварцевые анортозиты; 23—28 — плагиограниты; 2, 3, 4, 8, 10, 12, 13 — породы из мигматитовой зоны.

Таблица 29 (продолжение)

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	Тг-121	Тг-123	Тг-47	Тг-18	Тг-116	Тг-114	Тг-52	Тг-117	Тг-126	Тг-124	Тг-119	Тг-115	Тг-99	Тг-97
SiO ₂	54,89	55,24	58,09	58,82	58,92	60,20	60,91	65,94	68,58	70,54	72,10	73,67	73,40	76,53
TiO ₂	0,56	0,74	0,17	0,19	0,51	0,45	0,30	0,20	0,40	0,14	0,18	0,13	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	23,15	21,83	23,78	22,70	21,38	20,67	21,10	18,59	14,39	15,98	15,25	14,19	15,17	13,40
Fe ₂ O ₃	2,02	2,82	0,53	1,63	2,09	1,77	1,26	0,99	1,75	0,90	0,31	0,56	0,11	0,19
FeO	2,41	2,93	1,46	1,68	2,19	2,49	2,33	1,53	1,91	1,76	1,39	2,04	0,95	1,17
MnO	0,07	0,07	0,04	0,07	0,06	0,05	0,05	0,03	0,08	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01
MgO	1,57	1,42	1,13	1,21	0,96	0,95	0,81	0,70	1,40	0,52	0,60	0,28	0,05	0,05
CaO	8,20	7,55	8,44	7,31	7,05	6,72	6,64	6,08	5,11	5,44	4,92	4,28	2,74	3,70
Na ₂ O	5,09	5,00	5,40	5,40	5,06	5,23	5,38	4,78	4,45	3,73	3,89	3,78	5,02	3,92
K ₂ O	0,16	0,16	0,12	0,18	0,11	0,16	0,18	0,08	0,12	0,12	0,16	0,08	1,18	0,16
P ₂ O ₅	0,20	0,17	0,13	0,07	0,16	0,12	0,07	0,08	0,08	0,03	0,07	0,04	0,01	0,01
П.п.п.	1,08	1,36	0,61	1,23	1,05	0,90	0,79	0,54	1,49	0,31	0,95	0,44	0,73	0,65

Таблица 29 (окончание)

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	Tr-121	Tr-123	Tr-47	Tr-18	Tr-116	Tr-114	Tr-52	Tr-117	Tr-126	Tr-124	Tr-119	Tr-115	Tr-99	Tr-97
F	—	—	0,01	0,02	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	0,05	0,05	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99,40	99,29	99,90	100,49	99,54	99,71	99,82	99,54	99,76	99,50	99,85	99,52	99,40	99,83
Rb	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	28	Не обн.
Sr	1580	1500	1940	1420	1700	1550	1320	1440	478	1060	—	980	700	590
Ba	73	95	141	190	99	—	190	Не обн.	—	40	—	Не обн.	534	417
Sn	0,7	0,9	0,8	0,8	0,7	1,0	1,5	0,6	—	0,8	—	0,9	0,9	1,1
Pb	3,8	3,2	1,7	2,3	3,1	3,5	4,6	2,8	—	2,7	—	2,7	6,3	3,2
Mo	3,1	1,3	2,6	2,3	2,0	2,7	7,8	5,0	—	6,5	—	6,7	2,2	4,4
Минеральный состав						Минеральный состав								
Pl	—	78,1	81,9	—	77,5	—	—	70,5	—	—	57,9	55,7	—	56,6
N-Pl	—	41	45	—	40	—	—	38	—	—	38	37	—	34
Am	—	11,5	10,7	—	8,5	—	—	6,0	—	—	5,6	2,4	—	—
Mt	—	4,4	—	—	3,2	—	—	1,6	—	—	1,0	2,3	—	—
Q	—	6,0	7,4	—	10,8	—	—	21,9	—	—	35,5	39,6	—	43,4

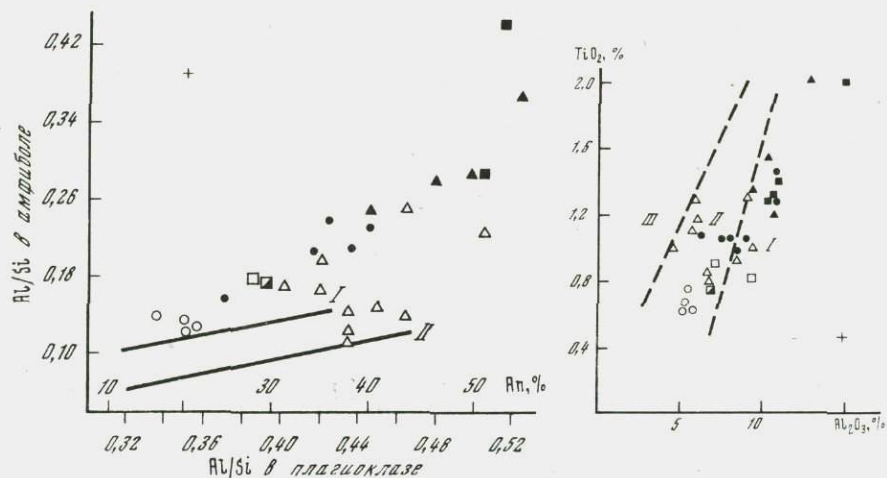


Рис. 32. Диаграмма Al/So в амфиболе — Al/Si в плагиоклазе

Породы, из которых выделены минералы: 1 — плагиогранито-гнейсы, 2—4 — породы Черноисточинского массива: 2 — габбро, 3 — анортозиты, 4 — кварцевые анортозиты; 5—8 — породы Кытлымского массива: 5—6 — анортозит-гранитная серия (5 — кварцевые анортозиты, 6 — малокалиевые граниты), 7—8 — лейкодиорит-плагиогранитная серия (7 — лейкодиориты, 8 — плагиограниты). Тренды составов минералов из пород: магнитогорской (I) и верхнеуральской (II) габбро-гранитоидных серий

Рис. 33. Диаграмма TiO₂ — Al₂O₃ в роговой обманке.

Условные обозначения те же, что и на рис. 32.

Поля пород разных фаций: I — абиссальной, II — мезоабиссальной, III — гипабиссальной [111]

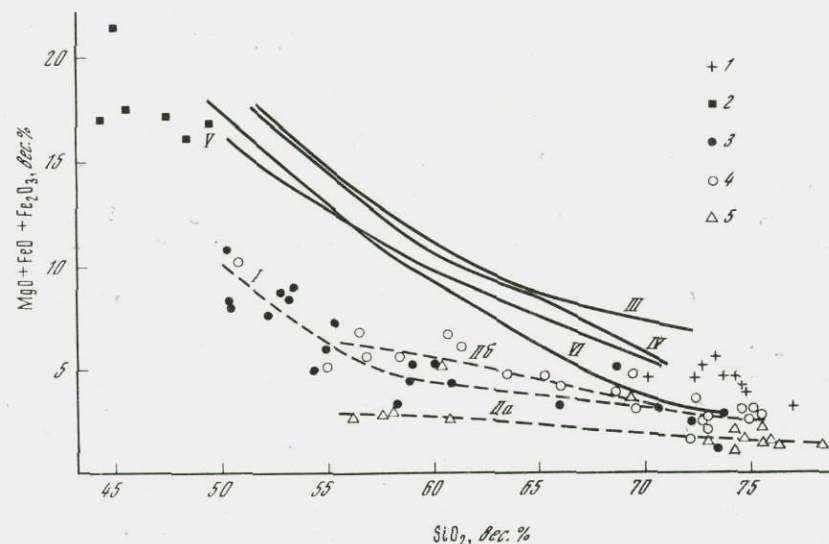


Рис. 34. Диаграмма (MgO + FeO + Fe₂O₃) — SiO₂

1 — плагиогранито-гнейсы; 2—3 — породы Черноисточинского массива: 2 — габбро; 3 — анортозит-плагиогранитная серия; 4—5 — породы Кытлымского массива: 4 — лейкодиорит-плагиогранитная серия, 5 — анортозит-гранитная серия. Средние линии составов: I — Черноисточинский массив; II — Кытлымский массив: II^a — анортозит-гранитная, II^b — лейкодиорит-плагиогранитная серии; III — Катынадырский массив; IV — Северохабаринский массив; V — габбро-плагиогранитная серия Тагильского массива; VI — тренд известково-щелочной серии.

Таблица 30

Химический состав ильменита из гранитоидов Платиноносного пояса

№ п/п	Номер пробы	Окислы, %						
		TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	Кт-35*	49,50	Не опр.		45,5	2,00	Не опр.	Не опр.
2	Тг-44*	17,50	"		83,7	Не обн.	"	"
3	Тг-44*	48,20	"		48,9	"	"	"
4	590	27,52	0,70	51,85	18,03	1,25	1,06	"
5	Тг-123	46,12	0,36	15,58	33,04	3,14	0,29	1,46
6	Тг-116	46,42	0,46	14,70	32,68	3,65	0,29	1,48
7	Тг-117	40,59	0,40	21,51	32,32	2,48	0,46	1,11
8	Тг-119	47,49	0,56	8,18	33,95	2,34	1,18	0,97
9	Тг-115	46,12	Не обн.	12,39	36,63	3,70	0,21	0,92
10	Кт-104	47,35	0,12	7,69	40,23	3,29	0,28	0,88

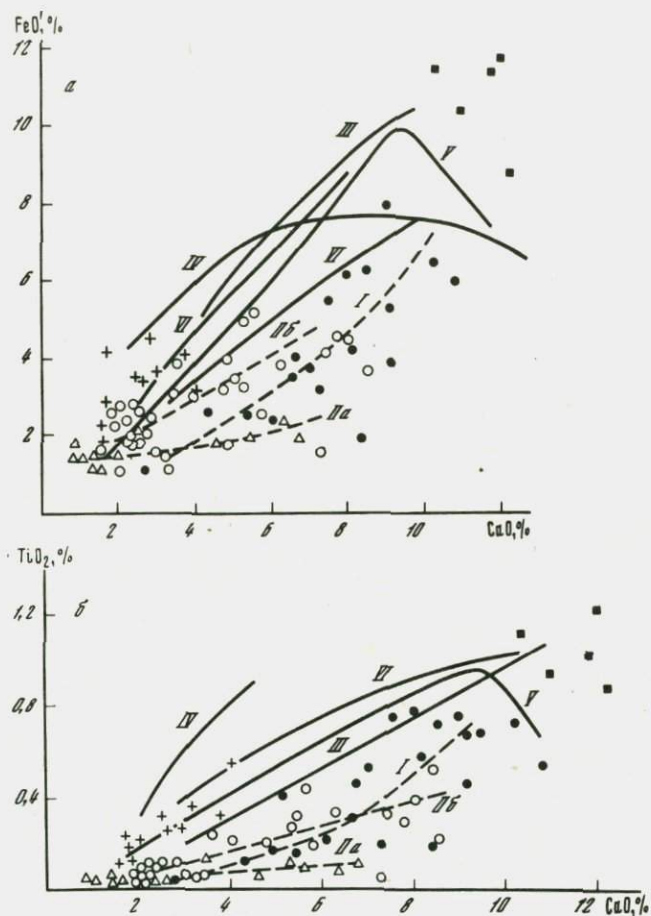
* Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5. Пробы: 2 — титаногематит, 4, 7 — гематизированный ильменит, остальные — ильмениты. Наименование пород и их химический состав см. в табл. 29, 31, 32, состав сосуществующих минералов — в табл. 27, 28.

чески бескальевыми. Анортозиты и гранитоиды отличаются пониженным содержанием титана, железа и магния по сравнению с близкими по количеству SiO₂ и CaO породами из дифференционных габбро-гранитоидных серий (рис. 34, 35, 36).

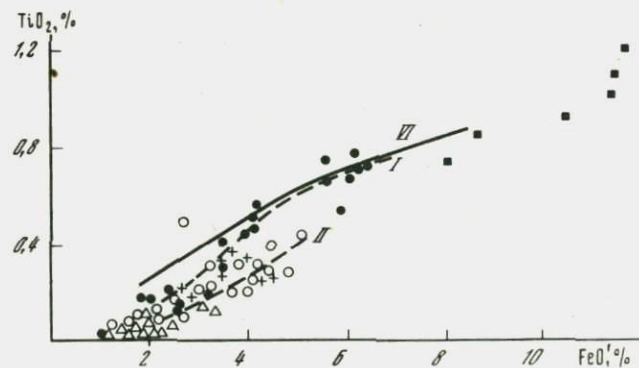
Очень своеобразна геохимическая специализация пород анортозит-плагиогранитной серии. При содержании рубидия менее 3 г/т (что находится в соответствии с очень низким содержанием калия), породы характеризуются высокой концентрацией стронция — от 2000—3000 г/т в анортозитах до 1000—1500 г/т в плагиогранитах, что резко отличает их как от метаморфогенных ранних анортозитов в толще амфиболитов, вмещающей массивы Платиноносного пояса (см. выше), так и от более молодых габброидов, диоритов и плагиогранитов Тагильского габбро-гранитоидного массива, расположенного восточнее (рис. 37). Как и габброиды Платиноносного пояса, анортозиты обладают крайне низким содержанием иттрия и циркония (рис. 38), что свидетельствует о генетической близости пород.

Крайние части Черноисточинского массива представлены мигматитами. Меланосома мигматитов сложена среднезернистыми роговообманковыми габбро-амфиболитами, которые содержат многочисленные ксенолиты мелкозернистых амфибол-плагиоклазовых роговиковоподобных пород и часто имеют полосчатую текстуру за счет неоднородного распределения роговой обманки и разной крупности зерна. Внешний облик пород довольно разнообразен, однако их минеральный и, что самое главное, химический состав устойчив. Породы меланосомы сложены плагиоклазом An₅₅, роговой обманкой с железистостью 0,43—0,45 и малотитанистым магнетитом (см. табл. 27, 28). Структура — гранобластовая. Химический состав пород аналогичен составу габбро, вмещающих анортозиты (см. табл. 29).

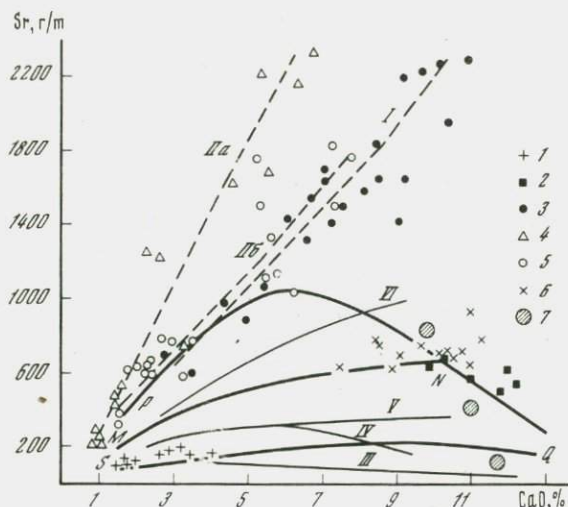
Лейкосома мигматитов представлена анортозитами. Они образуют большей частью жилы и жилообразные тела, которые пересекают неоднородности в габброидной меланосоме (полосчатость, ксенолиты, шпирь) и реже участвуют в полосчатых комплексах. Постепенные переходы от габ-



Р и с. 35. Диаграмма $\text{FeO}' - \text{CaO}$ (а) и $\text{TiO}_2 - \text{CaO}$ (б)
 Условные обозначения те же, что на рис. 34



Р и с. 36. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{FeO}'$
 Условные обозначения те же, что на рис. 34



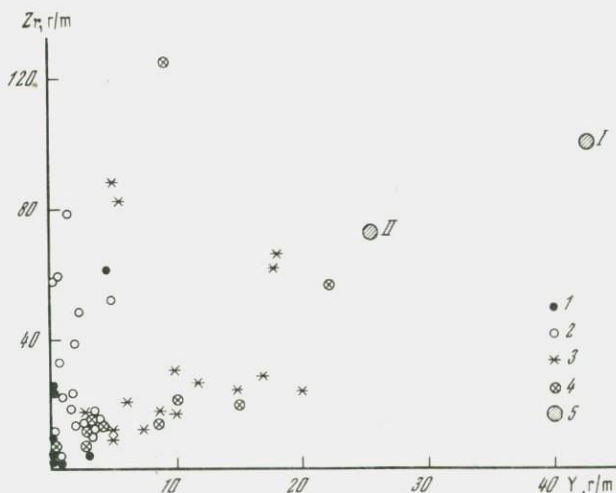
Р и с. 37. Диаграмма Sr—CaO

Условные обозначения те же, что на рис. 34; 6 — анортозиты Адирондака [174], 7 — средние составы базальтов. Сплошными линиями ограничены области составов пород, производных следующих магм: ниже линии SQ — океанической, толеитовой, MNQS — континентальной и островодужной толеитовой, PNM — континентальной андезитовой, выше линии PNQ — базальтовой повышенной основности и латитовой

броидов к анортозитам отсутствуют. Анортозиты выделяются в четкую дискретную группу пород, которая отличается от габброидов не только более молодым возрастом и геологической позицией (жильная форма залегания), но и химическим составом и геохимической специализацией (см. табл. 29, рис. 34—38). Поля габброидов и анортозитов нигде не перекрываются. По химическому и минеральному составу анортозитовая лейкосома полностью аналогична анортозитам из крупных однородных тел (см. табл. 29).

Важной и характерной особенностью мигматитовой зоны Черноисточинского массива являются широко развитые в ней линзовидные и неправильной формы тела средне-крупнозернистых бесполевошпатовых амфиболитов (горнблендитов). Часто они сопровождают ранние жилы и "прослой" анортозитов. Обособление горнблендитов началось до и продолжалось в течение всего процесса формирования анортозитовой серии. Об этом свидетельствует тот факт, что горнблендиты, с одной стороны, содержат обломки анортозитов, а с другой — пересекаются анортозитовыми жилами. Несомненно, что по крайней мере часть горнблендитов комплементарна по отношению к анортозитам.

Субстратом мигматитов, по-видимому, служили габброиды, вмещающие анортозиты и образующие крупный массив, сложенный в настоящее время лабрадоровыми роговообманковыми габбро-амфиболитами (см. табл. 29). Это предположение, помимо химического состава пород, подтверждается, в частности, тем, что местами удается наблюдать многофазное строение дометаморфического субстрата. Особенно четко обособляются дайки мелкозернистых пород также габбрового состава, секущие среднезернистые габбро и заключенные в них ксенолиты (см. рис. 31, д). Судя по особенностям химического состава и содержанию стронция (см. рис. 37),



Р и с. 38. Диаграмма Zr—Y

1 — анортозит-плаггиогранитная серия Черноисточинского массива; 2 — лейкодиорит-плаггиогранитная и анортозит-гранитная серии Кытлымского массива; 3—4 — габбро Платиногоносного пояса: анортозитовое (3) и лабрадорское (4); 5 — средние составы океанических (I) и континентальных (II) базальтов [65]

габброиды являются производными континентальной толеитовой магмы и близки к габбро-норитам Кытлымского массива.

Изложенные выше особенности геологического строения и состава пород анортозитовой серии позволяют предположить, что ее образование тесно связано с процессом метаморфизма габброидов. Однако на уровне эрозионного среза массива анортозиты представлены преимущественно внедренными магматическими телами, в разной степени оторванными от места генерации: ранние и более меланократовые фазы — в меньшей степени, более лейкократовые — в большей. Относительно меланократовые анортозиты обнаруживают тесную связь с вмещающими метаморфизованными габбро: образуют неправильные участки в мигматитах, согласные жилы, внешне напоминающие прослои, тогда как в сравнительно однородных телах и в виде хорошо оформленных секущих жил распространены именно лейкократовые разности анортозитов и кварцевые анортозиты. Плаггиограниты же, как отмечалось выше, встречаются только в виде жил и часто вообще оторваны от анортозитов, производными которых они являются. Особенности минерального состава пород анортозит-плаггиогранитной серии, рассмотренные выше, свидетельствуют об абиссальных условиях их формирования.

Анортозит-гранитоидные серии Кытлымского массива

Гранитоиды в Кытлымском массиве, закартированном и детально изученном А.А. Ефимовым с коллективом геологов ПГО "Уралгеология" [32], концентрируются в его восточной части, в междуречье Иова и Серебрянки. В результате наших наблюдений было установлено, что гранитоиды здесь не образуют единого крупного массива, показанного на геологической карте, а развиты в основном в виде жил в пироксенитах и пироксенроговообманковых и оливин-пироксен-роговообманковых битовнитовых габбро.

Таблица 31

Содержание петрогенных (вес. %) и редких элементов (г/т) в породах серии кварцевый анортозит — малокалиевый гранит

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7
	Кт-30	Кт-61	Кт-66	Кт-69 ^a	Кт-31	Кт-1	Кт-69 ^b
SiO ₂	56,08	57,78	58,00	60,46	60,85	69,40	72,96
TiO ₂	0,09	0,11	0,07	0,12	0,06	0,14	0,03
Al ₂ O ₃	24,38	22,85	23,03	20,22	21,78	16,20	15,43
Fe ₂ O ₃	0,85	0,23	0,16	0,44	0,10	0,54	0,03
FeO	1,21	1,76	2,27	2,93	1,68	2,63	1,50
MnO	0,02	0,03	0,03	0,05	0,02	0,09	0,02
MgO	0,81	1,00	0,52	1,84	0,86	0,49	0,22
CaO	5,52	6,78	6,33	5,28	4,58	3,49	2,22
Na ₂ O	5,98	5,88	6,93	6,38	7,15	5,20	6,39
K ₂ O	2,27	1,34	0,97	1,02	1,28	1,10	0,53
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,04	0,01
П.п.п.	2,22	1,94	1,45	1,31	1,34	0,30	0,75
Σ	99,49	99,76	99,82	100,11	99,77	99,62	100,09
Rb	3	3	He обн.	3	3	3	He обн.
Sr	1690	2340	2155	2220	1620	65	1261
Ba	365	—	—	—	303	317	—
Sn	0,6	—	—	—	1,1	—	—
Pb	3,9	—	—	—	5,2	—	—
Mo	4,6	—	—	—	5,4	—	—

* 1–5 — кварцевые анортозиты; 6–7 — адамеллиты; 8–15 — граниты.

На характеристике этих габбро, подробно рассмотренных в монографии [32], мы не останавливаемся. Отметим только, что они содержат маломощные тела битовнитовых и анортитовых анортозитов, близких по минеральному составу к вмещающим их габбро. Обособление таких анортозитов связано с метаморфизмом габброидов. Это самые ранние мобилизаты, обязанные своим происхождением в первую очередь процессам метаморфической дифференциации. Гранитоиды во всех случаях отчетливо прорывают "габбровые" анортозиты и имеют с ними, так же как и с габброидами и пироксенитами, интрузивные контакты.

Гранитоиды образуют две разновозрастные и пространственно обособленные серии: относительно обогащенную калием серию (кварцевый анортозит — малокалиевый гранит) и практически бескальциевую лейкодиорит-плагиогранитную (табл. 31, 32).

Породы той и другой серии образуют жилы мощностью до 10 м; они часто сближены, располагаясь в виде штокверка или кулисообразно. Крупные жилы залегают обычно полого, с углом падения 20–50°; мелкие — как полого, так и круто. Породы лейкодиорит-плагиогранитной серии часто образуют эруптивные брекчии, обломки которых представлены пироксенитами (около 80% от общего числа обломков) и габброидами. Обломки пироксенитов преобладают даже в тех случаях, когда гранитоиды залегают в габбро. Обломки пироксенитов с краев амфиболизированы, а габброидов — часто дезинтегрированы и как бы растворяются в плагиогранитном цементе. Наряду с такими "полимиктовыми" брекчиями, которые содер-

8	9	10	11	12	13	14	15
Кт-73	Кт-64	Кт-8	Кт-65	Кт-17	Кт-62	Кт-63	Кт-60
74,20	74,22	74,70	75,50	75,66	75,90	76,26	78,44
0,03	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05
14,88	13,97	13,49	12,76	13,21	13,32	13,05	12,11
0,03	0,03	0,20	0,44	0,27	0,15	0,03	0,33
1,03	1,85	1,31	1,76	0,90	1,28	2,10	1,10
0,01	0,01	0,08	0,02	0,06	0,02	0,01	0,01
0,06	0,18	0,40	0,05	0,32	0,10	0,22	0,05
1,61	0,89	1,46	0,94	1,46	0,94	2,61	1,06
5,59	4,40	4,80	4,22	4,50	4,70	4,52	5,29
1,68	3,96	1,90	3,58	3,22	2,96	0,74	0,76
0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
0,45	0,35	0,78	0,56	0,51	0,36	0,36	0,62
99,58	99,91	99,20	99,89	100,17	99,78	99,96	99,84
19	50	31	47	53	44	He обн.	3
525	217	431	218	476	287	1220	210
589	1005	615	—	1330	1352	443	—
0,7	1,3	1,1	—	0,7	—	—	—
0,7	8,5	7,9	—	6,9	—	—	—
2,2	6,8	5,9	—	3,2	—	—	—

жат материал, вынесенный с некоторой глубины, в местах выклинивания крупных жил и в эндоконтактах отмечаются "мономиктовые" брекчии. Они образуются в результате пронизывания раздробленных вмещающих пород штокверком маломощных жил. В жилах, относящихся к серии кварцевый анортозит-гранит, эруптивные брекчии отмечаются реже.

Лейкодиориты и особенно часто плагиограниты дают четкие зоны закалки в контакте с пироксенитами, тогда как изменения на контакте с габбро представлены зонами лейкократизации и пегматитизации. Эти различия, по-видимому, указывают на то, что габбро к моменту внедрения гранитоидов были более горячими, чем пироксениты. Породы анортозит-гранитной серии обычно не дают закаленных контактов. В целом же следует заметить, что в отличие от анортозитов Черноисточинского массива кытлымские гранитоиды не обнаруживают какой-либо связи с вмещающими породами, во всех случаях отчетливо интрузируя их. Формирование гранитоидов отделено от габбро эпохой высокотемпературного метаморфизма и деформаций, так как они пересекают гнейсовидность габбро и заключенные в них тела "габбровых" анортозитов.

В большинстве гранитоидных жил четко выражено фазовое строение: кварцевые анортозиты и лейкодиориты пересекаются соответственно гранитами и плагиогранитами, а последние — аплитами. Сложнее решается вопрос о возрастных соотношениях анортозит-гранитной и лейкодиорит-плагиогранитной серий. Ряд фактов, правда косвенных, свидетельствует о более молодом возрасте бескальциевой серии: 1) в полимиктовых эруптив-

Таблица 32

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах лейкодиорит-плагиогранитной серии и их минеральный состав

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Кт-16	Кт-7	Кт-6	Кт-2	Кт-19	Кт-24	Кт-4	Кт-3	Кт-10	Кт-21	Кт-13
SiO ₂	59,58	60,62	61,34	72,08	72,38	72,78	72,88	73,24	73,24	73,70	74,00
TiO ₂	0,03	0,43	0,27	0,06	0,10	0,11	0,11	0,07	0,03	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	23,88	18,81	19,56	15,15	14,69	15,24	14,74	14,66	14,62	13,98	13,75
Fe ₂ O ₃	0,14	2,62	2,06	0,16	0,05	0,09	0,74	0,26	0,15	0,29	0,53
FeO	1,52	2,77	2,92	1,02	2,54	1,75	1,31	1,31	2,04	1,41	1,85
MnO	0,02	0,09	0,08	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,06	0,03
MgO	0,40	1,29	1,05	0,40	0,97	0,73	0,57	0,32	0,32	0,89	0,48
CaO	7,32	5,63	5,29	3,36	2,38	2,28	2,36	3,00	1,91	3,26	2,22
Na ₂ O	6,08	5,50	6,00	5,50	5,86	6,08	5,78	5,90	5,92	5,20	5,82
K ₂ O	0,23	0,50	0,45	0,60	0,28	0,35	0,40	0,60	0,23	0,33	0,27
P ₂ O ₅	0,03	0,12	0,08	0,02	0,01	0,01	0,07	0,02	0,04	0,01	0,04
П.п.п.	0,23	1,81	0,68	0,66	0,28	0,35	0,49	0,42	0,20	0,80	0,58
Σ	99,46	100,19	99,78	99,04	99,57	99,80	99,49	99,83	99,73	99,99	99,64
Sr	1830	1330	1500	738	597	633	663	720	630	586	607
Ba	100	161	91	330	300	310	310	288	278	300	210
Sn	0,6	1,3	1,2	0,9	1,8	0,8	1,0	1,3	1,0	1,3	1,0
Pb	3,9	4,6	4,1	2,4	5,4	3,0	4,2	5,6	2,8	4,5	3,2
Mo	3,3	6,8	7,6	4,7	8,1	4,4	6,8	6,6	7,8	5,6	5,9
Минеральный состав											
Pl	90,4	72,0	75,0	—	61,9	63,8	—	—	—	56,9	58,6
N-Pl	43	35	32	—	20	20	—	—	—	23	17
Am	3,5	10,5	8,7	—	6,4	4,9	—	—	—	6,0	3,2
Mt	0,9	4,1	4,2	—	2,8	2,9	—	—	—	2,5	2,6
Q	5,2	12,4	11,1	—	29,0	28,4	—	—	—	34,6	35,6

Таблица 32 (окончание)

Компонент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	Кт-14	Кт-22	Кт-115	Кт-111	Кт-95	Кт-94	Кт-96	Кт-104	Кт-110	Кт-106	Кт-107	Кт-116
SiO ₂	75,04	75,58	50,74	56,82	56,42	58,30	63,50	68,64	69,53	74,56	75,42	78,16
TiO ₂	0,07	0,06	0,51	0,29	0,39	0,31	0,32	0,31	0,17	0,21	0,48	0,12
Al ₂ O ₃	13,68	13,69	22,52	22,79	22,55	21,50	19,04	16,53	17,11	13,60	13,26	12,08
Fe ₂ O ₃	0,12	0,39	3,36	1,98	1,56	1,16	1,48	1,20	0,66	0,61	0,56	0,59
FeO	2,47	1,18	3,89	2,64	3,08	3,12	2,42	2,09	1,91	2,49	2,20	1,54
MnO	0,04	0,04	0,10	0,05	0,07	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
MgO	0,48	0,24	3,03	1,05	1,44	1,40	0,88	0,68	0,50	0,30	0,16	0,23
CaO	1,84	1,52	8,44	7,78	8,05	7,44	6,28	5,44	5,78	4,00	2,93	2,72
Na ₂ O	5,36	5,76	4,19	5,32	5,47	5,48	4,92	4,28	3,45	3,67	4,39	3,69
K ₂ O	0,25	0,23	0,22	0,16	0,18	0,21	0,15	0,09	0,06	0,12	0,11	0,12
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,10	0,11	0,13	0,12	0,10	0,05	0,01	0,04	0,03	0,01
П.п.п.	0,34	0,64	2,50	0,86	0,84	1,05	0,73	0,59	0,55	0,32	0,49	0,51
Σ	99,70	99,34	99,60	99,85	100,18	100,14	99,88	99,94	99,76	99,95	100,07	99,80
Sr	621	739	—	1765	1380	1490	1030	11,45	1125	895	760	780
Ba	229	301	—	—	—	—	—	40	He обн.	—	—	40
Sn	1,0	0,7	—	—	—	1,3	0,9	1,0	1,0	—	—	—
Pb	3,0	2,7	—	—	—	1,4	1,8	2,5	3,1	—	—	—
Mo	5,6	4,5	—	—	—	1,7	3,0	2,6	1,5	—	—	—
Минеральный состав												
Pl	—	—	72,1	—	81,4	78,3	70,8	63,7	—	52,4	—	50,0
N-Pl	—	—	44	—	41	38	38	38	—	34	—	28
Am	—	—	23,2	—	11,2	11,2	7,1	5,1	—	2,8	—	2,5
Mt	—	—	4,0	—	3,1	3,0	3,0	2,7	—	2,7	—	1,5
Q	—	—	0,7	—	4,3	7,5	19,1	28,5	—	42,1	—	46,0

Примечание. 1–13 – гранитоиды, ассоциированные с габбро и пироксенитами Серебрянской ассоциации: 1–3 – лейкодиориты, 4–11 – плагиограниты, 12–13 – плагиоаплиты; 14–23 – гранитоиды, ассоциированные с оливковыми габбро Сухогорской ассоциации: 14 – перматодное габбро, 15–18 – лейкодиориты, 19–20 – плагиоадамеллиты; 21–23 – плагиограниты. Во всех пробах содержание рубидия меньше 3 г/т.

Таблица 33

Химический состав роговой обманки из пород Кытлымского массива*

Компонент	Кт-16	Кт-76	Кт-7	Кт-6	Кт-19	Кт-24	Кт-21
SiO ₂	44,56	45,64	47,14	47,14	49,12	50,08	49,40
TiO ₂	1,05	1,31	0,85	0,80	0,67	0,61	0,75
Al ₂ O ₃	9,50	9,04	6,68	6,81	5,40	5,14	5,40
Fe ₂ O ₃	5,74	2,49	3,76	5,98	4,11	4,24	3,10
FeO	11,64	14,64	12,69	11,46	10,36	9,88	10,36
MnO	0,33	0,38	0,43	0,56	0,58	0,52	0,60
MgO	11,24	11,93	12,30	12,00	15,26	14,77	14,94
CaO	11,31	11,31	11,83	11,50	10,61	11,66	11,30
Na ₂ O	1,21	1,18	1,16	1,08	1,00	0,88	0,98
K ₂ O	0,33	0,45	0,43	0,32	0,24	0,23	0,30
P ₂ O ₅	—	—	—	0,02	—	0,01	—
H ₂ O ⁺	2,72	2,22	2,40	2,40	2,27	2,35	2,45
Σ	99,54	100,59	99,67	100,07	99,62	100,37	99,58
F	0,02	0,04	0,02	—	0,18	0,05	0,04
Cl	0,05	0,04	0,05	—	0,05	0,05	0,05
f	0,43	0,44	0,43	0,45	0,35	0,35	0,34

* Химические анализы пород см. в табл. 31, 32.

Кт-13	Кт-115	Кт-95	Кт-94	Кт-96	Кт-104	Кт-31	Кт-1
50,28	47,94	48,10	49,70	47,42	48,12	47,78	47,28
0,61	1,27	1,18	1,00	1,13	1,30	0,90	0,76
5,91	5,77	6,13	4,62	5,09	5,84	7,17	6,96
2,09	4,00	3,20	3,60	4,40	3,60	5,67	5,43
11,46	11,13	12,21	12,57	11,85	12,94	10,03	9,88
0,72	0,43	0,50	0,38	0,55	0,44	0,44	1,48
15,05	13,07	12,87	12,47	12,47	13,47	13,02	13,10
10,66	11,66	10,94	11,22	11,50	10,39	11,28	11,10
—	1,19	1,12	0,72	1,05	0,98	1,12	1,00
—	0,19	0,26	0,25	0,26	0,19	0,25	0,46
—	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,05	0,06
2,94	2,69	2,50	1,89	2,93	2,67	2,28	2,51
99,72	99,34	99,01	98,42	98,65	99,94	99,94	100,02
—	He обн.	0,03	0,01	He обн.	He обн.	—	0,15
—	0,06	0,04	0,03	0,09	0,02	—	—
0,34	0,39	0,40	0,42	0,42	0,40	0,40	0,41

ных брекчиях с плагиогранитным цементом обнаружены ксенолиты калиевых кварцевых анортозитов (анализ 1 в табл. 31); 2) породы анортозит-гранитной серии обычно в той или иной мере рассланцованы, тогда как лейкодиориты и плагиограниты большей частью имеют массивную текстуру; 3) обычное наличие полимиктовых эруптивных брекчий в плагиогранитах, закаленных контактах с пироксенитами и отсутствие или редкость этих явлений в породах анортозит-гранитной серии. Все это свидетельствует о большем временном отрыве плагиогранитов от габброидов и гипербазитов и о внедрении в холодные консолидированные породы.

Кытлымские гранитоиды — это преимущественно среднезернистые породы с идиоморфными зональными зернами плагиоклаза, состав которого в кварцевых анортозитах и лейкодиоритах отвечает An_{45-30} , в гранитах — An_{20-15} . Среди плагиогранитов выделяются две разновидности, разобщенные территориально и приуроченные к разным типам габброидов: андезитовые с An_{35-40} , близкие по составу плагиоклаза к предшествующим лейкодиоритам, и олигоглазовые с An_{25-15} . Первые распространены среди оливинсодержащих габброидов сухогорской, по А.А. Ефимову, ассоциации, вторые — среди пироксенитов и пироксен-амфиболовых габбро серебрянского типа. Гранитоиды, развитые в сухогорской ассоциации, отличаются заметно пониженной глиноземистостью и железистостью роговой обманки. Именно их анализы обособляются по этим параметрам на приводимых диаграммах (см. рис. 32).

Кварц образует мелкозернистый агрегат гранулированных зерен, цементирующий более крупные зерна плагиоклаза, что сообщает породам порфиридовидную структуру. Породы содержат переменное количество малотитанистого низкотемпературного магнетита (см. табл. 28), уменьшающееся с ростом их кремнекислотности. Как правило, породы лейкодиорит-плагиогранитной серии отличаются повышенным содержанием магнетита по сравнению с близкими по кремнекислотности разновидностями анортозит-гранитной серии.

Очень характерен состав роговой обманки — сквозного фемического минерала гранитоидов (табл. 33). Железистость ее связана прямой зависимостью с номером плагиоклаза и в плагиогранитах заметно ниже, чем в лейкодиоритах или анортозитах. Такая зависимость в общем случае не характерна для большинства гранитоидных серий и может быть обусловлена формированием более кремнекислых пород при пониженной температуре и постоянной или возрастающей фугитивности кислорода по сравнению с разновидностями повышенной основности. В целом особенности состава роговой обманки в совокупности с наличием малотитанистого магнетита, в котором сосредоточено 60–70% всего железа, находящегося в породах, свидетельствуют о принадлежности гранитоидов Кытлымского массива к магнетитовой феррофации [116] и о формировании наблюдаемого парагенезиса пород при повышенном кислородном потенциале, что находится в соответствии с широким развитием магнетита во вмещающих габбро и клинопироксенитах, в которых он местами образует рудные скопления. Глиноземистость роговой обманки в породах той или другой серии так же как и в Черноисточинском массиве, коррелируется с составом плагиоклаза и по абсолютной величине превосходит значение этого параметра в гипабиссальных габбро-гранитных сериях (см. рис. 32). Исключение, как отмечалось выше, составляют роговые обманки из гранитоидов, развитых в сухогорской габбровой ассоциации, что, во-видимому, обусловлено более высокой температурой формирования этих пород. Характерно крайне низкое содержание F и Cl.

В небольшом количестве в кварцевых анортозитах и лейкодиоритах отмечается бесцветный клинопироксен (диопсид), а в гранитах — биотит, обычно вместе с роговой обманкой.

Калиевый полевой шпат, представленный низким ортоклазом или неясно решетчатым микроклином, характерен только для пород анортозит-гранитной серии. Обычно он вместе с кварцем образует мелкозернистый агрегат, цементирующий идиоморфные зерна плагиоклаза. В породах с низким со-

держанием калия он отмечается только в виде антипертитов в плагиоклазе. Доля калиевой фазы в этом случае не превышает 5–10%. Наличие антипертитов, свойственных, как известно, породам гранулитовой фации, свидетельствует о первично высокотемпературных условиях формирования пород. В наиболее богатых калием гранитах зерна калишпата часто приобретают субидiomорфные ограничения и по размерам становятся сопоставимыми с плагиоклазом. В калишпатсодержащих породах всегда развивается тонкий мирмецит, характерный для мезоабиссальных образований.

Типичными акцессорными минералами пород являются сфен и апатит, постоянно, но в очень небольшом количестве, присутствует хромшпинелид. Полевые шпаты в анортозитах часто цеолитизированы. Кроме того, цеолиты местами цементируют раздробленные зерна плагиоклаза. В бескварцевых анортозитах изредка отмечается анальцит, развивающийся между зернами плагиоклаза. Химические составы гранитоидов приведены в табл. 31, 32. Каждая серия является статистически дискретной, бимодальной. Одну породную группу составляют кварцевые анортозиты или лейкодиориты (SiO_2 — 56–62%), другую — граниты (SiO_2 — 72–76%). Промежуточные по кремнекислотности породы пользуются подчиненным развитием. Некоторые особенности состав показаны на рис. 34, наглядно отображающих общую повышенную лейкократовость пород (низкое суммарное содержание магния, железа и титана, а также каждого из этих элементов в отдельности). Наиболее сильно эта особенность состава проявлена в анортозит-гранитной серии. Это серия характеризуется пониженной титанистостью (отношением TiO_2 к FeO'), тогда как в породах Черноисточинского массива и лейкодиорит-плагиогранитной серии титанистость приближается по своему значению к непрерывным габбро-гранитоидным сериям габбро-диорит-гранитной формации (см. рис. 36).

Гранитоиды Кытлымского массива характеризуются высоким содержанием стронция (см. табл. 31, 32, рис. 37). Максимальное количество этого элемента отмечается в анортозит-гранитной серии, в лейкодиорит-плагиогранитной оно примерно такое же, как и в Черноисточинском массиве. Эта геохимическая особенность — общая для всего Платиноносного пояса и не является следствием существенно плагиоклазового состава рассматриваемых пород. Для подтверждения этого вывода на рис. 37 приведено содержание стронция в анортозитах Адирондака [172], почти в 3 раза меньше, чем в близких по содержанию CaO анортозитах Платиноносного пояса. Концентрация стронция в гранитоидах, анортозита и в габброидах [114] соответствует на классификационной диаграмме $\text{Sr}-\text{CaO}$ полям, отвечающим платформенным и рифтогенным формациям повышенной щелочности. При этом обе гранитоидные серии Кытлымского массива и анортозитовая серия Черноисточинского массива характеризуются единым трендом изменения содержания этого элемента в зависимости от изменения номера плагиоклаза. Из других геохимических особенностей пород отметим исключительно низкие содержания иттрия и циркония (см. рис. 38), свойственные как габброидам, так и черноисточинским анортозитам. Гранитоиды Кытлымского массива по условиям становления отвечают мезоабиссальной фации, т.е. являются менее глубинными по сравнению с черноисточинскими. Принадлежность к мезоабиссальной фации доказывается отсутствием микропегматитовых структур, наличием тонкого мирмецита, типоморфного именно для этой фации [111], содержанием кварца в графических олигоклазовых пегматитах. В пробе Кт-116 кварц-олигоклазовая грубая графика содержит около 46% кварца, что соответствует водному давлению 1,5 кбар. Условиям мезоабиссальной фации отвечает и состав роговой обманки (см. рис. 33).

О ГЕНЕЗИСЕ АНОРТОЗИТ-ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА И УСЛОВИЯХ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Генезис анортозит-гранитоидной ассоциации Платиноносного пояса может быть рассмотрен в рамках двух альтернативных моделей: 1) магматическая дифференциация габбровой магмы, 2) метаморфизм габброидов, плавление и последующая магматическая дифференциация обособившейся палингенной анортозитовой и кварц-анортозитовой магмы. Обе рассматриваемые модели предполагают связь анортозит-гранитоидной последовательности пород с гипербазит-габбровыми комплексами. Действительно, за их пределами такие "лейкогранитоидные" серии не встречаются.

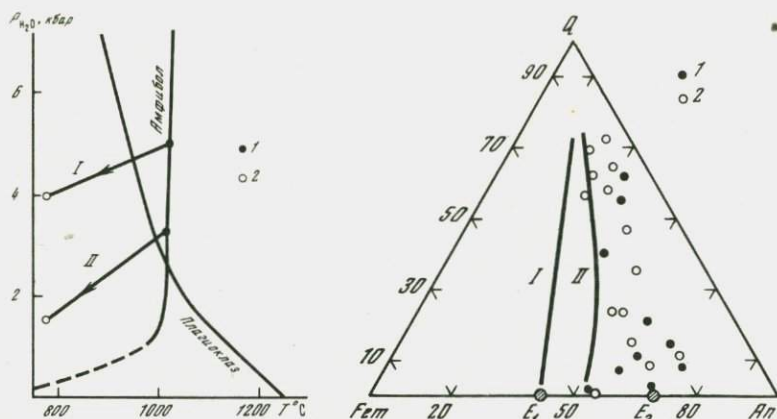
Представления об образовании рассматриваемых пород анортозит-гранитоидных серий за счет плавления сиалических блоков — ксенолитов в гипербазит-габбровых массивах не соответствуют имеющемуся материалу. Единая с габброидами геохимическая специфика (в частности, высокое содержание стронция и низкое — иттрия и циркония в породах, ванадия и магния в магнетите, кальция — в ильмените), наличие в гранитоидах таких акцессорных минералов, как хромшпинелиды, особенности геологического положения, подробно рассмотренные при описании мигматитовой зоны Черноисточинского массива свидетельствуют о тесной вещественной и геологической связи гранитоидов с гипербазит-габбровой ассоциацией.

Неопределенность генетических построений относительно гранитоидов связана с тем, что в настоящее время остаются нерешенными многие вопросы петрологии габброидов из гипербазит-габбровых массивов, такие, как происхождение полосчатости, природа меланократовых (клинопироксенитовых) и лейкократовых (анортозитовых) участков, имеющие непосредственное отношение к генезису гранитоидов.

Одни авторы связывают образование этих неоднородностей с процессами фракционирования, другие доказывают их метаморфогенную природу. Исход этой дискуссии может решающим образом сказаться на представлениях о генезисе гранитоидов. Пока же следует заметить, что четкая приуроченность гранитоидов и ассоциированных с ними анортозитов к областям развития габбро и гипербазитов, претерпевших сложный и многоступенчатый метаморфизм, последние этапы которого отвечают амфиболитовой ступени, заставляет отдать предпочтение метаморфогенной модели образования анортозит-гранитоидных серий.

Такая модель предполагает частичное плавление метаморфизованных габброидов. Геологические наблюдения показывают, что в процессе высокотемпературного метаморфизма этих пород в результате метаморфической дифференциации обособляется анортозитовая лейкосома, которая по составу минералов близка к габбро, в частности содержит одинаковый с ними плагиоклаз An_{85-70} , но, естественно, отличается химическим составом и повышенным содержанием стронция.

Приуроченность пород анортозит-гранитоидной серии к амфиболитизированным разностям метаморфизованных габбро указывает на участие воды, поступление которой в высоконагретые породы создает условия для их частичного плавления. Повышение водного давления снижает температуру плавления плагиоклаза и повышает — амфибола. Кривые плавления этих минералов на рис. 39 установлены при опытах по водному плавлению высокоглиноземистого базальта, довольно близко по химическому составу к габброидам Кытлымского массива [41]. Реальный состав амфибола и плагиоклаза, конечно, внесет коррективы в положение этих кривых, но их взаимное расположение существенно не изменится. При температуре порядка 1000°C и P_{H_2O} около 3 кбар и выше плагиоклаз становится более



Р и с. 39. P_{H_2O} - T условия формирования анортозитовой магмы (1) и ее конечных дифференциатов (2) в Черноисточинском (I) и Кытлымском (II) массивах

Р и с. 40. Диаграмма Fem-Q-An

1 и 2 то же, что на рис. 39. I-II — тренды толеитовой (I) и известково-щелочной (II) серий. E_1 — эвтектика Di -An при 1 бар [143], E_2 — то же при $P_{H_2O} = 5$ кар [179]

легкоплавкой фазой по сравнению с амфиболом, что создает условия для преимущественного плавления анортозитовой лейкосомы и обособления анортозитового расплава. Состав плагиоклаза в анортозитах и кварцевых анортозитах (An_{40-50}), являющихся начальными членами гранитоидных серий, отвечает составу плагиоклазовой жидкости, находящейся в равновесии с An_{70-80} — наиболее распространенным плагиоклазом "габброидных", метаморфических анортозитов в Кытлымском массиве. Следовательно, можно предположить, что андезин-лабрадоровые анортозиты образовались за счет частичного плавления битовнитовых габбро и связанных с ними анортозитов. В Черноисточинском массиве состава плагиоклаза в мигматитовой лейкосоме и в магматических анортозитах одинаков — An_{50} , следовательно, последние представляют собой продукты полного или почти полного плавления мигматитов.

Оценка водного давления при магмообразовании может быть произведена по составу кварц-плагиоклазовой графики [111], которая отмечается в пегматитах, завершающих формирование анортозит-гранитоидной серии. По данным, приведенным выше, оно определяется в 4–5 кбар для Черноисточинского массива и 1,5 кбар для Кытлымского. Для образования исходной анортозитовой магмы можно предположить несколько более высокие значения этого параметра. Приведенные оценки водного давления подтверждаются более лейкократовым составом пород анортозит-гранитоидной серии Платиноносного пояса по сравнению с контрастными и непрерывными габбро-гранитоидными сериями, обусловленным высоким содержанием воды, которое смещает состав котектики фемические минералы-плагиоклаз в сторону плагиоклаза (рис. 40). Исходные для рассматриваемой серии анортозиты отвечают составу котектики при водном давлении 4–5 кбар, что согласуется с результатами, полученными по составу кварц-плагиоклазовой графики.

Схематически $P = T$ условия магмообразования и формирования пород анортозит-гранитоидных серий Черноисточинского и Кытлымского массивов показаны на рис. 39. Реставрация условий магматической кристаллиза-

ции пород по их минеральному составу [82] затруднена тем, что первичные высокотемпературные парагенезисы в них не сохранились, за исключением антипертитовых плагиоклазов. Однако такие особенности вещественного состава и структуры пород анортозит-гранитоидной серии, как наличие мирмекита в ортоклазсодержащих разностях, отсутствие микропегматита, который не встречается в породах, образовавшихся при давлении более 1,5 кбар [111], наличие высокобарических пильменных гранитов в пегматитовых жилах, состав роговой обманки, отвечающий условиям абиссальной и мезоабиссальной фации (рис. 33), свидетельствуют о реальности намеченных условий формирования: абиссальных для Черноисточинского массива и мезоабиссальных — для Кытлымского.

Особенности химического и минерального состава анортозит-гранитоидной последовательности пород хорошо объясняются фракционной кристаллизацией исходной анортозитовой или квацанортозитовой магмы. Описанные выше серии обладают многими стандартными особенностями. Параллельно с ростом содержания кремнезема в породах уменьшается основность плагиоклаза и количество фемических минералов (уменьшаются концентрации кальция, магния, железа — рис. 34). Калий ведет себя в рассматриваемых сериях по-разному. Низкокалиевые серии (Черноисточинский массив, лейкодиорит-плагиогранитная серия Кытлымского массива) являются примерно изокалиевыми; в анортозит-гранитной серии Кытлымского массива содержание K_2O в гранитах варьирует, в большинстве случаев оставаясь более высоким, чем в анортозитах. Изокалиевый тренд обусловлен высокотемпературными условиями магматической кристаллизации при низкой концентрации калия, когда растворимость его в плагиоклазе превышает концентрацию этого элемента в расплаве; в случае более высокого содержания калия он накапливается в остаточном расплаве.

Общую последовательность событий, сопровождающих формирование анортозит-гранитоидной последовательности пород можно представить следующим образом: 1) высокотемпературный метаморфизм габбро вблизи их солидуса; 2) поступление воды в сильно нагретые породы вдоль ослабленных зон и преобразование габбро в амфиболовые разности; 3) частичное плавление с преимущественным переходом в расплав плагиоклаза и обособление анортозитового расплава; 4) магматическая дифференциация анортозитовой магмы с образованием наблюдаемой последовательности пород: кварцевый анортозит (лейкодиорит) — плагиогранит.

Специфичность геологического положения и вещественного состава позволяют выделить особый анортозит-гранитоидный формационный тип, который обязан своим образованием, по-видимому, высокотемпературному водному палингенезу габброидов в условиях абиссальной и мезоабиссальной фации глубинности. Можно предполагать, что его немногочисленные фанерозойские представители демонстрируют модель мощного процесса анортозитообразования, имевшего место на ранних стадиях развития Земли при существенно базитовом составе коры.

Исключение составляют протерозойские анортозит-гранитные формации, с которыми ассоциированы рапакиви [6], образованные, как считают изучавшие их исследователи, процессом фракционной кристаллизации магмы, близкой к андезитовой, и по вещественному составу резко отличные от палингенных серий, рассмотренных в настоящей работе.

В Платиносном поясе близкий механизм наблюдается при формировании гранитов, связанных с габбро-норитовой вулкано-интрузивной ассоциацией.

ГРАНИТОИДЫ, АССОЦИИРОВАННЫЕ С ГАББРО-НОРИТАМИ

С габбро-норитами в Платиноносном поясе связаны редкие жилы гранитов, которые нами наблюдались в Кумбинском массиве, а в Кытлымском отмечены А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой [32]. Поскольку в целом граниты не характерны для габбро-норитовой ассоциации, то мы ограничимся лишь краткой характеристикой таких гранитов и вмещающих их пород, которые были изучены в хороших обнажениях на возвышенности с отметкой 521 м, расположенной к югу от горы Б. Брусковой в восточной части Кумбинского массива.

Габбро-нориты здесь представлены однородными среднезернистыми породами трахитоидной офитовой структуры, состоящими из диопсида, гиперстена, биотита, лабрадора An_{55} , магнетита, с небольшим количеством ортоклаза и кварца. В отдельных зонах, составляющих лишь небольшую часть общего объема габбро-норитов, в них появляются полосчатая макротекстура, обусловленная наличием полос мощностью 10–50 см лейкократового анортозитового состава и полос несколько более меланократовых, чем габбро-нориты. Такие же относительно меланократовые породы отмечаются и в виде овальных включений типа автолитов в габбро-норитах. Меланократовые и лейкократовые разности близки к габбро-норитам по минеральному составу, отличаясь по химическому (табл. 34). Все разновидности пород имеют трахитоидную офитовую структуру. В зонах, где проявлена подобная неоднородность, отмечаются редкие жилы гранитов мощностью до 10–20 см, состоящие из зонального плагиоклаза An_{35-25} , ортоклаза, высокотитанистого биотита и кварца, с четкой гипидиоморфно-зернистой структурой. Жилы гранитов сопровождаются пегматоидными оторочками в эндоконтакте шириной до 5 см.

Соотношение между анортозитами и гранитами в Кумбинском массиве отлично от рассмотренных выше анортозит-гранитоидных серий Кытлымского и Черноисточинского массивов. В Кумбе граниты не образуют единых тел с анортозитами, между этими породами нет разностей промежуточного состава. В совокупности с отсутствием водного метаморфизма подобные соотношения свидетельствуют о том, что анортозиты здесь не являются палингенными выплавками, а граниты — это не производные анортозитов. По аналогии с другими габбровыми массивами, неоднократно описанными в литературе, можно предположить, что и анортозиты, и граниты — это продукты фракционной кристаллизации габбро-норитовой магмы, дающей, с одной стороны, меланократовые (вплоть до бесполовошпатовых) и анортозитовые кумуляты, а с другой — гранитные дифференциаты. Такая контрастная дифференциация с обособлением гранитного расплава без каких-либо промежуточных разностей распространена довольно широко [111] и, в частности, характерна для формаций, содержащих анортозиты и рапакви [6].

Габбро-нориты по химическому составу аналогичны базальтам [32], и рассмотренные в данной главе примеры иллюстрируют вывод о связи гранитоидных дифференциатов только с габбро вулкано-интрузивной группы, имеющими состав базальтов. С более основными габбро плутонической группы ассоциированы палингенные гранитоидные серии, имеющие с габбро другие генетические соотношения.

Заканчивая описание гранитоидного магматизма в Платиноносном поясе, следует сказать о его возрастном положении. Анортозит-гранитоидные серии являются более молодыми, чем габброиды, и, в свою очередь, прорываются низкостроенцевыми плагиогранитами габбро-плагиогранитной формации раннего-среднего лландовери, входящей в состав Тагильского мас-

Таблица 34

Содержание петрогенных (вес. %) и редких элементов (г/т) в породах Кумбинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	Км-21	Км-31	Км-23	Км-27	Км-29	Км-24	Км-28	Км-28 ^в
SiO ₂	47,84	46,66	50,12	50,66	52,12	53,06	72,88	31,13
TiO ₂	0,83	0,76	0,57	0,35	0,23	0,21	0,11	4,54
Al ₂ O ₃	16,19	17,29	9,05	23,05	25,77	25,77	13,94	15,80
Fe ₂ O ₃	4,24	4,35	3,18	1,77	0,92	0,84	0,15	4,70
FeO	8,36	8,35	8,91	4,22	3,12	2,13	2,64	17,39
MnO	0,23	0,22	0,35	0,09	0,05	0,04	0,03	0,51
MgO	6,59	6,43	9,63	1,92	1,20	1,04	0,40	11,93
CaO	11,05	12,61	13,78	10,44	10,28	10,55	2,44	0,25
Na ₂ O	2,25	1,93	1,38	4,04	4,00	4,16	3,50	0,22
K ₂ O	1,08	0,44	0,85	0,66	0,76	0,94	3,15	7,44
P ₂ O ₅	0,16	0,05	0,39	0,42	0,29	0,15	0,02	—
П.п.п.	1,00	0,70	1,57	1,73	0,83	0,92	0,43	5,25
Σ	99,82	99,79	99,78	99,35	99,57	99,81	99,69	99,16
F	0,04	0,03	0,03	0,04	0,01	0,03	0,01	0,07
Cl	—	—	—	—	0,05	—	—	0,16
Rb	16	—	28	—	3	9	46	—
Sr	645	695	275	1005	1295	525	469	—
Ba	169	113	111	174	116	93	562	—

Примечание. 1 — габбро-норит, 2, 3 — меланократовые обособления, 4, 5, 6 — анортозиты, 7 — гранит, 8 — биотит из гранита (дополнительно определено содержание CO₂ — 0,89%).

сива (гл. 6). Эти данные свидетельствуют о досилурийском возрасте Платиноносного пояса и позволяют параллелизовать его с породами ассоциации калиевых габброидов, описанных в гл. 3.

Следует также обратить внимание на элементы антидромности в развитии гранитоидного магматизма пояса, которые выражаются в смене обогащенных калием предельно лейкократовых серий натриевыми, относительно более меланократовыми, понижении железистости роговой обманки в более молодых породах. По этому признаку гранитоидный магматизм Платиноносного пояса отличается от старого гомодромных серий эвгеосинклинальной зоны. Следует также упомянуть о высоком содержании стронция в габбро и гранитоидах Платиноносного пояса, заметно превышающем содержание этого элемента в более молодых (силурийских) породах габбро-гранитоидных серий, развитых в эвгеосинклинальной зоне восточнее [114], а также на другие особенности состава, свидетельствующие о повышенной щелочности (развитие анальцима, цеолитов). Все эти особенности могут быть объяснены формированием гипербазит-габбровых массивов Платиноносного пояса и ассоциированных с ними гранитоидов в процессе деструкции земной коры при рифтогенезе преимущественно ордовикского возраста, предшествующем образованию Уральской эвгеосинклинали.

Часть III

ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ ТРОГОВОЙ ЗОНЫ

Глава 5

ИЗВЕСТКОВИСТЫЕ ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТНЫЕ СЕРИИ (Катынадырский массив, Северные Мугоджары)

Раннегеосинклинальные проявления гранитоидного магматизма в Запад-но-Мугоджарском синклинии, являющимся южным продолжением Тагило-Магнитогорского прогиба Урала, рассмотрены на примере габбро-плагиогранитной серии Катынадырского массива. Мугоджарский синклиний, продолжая субмеридиональные уральские структуры, прослеживается в южном направлении от широты г. Орска на расстояние почти 400 км при ширине 30–60 км (рис. 41).

Именно здесь широко развиты яшмо-диабазовые, базальтовые и андезито-базальтовые силурийские толщи, относимые исследователями к мугоджарской и крыккудукской свитам. Выделяемая ранее [1] самая нижняя — актогайская свита, как было убедительно показано в [52], оказалась сложной серией параллельных диабазовых даек, прорывающих низы мугоджарской свиты. Среди основных эффузивов и яшм силурийского возраста залегают интрузивные образования габбро-плагиогранитной формации. Возраст формации считается ниже-среднедевонским на основании того, что габброиды прорывают вулканогенную толщу силура, пересекаясь в то же время субвулканическими кобленц-эйфельскими кварцевыми порфирами, а плагиограниты, секущие габброиды, одновременно интрузируют низы мильяшинской свиты кобленц-эйфельского возраста и секутся верхнеэйфельскими кварцевыми порфирами.

Интрузивные массивы габбро-плагиогранитной формации, особенно в южной части Мугоджарского синклиния, изучались и были подробно описаны в [127, 21, 106]. Нами в ходе изучения [71] габбро-плагиогранитных интрузий Западных Мугоджар и сопоставления их со Средне-Уральской габбро-плагиогранитной формацией были выделены две группы. Одна из них, характеризующая ранние этапы развития геосинклинали, представлена ассоциацией дайковых тел средне- и мелкозернистых габбро и габбро-диабазов и секущей их жильной серией среднезернистых порфировидных плагиогранитов (массивы Айрюкский, Актасты, Апантауский, Каиндинский, Северный Джамантау, Катынадырский). Для этой группы характерно присутствие полей интрузивных брекчий, в которых обломки ранних габброидов цементируются породой переменного диорит-плагиоадамеллитового состава. Как габбро, так и плагиограниты характеризуются своеобразным химизмом: повышенной известковистостью (CaO в габбро — 12–13%, в плагиогранитах — 6–3%), титанистостью и аномально низким содержанием окиси калия — 0,1–0,05%.

Вторая группа габбро-плагиогранитных ассоциаций, развивающаяся, по-видимому, уже в конце раннегеосинклинального этапа, характеризует-

Таблица 35

Средние составы базальтовых порфиритов, жильных диабазов мугоджарской свиты и интрузивных габбро-диабазов Катынадырского массива

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	47,94	48,67	49,78	48,35
TiO ₂	1,76	1,95	1,89	1,66
Al ₂ O ₃	13,44	13,25	13,36	14,61
Fe ₂ O ₃	5,61	6,17	5,00	5,11
FeO	6,93	7,67	8,73	10,16
MnO	0,17	—	—	0,15
MgO	5,42	5,41	6,43	5,85
CaO	9,29	8,98	7,43	10,42
Na ₂ O	3,28	3,60	3,83	1,56
K ₂ O	0,26	0,33	0,13	0,09
P ₂ O ₅	0,25	—	—	0,09

Примечание. 1 — базальтовые порфириты, вмещающие массив (среднее из 15 ан.); 2 — подушечные лавы базальтовых порфиритов с р. Шулдак, близ зимовья Актогай (среднее из 8 ан.); 3 — свита параллельных даек с р. Шулдак (среднее из 17 ан.); 4 — интрузивные габбро-диабазы второй фазы Катынадырского массива (среднее из 3 ан.). Составы подушечных лав приведены по данным [52].

ся иными геолого-петрографическими особенностями. Плагииграниты здесь пространственно и в площадном отношении отделены от более ранних габброидов, образуя хотя и меньшие, чем габброиды, но самостоятельные массивы.

Катынадырский массив — типичный представитель первой группы. Он расположен в северной части Западно-Мугоджарского синклиория в 30 км к востоку от г. Хром-Тау (см. рис. 41). Массив закартирован в 1954 г. (Б.Е. Милецкий, З.В. Кузьмина, К.С. Розман) и в 1970 г. (Н.Н. Голубев, Э.В. Медведева и др.), однако детальное петрографическое расчленение пород, слагающих его, в литературе отсутствует.

Массив имеет удлиненную (7—8 км) в меридиональном направлении форму при широте 3—5 км (рис. 42) и залегает среди спилитов, базальтовых и андезитов-базальтовых порфиритов мугоджарской и крыккудукской свит (см. табл. 35), часто превращенных в амфиболиты, а близ контакта с породами массива — в двупироксеновые роговики. Среди эффузивных толщ изредка встречаются прослойки яшм, туффов, жилы плагииолипаритов и плагиипорфиров.

При сравнении вмещающих эффузивов с интрузивными габбро-диабазами видно, что последние довольно резко выделяются повышенными значениями закисного железа, окиси кальция и глинозема и заметно меньшей суммой щелочей, особенно калия.

На основании геологических наблюдений, подтвержденных петрохимическими данными, в массиве выделены три последовательно сформировавшихся комплекса: 1 — слабо дифференцированный габбро-диоритовый, 2 — дифференцированный габбро-плагиигранитный, 3 — существенно плагиигранитный.

В ранний комплекс входят мелко- и среднезернистые с реликтами ромбического и моноклинного пироксена габброиды с прекрасной офитовой структурой, кое-где сохранившиеся в восточной и центральной частях массива; в западной части массива появляются крупнозернистые амфиболовые кварцевые диориты, включенные в этот же комплекс на основании общности химического и минерального составов (табл. 36).

Рис. 41. Схематическая геологическая карта Западно-Мугуджарского синклиория (по А.А. Абдулину, В.Г. Кориневскому)

1 — метаморфические породы Мугуджарского антиклинория; 2 — эффузивные комплексы раннегеосинклинальной стадии развития (силур-ранний девон); 3 — массивы габбро-плаггиогранитной формации силура-раннего девона: I — Южно-Джамантауский, II — Бохтыбайский, III — Шахтинский, IV — Айрюкский, V — Джанганинский, VI — Сарлыбайский, VII — Кундыздинский, VIII — Каиндинский, IX — Даутауский, X — Актасты-Каратауский, XI — Апантауский, XII — Байбекский, XIII — Суукбулактауский, XIV — Тамдинский, XV — Богетсайский, XVI — Катынадырский, XVII — Тастыбутакский; 4 — нижнекаменноугольные гранитоиды; 5 — поля сближенных многократных диабазовых даек силура; 6 — осадочные породы девона и карбона; 7 — разрывные нарушения

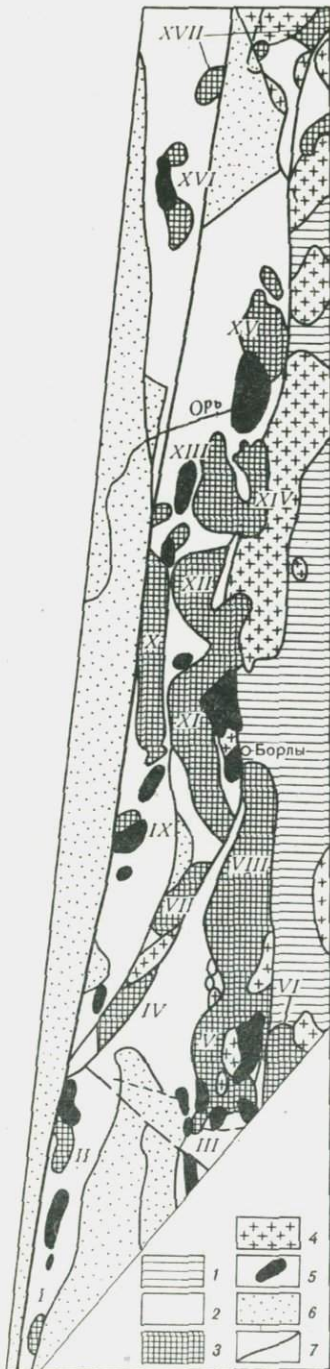


Рис. 41

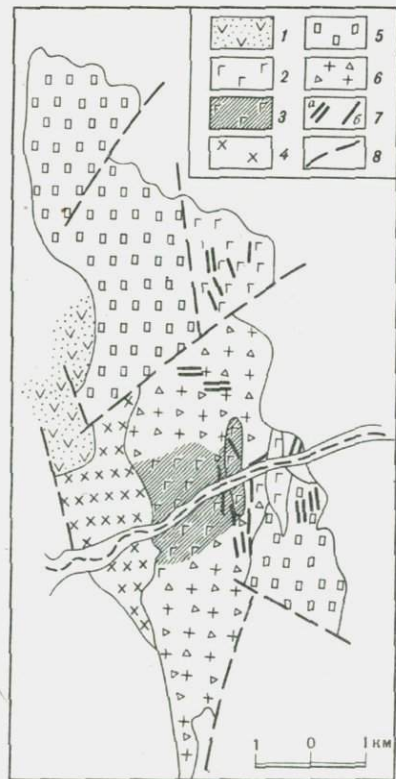


Рис. 42

Таблица 36

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов и минеральный состав пород раннего габбро-диоритового комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,00	49,44	51,86	53,00	62,14	57,60
TiO ₂	0,15	0,32	0,25	0,38	0,14	0,24
Al ₂ O ₃	17,96	16,78	17,85	12,40	15,20	15,92
Fe ₂ O ₃	1,03	2,25	1,13	4,18	1,94	2,30
FeO	6,19	6,84	5,90	10,50	6,20	6,90
MnO	0,14	0,15	0,12	0,17	0,12	0,15
MgO	8,62	7,29	6,93	5,72	3,30	4,60
CaO	13,50	12,66	12,88	9,24	7,90	9,50
Na ₂ O	0,68	0,81	1,00	1,20	1,30	0,98
K ₂ O	0,06	0,18	0,10	0,48	0,24	0,08
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,07	0,04	0,05
П.п.п.	1,50	3,05	1,63	2,42	1,42	1,50
Σ	99,61	99,76	99,66	99,76	99,92	99,82
F	—	—	—	0,01	0,01	—
CO ₂	0,39	0,23	0,33	< 0,10	< 0,10	< 0,10
Rb	—	< 3	< 3	12	9	< 5
Sr	—	87	93	56	54	61
Zr	—	—	—	33	20	14
Y	—	—	—	18	7	3
La	—	—	—	9	4	4
Ce	—	—	—	60	40	40
Yb	—	—	—	5,0	2,3	1,8
V	—	—	—	371	132	223
Cr	—	—	—	478	100	132
Co	—	—	—	44	20	25
Ni	—	—	—	80	34	46
Pb	—	1,0	0,9	—	3,5	1,5
Sn	—	0,6	0,9	—	1,3	1,5
Mo	—	1,2	1,5	—	1,6	1,7
Минеральный состав						
Kpx	0,9	0,7	1,2	—	—	1,4
Am	34,2	41,3	32,7	38,6	30,8	33,7
Pl	62,6	52,8	60,5	48,1	36,6	38,7
Mt	0,4	0,2	0,3	2,4	2,1	2,7
Q	1,9	4,5	5,3	10,9	29,2	23,5
Bi	—	—	—	—	1,3	—

Примечание. 1 — габбро-пегматит, 2 — габбро мелкозернистое офитовое трахитоидное, 3 — габбро среднезернистое офитовое порфиридовидное, 4 — автолит из обр. 5 — мелкозернистое офитовое амфиболовое габбро, 5 — плагиогранодиорит, 6 — диорит кварцевый крупнозернистый с западного контакта массива с ороговикованными базальтовыми порфиритами.

Рис. 42. Схематическая геологическая карта Катынадырского массива

1 — вулканы, ороговикованные в контакте с массивом; 2-4 — породы раннего габбрового комплекса; 2 — габбро, 3 — метаморфизованное габбро, 4 — кварцевые диориты; 5-7 — габбро-плагиогранитный комплекс: 5 — габбро-диабазы, 6 — интрузивные брекчи, 7 — дайки плагиоадамеллитов (а) и плагиогранитов (б); 8 — тектонические нарушения

Таблица 37

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов и минеральный состав пород позднего габбро-плагиогранитного комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	45,31	50,30	51,51	68,82	71,34	72,68	73,48	75,74	77,28
TiO ₂	1,00	1,45	1,00	0,49	0,40	0,33	0,26	0,43	0,23
Al ₂ O ₃	15,32	14,89	15,66	11,94	12,42	12,59	12,59	11,66	12,25
Fe ₂ O ₃	9,90	2,01	3,70	1,86	0,70	1,45	2,49	0,57	0,23
FeO	7,90	8,78	9,36	7,01	5,31	3,74	3,02	3,31	2,16
MnO	0,08	0,18	0,20	0,16	0,06	0,08	0,10	0,07	0,03
MgO	5,93	7,42	4,72	1,09	1,00	0,81	0,52	1,33	0,52
CaO	11,66	10,41	10,12	5,49	5,70	4,42	3,90	4,03	3,14
Na ₂ O	0,67	2,15	1,54	1,60	1,89	2,31	2,68	1,93	3,10
K ₂ O	0,05	0,16	0,12	0,08	0,06	0,07	0,17	0,05	0,14
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,04	0,18	0,08	0,06	0,06	0,04	0,02
П.п.п.	2,05	1,38	1,65	0,83	0,73	0,33	0,19	0,67	0,15
Σ	100,00	99,93	99,66	99,38	99,72	99,56	99,96	100,35	99,69
F	0,02	—	< 0,01	0,03	0,03	—	—	—	—
CO ₂	—	0,34	0,10	0,02	0,10	0,34	0,21	0,11	0,21
Rb	Не обн.	—	< 3	< 3	Не обн.	—	< 3	—	< 3
Sr	54	—	59	82	96	—	105	—	102
Zr	22	—	23	—	64	—	234	—	—
Y	4	—	6	—	13	—	12	—	—
La	9	—	6	—	5	—	6	—	—
Ce	60	—	50	—	60	—	40	—	—
Yb	4,0	—	3,1	—	2,5	—	3,2	—	—
V	741	—	560	—	100	—	23	—	—
Cr	29	—	20	—	151	—	54	—	—
Co	50	—	47	—	6	—	3	—	—
Ni	46	—	40	—	12	—	6	—	—
Pb	0,9	—	2,2	2,6	3,1	—	1,4	—	—
Sn	0,7	—	0,5	1,9	1,1	—	1,1	—	—
Mo	1,6	—	1,3	1,8	2,0	—	1,0	—	—
Минеральный состав									
Q	6,0	1,1	7,0	34,0	43,6	55	49,4	—	51,8
Pl	45,5	48,4	42,3	44,4	45,8	36,2	44,5	—	44,7
Am	40,5	36,9	47,3	18,0	8,9	5,8	4,6	—	3,0
Ti-Mt	6,2	9,7	3,8	3,6	1,7	3,0	1,5	—	0,5
Kpx	1,8	3,7	1,6	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1–3 — дайки габбро-диабазов: 1 — среди раннего габбро, 2 — из контакта с плагиогранитом, 3 — габбро-пегматит; 4–9 — жильные плагиогранитоиды: 4 — плагиоадамеллит среди раннего габбро, 5–7 — плагиограниты, 8 — кварцевый плагиопорфир, 9 — плагиогранит-аплит.

Ранние габброиды рассечены дайками и штоками также амфиболовых мелкозернистых габбро-диабазов более молодого комплекса (табл. 37).

Кроме того, эти интрузивные габбро-диабазы в виде обломков (размером от 10 см^3 до 15 м^3) входят в состав интрузивных брекчий, цемент которых варьировал от кварцевого диорита до плагиоадамеллита. Сопоставление составов обломков и цемента обнаружило характерную закономерность. Выделить две группы брекчий. Составы обломков из одной группы по содержанию кремнезема группируются около 53%, а цемента — 57%. Другая группа брекчиевых пород в обломках содержит материал, по минеральному, химическому составу и структурному облику соответствующий цементу первой группы брекчий; цементируются эти обломки уже более кислой породой плагиоадамеллитового состава (SiO_2 — 68%).

Самыми молодыми породами во втором комплексе являются дайки лабрадоровых и андезиновых плагиогранитов, пространственно тяготеющих в основном к габбро-диабазам и редко встречающихся среди ранних габброидов. Жилы плагиогранитов, залегающих среди генетически родственных габбро-диабазов позднего комплекса, обнаруживают равномерную, относительно более крупную, в сравнении с габбро-диабазами зернистость. Когда же дайки плагиогранитов выходят за пределы материнских габбро-диабазов и секут ранние габброиды, в них появляются порфирированность и зона закалки, а вмещающие габброиды на контакте превращены в амфиболиты.

Отмеченные явления позволяют сделать вывод о сближенности во времени кристаллизации плагиогранитов и габбро-диабазов позднего комплекса. Габбро-диабазы к моменту внедрения жил плагиогранитов закристаллизовались и были уже разбиты трещинами, оставаясь, однако, еще достаточно горячими, чтобы плагиограниты приобрели равномернозернистые структуры.

При петрографическом изучении пород первых двух комплексов сразу выявились заметные отличия в характере главных породообразующих минералов — плагиоклазов и амфиболов.

Для ранних габброидов типичны незональные или слабо зональные плагиоклазы, варьирующие в довольно узком интервале — 72–62% *Al* (преобладает 70% *Al*).

Плагиоклазы же в интрузивных габбро-диабазам позднего комплекса всегда полизональны и имеют более кислый состав — 65–55% *Al*.

Широкие колебания состава плагиоклаза отмечаются для жильных плагиогранитов, залегающих в габбро-диабазам (ядра — от 67 до 37% *Al*, кайма — от 48 до 26% *Al*). В то же время в плагиогранитных жилах, внедрившихся в ранние габброиды, отмечаются слабо зональные или чаще совсем незональные плагиоклазы: с 45–47% *Al* в плагиоадамеллитах и с 37–35% *Al* — в плагиогранитах.

Характер амфибола в породах сравниваемых комплексов также различен (табл. 38). В раннем комплексе это бледно окрашенная слабо плеохрозирующая роговая обманка с железистостью 0,40–0,47% в габбро и 0,68% — в кварцевых диоритах.

В габбро-диабазам, кварцевых диоритах и плагиогранитах позднего комплекса амфибол интенсивно окрашен в буро-зеленый цвет с отчетливым плеохроизмом и более высокой железистостью — 0,6–0,8%.

Следует отметить хорошую корреляцию состава плагиоклаза и железистости сосуществующего амфибола во всей плагиогранитной серии (рис. 43).

Т а б л и ц а 38

Химический состав амфиболов из пород Катывадырского массива*

Компо- нент	2	4	11	Компо-	2	4	11
SiO ₂	50,10	47,08	42,28	H ₂ O ⁺	—	2,70	2,27
TiO ₂	0,73	0,40	0,29	H ₂ O ⁻	—	0,32	—
Al ₂ O ₃	8,90	5,91	10,61	P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,13
Fe ₂ O ₃	3,07	1,23	6,81	F	0,10	0,06	0,10
FeO	12,78	21,73	20,23	Cl	0,03	0,05	0,22
MnO	0,11	0,33	1,42	Σ	100,44	99,53	100,69
MgO	12,94	10,73	5,32	Np'	1,640	1,655	1,675
CaO	9,87	8,56	8,46	Ng'	1,661	1,673	1,695
Na ₂ O	0,58	0,63	0,89	f	0,40	0,55	0,76
K ₂ O	1,17	0,17	0,47				

* Описание пород см. в табл. 36 (ан. 2 и 4) и в табл. 40 (ан. 11).

Т а б л и ц а 39

Химический состав магнетита и ильменита из пород Катывадырского массива*

Номер анализа	Магнетиты					
	Ti	V	Cr	Ni	Mn	MgO
6	1,29	0,012	—	—	0,25	0,33
15	3,02	0,63	0,023	0,010	0,46	0,60
16	2,42	0,30	0,025	0,006	0,30	0,30
10	3,30	0,20	0,019	0,003	0,44	0,79
11	4,12	0,22	0,017	0,005	0,43	0,60

Т а б л и ц а 39 (окончание)

Номер анализа	Ильмениты					
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
6	44,03	0,63	15,10	32,88	1,93	0,14
15	45,98	0,88	14,77	31,33	0,94	0,40
16	46,67	1,13	12,61	33,48	0,38	0,53
10	48,70	0,37	11,05	35,33	2,49	0,21
11	46,96	0,38	10,85	36,71	0,14	0,37

* Номера пород и их описание — в табл. 37 (ан. 6) и табл. 40 (ан. 15, 16, 10, 11)

Отличие двух сопоставляемых комплексов дополняется существенной разницей в содержании рудного минерала. В породах раннего комплекса количество его очень мало — 0,4–0,8%, в породах же позднего достигает 6–7%. По химическому составу это титаномагнетит (табл. 39).

Петрохимические диаграммы наглядно иллюстрируют отличия раннего и позднего комплексов. При одинаково низком содержании калия в обоих комплексах ранний комплекс отличается от позднего меньшей величиной суммы щелочей (рис. 44) и оба комплекса в значительной мере отличаются низким уровнем этой величины от близких по составу габбро-плаггиогранитных формаций Тагильского (I) и Хабарнинского (II) массивов.

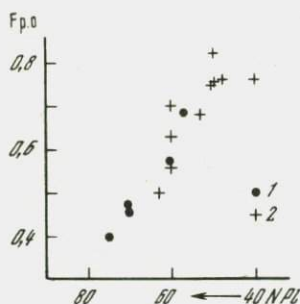
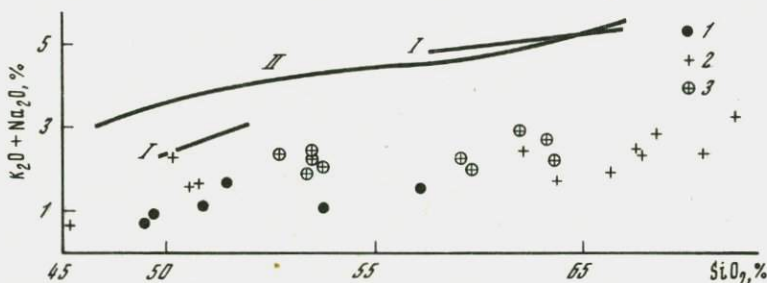


Рис. 43. Корреляция состава плагиоклаза и железистости амфибола в габбро-плаггиогранитном комплексе Катынадырского массива

Породы, из которых выделены минералы:
1 — габбро, 2 — плаггиограниты

Рис. 44. Диаграмма $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ для пород Катынадырского массива

1 — ранний габбровый комплекс, 2 — габбро-плаггиогранитный комплекс, 3 — цемент интрузивных брекчий. I, II — габбро-плаггиогранитные формации Тагильского (I) и Хабаровинского (II) массивов

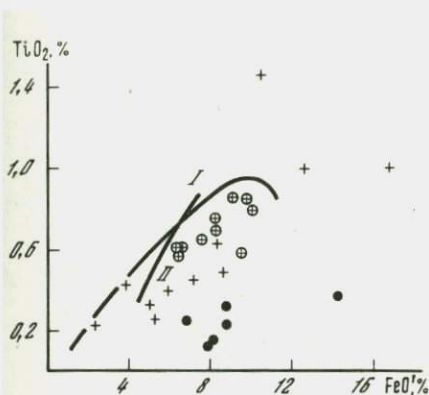


Соотношения TiO_2/FeO' и TiO_2/CaO (рис. 45, 46) в сравниваемых комплексах также существенно отличаются. Содержание TiO_2 в раннем комплексе мало меняется от габброидов к диоритам, при сравнительно узком интервале колебаний суммарного железа, в то время как в позднем комплексе содержание TiO_2 довольно быстро снижается с 1,4–1,0% в габбро-диабазовых до 0,5–0,22% в плаггиогранитах. Отметим более высокий уровень TiO_2 в плаггиоадамеллитовом цементе в сравнении с жильными плаггиоадамеллитами. В сопоставляемых сериях Тагильского и Хабаровинского массивов титанистость выше при меньшей известковистости.

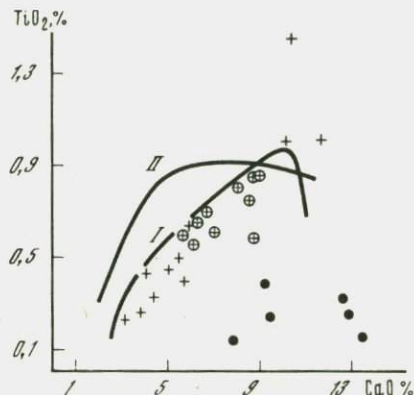
К геохимическим особенностям пород Катынадырского массива следует отнести низкие содержания рубидия. Содержание стронция в породах как раннего, так и позднего комплексов очень незначительны, и это сближает катынадырскую серию с габбро и плаггиогранитами офиолитовых комплексов (Троодос, Пиндос, Бей-оф-Айлендс и др.).

Что касается свинца, олова и молибдена в породах массива, то содержания всех этих элементов очень низки (на уровне или чуть выше хондритовых) — от 0,5 до 3,3 г/т. Наиболее закономерно поведение свинца — количество его постепенно возрастает от габбро к кварцевым диоритам в раннем и от габбро-диабазов к плаггиогранитам — в позднем комплексах, а в брекчиях наоборот — от основных членов брекчии (обломки) к более кислым (цемент) падает. Наблюдениями установлено, что зональные порфириобласты плагиоклаза, растущие в цементе интрузивных брекчий, имеют большую основность ядер, чем такие же порфириобласты в обломках. Содержание же свинца в плагиоклазе, видимо, возрастает с уменьшением основности последнего. Поэтому становится понятным повышенное содержание свинца в обломках в сравнении с цементом. Наибольшие количества Pb (до 2,2 г/т), Sn (до 3,3 г/т) и Mo (до 3,1 г/т) отмечаются в измененных обломках габбро-диабазов.

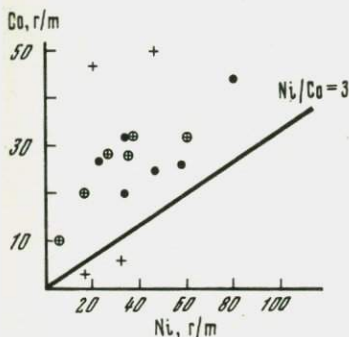
Поведение Co — Ni и Cr — V в породах Катынадырского массива отражено на соответствующих диаграммах (рис. 47, 48). Заметим, что Ni/Co-от-



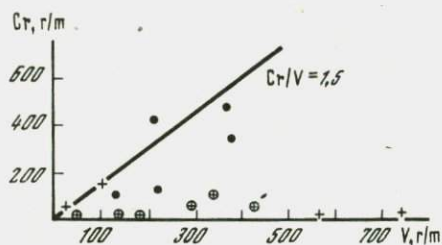
Р и с. 45. Диаграмма $TiO_2 - FeO'$ для пород Катынадырского массива
Условные обозначения те же, что на рис. 44



Р и с. 46. Диаграмма $TiO_2 - CaO$ для пород Катынадырского массива
Условные обозначения те же, что на рис. 44



Р и с. 47. Диаграмма $Co - Ni$. Обозначения те же, что и на рис. 44



Р и с. 48. Диаграмма $Cr - V$
Обозначения те же, что и на рис. 44

ношение во всех породах комплекса меньше 3, кроме жильных плагиогранитов позднего комплекса. Габбро-диабазы позднего комплекса при одинаковом количестве Ni содержат Co в 1,8–2 раза больше, чем ранние габброиды. Все породы массива имеют Cr/V -отношение, равное или меньше 1,5, причем породы позднего комплекса заметно обеднены хромом.

Таким образом, однопипные породы раннего и позднего комплексов хорошо различаются по соотношению и содержанию выше названных элементов.

Несмотря на заметные отличия раннего габбро-диоритового и более молодого габбро-плагиогранитного комплекса, их объединяет повышенное содержание извести, почти полное отсутствие калия, постоянное, хотя и незначительное количество кварца, даже в основных членах серии и, конечно, пространственная сопряженность, что позволяет считать их производными одного магматического очага.

Специфичны породы из зоны эруптивных брекчий габбро-плагиогранитного комплекса. Обломки из первой группы брекчий (табл. 40) пред-

Таблица 40

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в интрузивных брекчиях Катынадырского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,31	56,84	53,44	66,96	53,70	55,48	54,40	57,45	47,70
TiO ₂	0,65	0,58	1,05	0,80	0,95	0,85	0,86	0,75	1,15
Al ₂ O ₃	16,65	15,67	16,17	17,00	15,30	16,98	15,51	18,10	17,60
Fe ₂ O ₃	3,24	3,05	3,00	2,33	4,39	2,87	3,80	2,49	5,10
FeO	10,10	6,81	10,02	7,92	8,14	7,10	7,93	6,04	8,85
MnO	0,16	0,13	0,19	0,15	0,20	0,14	0,17	0,12	0,15
MgO	4,20	4,25	3,33	2,53	4,16	3,12	3,96	2,53	5,63
CaO	9,41	8,75	8,80	8,09	9,25	8,88	9,25	8,52	10,96
Na ₂ O	1,70	1,83	2,00	2,22	1,88	2,20	1,70	1,97	1,23
K ₂ O	0,20	0,12	0,22	0,16	0,12	0,12	0,16	0,12	0,05
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,03	0,14	0,04	0,04	0,10	0,07	0,03
CO ₂	< 0,10	< 0,10	0,12	0,15	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
П.п.п.	1,19	1,67	1,90	1,39	1,76	1,74	1,77	1,67	1,90
F	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,04	0,03
Σ	99,98	99,75	100,15	99,71	99,89	99,55	99,65	99,87	99,93
Rb	< 3	Не обн.	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	Не обн.
Sr	—	60	—	—	—	—	—	—	—
Zr	—	35	—	—	—	—	—	—	—
Y	—	14	—	—	—	—	—	—	—
La	—	5	—	—	—	—	—	—	—
Ce	—	50	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	2,5	—	—	—	—	—	—	—
V	—	338	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	102	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	32	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	37	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 40 (окончание)

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	64,64	56,74	66,95	56,34	68,15	56,69	68,69	61,00	64,05
TiO ₂	0,70	0,68	0,65	0,70	0,57	0,75	0,60	0,52	0,61
Al ₂ O ₃	14,40	14,67	13,72	14,27	13,56	14,41	13,71	14,00	15,80
Fe ₂ O ₃	2,16	2,90	2,35	2,71	1,84	2,76	1,79	1,75	2,12
FeO	6,38	9,02	5,55	9,38	4,78	9,27	4,91	7,32	4,44
MnO	0,15	0,20	0,14	0,22	0,11	0,17	0,12	0,16	0,11
MgO	1,67	3,33	1,40	4,05	1,28	3,25	1,16	3,47	1,74
CaO	6,68	8,59	6,27	8,42	6,16	8,84	5,72	7,64	7,05
Na ₂ O	1,96	1,90	2,00	1,78	1,98	1,72	2,12	2,10	2,10
K ₂ O	0,08	0,24	0,12	0,20	0,16	0,16	0,08	0,20	0,12
P ₂ O ₅	Не обн.	0,05	Не обн.	0,03	0,09	—	—	0,07	0,06
CO ₂	< 0,02	< 0,10	< 0,02	< 0,10	< 0,10	—	—	0,15	< 0,10
П.п.п.	1,03	1,60	0,87	1,67	0,94	1,37	—	1,53	1,47
F	0,04	0,02	—	0,02	0,02	—	—	0,02	0,01
Σ	99,86	99,94	100,56	99,79	99,62	99,39	99,78	99,78	99,68
Rb	< 3	—	—	Не обн.	< 3	—	4	Не обн.	—
Sr	—	—	—	73	92	—	72	—	—
Zr	—	—	—	87	50	—	—	80	—
Y	—	—	—	32	18	—	—	23	—
La	—	—	—	6	5	—	—	5	—
Ce	—	—	—	40	40	—	—	80	—
Yb	—	—	—	3,4	2,3	—	—	3,8	—
V	—	—	—	135	44	—	—	180	—
Cr	—	—	—	23	16	—	—	1778	—
Co	—	—	—	28	10	—	—	26	—
Ni	—	—	—	26	6	—	—	57	—

Примечание. 1, 3, 5, 7, 9 обломки I группы брекчий, представленные габбро-диабазами позднего комплекса, в различной степени измененные; 2, 4, 6, 8 — цемент I группы брекчий, имеющий состав кварцевого диорита; 11, 13, 15, 17 — обломки II группы брекчий, облик и составом сходные с диоритами из цемента I группы; 10, 12, 14, 16, 18 — цемент II группы брекчий переменного состава от плагиогранодиорита до плагиоадамеллита.

ставлены мелкозернистыми, участками неравномернозернистыми породами. Мелкозернистые участки под микроскопом имеют офитовую, неравномернозернистые — пойкилоофитовую структуру. Состав: плагиоклаз, кварц, амфибол, титаномагнетит, апатит, хлорит, соссюрит, актинолит, уралит.

Плагиоклаз присутствует в породах в двух морфологических типах: длиннопризматических резко зональных индивидах и широкотаблитчатых крупных (до 6 мм) порфиروблестах с характерной пятнистой зональностью, столь детально описанной [178]. Первая разновидность, имеющая ядро с 73—67% *An* и узкую кайму с 57—35% *An*, встречается в участках с пойкилоофитовой структурой и включена обычно в крупные пойкилообласты амфибола или кварца. Вторая разновидность плагиоклаза приурочена к неравномернозернистым участкам, зерна ее содержат основное ядро (75—65% *An*), в разной степени "изъеденное" кислой лавно гаснущей каймой с 46—35% *An*. Иногда ядро разъединяется не только кислым плагиоклазом, но и кварцем. Кое-где основные части зерен заметно соссюритизированы, кислые же каймы обычно очень свежие.

Амфибол отмечается также в двух морфологических разновидностях. Первая — это ксеноморфные мелкие зерна, занимающие межзерновые промежутки в участках с офитовой структурой. Вторая разновидность — крупные пойкилообласты с включениями плагиоклаза ранней генерации. Оптически обе разновидности одинаковы: это буровато-зеленая с сильным плеохроизмом обыкновенная роговая обманка с $f = 0,60-0,68$, замещаемая сине-зеленым актинолитом. Иногда внутри амфибола сохраняются реликты пироксена, замещаемого бесцветным уралитом ($np = 1,658 \pm 0,002$, $ng = 1,677 \pm 0,002$, $f = 0,5$). Пойкилообласты амфибола, развивающиеся в породе одновременно с широкотаблитчатым плагиоклазом, менее идиоморфны и мельче по размерам. Отмечена ассоциация крупных изометричных зерен, реже — пылевидных скоплений титаномагнетита с амфиболом, замещаемым актинолитом.

Кварц образует мелкие интерстиционные зерна и пойкилообласты с включениями амфибола, плагиоклаза и рудного минерала.

Апатит — в виде относительно крупных шестигранных призмочек ассоциирует с амфиболом, сопровождаемая скелетными выделениями магнетита с каймами лейкоксена.

Отмечены вторичные минералы: соссюрит по плагиоклазу, актинолит и хлорит по амфиболу, лейкоксен — по титаномагнетиту.

Цемент первой группы брекчий и обломки из второй — по химическим, минералогическим и структурным признакам близки и потому описываются совместно (см. табл. 40). Некоторое отличие обломков от цемента состоит в более крупной зернистости последнего. Структуры тех и других пород неравномернозернистые от гипидиоморфнозернистой до таблитчато-зернистой с участками офитовой и пойкилообластовой. Самая характерная черта пород, наблюдаемая в шлифах — присутствие крупных (до 5—6 мм) широкотаблитчатых зерен пятнисто-зонального плагиоклаза. Количество зерен последнего в цементе заметно больше, чем в обломках первой группы брекчий и составляет около половины всей массы плагиоклаза.

Амфибол в тех же морфологических разновидностях, что описаны для обломков брекчий первой группы, но количество его гораздо меньше (менее 20%), меняется и его железистость — до 0,63—0,75. Отмечено сонахождение крупных идиоморфных зерен титаномагнетита с реликтовым пироксеном и буро-зеленым амфиболом, а мелкозернистых скоплений и скелетных форм — с сине-зеленым актинолитом. Вторичные хлорит и соссюрит развиваются по амфиболу и плагиоклазу.

Цемент брекчий второй группы (см. табл. 40) представлен светлой среднезернистой породой с гипидиоморфной таблитчатозернистой структурой и редкими, постепенно исчезающими участками субофитовой. Кремнекислотность породы возрастает по мере исчезновения этих последних.

Плагноклаз преобладающе или полностью представлен идиоморфной широко таблитчатой с пятнистой зональностью разностью. Размеры зерен от 0,3 до 10 мм. С увеличением кремнекислотности породы растет количество более крупных зерен и возрастает степень "изъеденности" основных ядер кислой оболочкой, основность самих ядер падает; однако снижение основности наружных кайм при этом в зональных зернах идет быстрее в цементе, чем в похожих зернах из обломков.

Амфибол — первичная буро-зеленая обыкновенная роговая обманка с реликтами пироксена. Чем кислее порода, тем все чаще буро-зеленая роговая обманка, железистость которой снижается с 0,75 до 0,5, замещается сине-зеленым актинолитом с железистостью 0,62.

Титаномагнетит, как уже отмечалось выше, образует то идиоморфные зерна, ассоциирующие с пироксеном или буро-зеленой роговой обманкой, то в виде мелкозернистых скоплений сопровождается сине-зеленым актинолитом, в последнем случае часто вместе с апатитом.

Кварц присутствует в виде мелкозернистых скоплений и крупных (до 10 мм) изометричных, но ксеноморфных пойкилобласт, количество которых в породе возрастает с увеличением кремнекислотности породы.

В целом массив сравнительно мало метаморфизован, что подтверждается тектоническим соответствием состава свежих первичных плагноклазов и сосуществующих с ними буро-зеленых амфиболов как главных породообразующих минералов всей серии. Правда, в центральной части массива встречены отдельные блоки явно метаморфических пород с чередующимися полосами габбрового и плагногранитного состава. Возникли они, возможно, за счет интрузивных брекчий, так как между этими породами отмечен постепенный переход. В южной части массива залегают сильно перекристаллизованные габбро-амфиболиты, возникшие по ранним габброидам. В центральной и западной частях массива отмечено заметное окварцевание, особенно среди полосчатых метаморфических пород.

Разнообразно представлена в массиве дайковая серия: диабазовые порфириты, спессартиты, пироксен-плагноклазовые порфириты, плагнограниты варьирующего состава и по крайней мере двух возрастов, отделенных друг от друга дайками порфиритов и спессартитов.

В заключение заметим, что габбро-плагногранитная серия, так полно представленная в Катинадырском массиве и содержащая лабрадоровые плагнограниты, не являются уникальной и специфичной для Мугоджар. Сходные породы выявлены в Тагильском массиве (гл. 6). Кроме того, в литературе последних лет встречено описание подобных низкокалиевых и высокоизвестковистых плагногранитов из офиолитового комплекса Сармиенто (Южное Чили) и упоминание о лабрадоровых плагногранитах в офиолитовых комплексах динарид [172, 11].

ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ТАГИЛЬСКОЙ ТРОГОВОЙ
ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Магматизм этой зоны мы рассмотрим на примере крупного Тагильского массива (рис. 49). Начиная с ранних работ Н.К. Высоцкого [24] и до недавнего времени [56, 23], гранитоидные породы здесь рассматривались как дифференциаты габбровой магмы, давшей крупные массивы Платиноносного пояса. Так, Е.А. Кузнецов предполагал, что интрузивные породы Тагило-Баранчинского массива, а также окружающие его эффузивные образования зеленокаменной полосы произошли из единой габброидной магмы. Все интрузивные породы массива, по его мнению, формировались в одну фазу, так как имеются наблюдения над постепенными переходами от пироксенитов к габбро и от габбро к диоритам и сиенитам. Однако уже в работах Д.С. Штейнберга [131] и О.А. Воробьевой [23] приводятся данные о разновозрастном образовании основных и ультраосновных пород, с одной стороны, и средних и кислых — с другой.

Среди пород габбрового состава в Тагило-Баранчинском массиве рядом исследователей были выделены мелкозернистые, часто полосчатые породы, которые трактовались либо как метасоматические — апопорфировые габбро, либо как интрузивно-метаморфические — измеренное краевое габбро. Исследование мелкозернистых полосчатых пород, обрамляющих пироксенит-дунитовый массив горы Соловьевой [68] и пород Гороблагодатского участка северной оконечности Баранчинского массива, привели нас к выводу о происхождении этих пород за счет вулканогенных толщ, подвергшихся метаморфической дифференциации и мигматизации. Период формирования мелкозернистого комплекса обрамления горы Соловьевой был очень продолжительным: начавшись еще до внедрения габброидов он продолжался и после их кристаллизации.

Кроме указанных выше мест развития мелкозернистого полосчатого комплекса, породы подобного облика, но уже нередко содержащие кварц и потому более кислого состава, широко распространены вдоль восточного контакта соссуритовых габброидов платиноносного комплекса, отделяя их от гранитоидов Тагильского массива, что является одним из доказательств генетической самостоятельности последних.

Габброиды платиноносного комплекса отчетливо древнее габбро-гранитоидных серий Тагильского массива. В уралит-соссуритовых платиноносных габбро, в четырех километрах западнее пос. Карпушиха, нами наблюдались дайки плагиогранодиоритов и бескалцишпатовых мелкозернистых кварцевых габбро-диабазов. Особого внимания заслуживает тот факт, что последние породы по составу идентичны интрузивным габбро-диабазам ранней контрастной габбро-плагиогранитной формации, выделенной нами среди восточной полосы гранитоидов к юго-западу от пос. Карпушиха.

И.В. Семенов, В.А. Шилов, А.М. Верховский [94] установили многочисленные случаи пересечения пород эндоконтактной зоны массивов платиноносного комплекса, в том числе и Тагило-Баранчинского, пакетами параллельных диабазовых даек, имеющих раннесилурийский возраст, что свидетельствует о более древнем возрасте самого Платиноносного пояса. Некоторые данные по определению абсолютного возраста пород из массивов Платиноносного пояса являются подтверждением этого положения. Возраст горнблендитов из Качканарского массива по данным К—Аг метода — около 600 млн. лет [79]. Несколько меньшие цифры получаются при определении возраста пород из Тагильского массива: 452 млн. лет — анортозитовый

Р и с. 49. Схематическая геологическая карта Тагильского габбро-гранитоидного массива

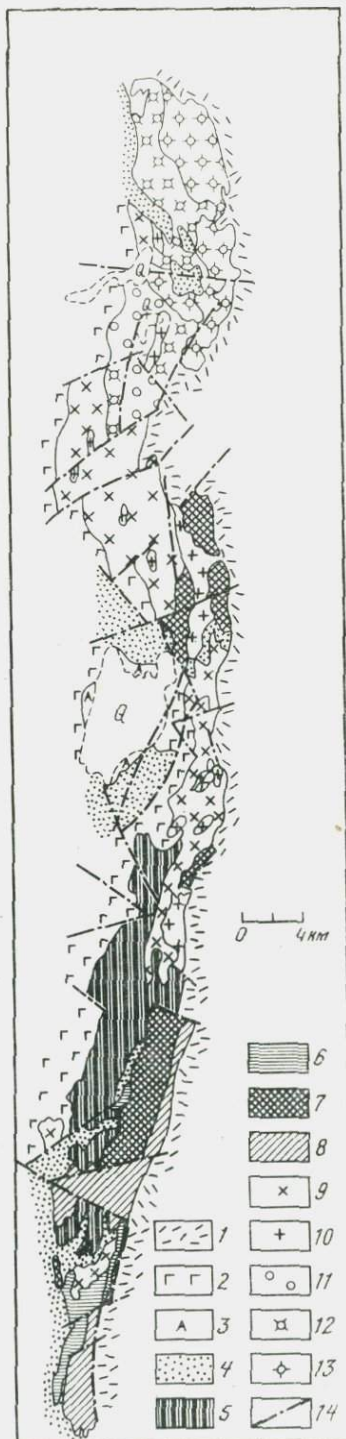
1 — вулканогенные толщи силура-нижнего девона; 3—4 — породы Платиноносного пояса; 2 — габброиды, 3 — анортозиты, 4 — комплекс мелкозернистых полосчатых роговиков; формации Тагильского массива: 5 — габбро-диоритовая; 6—8 — габбро-плагιοгранитная: 6 — габбро-диабазы, 7 — интрузивные брекчии, 8 — поля даек плагιοгранит-порфиров; 9, 10 — диорит-трондьемит-гранитная: 9 — диориты, кварцевые диориты, 10 — гранодиориты, трондьемиты, граниты; 11—13 — диоритсиенитовая: 11 — диориты и сиенито-диориты, 12 — известково-щелочные сиениты, 13 — субщелочные сиениты; 14 — линии тектонических нарушений

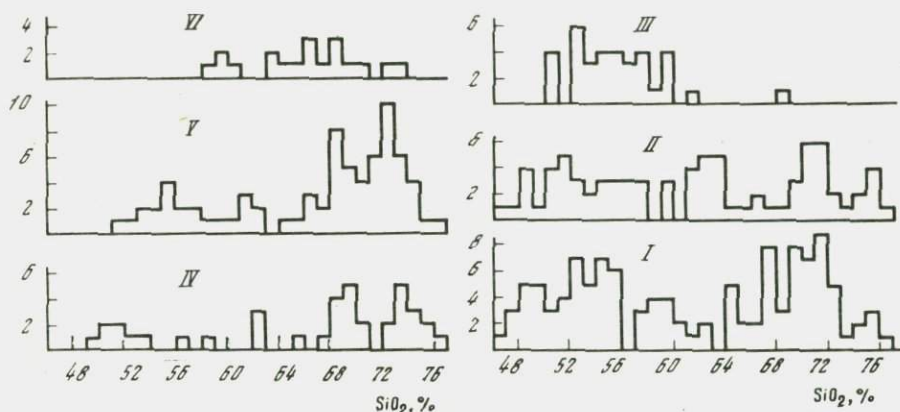
(плагιοклазитовый) цемент интрузивной брекчии ороговикованных габброидов с северного берега Черноисточинского пруда (устное сообщение А.И.Степанова). Возможно некоторое занижение возраста из-за наложенных процессов метаморфизма.

Гранитоидные породы Тагило-Баранчинского массива (т.е. Тагильский гранитоидный массив, описываемый здесь), как уже упоминалось выше, с запада отделены от платиноносных габброидов полосой мелкозернистого метаморфического комплекса, а с востока примыкают к зеленокаменным эффузивным толщам. Здесь в одном крупном протяженном (70 x 3—5 км) массиве можно проследить практически весь цикл силурийско-нижнедевонского магматизма.

Сменяя друг друга во времени от середины силура до верхов нижнего девона и в пространстве с юга от широты Верхнего Тагила до Кушвы на севере развиты породы габбро-диоритовой с повышенным содержанием калия, контрастной известковистой натривой габбро-плагιοгранитной, малокалиевой диорит-трондьемит-гранитной и известково-щелочной калиевой диорит-сиенитовой формаций (см. рис. 49). Приведенные на рис. 50 гистограммы распределения пород, составляющих вышеперечисленные формации, наглядно иллюстрируют эволюцию их во времени от более основных к кислым в каждой последующей формации появляются все более кислые (или щелочные) разности, увеличивается доля гранитоидов более кислого состава.

В 70-е годы на площади, занятой массивами Платиноносного пояса, проводились





Р и с. 50. Гистограммы распределения SiO_2 в породах Тагильского габбро-гранитоидного массива и его обрамления

Формации: I — контрастная диабаз-спилит-кварцальбитофировая нижнего-среднего лландовери; II — непрерывная липарит-дацит-андезит-базальтовая верхнего лландовери-нижнего венлока; III — габбро-диоритовая; IV — габбро-плагиигранитовая; V—VI — диорит-трондьемит-гранитная: V — диорит-трондьемитовая, VI — диорит-гранитная

разнообразные геофизические исследования [5, 30]. Интерпретация геофизических данных, как для габброидной (центральной), так и для гранитоидной (восточной) частей Тагило-Баранчинского массива, позволила сделать следующие выводы. Вертикальная мощность его, по данным гравиметрических съемок, в центральной габбровой части определяется в 8—12 км и, возможно, габбровые тела корнями связаны со слоем, отождествляемым с базальтовым. Установлено преобладающее восточное падение массива. Гранитоиды попадают в основном в градиентную зону максимумов, что позволило предположить, что интрузив приурочен к зоне разлома. Мощность гранитоидов в зоне разлома может достигать нескольких километров, но все они на глубине подстилаются габбро. Для массива характерны сложные, резко переменные, но преимущественно пониженные магнитные поля. Детальный анализ магнитного поля в сопоставлении с физическими свойствами пород позволил установить, что низкие значения обусловлены широко проявленными процессами зеленокаменных измерений, широко захватившими массив.

Итак, Тагильский габбро-гранитоидный массив и вмещающие его эффузивные толщ (см. рис. 49) в совокупности являются сложно построенным, значительно протяженным в пространстве и времени вулкано-интрузивным комплексом. Ниже приводится описание интрузивных формаций, составляющих его.

ГАББРО-ДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы формации занимают крайне западное положение в Тагильском массиве, протягиваясь полосой 1,5—2,5 км общей протяженностью около 20 км от широты пос. Карпушиха на юге до юго-западных отрогов горы Юрьев Камень (в 3,5 км к югу от Черноисточника) на севере (см. рис. 49). В более южном Ревдинском массиве породы габбро-диоритовой формации широко распространены, занимая также крайне западное положение среди гранитоидных пород.

Вмещающими для габбро-диоритовой формации с запада служат чаще

Таблица 41

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах габбро-диоритовой формации Тагильского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50,36	50,80	52,02	52,52	54,14	56,68	57,72	58,34	59,80
TiO ₂	1,36	0,94	1,05	0,94	1,00	0,84	0,84	1,00	0,86
Al ₂ O ₃	13,11	15,19	16,66	16,30	15,79	16,80	16,74	15,79	15,10
Fe ₂ O ₃	3,71	3,79	2,29	3,07	2,42	1,50	2,30	2,16	2,27
FeO	10,62	6,40	8,68	6,97	7,63	6,76	4,68	6,46	5,75
MnO	0,25	0,17	0,19	0,02	0,17	0,02	0,11	0,13	0,03
MgO	6,00	7,07	4,29	4,79	4,01	2,55	2,16	2,06	2,16
CaO	9,22	7,40	8,92	9,16	7,90	6,58	6,48	6,08	5,39
Na ₂ O	2,36	2,16	2,98	2,29	2,44	2,62	2,44	2,96	3,43
K ₂ O	1,48	2,52	1,68	1,68	1,56	2,48	3,12	2,92	2,52
H ₂ O ⁺	0,52	3,14	1,26	1,70	2,50	2,04	2,52	0,79	1,88
H ₂ O ⁻	0,20	0,22	0,05	0,16	0,07	—	—	0,10	—
P ₂ O ₅	0,60	0,20	0,34	0,13	0,34	0,34	0,28	0,40	0,43
П.п.п.	0,88	3,17	1,06	2,27	2,39	2,05	2,29	0,90	2,19
Σ	100,20	100,07	100,20	100,30	99,82	99,22	101,68	99,25	99,93
F	0,05	0,07	0,04	—	0,03	—	0,03	0,05	—
Cl	0,05	0,05	He опр.	—	0,005	—	0,05	0,05	—
Rb	35	60	30	45	41	69	110	92	38
Sr	394	370	582	380	357	492	500	390	363
Ba	295	185	207	—	294	—	—	412	—
Ce	75	56	60	—	95	—	—	91	—
Mo	2,6	—	4,0	—	3,0	1,5	—	2,4	—
Pb	8,7	—	8,5	—	8,7	7,4	—	6,2	—
Sn	4,3	—	5,9	—	2,7	1,6	—	1,5	—

Примечание. 1,3 — габбро-норит с правого берега ручья Полуденной Шайтанки; 2 — габбро, гора Липовая; 4, 5 — габбро-диориты с Ермаковой и горы Сухарной; 6, 7 — диорит и сиенито-диорит с горы Ермаковой; 8 — гиперстеновый кварцевый диорит с первого берега ручья Полуденной Шайтанки; 9 — диорит кварцевый с горы Ермаковой.

всего породы мелкозернистого полосчатого комплекса, изредка — платиноносные пироксеновые и оливковые габброиды. На востоке с породами формации контактируют (с юга на север): интрузивные брекчии или дайковые тела плагиогранит-порфиров контрастной габбро-плагиогранитной формации и такситовые диориты диорит-трондьемит-гранитной формации. Таким образом, по мере продвижения с юга на север в соприкосновение с габбро-диоритовой формацией приходят породы все более молодого возраста. Возрастное же положение самой габбро-диоритовой формации по отношению к габбро-плагиогранитной неопределенно. Среди жильных пород, секущих породы габбро-диоритовой формации, наряду с высококалийными отмечаются разности, бедные этим элементом, похожие на представителей контрастной формации. Появление последних тем не менее не проясняет вопроса, так как эти породы содержат гораздо больше Sr, чем сходные по химизму породы контрастной габбро-плагиогранитной формации (см. рис. 42, 44). В сравнении с диорит-трондьемит-гранитной формацией габбро-диоритовая явно древнее, так как жильные диоритовые порфириты с более низким $K_2O = 1,04\%$ секут габбро-нориты с $K_2O = 1,48\%$, к тому же ксенолиты габбро-диоритов встречаются в кварцевых диоритах Юрьева Камня (см. табл. 45, ан. 1).

Вопрос о комагматизме из-за возрастной неопределенности также остается открытым, хотя нельзя не обратить внимание на большое сходство в химизме и минеральном составе пород габбро-диоритовой формации и пород из нижней части разреза непрерывной липарит-дацит-андезит-базальтовой формации верхнего лландовери—нижнего венлока. Последние представлены одно- и двупироксеновыми покровными порфиритами андезитового и андезито-базальтового состава с повышенным содержанием K_2O . К сожалению, сопоставление затруднено, ибо часто наложенные процессы деанортитизации и альбитизации в эффузивах заметно изменяют первичный минеральный, а следовательно, и химический состав.

В состав формации входят разнообразные породы: габбро кварцсодержащее, габбро-нориты, кварцсодержащие и кварцевые диориты и в виде жильной фации — сиенито-диориты до граносиенитов (табл. 41, 42). Породы средне- и крупнозернистые, иногда отчетливо порфиридовидные, имеют характерный внешний облик, связаны общностью минерального состава.

Плагиоклаз в породах серии обычно сосюритизирован. Исключение составляют габбро-нориты и гиперстеновые диориты, обнажающиеся по правобережью р. Полууденной Шайтанки и на западном склоне горы Сухарной. Плагиоклазы в них, как и остальные минералы, очень свежие, с отчетливой зональностью от $58\% An$ в ядре до $42\% An$ в краевой зоне. Закон двойникования альбитовый и альбит-карлсбадский.

Калиевый полевой шпат в породах ассоциации — незначительная, но постоянная примесь. Присутствует в неправильных изометричных, а иногда и в ксеноморфных зернах, находящихся нередко в реакционных взаимоотношениях с плагиоклазом. Количество — $10-12\%$, размеры зерен — $0,2-0,5$ мм. Обычно это решетчатый микроклин с $ng = 1,524$, $np = 1,517$ и $-2V = 80-87^\circ$, реже — ортоклаз с $001 \perp Nm = 3-4^\circ$, $np = 1,524$, $ng = 1,530$ и $-2V = 70^\circ$.

Темноцветные минералы — моноклинный пироксен, иногда еще и гиперстен, биотит и амфибол.

Пироксен — диопсид-авгитового ряда с $f = 0,36-0,38$ ($np = 1,684$), часто уралитизирован, замещается биотитом и амфиболом. Отмечено более раннее появление красно-бурого биотита в сравнении с амфиболом, что подтверждается более низкой железистостью первого ($ng = nm = 1,659$), $f = 0,50-0,56$ против $0,62$ у амфибола.

Т а б л и ц а 42

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в жильных породах габбро-диоритовой формации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	56,74	57,90	58,34	59,08	59,40	61,24	63,94	68,36
TiO ₂	0,75	0,52	0,56	1,13	1,16	1,10	0,77	0,72
Al ₂ O ₃	19,38	18,30	19,92	15,74	14,77	16,22	15,29	13,92
Fe ₂ O ₃	2,44	1,69	3,29	1,20	1,42	2,35	2,08	1,27
FeO	5,03	4,69	1,48	8,10	7,81	3,50	3,74	2,78
MnO	0,07	0,17	0,05	0,13	0,12	0,10	0,09	0,04
MgO	2,05	2,10	0,27	2,14	2,18	1,52	1,19	0,83
CaO	4,80	5,96	8,13	3,32	4,03	4,42	5,41	2,65
Na ₂ O	5,69	3,60	5,85	2,92	2,76	3,08	4,44	2,53
K ₂ O	0,66	1,04	0,35	3,32	3,20	4,28	0,56	4,50
P ₂ O ₅	0,20	0,16	0,19	0,37	0,39	0,31	0,20	0,14
П.п.п.	1,98	3,12	1,38	2,50	2,49	1,81	1,78	1,29
H ₂ O ⁺	—	2,76	—	2,65	2,50	1,82	1,97	0,97
H ₂ O ⁻	—	0,10	—	0,09	0,11	0,06	0,07	—
Σ	99,79	99,05	99,81	99,63	99,80	99,60	99,51	99,02
F	0,03	0,023	0,02	0,05	0,07	0,06	0,03	<0,01
Cl	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Rb	28	11	4	70	65	—	15	88
Sr	561	510	824	227	212	—	394	408
Ba	—	258	—	—	280	—	—	—
Ce	—	<40	—	—	69	—	—	—
Sn	—	2,6	—	—	4,3	—	1,9	—
Pb	—	5,5	—	—	8,7	—	4,2	—
Mo	—	1,7	—	—	2,6	—	1,1	—

П р и м е ч а н и е. 1, 3 — мелкозернистый диорит, гора Ермакова; 2, 4, 5 — диоритовый и сиенито-диоритовые порфириты с правобережья речки Полуденной Шайтанки; 6, 7, 8 — мелкозернистый кварцевый сиенит, плагиогранодиорит и граносиенит, гора Ермакова.

Амфибол — обыкновенная роговая обманка, часто с ядрами резорбированного пироксена, окрашена в буро-зеленый цвет, $f = 0,62$ ($ng = 1,692$, $np = 1,672$), при зеленокаменном изменении замещается голубовато-зеленым актинолитом с $f = 0,56$ ($ng = 1,674$, $np = 1,652$).

В габбро-норитах и гиперстеновых диоритах, кроме описанных минералов, присутствует еще и гиперстен с $f = 0,50$. Ниже приводятся анализы темноцветных минералов из гиперстенового диорита с правого берега р. Шайтанки (табл. 43).

Из вторичных и акцессорных минералов в породах серии обычно присутствуют апатит и магнетит.

Магнетит всегда вторичный, выделяется при разложении темноцветных минералов, возможно, с некоторым содержанием титана, так как ассоциирует со сфеном, замещаемым лейкоксеном. Количество его составляет 0,92–2,43%.

Апатит — довольно заметная и характерная примесь — от 0,3 до 1%, часто в довольно крупных (2–3 мм) призмочках, ассоциирующих с амфиболом.

Для петрохимической характеристики габбро-диоритовой серии был отобран и исследован материал с западного склона горы Сухарной (в 3 км

Таблица 43

Химический состав (вес. %) темноокрашенных порообразующих минералов из гиперстен-биотитового диорита (обр. 520)

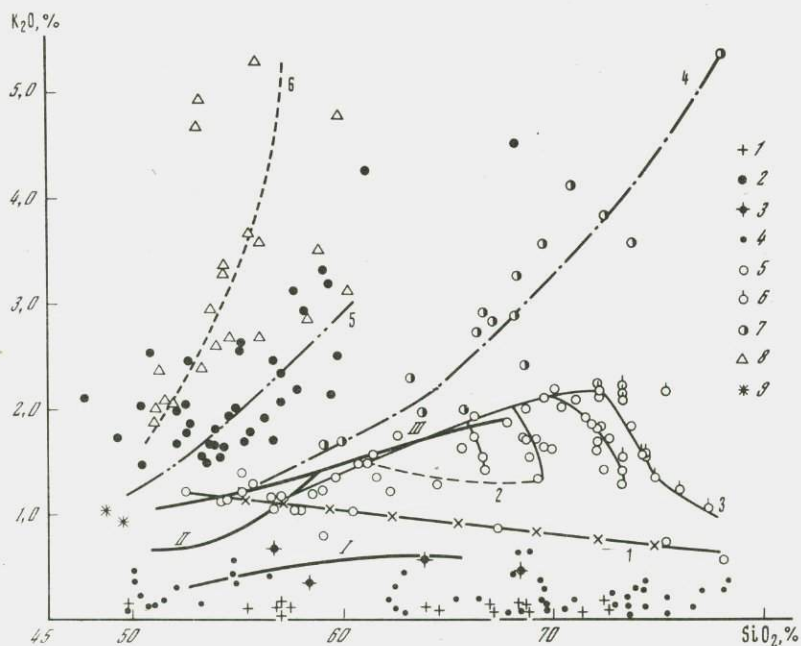
№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	51,18	0,46	2,76	1,97	12,07	0,35
2	49,76	0,39	2,02	2,75	25,02	0,80
3	35,98	5,57	11,77	4,35	16,85	0,14

Примечание. 1. Моноклинный пироксен диопсид-авгитового ряда $(Ca_{0,65} \times Mg_{0,81} Fe_{0,81}^{2+} Mn_{0,01} Ti_{0,03} Al_{0,12})_{2,0} \cdot (Si_{1,95} Fe_{0,05}^{3+})_{2,0} O_6$ $f = 0,36\%$, $Nm = 1,686$; $Ng = 42$, $2V = 50^\circ$.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Σ
14,20	15,86	0,32	0,08	0,26	0,06	99,57
16,43	1,41	0,32	0,08	0,40	0,10	99,80
11,75	0,13	0,04	7,84	2,98	0,08	99,08

2. Гиперстен $(Ca_{0,06} Mg_{0,91} Fe_{0,77}^{2+} Mn_{0,24} Ti_{0,01})_{1,99} (Si_{1,25} Al_{0,09} Fe_{0,07}^{3+})_{2,01} O_6$ $f = 0,49$.

3. Биотит $[K, Na_{0,81} Ca_{0,01} (H_3O^{3+})_{0,18} J_{1,0} \cdot (Mg_{1,38} Fe_{1,10}^{2+} Fe_{0,26}^{3+} Mn_{0,01} Ti_{0,25})_{3,0} \times (Si_{2,83} Al_{1,09} Ti_{0,08})_4 \cdot O_{1,0} (O_{0,30} OH_{1,56} F_{0,14})_{2,0}]$, $f = 0,50$, $Ng \approx Nm = 1,651 \pm 0,002$

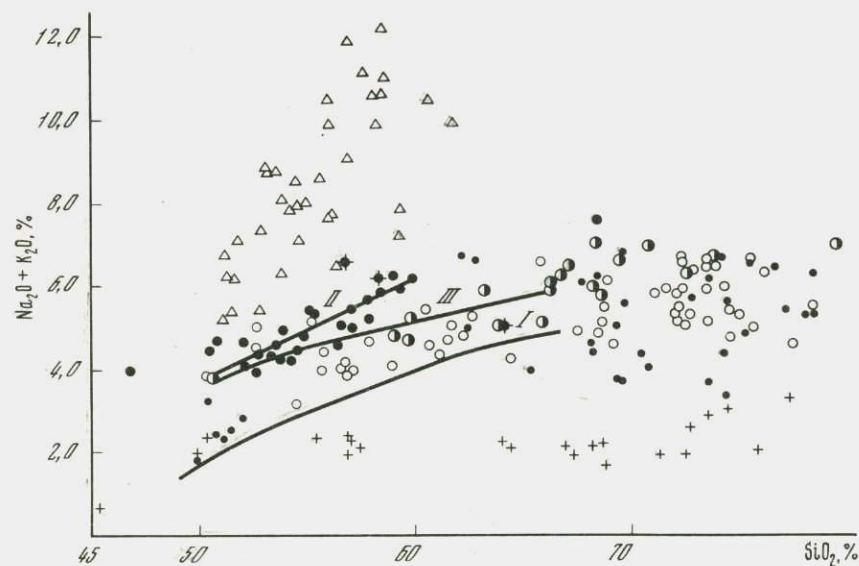
Рис. 51. Диаграмма K₂O—SiO₂

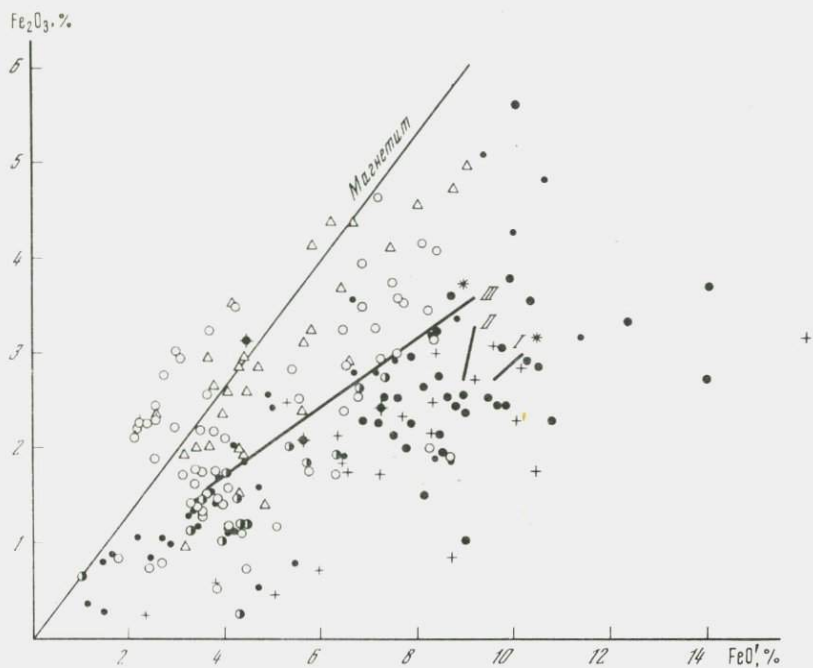
1 — габбро-плаггиогранитный комплекс Катынадырского массива; 2—8 — формации Тагильского массива: 2 — габбро-диоритовая; 3 — жильная низкокалевая фация в габбро-диоритах горы Ермаковой; 4 — габбро-плаггиогранитная; 5—7 — диорит-трондьемит-гранитная; 5 — диориты и амфибол-биотитовые плаггиограниты, 6 — биотитовые плаггиограниты, 7 — гранодиориты и граниты; 8 — диорит-сиенитовая; 9 — средние составы габбро-норитов Кумбинского и Кытлымского массивов Платиноносного пояса. Островодужные серии: I — Тонга [141, 144], II — Северные Марианны [148], III — Курило-Камчатская [62]. Линии дифференциации в диорит-гранитоидных формациях Тагильского массива: калиофобная на горе Дыроватихе (1), на горе Журавлев Камень (2); калиофильные — к западу от поселка Лёвиха, на горах Косогор и Липовая (3), на горах Юрьевом и Окалейском Камне (4); габбро-диоритовая формация горы Ермаковой, Сухарной, в среднем течении р. Шайтанки (5), диорит-сиенитовая формация Тагило-Кушвинского массива (6)

к юго-западу от Карпушихи), с правобережья р. Шайтанки (на широте Карпушихи), с восточного склона горы Ермаковой (2 км западнее Левихи) и из крупного ксенолита с вершины горы Липовой (2 км восточнее Черноисточинска).

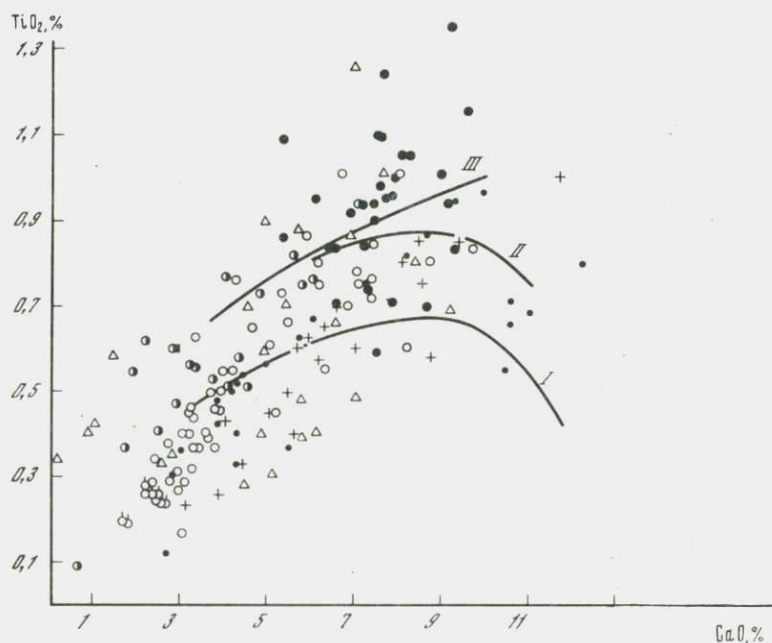
На всех участках распространения пород габбро-диоритовой формации встречаются все разновидности, входящие в серию, однако на восточном склоне горы Ермаковой преимущественно развиты диориты, а на правобережье р. Шайтанки — гиперстенсодержащие габбро и диориты.

Анализ материала, отобранного из двухкилометрового широтного разреза с восточного склона горы Ермаковой, показал отсутствие какой-либо зональности в распределении пород габбро-диоритовой формации от западного контакта к восточному. Колебания кремнезема и содержания окиси натрия и калия связаны прямой, а кальция, магния и железа — обратной

Рис. 52. Диаграмма (Na₂O + K₂O) — SiO₂
Обозначения те же, что на рис. 51



Р и с. 53. Диаграмма $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO}'$
 Обозначения те же, что на рис. 51



Р и с. 54. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{CaO}$
 Обозначения те же, что на рис. 51

зависимостью и свидетельствуют об отсутствии в породах наложенных метасоматических процессов. Отметим, что при одинаковой основности породы габбро-диоритовой формации содержат больше калия, чем породы других, более молодых, формаций, за исключением самой молодой в регионе диорит-сиенитовой формации (рис. 51, 52).

При сравнительно большом диапазоне содержаний суммарного железа уровень окисного железа в породах габбро-диоритовой формации сравнительно невысок и сопоставим с уровнем окисного железа в породах Кытынадырского массива и некоторых диоритов, гранодиоритов и гранитов диорит-трондьемит-гранитной малокалиевой формации Тагильского массива (рис. 53). Среди всех формаций габбро-диоритовая выделяется наибольшим уровнем суммарного железа при одинаковой известковистости, уступая в этом отношении только некоторым габбро-диабазам Кытынадырского массива.

В сравнении с островодужными современными сериями (Тонга, Марианской и Курило-Камчаткой) по уровню калия породы габбро-диоритовой формации группируются много выше, по сумме щелочей полностью совпадают с уровнем Марианской дуги, по содержанию Fe_2O_3 — ниже значений для Курило-Камчатской дуги (см. рис. 53), а по общему железу находятся между линиями для Курило-Камчатской дуги и дуги Тонга, имея тот же угол наклона (см. рис. 51—53).

Породы ассоциации содержат заметные количества титана, фосфора, рубидия и стронция на фоне более низких значений этих величин в других формациях Тагильского массива (рис. 54—56). По соотношению Rb и Sr большинство точек габбро-диоритовой формации попадает в поле нормальных островодужных серий (см. рис. 57).

ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы этой серии были выделены в генетически единую формацию Л.В. Малаховой в 1977 г. Преимущественным распространением они пользуются в юго-восточной части Тагильского массива — от ширины города Верхний Тагил до пос. Карпушиха, спорадически появляясь севернее.

В физических полях породы габбро-диабаз-плагиогранитной формации вследствие широко проявленного низкотемпературного зеленокаменного метаморфизма различаются с трудом. Плагиограниты, как правило, немагнитны и повышенные магнитные поля дают либо тогда, когда служат цементом интрузивных брекчий и сильно контаминированы, либо когда подстилаются более магнитными габбро-диабазами и габброидами. Судя по характеру отображения плагиогранитоидных комплексов в гравитационном поле, они связаны с зонами разлома в восточной части Тагильского массива и практически не выделяются на фоне гравитационной ступени [5].

Представлена формация широким набором пород: от ранних мелкозернистых кварцсодержащих габброидов и габбро-диабазов до кварцевых диоритов, плагиогранодиоритов, трондьемитов и плагиогранитов. Кроме того, значительные пространства заняты интрузивными брекчиями, состоящими из обломков ороговикованных, в разной степени измененных габбро-диабазов, сцементированных породой переменного состава — от кварцсодержащего диорита до плагиогранита (см. рис. 49). Наконец, на площадях, занятых породами формации в крайней восточной полосе, примыкающей вплотную к диабаз-спилит-кварцальбитофировой вулканогенной толще, распространен самый молодой в описываемой формации комплекс плагиогранит-порфиоров. Жилы, дайки, силлоподобные субвулканические тела

Таблица 44

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах контрастной габбро-плагиогранитной формации Тагильского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	49,76	51,02	51,46	52,00	57,90	65,40	68,20	68,26	69,42	70,55	73,60	74,24	74,42	75,32	77,06
TiO ₂	0,97	0,55	0,95	0,68	1,53	0,63	0,40	0,56	0,54	0,42	0,52	0,48	0,36	0,30	0,32
Al ₂ O ₃	19,10	14,80	16,10	18,09	18,20	15,39	14,30	13,18	14,56	14,67	12,10	11,60	12,29	12,39	11,54
Fe ₂ O ₃	4,30	1,88	4,86	3,58	1,90	1,80	1,61	1,36	1,89	2,09	4,45	1,07	1,00	1,08	0,85
FeO	6,08	7,00	6,16	3,44	5,53	3,76	3,28	2,08	2,66	2,19		1,22	1,98	1,69	1,76
MnO	0,09	0,17	0,18	0,14	0,18	0,08	0,05	0,07	0,08	0,04	0,08	0,04	0,05	0,04	0,03
MgO	4,28	7,96	6,08	4,85	2,19	1,61	2,06	1,69	1,15	1,06	1,90	0,89	0,16	0,37	0,49
CaO	9,92	10,51	9,37	11,03	6,10	5,73	4,32	4,98	4,46	3,86	4,30	3,81	1,83	2,80	1,31
Na ₂ O	1,70	2,18	2,37	2,52	4,69	3,50	4,10	3,79	3,56	4,20	3,62	3,97	5,15	4,59	5,03
K ₂ O	0,10	0,13	0,18	0,30	0,15	0,20	0,44	0,62	0,18	0,09	0,05	0,29	0,36	0,21	0,27
P ₂ O ₅	0,20	0,06	0,10	0,16	0,49	0,13	0,09	0,19	0,12	0,08	0,10	0,11	0,05	0,06	0,06
П.п.п.	2,82	3,49	1,98	3,42	0,98	1,54	1,50	2,59	1,38	1,17	0,14	0,54	1,90	0,99	0,80
Σ	99,32	99,75	100,05	100,21	99,84	99,77	100,39	99,38	100,00	100,43	100,78	99,43	99,56	99,84	99,43
Rb	—	—	<3	4	—	—	—	14	<3	—	He обн.	—	He обн.	3	~3
Sr	—	—	323	322	—	—	—	271	332	—	266	—	168	196	125
Ba	—	—	<50	<50	—	—	—	≤50	≤50	—	—	—	60	≤50	<50
Ce	—	—	30	30	—	—	—	50	50	—	60	—	50	40	60
Y	—	—	13	18	—	—	—	50	40	—	42	—	60	22	60
La	—	—	8	8	—	—	—	18	11	—	14	—	21	12	21
Yb	—	—	2,5	1,6	—	—	—	3,5	3,3	—	4,0	—	5,0	2,4	6,0
Zr	—	—	50	80	—	—	—	331	123	—	205	—	251	178	166
Sn	—	—	1,6	2,2	—	—	—	3,3	0,6	—	1,5	—	1,7	2,3	1,5
Pb	—	—	1,2	3,3	—	—	—	3,7	2,2	—	1,4	—	0,9	3,3	0,8
Mo	—	—	2,0	2,8	—	—	—	1,3	1,6	—	1,1	—	3,2	3,2	2,4
V	—	—	338	208	—	—	—	100	52	—	56	—	8	125	6
Cr	—	—	126	162	—	—	—	102	20	—	8	—	66	10	100
Co	—	—	27	20	—	—	—	7	10	—	7	—	2	5	16
Ni	—	—	34	40	—	—	—	23	11	—	14	—	2	17	3

Примечание. 1—4 — габбро и габбро-диабазы; 5—9, 13 — цемент интрузивных брекчий; 5 — диорит, 6 — плагиогранодиорит, 7—9 — плагиоадамеллиты, 13 — плагиогранит гранофировый; 10, 11 — плагиогранит-порфиры гранофировые амфило-

вые жильные; 12 — плагиогранит из гальки, включенной в конгломерат основания порфириновой свиты (анализ В.П. Логинова [64]); 14, 15 — плагиограниты биотитовые, хлоритизированные жильные.

субширотного простираения слагают целые поля, залегающие то среди габбро-диабазов, то среди интрузивных брекчий. Отмечаются четкие закаленные контакты у жил, секущих габбро-диабазы, и отсутствие зон закалки у жил, встречающихся среди интрузивных брекчий.

Обнадеженность на площадях развития пород формации довольно скудная, однако с юга на север можно проследить смену более ранних фаз поздними. Так, габбро-диапазы (табл. 44, ан. 1—4) наиболее распространены в самой южной части Тагильского массива — на южных, восточных и северо-восточных склонах гор Долгой, Малиновой и Сутук (в западе от г. Верхний Тагил). Несколько севернее — в районе горы Шабур и далее по восточному склону горы Сухарной — тянутся поля интрузивных брекчий с диоритовым цементом. На широте пос. Карпушиха цемент брекчий становится более лейкократовым, приобретает сначала плагиогранодиоритовый, а потом и плагиогранитный состав. Начиная с широты горы Шабур, далее к северу и

особенно к востоку (в районе шахты "Победа") среди полей интрузивных брекчий появляются и приобретают широкое развитие дайки самого мододого плагиогранит-порфирикового комплекса. Заметным развитием здесь пользуется сульфидная минерализация и серицитизация, наложенная как на жильную серию, так и на цемент интрузивных брекчий.

Вещающими породами для габбро-плагиогранитной формации с запада служат либо уралит-сосюритовые платиноносные габброиды и породы мелкозернистого роговикового комплекса (для габбро-диабазов), либо породы габбро-диоритовой формации (для интрузивных брекчий). На востоке субвулканические и жильные тела комплекса плагиогранит-порфиров контактируют с эффузивами диабаз-спилит-кварцальбитофировой формации раннего и среднего лландовери.

Последним определяется нижний возрастной предел формирования описываемой формации. Верхний возрастной предел устанавливается фактом

находки В.П. Логиновым [64] гальки известково-натриевого плагиогранита (см. табл. 44, ан. 12) в конгломератах основания именованной свиты позднего венлока — лудлова.

Структуры в габбро-диабазовых офитовых, габбро-офитовых, в диоритах и плагиогранодиоритах из цемента брекчий — гипидиоморфнозернистые и гранофирировые; в самостоятельных жильных телах — порфирировидные и таблитчато-зернистые.

Наиболее характерной чертой является низкое содержание окиси калия (0,1–0,5%) в породах всей серии в сравнении с другими формациями Тагильского массива, сопоставимое с содержанием этого окисла в породах Кытынадырского габбро-плагиогранитного массива в Западных Мугуджарах и породах островной дуги Тонга (см. рис. 51).

Для всей формации характерна значительная регионально наложенная альбитизация, столь обычная для ранних периодов становления эвгеосинклиналей. Однако на основании изучения местами сохранившихся мало измененных габброидов и плагиогранитов, анализы которых приведены в табл. 44, можно говорить о первичном довольно известковистом плагиоклазе во всей серии: 70–75% *Al* в габброидах и 45–30% *Alv* плагиогранитах. И лишь в самых молодых плагиогранит-порфирах состав плагиоклаза соответствует альбиту с 8–12% *Al*.

Сумма щелочей в породах формации не затронутых альбитизацией заметно выше, чем в однотипных породах Кытынадырского массива, за исключением габброидов, и сопоставима с уровнем содержания щелочей в гранитоидах других формаций Тагильского массива и в породах островной дуги Тонга (см. рис. 52).

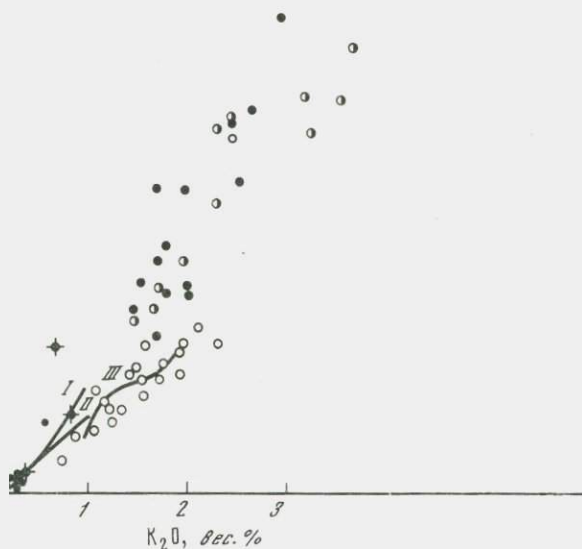
Калиевый полевой шпат во всех породах серии отсутствует. Преобладающий темноцветный минерал — амфибол, лишь в гранофирировых плагиогранитах восточной апикальной части массива встречается в единичных чешуйках хлоритизированный биотит с $f = 0,45$.

Кварц — постоянный, все возрастающий по количеству от основных к кислым членам формации минерал.

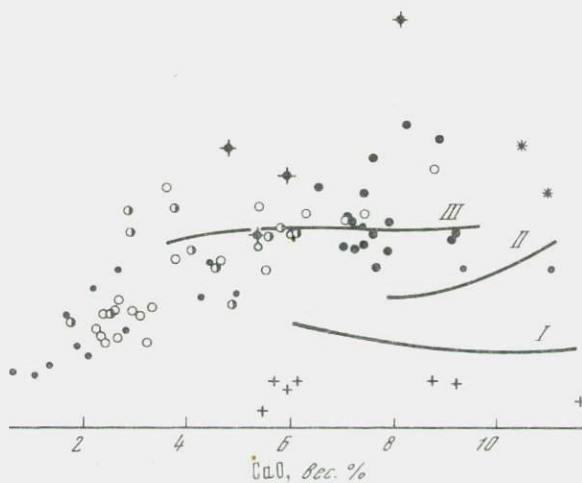
В габброидах изредка присутствует уралит с $f = 0,45$, по-видимому, заместивший пироксен. По обычно и габброиды в самостоятельных телах, и обломки, и цемент интрузивных брекчий подверглись региональной амфиболитизации. Железистость амфибола — обыкновенной роговой обманки — несколько варьирует: для обломков — от 0,28 до 0,30, а для цемента — от 0,30 до 0,36. Эта разница, по-видимому, связана с различием железистости первичных темноцветных минералов.

Рудный минерал в небольших количествах присутствует во всех породах формации. По составу, вероятно, это титаномагнетит, так как постоянно окружен венчиками сфена или лейкоксена. По характеру выделения и отсутствию идиоморфных зерен это вторичный минерал, ассоциирующий либо с уралитом, либо с актинолитом или хлоритом, заместившими соответственно пироксен, обыкновенную роговую обманку или биотит. Титаномагнетит нередко сопровождается апатитом.

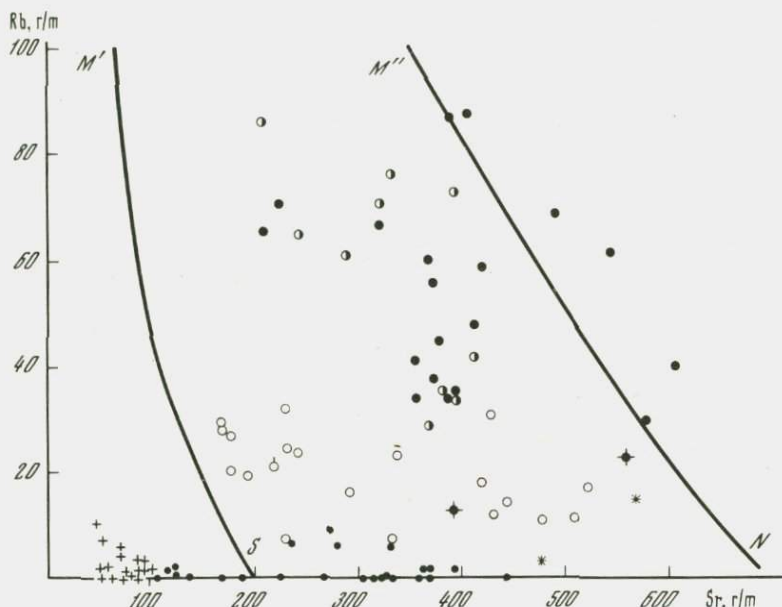
Габбро-диабазовый облик фемических членов и микропегматитовые структуры в плагиогранитах свидетельствуют о гипабиссальных условиях формирования пород формации. На диаграммах Fe_2O_3-FeO и TiO_2-CaO (см. рис. 53, 54) породы габбро-плагиогранитной формации не отличаются от других формаций Тагильского массива, давая довольно сильный разброс точек, вызванный, возможно, вторичными наложенными процессами. По содержанию титана породы формации, особенно основные ее члены, занимают промежуточное положение между сериями островных дуг Тонга и Курило-Камчатской и не отличаются от диорит-трондьемит-гранитной формации



Р и с. 55. Диаграмма Rb — K_2O
 Обозначения те же, что на рис. 51



Р и с. 56. Диаграмма Sr — CaO
 Обозначения те же, что на рис. 51



Р и с. 57. Диаграмма Pb-Sr

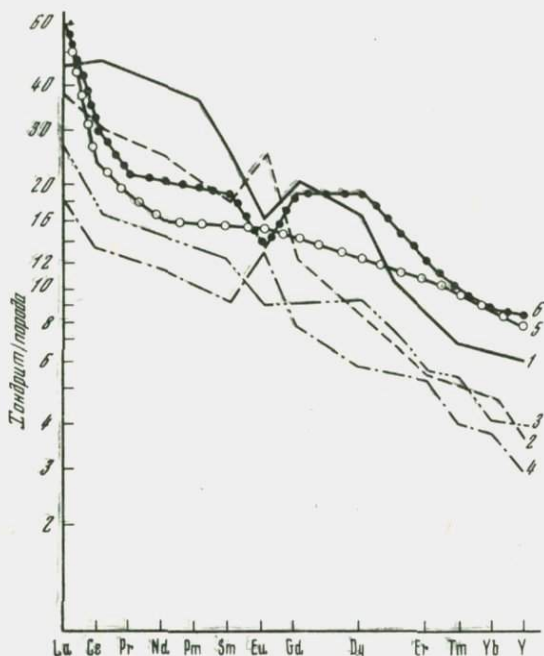
Обозначения те же, что на рис. 51. Линии $M'S$ и $M''N$ ограничивают поле островодужных формаций

Тагильского массива (см. рис. 54). Содержание фосфора в породах — самое низкое в сравнении с другими формациями массива, причем с уменьшением основности количество его еще убывает.

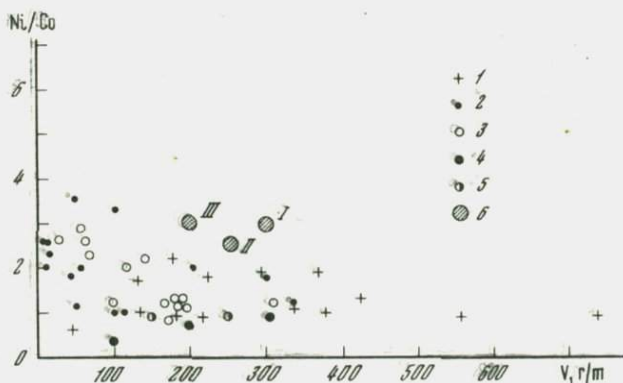
Особо следует остановиться на самом позднем из всех пород формации комплексе жильных, дайковых и силлоподобных тел плагиогранит-порфиров. Во вкрапленниках этих пород содержатся все характерные для них породообразующие минералы: кислый плагиоклаз с 8–10% An , кварц, амфибол, замещенный актинолитом, или биотит (?), нацело замещенный эпидот-хлоритовым агрегатом. Основная масса — сферолито-гранофировая, сноповидная, бостонитоподобная. По минеральному и химическому составу они точно соответствуют предельным разностям с $SiO_2 = 75–76\%$. Четкая выраженная морфология, устойчивые химико-петрографические характеристики и значительное пространственное распространение (не менее 1/3 площадей, занятых продуктами формации) послужило основанием для выделения этих пород в отдельный комплекс.

В заключение еще раз подчеркнем геохимические особенности формации. Это крайне низкие содержания рубидия — максимальные значения составляют 14 г/т, а чаще это уровень порога чувствительности (см. табл. 44, рис. 55, 57). Последняя диаграмма отчетливо указывает на принадлежность пород к ранним островодужным сериям. По уровню содержания стронция (см. табл. 44, 47, рис. 56, 57) породы мало отличаются от остальных формаций Тагильского массива. Другие геохимические особенности пород отображены на соответствующих диаграммах (рис. 58–59).

По набору пород, сопряженности в пространстве, близости химического состава габбро-плагиогранитная формация сходна с контрастной диабаз-спилит-кварцальбитофировой формацией раннего и среднего пландовери (см. рис. 50, формации I и IV). Среди основных разностей интрузивной и эффу-



Р и с. 58. Нормированные содержания РЗЭ в породах Тагильского массива
 1-2 — габбро-диоритовая формация: диорит (1) и жильный граносиенит (2) с горы Ермаковой; 3-6 — диорит-трондеемит-гранитная формация: кварцевый диорит (3) и биотитовый жильный трондеемит (4) с горы Журавлев Камень, кварцевый диорит (5) и адамеллит (6) с горы Юрьев Камень ..



Р и с. 59. Диаграмма Ni/Co — V
 1 — Катынадырский массив; 2, 3 — формации Тагильского массива: 2 — габбро-плагиогранитная, 3 — диорит-трондеемит-гранитная

живной формаций отмечены как нормативный, так и модалный кварц, встречаются однотипные темноцветные минералы, одинаково широко распространены зеленокаменные метаморфические изменения — альбитизация и актинолитизация. Очень характерно низкое содержание калия. Сопоставим уровень и набор редких элементов. Все перечисленные признаки сходства свидетельствуют в пользу комагматичности обеих формаций.

ДИОРИТ-ТРОНДЪЕМИТ-ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ

В Тагильском габбро-гранитоидном массиве породы этой формации занимают пространство, в 1,3 раза превышающее площадь распространения габбро-плагиогранитной и габбро-диоритовой формаций вместе взятых. Наибольшим развитием в формации пользуются кварцсодержащие и кварцевые диориты (см. рис. 49, 50, табл. 45). Кроме диоритов, в состав формации входят гранодиориты, трондъемиты и аплитовидные граниты, в совокупности составляющие 15—17% площади всей формации.

Породы формации, занимая восточную часть Тагильского габбро-гранитоидного массива, тянутся с юга от западного склона горы Сухарной на север до западной окраины Нижнего Тагила почти непрерывной 40-километровой полосой при ширине от 1,5 до 3 км. На западе формация контактирует с древними уралит-соссюритовыми габброидами, породами габбро-диоритовой формации или мелкозернистыми полосчатыми роговиковыми породами, а на востоке — прорывает зеленокаменные вулканогенные толщи. В формации выделяются две ветви дифференциации диорит-трондъемитовая и диорит-гранитная. В целом она имеет очень большое сходство с опдалит-трондъемитовой серией юго-западной Норвегии [153].

Возрастные взаимоотношения формации с габбро-плагиогранитной и габбро-диоритовой формациями однозначны. Диоритовые порфириты — жильные аналоги интрузивных диоритов — секут цемент интрузивной брекчи ранней габбро-плагиогранитной формации, габбро-диориты и гиперстеновые диориты габбро-диоритовой формации. Сами же диориты секутся жилами трондъемитов и аплитовидных гранитов. Нижний возрастной предел внедрения диоритов определяется временем их контактового воздействия на андезито-дацитовые порфириты (гора Керкина — в 3,5 км к югу от Нижнего Тагила) непрерывной формации верхнеландоверийско-нижневенлокского возраста. Верхний предел формирования диоритов определяется временем наложения процесса калишпатизации на диоритовый цемент интрузивной брекчи в районе Верхне-Выйской плотины (юго-западная окраина г. Нижний Тагил) под влиянием сиенитов, возраст которых верхнесилурийский—нижнедевонский. Вся же формация в целом сформировалась, по видимому, к концу силура.

По данным геофизических исследований, интрузиям кварцевых диоритов отвечают локальные минимумы силы тяжести изометричной формы, отмечаемые на фоне максимумов. По контакту диоритовых массивов фиксируются интенсивные контактовые изменения, проявляющиеся в магнитном поле кольцевыми положительными аномалиями. Кварцсодержащие и кварцевые диориты в физических полях в большинстве случаев не разделяются. Повышенные магнитные поля появляются лишь над диоритами, засоренными обломками ороговикованных диабазов, а также там, где близко к поверхности подходят габбро, подстилающие диориты. Над кварцевыми диоритами, переходящими в гранодиориты или заключающимися дайки аплитовидных гранитов, отмечаются отрицательные аномалии.

Среди диоритов довольно часты участки широкого распространения ксенолитов, когда порода уже, по сути дела, является интрузивной брекчи-

Таблица 45

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в диоритах малокалиевой диорит-трондьемитогранитной формации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,65	54,22	55,68	56,54	57,65	58,95	59,88	60,70	61,08	61,58
TiO ₂	0,84	0,60	0,70	0,75	0,80	0,78	0,75	0,76	0,55	0,86
Al ₂ O ₃	17,31	17,36	16,26	17,00	17,76	15,23	16,38	15,13	15,07	14,20
Fe ₂ O ₃	3,59	2,96	1,92	2,84	3,94	3,54	2,52	2,56	2,41	3,26
FeO	5,43	4,55	7,01	4,96	3,30	4,50	4,80	4,55	4,25	3,50
MnO	0,21	0,15	0,16	0,13	0,24	0,14	0,15	0,13	0,10	0,27
MgO	4,13	4,59	4,17	3,60	3,77	3,28	2,06	2,90	3,35	2,67
CaO	7,24	8,21	6,86	7,13	6,26	7,08	5,85	6,10	6,33	5,72
Na ₂ O	3,26	3,28	3,13	2,80	3,14	2,55	3,44	3,02	2,86	4,52
K ₂ O	1,77	1,11	1,28	1,15	1,06	1,23	1,68	1,49	1,51	1,36
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,11	0,21	He onp.	0,15	0,22	0,15	0,09	0,14
H ₂ O ⁺	1,70	2,45	—	—	2,00	2,15	2,21	2,66	—	1,73
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,20	0,49	0,15	—	—	0,07
П.п.п.	2,62	2,68	2,32	2,97	—	2,26	2,21	2,24	2,30	1,87
Σ	99,19	99,86	99,63	100,08	99,94	99,68	100,52	99,73	99,90	99,93
F	0,03	—	—	—	—	—	0,05	0,02	0,05	0,07
Cl	<0,05	—	—	—	—	—	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Rb	39	—	—	18	—	—	42	33	31	CO ₂ —0,23
Sr	360	—	—	421	—	—	404	396	43	359

Примечание. 1 — ксенолит габбро-диорита в кварцевом диорите; 2 — диорит из цемента интрузивной брекчии; 3, 6–9 — диориты биотит-амфиболовые (3 — анализ В.А. Шилова); 5, 10 — автолиты диоритов в трондьемитах Левихинского штока (5 — анализ В.П. Логинова [64]).

ей (восточные склоны гор Абрамиха, Юрьев и Окайлейский Камень, гора Липовая, Дыроватиха и Долгая к юго-западу от Нижнего Тагила). Обломки иногда слагают до 50% породы (гора Дыроватиха). Цемент имеет состав габбро-диорита, обломки представлены ороговикоманными, в значительной степени измененными амфиболизированными диабазами или древними уралит-соссуритовыми габбро, в отдельных случаях — габбро-диоритами повышенной калиевоности (см. табл. 45, ан. 1). Последние данные свидетельствуют в пользу более древнего возраста габбро-диоритовой формации, о чем уже упоминалось выше.

Диориты, ассоциированные с трондьемитами, с одной стороны, и диориты, в которых залегают штоки и дайки малокалиевых адамеллитов и аплитовидных гранитов — с другой, отличаются по содержанию кремнекислоты (см. рис. 50, V). Первые имеют большую основность и включают кварцсодержащие и кварцевые диориты, которым отвечают максимумы 55 и 61% SiO_2 . Диориты, ассоциированные с адамеллитами и гранитами, более однородные, лейкократовые, с большей крупностью зерна также дают две совокупности, но уже соответствующие кварцевым диоритам и гранодиоритам (см. рис. 50, VI). Структура в разностях с повышенной основностью субфитовая, в более кислых — призматически зернистая и гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз почти всегда нацело соссуритизирован, но по распределению продуктов замещения видно зональное строение зерен.

Амфибол в шлифе буровато-зеленый или серо-зеленый, местами обесцвечивается, замещаясь амфиболом актинолит-тремолитового ряда. Форма зерен идиоморфная. Оптически амфибол имеет промежуточные свойства между обыкновенной роговой обманкой и актинолитом $c: Ng = 15-19^\circ$, $np = 1,654 \pm 0,002$, $ng = 1,670 \pm 0,002$, $f = 0,30-0,35$.

Биотит — коричнево-бурый с $f = 0,55-0,58\%$, $ng \approx nm = 1,655$, часто хлоритизирован с выделением мелкозернистого эпидота, сфена и магнетита.

Калиевый полевой шпат появляется в диоритах только тогда, когда они становятся кварцевыми, т. е. SiO_2 превышает 58%. Он образует ксеноморфные зерна с различной микроклиновой решеткой, иногда с редкими пертитовыми вростками. Довольно часты случаи альбитизации, когда калишпат замещается шахматным альбитом.

Апатит — почти постоянная примесь, присутствует в виде правильных, иногда крупных (0,5–0,7 мм), чаще мелких зерен, включенных в биотит или амфибол.

Магнетит, возможно, титанистый, всегда вторичный, так как обычно включен в разложенный биотит и окружен каймой сфена или лейкоксена.

Следует сказать об отличиях кварцсодержащих диоритов от похожих пород габбро-диоритовой формации. Внешне первые обычно средне- и мелкозернистые, нередко с многочисленными ксенолитами тонкозернистых роговиков, тогда как вторые — более однородные, чаще крупнозернистые породы. Но основные отличия проявляются при более тонких химических и микроскопических исследованиях. Сюда относятся: 1) присутствие заметного количества калиевого полевого шпата в диоритах габбро-диоритовой формации и отсутствие его в диоритах гранитоидного ряда при SiO_2 от 54 до 58%; 2) состав амфибола в диоритах габбрового ряда отличается гораздо более высокой железистостью ($f = 0,61-0,62$ в сравнении с $f = 0,30-0,35$ для амфибола из диоритов диорит-трондьемит-гранитной формации); 3) у биотита из диоритов габбро-диоритовой формации выше железистость в сравнении с биотитом из диоритов малокалиевого ряда ($f = 0,55$).

Ниже рассматриваются породы кислого состава, ассоциированные с диоритами.

Породы трондьемитового состава с заметным содержанием K_2O (до 2,24%) и самостоятельными калиевыми минералами в отличие от ранних известково-натриевых плагиогранитов контрастной формации, слагающих жилы небольшой мощности, образуют достаточно крупные интрузивные тела. Таковы штоки к западу от пос. Левиха на западном склоне горы Липовой и субвулканический купол горы Косогор, северо-восточнее Черноисточника. Размеры тел в плане составляют $4 \times 1,5$ км и 3×2 км соответственно. По содержанию кремнезема породы варьируют от 68 до 76% (табл. 46).

Фациально породы относятся к гиабиссальным разностям от средне- до крупнозернистых, часто порфиroidных (Левихинский шток, шток горы Липовой) вплоть до порфировых субинтрузивных разностей (гора Косогор). Последние имеют очень характерный облик крупнокварцевых плагиопорфиров [137], для которых было предложено название "косогориты".

Трондьемитовый шток к западу от пос. Левиха представляет собой небольшое, несколько вытянутое в меридиональном направлении тело. С востока массив обрамляется породами диабаз-спилит-кварцальбитофировой свиты ранне-среднеландоверийского возраста. На севере и западе трондьемиты контактируют с диоритами, а на юге после некоторого перерыва (обнажения отсутствуют) сменяются метаплагиогранитами (см. рис. 49). Все контакты тектонические. Породы, слагающие шток, имеют облик массивных средне- и крупнозернистых магматических образований. По составу темноцветных минералов выделено две разновидности — амфибол-биотитовая и биотитовая, различающиеся по химическому составу и плотности; последние обогащены кремнеземом.

Шток горы Липовой, к востоку от пос. Черноисточинск, сложен в основном плагиогранодиоритами и трондьемитами (см. табл. 46, ан. 1—3) — породами несколько большей основности из-за загрязненности полуассимилированными включениями ороговикованных диабазов. По минеральному составу и структурам породы совершенно подобны трондьемитам Левихинского штока, отличаясь несколько меньшей крупностью зерна и большим количеством темноокрашенных минералов.

Субинтрузивный купол горы Косогор, к северо-востоку от Черноисточинска, сложен порфировой фацией пород, состав которых варьирует от плагиодацитов до предельных кварцевых плагиопорфиров (см. табл. 46, ан. 4, 8, 12), т. е. представлен тем же разнообразием пород, что и трондьемиты. От вершины к подошве горы наряду с увеличением основности состава меняется крупность зерна и структуры. На самой вершине горы Косогор заметно распространены магматогенные брекчии. Порода состоит из оплавленного кварца, плагиоклаза, в небольших количествах присутствуют псевдоморфозы хлорита по биотиту и эпидота — по роговой обманке, а также сфен и лейкоксен, заместившие титаномагнетит. Все обломки вкрапленников погружены в фельзитовую основную массу. По мере продвижения от вершины к подошве брекчии сменяются крупнопорфировыми, а затем порфиroidными породами. Увеличивается количество вкрапленников: кварца — от 10,1 до 19,6%, плагиоклаза — от 14 до 34,5%, темноцветных минералов — от 0,2 до 4,1% и магнетита — от 0,01 до 0,9%. Структуры основной массы меняются от фельзитовых через микролитовую флюидальную до микрогранитовой с участками гранофировой. Количество вкрапленников и основной массы становится приблизительно равным, и породы приобретают вид порфиroidных трондьемитов. На контакте с вмещающими кварцевыми биотит-амфиболовыми диоритами в последних наблюдались новообразованные гранофировые структуры и окварцевание.

Таблица 46

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов и минеральный состав плагиогранодиоритов и трондьемитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	65,66	68,59	69,66	71,07	71,60	72,13	72,46	72,73	73,81	74,40	75,49
TiO ₂	0,50	0,46	0,37	0,40	0,46	0,34	0,27	0,29	0,31	0,28	0,19
Al ₂ O ₃	15,14	13,59	13,97	13,48	13,10	13,76	12,88	13,30	13,01	12,00	12,70
Fe ₂ O ₃	0,56	—	1,64	3,22	1,38	2,34	1,54	2,34	1,92	2,79	—
FeO	3,22	—	1,90	0,21	2,24	0,42	2,26	0,28	0,85		—
MnO	0,12	—	0,06	0,06	0,04	0,05	0,06	0,07	0,07	—	—
MgO	2,25	—	0,92	1,12	1,20	0,89	0,61	0,93	0,85	1,20	—
CaO	3,96	3,92	3,30	3,09	2,65	2,43	2,99	2,32	1,77	2,25	1,77
Na ₂ O	4,98	3,29	3,49	3,69	3,92	4,28	3,53	5,14	4,60	3,72	4,28
K ₂ O	1,63	1,70	2,10	2,10	1,92	2,24	1,43	1,07	1,82	1,59	2,18
H ₂ O	2,12	—	1,36	1,08	0,04	0,54	1,15	0,80	0,62	—	—
П.п.п.	0,06	—	1,81	1,06	1,22	0,98	1,31	1,06	1,06	0,74	—
P ₂ O ₅	—	—	0,09	0,11	0,07	0,07	0,06	0,09	0,07	—	—
CO ₂	—	—	0,05	0,19	0,22	—	0,05	0,26	0,06	—	—
Σ	100,20	—	99,31	100,52	99,02	99,93	99,40	99,62	99,75	98,97	—
d	—	2,78	—	2,74	—	2,69	—	2,65	2,72	—	2,64
Rb	—	—	—	32	27	29	24	20	18	19	—
Sr	—	—	—	230	179	171	233	186	316	195	—
Ce	—	—	—	70	—	—	—	—	50	50	—
Y	—	—	—	16	—	—	—	—	25	17	—
La	—	—	—	13	—	—	—	—	14	16	—
Yb	—	—	—	3,0	—	—	—	—	3,2	1,9	—
Zr	—	—	—	302	—	—	—	—	204	125	—
V	—	—	—	141	—	—	—	—	67	28	—
Cr	—	—	—	26	—	—	—	—	20	13	—
Co	—	—	—	12	—	—	—	—	9	4	—
Ni	—	—	—	26	—	—	—	—	21	11	—
		Минеральный состав					Минеральный состав				
Q	—	25	30,5	34,0	35,0	34,0	38,0	32,0	35,5	38,0	—
Pl	—	53	52	47,0	50,0	51,0	47,0	52,0	52,3	49,0	—
Or	—	1,0	4,5	6,1	5,7	6,2	3,2	4,6	4,2	3,1	—
Bi	—	4,2	4,0	3,8	3,3	3,1	2,8	2,4	2,3	4,5	—
Am	—	14,0	8,0	8,6	4,2	3,7	5,5	5,7	3,7	3,0	—

Примечание. 1 — плагиогранодиорит гранофиновый; 2–5 — трондьемиты амфиболовые и биотит-амфиболовые; 6, 10 — мегокварцевые плагиопорфиры — “косогориты” (10 — анализ В.В. Холоднова); 7–9 — трондьемиты амфибол-биотитовые; 11 — трондьемит биотитовый, хлоритизированный.

Таким образом, имеются все основания рассматривать мегакварцевые плагиопорфиры, принимавшиеся прежними исследователями за эффузивные образования, как субвулканическую фацию трондьемитов.

Минеральный состав малоизмененных трондьемитов характеризуется следующими особенностями. Идиоморфный широкоплаблитчатый плагиоклаз с заметной зональностью, подчеркнутой распределением продуктов разложения, содержит от 2, до 40% анортита в ядре и от 11 до 18% в наружных зонах, самая наружная оболочка часто образована чистым альбитом.

Кварц обильный, и крупных (до 0,8–1,2 см) порфировидных зернах первой генерации и в мелких ксеноморфных — второй.

В отличие от плагиогранитов контрастной формации, не содержащих в минеральном составе калиевого полевого шпата, описываемые трондьемиты всегда, хотя и в незначительном количестве, содержат ортоклазпертит, реже — нерешетчатый микроклин, в неизмененных разностях нацело замещенный шахматным альбитом.

В сравнении с измененными плагиоклазами калишпат почти чистый,

прозрачный, со следующими константами: $Nml(001) = 9-12^\circ$, $np = 1,519$, $ng = 1,525$, $-2V = 64-78^\circ$. Довольно часто калишпат нарастает в виде каемок на зерна плагиоклаза, образуя структуру антирапакиви. Последнее — характерная черта трондьемитов, отмеченная еще Гольдшмидтом [153].

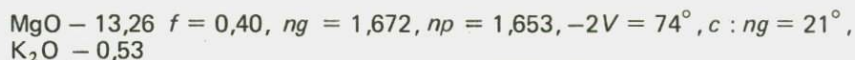
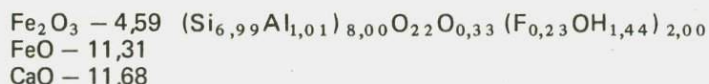
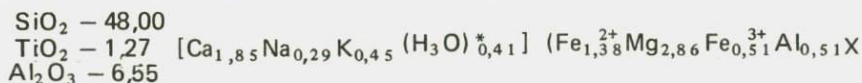
Биотит почти нацело хлоритизирован и даже замещен альбитом в сопровождении тонкопластинчатого стильпно-мелана. Неизменный биотит красной-бурого цвета с $ng \approx nm = 1,674$ ($f = 0,64-0,68\%$).

Альбитизация в трондьемитах — довольно распространенный процесс и в начальных стадиях носит избирательный характер. Замещению подвергаются в первую очередь калиевые минералы — калиевый полевой шпат и биотит. Плагиоклазы обычно соссюритизируются, и лишь когда процесс заходит достаточно далеко, они полностью замещаются альбитом.

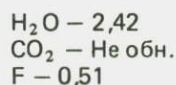
Трондьемит с неизменным калиевым полевым шпатом содержит окиси калия от 1,5 до 2,3%. Породы с нацело альбитизированным калиевым полевым шпатом, хлоритизированным биотитом, но не затронутым альбитизацией плагиоклазом содержат K_2O 0,8—1,15%; в полностью альбитизированных разностях содержание окиси калия падает до сотых долей процента. На калиевый полевой шпат, исходя из пересчетов данных химических анализов, приходится примерно половина калия, остальное количество этого элемента (0,7—1,5%) входит в виде твердого раствора в плагиоклаз.

Повышенное содержание окиси калия в плагиоклазах трондьемитов, подобное таковому для плагиоклазов вулканических пород [173], в противоположность низкому содержанию K_2O (0,25—0,66) в плагиоклазах глубоких гранитоидов [173, 111] наряду с такими признаками, как эвтектофировая структура, микрографические и микропертитовые сростания, служат показателем высокотемпературности и, следовательно, гипабиссальности образования описываемых трондьемитов.

Амфибол образует идиоморфные зерна, окрашен в светло-зеленый цвет с нерезким плеохроизмом, $ng = 1,672$, $np = 1,647$, $f = 0,38-0,40$. По химизму и оптическим свойствам относится к типу, промежуточному между обыкновенной роговой обманкой и актинолитом:



$$Na_2O - 0,92 \quad d = 3,18 \text{ г/см}^3, \quad a = \frac{100 \cdot Al}{Fe + Mg + Ti + Mn + Al + Si} = 10,2$$



Амфибол из трондьемитов полностью идентичен таковому из диоритов. Из аксессуарных минералов в плагиогранитах отмечаются магнетит, апатит, сфен. Магнетит — всегда вторичный минерал, выделяющийся при разложении амфибола и биотита в виде комковатых агрегатов или пыле-

видных скоплений. Количество его 0,41–0,84%. Апатит в виде мелких игольчатых кристаллов включен в амфибол, биотит или плагиоклаз и составляет десятые и сотые доли процента. Хлорит — вторичный по биотиту, сфен и лейкоксен — по титаномагнетиту.

Малокалиевые гранитоиды, отличающиеся от вышеописанных пород трондхемитового ряда повышенным содержанием K_2O и калиофильной тенденцией дифференциации (табл. 47, рис. 51), образуют интрузивные тела размером от небольших жилок до крупных даек и штокообразных тел, прослеживающихся по простиранию на 0,5 км при 10–15 м видимой мощности.

Площадь, занятая этой группой пород в Тагильском массиве весьма незначительна — около 1,8% от всех гранитоидных пород. Наибольшим распространением породы пользуются на горах Юрьев и Окалейский Камень, отдельные жилы встречены на восточном склоне горы Абрамихи и в небольших возвышенностях к востоку от нее. Вмещающими породами для гранитоидов служат биотит-амфиболовые диориты, автолиты последних встречены в жилах на горе Юрьев Камень (см. табл. 47, ан. 1). В мелких телах состав гранитоидов однороден и соответствует гранодиориту, адамеллиту или граниту (см. табл. 47, ан. 3, 8–12), в крупных же телах состав варьирует от гранодиорита до адамеллита (см. табл. 47, ан. 2, 5, 7), как, например, в крупной дайке с вершины горы Юрьев Камень.

В физических полях вследствие малых мощностей малокалиевые гранитоиды не выделяются.

Внешне это мелкозернистые, часто порфирировидные светлоокрашенные породы с амфиболом и биотитом в более основных разновидностях и с одним биотитом — в кислых.

Состав породообразующих минералов во всей группе пород практически один и тот же, меняются лишь количественные соотношения.

Вкрапленники в породах образованы идиоморфными зернами плагиоклаза, амфибола и биотита; калиевый полевой шпат и кварц служат "цементом", заполняя промежутки между остальными минералами.

Плагиоклаз — самый идиоморфный в породе минерал, во вкрапленниках образует широкотаблитчатые, в основной массе — длиннопризматические зерна, во всех случаях разложенные: соссюритизированные — в ядре и серицитизированные — в наружных зонах. Состав плагиоклаза в гранодиоритах колеблется от An_{40} до An_{35} , а в адамеллитах и гранитах — от An_{33} до An_{25} . Наружная реакционная кайма у плагиоклазов, включенных в крупные ойкокристаллы калиевого полевого шпата, имеет состав An_{0-5} . Калиевый полевой шпат цементирует породу в виде крупных (до 15 мм) ойкокристаллов. Состав калишпата в гранодиоритах и адамеллитах очень устойчив (табл. 48); по оптике — ортоклаз, в гранитах же у калишпата появляется микроклиновидная решетка. Как видно из данных анализа, количество плагиоклазовой составляющей в калишпате из гранодиоритов и адамеллитов невелико — 19–22%.

Биотит и роговая обманка почти всегда присутствуют в гранитоидах совместно, причем биотит обычно преобладает, а в наиболее кислых членах ряда становится даже единственным темноцветным минералом. Оба минерала образуют идиоморфные зерна размером от 0,5 до 1,5 мм в основной массе и порфирировидные выделения до 8–10 мм, причем чешуйки биотита обычно крупнее призмочек амфибола. Довольно часто оба минерала изменены: биотит хлоритизирован, амфибол замещен актинолитом и минералами эпидот-цоизитовой группы. Друг с другом амфибол и биотит не взаимодействуют. В свежем состоянии биотит имеет красно-бурю окраску, отчетливо плеохроирует $ng \approx nm = 1,683, f = 0,76-0,78$.

Таблица 47

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов и минеральный состав малокалиевых гранитоидов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	63,18	63,90	66,74	67,10	68,25	68,38	68,60	69,54	70,90	72,60	73,80	79,48
TiO ₂	0,51	0,77	0,53	0,51	0,56	0,41	0,47	0,60	0,62	0,55	0,37	0,09
Al ₂ O ₃	15,41	14,20	15,97	14,50	14,08	13,89	14,26	13,83	12,40	12,40	12,30	10,60
Fe ₂ O ₃	1,93	1,82	1,00	1,20	1,74	0,26	1,49	1,43	1,18	1,15	3,69	0,66
FeO	4,55	4,03	3,02	3,24	2,48	4,08	2,92	2,58	3,36	2,30	—	0,46
MnO	0,13	0,10	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,05	—	0,02
MgO	1,52	2,93	0,99	1,24	1,03	0,98	0,98	1,07	1,00	0,84	1,10	0,10
CaO	4,54	4,10	3,76	4,08	3,34	2,51	2,91	2,87	2,24	1,96	1,75	0,65
Na ₂ O	3,54	3,00	3,28	3,57	3,02	3,69	3,31	3,08	2,80	3,72	3,00	1,18
K ₂ O	2,30	1,97	2,92	2,84	2,89	3,25	2,41	3,56	4,12	2,50	3,58	5,70
H ₂ O ⁺	1,78	—	1,61	1,66	1,82	1,62	2,00	0,94	1,60	—	—	0,44
H ₂ O ⁻	—	—	0,07	0,01	—	—	—	0,07	He обн.	—	—	He обн.
П.н.п.	—	1,92	1,68	—	1,45	—	1,78	1,17	1,57	0,99	1,05	0,59
P ₂ O ₅	0,16	0,21	0,11	0,09	0,13	0,09	0,13	0,11	0,11	0,11	—	0,02
Σ	99,24	99,28	100,11	100,10	99,04	99,24	99,32	99,94	100,25	99,28	100,64	99,55
F	0,05	0,05	0,03	—	0,02	—	0,01	0,02	0,06	0,04	—	0,01
Cl	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	—	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	—	< 0,05
Rb	71	59	61	—	—	70	73	76	—	—	86	—
Sr	327	359	293	—	—	227	395	438	—	—	212	—
Ce	—	70	85	—	—	—	—	—	—	—	80	—
Y	—	100	63	—	—	—	—	—	—	—	43	—
La	—	22	25	—	—	—	—	—	—	—	27	—
Yb	—	4,0	4,3	—	—	—	—	—	—	—	4,5	—
Zr	—	160	170	—	—	—	—	—	—	—	220	—
V	—	100	95	—	—	—	—	—	—	—	91	—
Cr	—	23	20	—	—	—	—	—	—	—	17	—
Co	—	13	10	—	—	—	—	—	—	—	6	—
Ni	—	16	13	—	—	—	—	—	—	—	12	—
		Минеральный состав						Минеральный состав				
Q	22	—	25	24	28	25	32	30	32	36	35	50
Pl	50	—	47	43	42	45	43	40	33	34	34	15
Or	12	—	15	15	15	16	15	20	25	21	24	32
Bi	3	—	10	6	7	8	8	6	6	5	5	2
Am	11	—	—	9	6	6	3	3	—	3	1	—
Mt	2	—	1,0	1,5	1,5	0,5	1,5	1,0	1,1	0,2	0,1	—

Примечание. 1 — диорит кварцевый из автолита в дайке гранодиорита, 2—4 — гранодиориты, 5—8 — адалеллиты порфиroidные, 9—10 — граниты порфиroidные, 11, 12 — гранит и гранит-аплит.

Амфибол — светло-зеленый с буроватым оттенком, $c : Ng = 20^\circ$, $np = 1,665$, $ng = 1,682$, $2V = + (75-79)$, представлен обыкновенной роговой обманкой с $f = 0,45-0,47$.

Так же как и в плагиогранитах трондьемитовой ветви, в рассматриваемых гранитоидах амфибол имеет меньшую железистость, чем биотит. Обращает на себя внимание повышенная железистость темноцветных минералов в гранитах в сравнении с плагиогранитами (в среднем на 7—10%).

Магнетит, обычно ассоциирующий с фемическими минералами, чаще всего с разложенным биотитом, не образует правильных зерен, а дает

комковатые агрегаты и по количеству не превышает 1,5%. Судя по парагенезису и морфологии, это вторичный минерал.

Для малокалиевых гранитоидов характерен следующий набор акцессорных минералов: апатит, сфен, циркон.

Петрохимические особенности диорит-трондьемит-гранитной формации наиболее отчетливо проявлены на диаграмме SiO₂/K₂O (см. рис. 51). Прежде всего породы формации заметно отличаются от ранних формаций Тагильского массива: от габбро-диоритовой — более низкой калие-востью, а от контрастной габбро-плагиогранитной — более высокой. В собственно диоритах и ассоциированных с ними гранитоидах отмечаются две

Таблица 48

Химический состав калиевого полевого шпата из малокалиевых гранитоидов (вес. %)

Компонент	1	2	Компонент	1	2	
SiO ₂	66,20	65,52	CO ₂	< 0,04	< 0,04	
TiO ₂	0,01	0,01	H ₂ O ⁻	0,42	0,40	
Al ₂ O ₃	18,00	18,07	Σ	99,41	99,86	
Fe ₂ O ₃	0,16	0,16	Ng	1,526	1,525	
FeO	0,04	0,09	Np	1,520	1,519	
MgO	0,08	0,40	-2V	65°	60°	
MnO	< 0,005	< 0,005	⊥ Nm:(001)	6°	5,5°	
CaO	0,26	0,26	Мол.% {	Or	78,0	80,0
Na ₂ O	2,24	1,93		Ab	20,8	18,0
K ₂ O	12,00	12,32		An	1,2	1,2
P ₂ O ₅	0,02	0,02				

Примечание. 1 — ортоклаз из гранодиорита (см. ан. 4 в табл. 47), 2 — ортоклаз-пертит из адамеллита (см. ан. 8 в табл. 47).

тенденции: клиофильная и калиофобная. В диоритах, точки которых ложатся довольно кучно, наблюдается по мере роста кремнезема плавное возрастание K₂O от 1,07 до 1,80% и далее в жильных малокалиевых гранитах, секущих диориты на Юрьевом и Окалейском Камнях, вплоть до 4,35%.

В трондjemитах горы Липовой и Левихинского штока возрастание K₂O идет медленнее и всего лишь до уровня 2,25% при том же значении SiO₂, что и в гранитах, а затем резко снижается до 1%. При этом кривая распадается на четыре ветви, соответствующие плагиогранодиоритам, амфиболовым, амфибол-биотитовым и биотитовым трондjemитам, отличающимся в среднем по содержанию кремнезема на 1,5–2,0% (см. рис. 51). Похожая тенденция поведения K₂O в породах диорит-трондjemитового ряда отмечается на горах Журавлевым Камне и Дыроватихе: жильные трондjemиты, секущие габбро-диориты, содержат более низкие количества окиси калия.

Нельзя не обратить внимание на сходство распределения кислых пород на гистограмме по SiO₂ в габбро-плагиогранитной (IV) и диорит-трондjemитовой ветви рассматриваемой формации (см. рис. 50). Как в той, так и в другой формации породы плагиогранитного и трондjemитового составов образуют две совокупности, однако пики в первой формации сдвинуты на 1% в сторону большего содержания кремнезема. Этот закономерный сдвиг объясняется повышенным содержанием кварца в кварц-плагиоклазовой котектике по сравнению с кварц-щелочнополевошпатовой [111].

Характерная черта формации — повышенное содержание в ней трехвалентного железа (см. рис. 53). Укажем, что часть точек трондjemитов, попавших за линию магнетита, содержит нацело разложенные темноцветные минералы, замещенные в основном окисленным хлоритом. Уровень суммарного железа сопоставим с другими формациями, кроме части сиенитовых пород, в которых он самый низкий. Внутри самой формации малокалиевые граниты имеют более высокий уровень суммарного железа, чем породы диорит-трондjemитовой ветви. То же самое следует сказать и относительно титана, содержание которого в диорит-гранитной ветви выше, нежели в диорит-трондjemитовой (см. рис. 54).

По соотношению стронция и рубидия породы формации попадают в поле

островодужных образований (см. рис. 56, 57). Этому выводу не противоречат и содержания других рассеянных элементов (см. рис. 58—59).

При сопоставлении пород диорит-трондьемит-гранитной формации с эффузивами непрерывной липарит-дацит-базальтовой формации верхне-пландоверийско-нижненвенлокского возраста выявлен ряд признаков — пространственная сопряженность, сходство в химизме и наборе пород, позволяющих предполагать их комагматичность. Уровень содержания K_2O в породах интрузивного и эффузивного рядов сопоставим. Так, среди пород липаритового состава встречаются разности с K_2O , равным 2,5—3%, а среди дацитов даже выше — 3,83%. И даже то, что уровень содержания K_2O от дацитов к липаритам снижается, совпадает с характером поведения K_2O в плагиогранодиоритах и трондьемитах. Таким образом, среди эффузивов намечается также два направления дифференциации, аналогичные трондьемитовому и гранитному (малокалиевому) в интрузивной формации.

Показательно, что в обломочном материале в туфах смешанного состава непрерывной формации встречены мегапорфиновые кварц-плагиоклазовые порфириды, а сама толща прорвана субвулканическими телами кварцевых порфиритов, аналогичных развитым на горе Косогор.

ДИОРИТ-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В северной части Тагильского гранитоидного массива развиты сиенитовые породы, которые вместе с комагматичными вулканитами базальт-трахитовой формации завершают развитие силурийского магматизма в Тагильской эвгеосинклинальной зоне.

С сиенитами собственно Тагильского и расположенного севернее Кувшинского массивов связаны крупные скарново-магнетитовые образования. Тагило-Кушвинский железорудный район пользуется всемирной известностью и издавна привлекал к себе внимание многочисленных исследователей [56, 78, 37, и др.]. Нами дано детальное петрографическое описание пород Тагильского сиенитового массива и сопоставление интрузивных и комагматичных эффузивных образований базальт-трахитовой формации [69, 70], здесь приводится лишь краткая их характеристика.

Тагильский и Кушвинский массивы, несмотря на пространственную разобщенность, представляют собой, по геофизическим данным, единое меридионально вытянутое тело незначительной (от 1,5 до 3,5 км) мощности, залегающее среди вулканогенно-осадочных пород силуро-девонского возраста. Площади, занимаемые Тагильским и Кушвинским массивами, соответственно составляют 80 и 69 км². По данным Е.М. Ананьевой, Б.В. Дорофеева и др. (1972), Тагило-Кушвинский комплекс сиенитовых пород так же, как и гранитоидные породы, попадает в основном в градиентную зону максимумов, что позволило предположить приуроченность их интрузий к зоне разлома. Мощность пород в этих местах может достигнуть нескольких километров, но все гранитоиды и сиениты на глубине подстилаются габбро.

Кровлей Тагильского и Кушвинского массива служат комагматичные интрузивам трахиандезитовые порфириды, трахитовые порфиры и их туфы пржидолия — нижнего девона, так называемой туринской (ортофировой) свиты. Сиенитовая интрузия прорывает и расщепляет по напластованию падающие на восток под углом от 15 до 70° осадочно-вулканогенные толщи андезито-базальтовой формации пржидолия — жедина. Как в Кушвинском, так и особенно в Тагильском массивах отмечено большое количество (до 15% всей площади) ороговикованных ксенолитов

вулканогенно-осадочных пород этой формации и габброидов, распределение которых фиксирует внутри массива продолжение срезанных интрузией структур. Простираение толщ по замерам слоистости в ксенолитах и в самих толщах вблизи южного контакта Тагильского массива субмеридиональное, несколько осложненное флексурным изгибанием пластов в южной части Тагильского массива.

На востоке массивы имеют согласный контакт с толщей трахиандезитовых порфиритов и трахитовых порфиров, падающей на восток под углом $50-70^\circ$. Южный контакт Тагильского массива секущий, Кушвинского — имеет сложные заливообразные формы, как следствие проникновения диорит-сиенитовой интрузии в габброиды Волковского массива.

На севере Тагильский массив погружается под породы ортофировой свиты или контактирует с мелкозернистыми роговиками габбрового состава. Северный контакт Кушвинского массива в целом крутопадающий, субширотный, секущий слоистость эффузивно-осадочной толщи, осложненный многочисленными внедрениями сиенитов во вмещающие породы и "карманами" последних в теле интрузива.

Исходя из имеющихся данных, сиенитовый интрузив представляет собой узкое протяженное тело ($2-4 \times 48$ км), вытянутое в субмеридиональном направлении и падающее на восток: западный контакт массива погружается под углом $15-30^\circ$, восточный — $50-75^\circ$. Отсюда нетрудно установить предполагаемую глубину выклинивания сиенитового массива. Она составляет, судя по построениям, около 3,5 км, что подтверждается и гравиметрической съемкой. Так, гравиметрические исследования [3] на широте г. Кушва и далее к югу и к юго-востоку показали, что сиенитовые породы подстилаются тяжелыми массами, имеющими физические характеристики габброидных пород, а вертикальная мощность сиенитовых пород и вмещающих андезито-трахитовых порфиритов здесь невелика.

Магнитные поля над сиенитовыми массивами мозаичные, резко переменные и обязаны своим появлением в основном процессам метасоматоза. Время формирования сиенитовой интрузии определено стратиграфически. Нижний предел ограничен временем отложения ортофировой свиты, породы которой имеют возраст от пражидолия до нижнего девона включительно и прорываются сиенитами. Верхний же рубеж определяется временем внедрения жильных тел авгитовых порфиритов шонкинитового и эссекитового состава, секущих породы и руды сиенитовых массивов и комагматичных эйфельской трахибазальтовой формации.

Интрузивные образования в Тагило-Кушвинском массиве представлены гомодромным рядом пород (табл. 49): габбро-диориты пироксен-биотитовые, иногда оливинсодержащие (плаггиоклаз № 40—50, калишпата до 2% в основном в виде мезопертитов); диориты пироксен-биотитовые, изредка амфиболлизированные (плаггиоклаз № 35—45, калишпата до 10%); сиенито-диориты пироксен-биотит-амфиболовые (плаггиоклаз № 30—40, калишпата от 10 до 30%); сиениты известково-щелочные биотит-амфиболовые (плаггиоклаз № 20—30, калишпата свыше 30%); сиениты субщелочные биотитовые, часто хлоритизированные и альбитизированные вплоть до вторичных альбититов (плаггиоклаз № 10—18, калишпата свыше 30%). В массиве они располагаются в первом приближении зонально: от более основных и ранних габбро-диоритов, диоритов, сиенито-диоритов на западе до сиенитов, известково-щелочных и субщелочных — на востоке, т. е. в кровле массива. Распределение пород по площади между отдельными разновидностями в Тагильском и Кушвинском массивах со-

Таблица 49

Средние составы интрузивных пород Тагило-Кушвинского массива (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,37	53,36	56,85	56,64	60,72
TiO ₂	0,93	0,79	0,52	0,43	0,51
Al ₂ O ₃	20,08	20,06	21,15	19,88	17,24
Fe ₂ O ₃	4,51	3,78	3,03	2,45	2,08
FeO	4,29	3,41	2,15	2,33	2,22
MnO	0,23	0,26	0,22	0,26	0,13
MgO	3,53	2,45	1,60	1,36	1,92
CaO	7,22	6,54	5,52	4,21	1,71
Na ₂ O	3,66	4,60	4,57	4,27	5,19
K ₂ O	2,07	2,67	3,54	5,62	5,40
P ₂ O ₅	0,55	0,96	0,46	0,56	0,11
П.п.п.	1,16	1,01	1,62	1,30	1,82
Σ	99,60	99,92	99,23	99,31	99,05

Примечание. 1 — габбро-диорит (4), 2 — диорит (4), 3 — сиенито-диорит (5), 4 — известково-щелочной сиенит (6), 5 — субщелочной сиенит (6). В скобках — количество анализов.

ответственно следующее: габбро-диориты — 1,8 и 0,1%; диориты — 33,2 и 29,9%; сиенито-диориты — 21,8 и 16,8%; сиениты известково-щелочные 28,0 и 45,3%; сиениты субщелочные — 15,3 и 4,5%.

Наблюдения над размерностью зерна в породах сиенитового ряда показывают, что самыми крупнозернистыми породами являются габбро-диориты и диориты, занимающие западную часть массива, а самыми мелкозернистыми и даже порфиридовидными структурамиобладают субщелочные сиениты, расположенные в восточной части. В совокупности с зональностью по составу эти данные указывают на то, что глубина формирования пород в восточной части массива была меньшей, чем на западе. Структура всех сиенитовых пород — монзонитовая, в субщелочных разностях — таблитчато-зернистая.

Главные породообразующие минералы пород имеют особенности, отличающие их от минералов из описанных выше габбро-диоритовой и диорит-трондьемит-гранитной формаций. Так, калиевые полевые шпаты в габбро-диоритах и диоритах сиенитового ряда представлены мезопертитами, анортклезом или высоким ортоклезом, в то же время в подобных породах габбро-диоритовой формации это либо микроклин, либо низкий ортоклез. Диориты из диорит-трондьемит-гранитной формации вообще не содержат калиевых полевых шпатов.

Не менее существенны отличия и плагиоклазов: в породах сиенитового ряда плагиоклазы обогащены K₂O — от 1,36 до 3,12%, а в плагиоклазах гранитоидов содержание этого окисла не превышает 0,38%.

Остановимся на особенностях темноцветных минералов (табл. 50). Пироксен в габбро-диоритах и диоритах сиенитовой формации по оптическим константам относится к изоморфному ряду эндиопсид — ферроавгит, в то время как в однотипных породах габбро-диоритовой формации пироксен — обычный авгит. Существенным отличием габбро-диоритов сиенитового ряда является отсутствие амфибола среди темноцветных минералов.

Диориты габбро-диоритовой и диорит-сиенитовой формаций содержат все три темноцветных минерала, диорит-трондьемитовой — только ам-

Таблица 50

Железистость темноцветных минералов в формациях Тагильского гранитоидного массива

Формация, ряд	Амфибол		Амфибол			
	Габбро, габбро-диориты	Диориты	Гранитоиды	Габбро, габбро-диориты	Диориты	Гранитоиды
Габбро-плагиогранитная	0,28—0,32	0,30—0,35	—	—	—	0,45
Диорит-трондьемит-гранитная:						
диорит-трондьемитовый ряд	—	0,30—0,35	0,38—0,40	—	—	0,58—0,66
диорит-гранитный ряд	—	0,34—0,44	0,45—0,53	—	0,55—0,58	0,76—0,78
Габбро-диоритовая	0,62	0,62	—	0,50—0,56	0,55—0,60	—
Диорит-сиенитовая	0,60—0,64	0,67—0,70	0,7—0,8	0,39	0,48	0,47

фибол и биотит. Амфиболы из диоритов первых двух формаций очень похожи и представлены буро-зеленой обыкновенной роговой обманкой. Однако следует добавить, что в диоритах сиенитового ряда при возрастании содержания калиевого полевого шпата до 8—10%, амфибол приобретает свойства гастингита, густо окрашенного в сине-зеленые тона с повышенной железистостью — 0,7—0,8.

Биотиты в габбро-диоритовой и диорит-сиенитовой формациях обладают заметным сходством, окрашены в красновато-бурый цвет и интенсивно плеохроируют. Кроме того, биотиты в диоритах обеих формаций выделяются вслед за пироксеном, но раньше амфибола, у которого железистость более высокая в сравнении с биотитом (см. табл. 50).

Диориты же из диорит-трондьемитовой формации отличаются от подобных пород сиенитового ряда последовательностью кристаллизации:

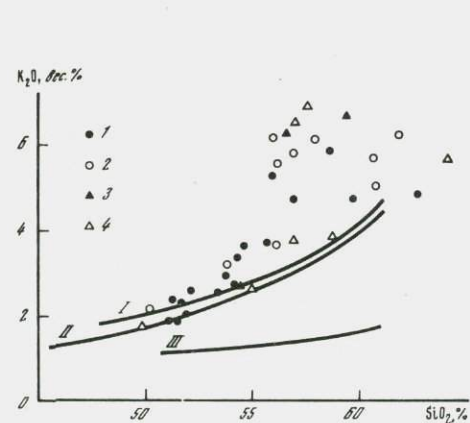


Рис. 60. Диаграмма K_2O-SiO_2 для пород Тагильского (1) и Кушвинского (2) сиенитовых массивов и их эффузивных комагматов (3, 4). Линии дифференциации: I — щелочных эффузивов о-ва Св. Елены [17], II — Велиховского интрузивного массива, III — четвертичных лав Камчатки [62]

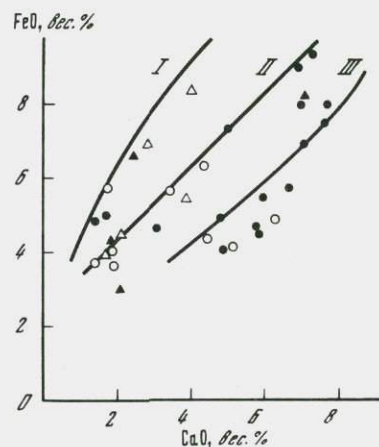


Рис. 61. Диаграмма $FeO-CaO$
Обозначения те же, что и на рис. 60

сначала выделяется амфибол с заметно более низкой железистостью, а затем — биотит, железистость которого выше, чем в породах сиенитового ряда.

При сходстве минерального состава пород повышенной основности из диорит-сиенитовой и габбро-диоритовой формаций первые все же обладают целым рядом отличий в химическом составе: повышенным содержанием глинозема, пониженным — окиси — окиси кальция, магния и суммарного железа, что проявляется в заметно большей лейкократности. Кроме того, собственно сиенитовые породы еще и значительно более калиевые (рис. 60, 61).

Не исключено, что и рудоносность сиенитов связана с их повышенной калиевостью [31]. Следует подчеркнуть, что из большого числа анализов пород комплекса были отобраны только те, что не несли следов калиевого и натриевого метасоматоза.

Широкое развитие метасоматических преобразований — калишпатизации, альбитизации, скарнирования — составляет характерную особенность пород диорит-сиенитовой формации и издавна служило основой представлений об их метасоматическом происхождении; тем не менее подтверждением магматического генезиса сиенитоидов Тагило-Кушвинского комплекса служит наличие эффузивных и жильных аналогов сиенитовых пород сходного химического состава [70], имеющих общие особенности вещественного состава и связанных пространственно-временным единством.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ТАГИЛЬСКОГО МАССИВА

Развитие гранитоидного магматизма восточной части Тагильского массива продолжалось в течение почти всего силурийского времени до нижнего девона включительно. В пространстве древние формации сменяются более молодыми с юга на север от широты г. Верхний Тагил до г. Кушва, почти всегда сопровождаясь с востока комагматическими эффузивами.

Самой южной по местоположению и одновременно самой древней из описанных выше формаций является контрастная габбро-плагиогранитная, состоящая из двух комплексов — собственно габбро-плагиогранитного и существенно гранитоидного, плагиогранитного. Первый из них образован штокообразными телами мелкозернистых габбро и габбро-диабазов и обширными зонами эруптивных брекчий, в которых раздробленные и ороговикованные основные эффузивы и габброиды сцементированы более

кислыми магматическими породами. Замечено, что цемент эруптивных брекчий по мере продвижения с юга на север и с запада на восток становится все более лейкократовым и меняет свой состав от кварцсодержащего диоритового через плагиоадамеллитовой до плагиогранитного. В последнем очень часты гранофировые структуры (признак апикальной части гипабиссального интрузива), а количество обломков заметно сокращается в сравнении с брекчиями с диоритовым цементом. Эти данные свидетельствуют о восточном падении массива, погружении его к северу и отражают расслоенность, совершенно аналогичную той, что наблюдается в Магнитогорском массиве. Интрузивные брекчии рассекаются мало мощными, незначительными по объему жильными телами кварцевых диоритов, плагиоадамеллитов и плагиогранитов.

Становление ранней формации завершает самостоятельная пространственно обособленная фаза плагиогранит-порфиров, отвечающая существенно гранитоидному комплексу. Плагиогранит-порфиры образуют многочисленные дайки и небольшие интрузивные тела среди ранних габброидов и интрузивных брекчий. Интересно отметить, что в первом случае они сопровождаются зонами закалки, а во втором — нет. Эти данные подтверждают геологические наблюдения о сближенности во времени формирования кислых пород габбро-плагиогранитного и плагиогранитного комплексов.

Эффузивные диабаз-спилит-кварцальбитофировые толщи, вмещающие и одновременно являющиеся кровлей пород габбро-плагиогранитной формаций, по всем признакам — временным, пространственным, вещественного состава, геохимическим — составляют с интрузивами единую вулкано-интрузивную ассоциацию. К этому следуют добавить, что интрузивные породы обладают целым рядом признаков (диабазовые структуры габброидов, мелкозернистость и порфировидность, гранофировый облик кислых членов), указывающих на гипабиссальные условия формирования, наименее глубинные в сравнении с другими формациями Тагильского гранитоидного массива.

Севернее габбро-плагиогранитной формации залегают породы более молодой диорит-трондьемит-гранитной формации. Диориты в ней приурочены к западной, т.е. более эродированной части массива, а трондьемиты локализованы на востоке. Два ряда пород — малокалиевый и калий-натриевый, отмечающиеся в диорит-трондьемит-гранитной формации, также несколько разобцены пространственно: более молодые калий-натриевые разности располагаются в основном севернее малокалиевых. Расслоенность в рассматриваемой формации в общих чертах близка к той, что наблюдается в габбро-плагиогранитной, но зоны эруптивных брекчий не пользуются столь широким развитием.

Самое северное положение в Тагильском гранитоидном массиве занимают породы диорит-сиенитовой формации — от широты г. Нижнего Тагила до г. Кушвы. Формация образована гомодромным рядом от габбро-диоритов, диоритов и сиенито-диоритов до извлектово-щелочных и субщелочных сиенитов, расположение которых в пространстве подчинено определенной зональности: с запада на восток и одновременно менее четко с юга на север щелочность пород возрастает, а меланократовость уменьшается. Таким образом, можно констатировать, что во всех формациях, слагающих Тагильский массив, наблюдается обычная зональность, обусловленная примерно одинаковым залеганием и падением на восток.

Во времени центр магматической деятельности последовательно перемещается с юга на север. В процессе эволюции магматизма, продукты которого сосредоточены в Тагильском массиве и представляют полный

малый цикл эвгеосинклинального базальтоидного магматизма, вещественный состав пород закономерно изменялся.

Содержание K_2O в возрастном ряду формаций Тагильского массива увеличивается (см. рис. 51). При этом породы габбро-плаггиогранитной формации образуют изокалиевую серию, в которой содержание K_2O не поднимается выше 0,5%. Поведение калия в породах диорит-трондьемит-гранитной формации характеризуется двумя тенденциями: калиофобной и калиофильной. Последняя приводит к обособлению гранодиоритов, адмеллитов и гранитов, образующих небольшие интрузивные тела среди диоритов. Менее четко калиофильная тенденция проявлена в диорит-трондьемитовом ряду: при общем возрастании содержания калия с ростом кремнезема выделяются четыре дискретные группы пород — плаггиогранодиориты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые трондьемиты, в рамках которых наблюдается отрицательная корреляция K_2O и SiO_2 . Очень четко она выражена в тех случаях, когда в одном и том же обнажении можно наблюдать возрастные соотношения пород: более молодые и кремнекислые породы заметно обедняются калием. Эту закономерность демонстрируют наблюдения над возрастным рядом пород на горах Дыроватихе и Журавлев Камень (см. рис. 51).

Калиофобная тенденция дифференциации, как уже отмечалось в гл. 5, наблюдается в тех случаях, когда содержание калия в расплаве ниже его растворимости в плаггиоклазе. В этом случае фракционирование плаггиоклаза вызывает обеднение расплава калием. Отсюда следует, что калиофобная тенденция возможна лишь в сериях со сравнительно низким уровнем содержания K_2O (не выше 1,5–1,7%). И лишь в тех случаях, когда фракционирование плаггиоклаза сопровождается биотитом, калиофобная тенденция проявляется в породах с более высоким содержанием калия [153]. Обычно в малокалиевых сериях кристаллизация биотита происходит в породах, содержащих не менее 60–64% SiO_2 . С этого уровня обычно и начинается уменьшение концентрации калия в гомодромном ряду серий рассматриваемого типа.

Закономерно изменяются и некоторые геохимические особенности в возрастном ряду габбро-гранитоидных формаций Тагильского массива. По содержанию стронция (см. рис. 56, 57), Ni/Co-отношению (см. рис. 59), содержанию и распределению редкоземельных элементов (см. рис. 58) они отвечают островодужным толеитовым сериям [128]. Параллельно с ростом K_2O от ранних формаций к поздним растет содержание Rb, Sr, уменьшается Ni/Co-отношение, т.е. происходят изменения состава, характерные для эволюционного ряда серий островодужного типа. В этом же ряду закономерно изменяется и тренд дифференциации: типично толеитовый тренд габбро-плаггиогранитной формации сменяется известково-щелочным для диорит-сиенитовой.

Несколько обособленно, выделяясь из общей эволюционной последовательности магматических формаций Тагильского гранитоидного массива, стоит габбро-диоритовая формация, залегающая в его западной, т.е. наиболее эродированной части.

Породы этой формации, варьируя по составу от габбро до кварцевого диорита, обладают повышенным содержанием калия, и по этому параметру, а также по набору и составу фемических силикатов (см. табл. 53) близки к ранним членам диорит-сиенитовой формации. Однако становление тех и других пород разделено диорит-трондьемит-гранитной формацией, породы которой, с одной стороны, содержат ксенолиты богатых калием габбро и диоритов, а с другой — прорываются диоритами сиенитоидного ряда.

Присутствие среди темноцветных минералов в габбро-диоритовой формации ортопироксенов и уже подчеркнутая петрохимическая особенность — повышенное содержание окиси калия при довольно высокой основности позволяет сопоставлять габбро-диоритовую формацию с нижней частью разреза липарит-дацит-андезит-базальтовой формации верхнего лlando-веридни-нижнего уинлока, породы которой представлены одно- и двупироксеновыми покровными порфиритами андезитового и андезито-базальтового состава с повышенным содержанием калия.

Если это предположение верно, то габбро-диоритовая формация располагается между габбро-плагиогранитной и диорит-трондьмит-гранитной. Высокое содержание калия, известково-щелочной тренд дифференциации, геохимические особенности пород свидетельствуют о том, что они фиксируют эпоху кратковременной стабилизации на границе этапов магматизма, с которыми связано внедрение габбро-плагиогранитной и диорит-трондьмит-гранитной формаций.

Ауэрбаховская габбро-гранитоидная серия

В нижнем и начале среднего девона на территории современного Тагильского мегасинклинория устанавливается квазиplatformный режим, на фоне которого в отдельных зонах тектоно-магматической активизации

Таблица 51

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах Ауэрбаховского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,20	51,48	52,50	53,65	54,98	58,32	58,72
TiO ₂	0,97	1,04	0,70	0,68	0,78	0,43	0,55
Al ₂ O ₃	15,64	16,56	17,33	15,73	18,27	17,97	16,59
Fe ₂ O ₃	6,34	3,16	3,88	5,24	2,16	2,09	2,99
FeO	7,45	4,36	5,87	5,51	4,36	3,34	5,00
MnO	0,27	0,13	0,18	0,10	0,10	0,11	0,17
MgO	5,13	6,61	4,09	4,18	2,94	2,02	2,40
CaO	7,65	7,20	8,47	8,04	7,30	5,36	5,31
Na ₂ O	2,74	3,44	3,01	2,73	4,28	4,74	3,66
K ₂ O	1,05	1,56	1,50	1,59	1,76	2,64	2,49
P ₂ O ₅	0,25	0,29	0,01	0,23	0,16	0,15	0,18
П.п.п.	2,30	3,64	2,07	2,19	2,36	2,25	1,55
Σ	99,99	99,47	99,61	99,87	99,45	99,42	99,61
Rb	8	16	23	24	7	27	60
Sr	460	1020	480	500	670	486	557
Ba	—	398	—	—	728	712	—
Be	0,9	1,2	1,0	1,0	0,8	0,7	0,9
Zr	40	85	70	62	42	70	80
Y	20	20	30	28	23	25	25
La	6	10	7	9	6	6	7
Yb	1,8	1,4	2,5	2,7	2,0	1,8	2,5
Nb	6	13	7	7	9	6	7
V	300	220	280	275	323	144	204
Co	35	28	43	44	21	7	28
Ni	13	141	24	17	13	8	12

Примечание. 1, 2 — габбро кварцсодержащие; 3, 4, 5 — кварцсодержащие диориты; 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 — кварцевые диориты; 13, 14, 15, 16 — биотитовые граниты.

ции формируются базальт-андезитовые и комагматичные им габбро-гранитоидные серии.

В северо-восточной части прогиба, в районе г. Краснотурьинска, развиты породы ауэрбаховской серии, локализованные в одноименном массиве, площадью около 4 км² и в ряде более мелких тел. Серия представлена биотит-роговообманково-пироксеновыми габбро, биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Граниты редки и образуют отдельно небольшое тело в южной части Ауэрбаховского массива. Серия комагматична вулканитам базальтового и андезитового состава кобленц-нижнеэйфельского возраста, среди которых залегают массивы. В обломочных породах верхнего эйфеля встречены обломки кварцевых диоритов ауэрбаховской серии. Таким образом, возраст ее надежно определяется как эйфельский, т.е. ауэрбаховская серия является возрастным аналогом некрассовской габбро-диорит-гранитной серии, описанной в гл. 1. С породами ауэрбаховской серии связаны скарновые месторождения железа и меди [78] — знаменитые Турьинские рудники.

Наиболее представительный массив рассматриваемой серии — Ауэрбаховский — имеет концентрически зональное строение. Габброиды преобладают в его краевых частях, гранодиориты — в центре. Контакты массива активные, отчетливо интрузивные с многочисленными апофизмами. По форме это типичный шток. Над массивом отмечается локальный мини-

	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	61,22	61,51	62,88	63,14	63,42	73,88	75,42	75,86	76,36
	0,54	0,74	0,44	0,42	0,45	0,08	0,05	0,08	0,05
	16,00	15,28	15,69	15,92	15,32	11,95	12,37	12,63	12,30
	2,45	2,05	2,34	1,66	2,15	0,63	0,22	1,00	0,28
	3,96	5,09	3,74	4,00	3,30	1,16	1,38	0,15	1,05
	0,14	0,15	0,10	0,13	0,06	0,05	0,04	0,02	0,03
	2,12	1,03	1,96	1,83	1,92	0,28	0,08	0,18	0,15
	5,29	3,55	4,46	4,75	4,23	2,20	1,05	0,50	1,00
	3,59	3,90	3,54	3,80	3,38	2,77	3,44	4,12	3,48
	2,80	3,93	3,06	2,60	3,55	4,69	4,36	4,98	4,00
	0,14	0,31	0,01	0,11	0,12	0,02	0,02	0,01	0,01
	1,46	1,89	1,42	1,55	1,98	1,68	1,04	0,38	1,13
	99,71	99,43	99,64	99,91	99,88	99,39	99,47	99,91	99,84
	45	60	67	63	73	71	82	119	72
	400	260	393	396	327	122	88	50	135
	—	1200	—	677	—	531	203	—	370
	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9	0,7	2,0	2,0	2,0
	138	130	158	110	201	42	70	53	90
	32	43	30	20	40	17	46	22	50
	9	14	6	5	11	5	21	11	11
	2,8	3,2	3,0	1,7	3,2	1,7	4,3	2,8	4,6
	6	9	8	7	7	5	5	5	6
	190	107	160	120	144	6	3	2	6
	26	27	25	12	20	5	2	3	3
	20	11	15	6	13	10	5	3	4

Таблица 52

Химический состав роговых обманок из пород ауэрбаховской серии (вес. %) *

Компонент	3	10	12	Компонент	3	10	12	
SiO ₂	46,08	47,68	45,36	Коэффициенты кристаллохимических формул				
TiO ₂	1,45	1,01	1,31		K	0,11	0,06	0,10
Al ₂ O	6,51	4,69	6,34		Na	0,31	0,28	0,33
Fe ₂ O ₃	2,81	3,99	3,80		Ca	1,89	1,72	1,76
FeO	14,00	16,37	15,44		Mg	2,57	2,65	2,50
MnO	0,45	0,58	0,61		Fe ³⁺	0,31	0,44	0,43
MgO	11,47	12,09	11,22		Fe ²⁺	1,77	1,89	1,93
CaO	11,74	10,95	11,03		Mn	0,06	0,07	0,07
Na ₂ O	1,05	0,99	1,16		Ti	0,17	0,11	0,14
K ₂ O	0,59	0,37	0,57		Al ^{VI}	0,12	—	—
F	0,38	0,16	0,53		Al ^{IV}	1,04	0,81	1,12
Cl	0,19	0,08	н.опр.		Si	6,96	7,02	6,79
H ₂ O	1,88	0,30	2,03		OH	0,87	0,30	2,00
CO ₂	1,13	0,67	—		F	0,18	0,07	0,25
					Cl	0,05	0,02	—
					f	0,45	0,48	0,49

* Химические анализы пород приведены в табл. 51.

мум силы тяжести, магнитное поле — пестрое, в целом массиве выделяется положительной аномалией (до +3000 единиц).

Как и большинство других габбро-гранитоидных серий, ауэрбаховская отчетливо дискретна. В ней геологически и по химическому составу выделяются следующие группы пород (табл. 51): кварцсодержащие габбро и диориты (SiO₂ = 50–55%), кварцевые диориты и гранодиориты (SiO₂ = 58–63%), граниты (SiO₂ > 73%). Кварцсодержащие габбро и диориты — наиболее ранние породы серии, обособляемые в первую фазу. Среди них выделяются среднезернистые и порфиоровидные мелкозернистые разности, близкие друг другу по химическому составу. Среднезернистые габбро состоят из клинопироксена, гиперстена, малоглиноземистой роговой обманки с железистостью $f = 0,45$, биотита, зонального плагиоклаза An_{75-60} с небольшой, но постоянной примесью ортоклаза, кварца и магнетита. Структура пород офитовая. Мелкозернистые порфиоровидные разности близки по минеральному составу к среднезернистым, но значительно реже содержат биотит, возможно, вследствие меньшей водонасыщенности.

Наибольшим распространением в массиве пользуются кварцевые диориты и гранодиориты. Это очень характерные среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие из зонального идиоморфного плагиоклаза An_{60-20} (в среднем An_{50-45}), малоглиноземистой роговой обманки с железистостью 0,48–0,49, биотита, клино- и ортопироксена (не всегда), ксеноморфного ортоклаза и кварца. Акцессорные — магнетит, апатит, сфен. Породы обычно очень однородны и устойчивы по составу и содержат лишь редкие автолиты, отличающиеся большей меланократовостью и мелкозернистостью от вмещающих разностей. Состав типичного автолита представляет проба 6 (в табл. 51). В краевых частях массива породы приобретают порфиоровидную структуру с микропегматитовой основной массой. Минеральный и химический состав пород при этом не меняется (пр. 9 в табл. 51).

Все рассмотренные породы — габброиды и кварцевые диориты — имеют общие особенности вещественного состава, свойственные сериям с известково-щелочным трендом дифференциации: сравнительно низкое содержание TiO_2 , иттрия, циркония, низкое Ni/Co-отношение, довольно высокое содержание K_2O , рубидия, стронция (см. табл. 51). Для всех пород характерен парагенезис биотита с роговой обманкой, к которому в более основных разностях присоединяются клино- и ортопироксен, все они содержат кварц и ортоклаз. Роговая обманка содержит мало глинозема и имеет сравнительно высокую железистость, которая слабо, но возрастает с ростом кремнекислотности пород (табл. 52).

Граниты ауэрбаховской серии несколько оторваны от диоритов и геологически, и по вещественному составу, образуют небольшое тело в южной части массива, располагающееся на контакте диоритов со слоистыми туфопесчаниками, превращенными в роговообманково-плаггиоклазовые роговики. Они прорывают кварцевые диориты и дают согласный интрузивный контакт с роговиками. В эндоконтактной зоне шириной около 25 см хорошо выражена зона закалки, в которой граниты превращаются в гранофиры (пр. 13 в табл. 51). Граниты состоят из идиоморфных зерен плаггиоклаза An_{25-20} , сцементированных микропегматитовым сростанием щелочного полевого шпата и кварца. Фемические силикаты — биотит. Это типичные предельные по составу маловодные граниты (см. табл. 51).

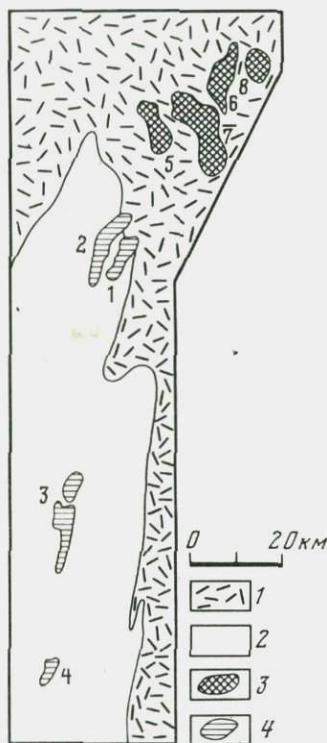
В массиве широко распространены дайки, которые образуют две группы. Одну из них составляют жильные аналоги пород габбро-гранитоидной серии, вторую — послегранитные дайки, образующиеся в антидромной последовательности: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, лампрофиры. Эта вторая группа даек отчетливо пострудная по отношению к магнетитовым и к медным рудам.

Так же как и породы рассмотренной в следующей главе магнитогорской серии, ауэрбаховская фиксирует квазиплатформенную стадию развития эвгеосинклинальной зоны, но вследствие специфики глубинного строения и, быть может, других причин, еще недостаточно ясных, заметно отличается от нее развитием пород среднего состава, более высоким содержанием Pb и Sr и пониженным количеством V, Zr, Ti (см. рис. 66–71), т.е. теми особенностями, которые отличают известково-щелочные серии от толеитовых. Соответственно ауэрбаховская серия характеризуется и четким прямолинейным трендом на петрохимических диаграммах (см. рис. 93–95).

ГЛАВА 7

ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ МАГНИТОГОРСКОЙ ТРОГОВОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В Магнитогорской эвгеосинклинальной зоне, характеристика которой дана в ряде работ [27, 119, 26, 105], в отличие от Тагильской распространены габбро-гранитоидные серии, характеризующие поздние стадии развития эвгеосинклиналей. Плаггиогранитоиды практически отсутствуют или пользуются незначительным развитием как фашии калий-натриевых разностей. Здесь выделяются две габбро-гранитоидные серии — позднедевонская верхнеуральская и раннекаменноугольная магнитогорская. Массивы первой из них образуют ареал на северном замыкании Магнитогорского мегасинклинория, а интрузивы магнитогорской серии приурочены к меридиональной системе разломов в восточном крыле структуры (рис. 62).



Р и с. 62. Схема расположения массивов

1, 2 — вулканогенно-осадочные толщи: 1 — девонские, 2 — нижнекаменноугольные; 3, 4 — массивы: 3 — верхнеуральской серии, 4 — магнитогорской серии. Цифрами обозначены массивы: 1 — Магнитогорский, 2 — Московский, 3 — Карабулакский, 4 — Богдановский, 5 — Верхне-Уральский, 6 — Погорельский, 7 — Касельский, 8 — Краснинский

Массивы залегают среди вулканогенных, реже вулканогенно-осадочных пород, относящихся к ранневарисскому этапу базальтоидного магматизма. Среднедевонские вулканогенные породы (карамалыташская и улутауская свиты) представлены существенно натриевой серией диабаз (сплит) — кварцевый альбитофир с контрастным и непрерывным типом дифференциации, в которой отмечаются разности с нормальным содержанием калия. Эти породы формируются в типичных геосинклинальных условиях при преобладающих отрицательных движениях и характеризуются значительными зеленокаменными изменениями. К ним приурочены медноколчеданные месторождения.

Верхнедевонские образования — это в основном пироксен-плаггиоклазовые андезит-базальтовые и базальтовые порфири-

ты и их туфы, образующие мощную (более 1000 м) толщу (колтубанская свита). Они завершают средне-верхнедевонский этап вулканизма, к последним фазам которого относится формирование верхнеуральской габброграносиенитовой серии. Затем следуют частичные поднятия, приводящие к образованию флишоидной формации фамена—раннего турне, так называемой зилаирской свиты [97], после чего в верхнем турне—раннем визе в условиях знакопеременных движений в наземной и мелководной обстановке формируются эффузивы березовской свиты, представленные в основном контрастно дифференцированной базальт-липаритовой (трахилипаритовой) серией. Эффузивы среднего состава в этой серии пользуются подчиненным развитием и распространены локально.

Вулканизм Магнитогорского прогиба завершается образованием контрастной базальт-трахилипаритовой серии средне-верхневизейского возраста. Раннекаменноугольные эффузивы комагматичны интрузивам магнитогорской серии и являются вмещающими породами для контактово-метасоматических железорудных месторождений, связанных с интрузивами. Формирование раннекаменноугольных эффузивов отвечает субплатформенной стадии развития, для которой характерны колебательные знакопеременные движения и соответствующие им смены подводного вулканизма наземным.

Подробные сведения о геологии и составе массивов опубликованы в целом ряде работ [109, 95, 101, 125, 111]. Поэтому ниже приводятся главным образом новые данные, полученные в последние годы, а также описаны массивы, которые в предыдущих публикациях охарактеризованы слабо. Основной результат изучения габбро-гранитоидных серий последних лет — это выявление общих закономерностей их развития, выделение трех главных этапов становления, которым отвечают соответствующие комплексы: слабо дифференцированный габбровый, габбро-гранитоидный и существенно гранитоидный (в рассматриваемой серии — граносиенитовый). В гл. 2 о них уже упоминалось, но впервые эти комплексы были выделены именно в магнитогорской серии.

Габбровый комплекс представлен в основном габбро-норитом и диопсидовыми габброидами. Он отчетливо выражен в Магнитогорском и Богдановском массивах. В остальных массивах на основании имеющихся данных выделить породы этого комплекса в настоящее время не представляется возможным. В Магнитогорском массиве на месторождении *Малый Куйбас* они пересекаются скарнированными порфиоровыми, диабазовыми и сложными диабаз-порфиоровыми дайками, которые, в свою очередь, пересечены мелкозернистыми габбро-диабазами следующего, габбро-гранитного комплекса. По возрасту ранние габброиды, по-видимому, отвечают нижнему визе. На Малом Куйбасе они прорывают породы рудомещающей турне-нижневизейской толщи и сами, как отмечалось, пересечены диабаз-порфиоровыми дайками, которые принадлежат средне-визейской вулканогенно-осадочной толще. С ранними габброидами связаны сегрегационные титаномагнетитовые руды.

Габбро-гранитоидный комплекс пользуется наибольшим развитием в составе массивов. Габбро-диабазы, входящие в этот комплекс, отличаются от более древних габброидов обычно более мелкозернистой структурой, резким преобладанием амфибола над пироксеном, который сохраняется в виде реликтов, более кислым плагиоклазом An_{50-55} (в ранних габбро An_{65-80}), частым присутствием кварца. Породы габбро-гранитоидного комплекса образуют сложные тела преимущественно штокообразной формы, в которой граниты и граносиениты концентрируются в апикальных частях или обособляются в виде самостоятельных залежей в пределах габбро-гранитных штоков и во вмещающих породах. В последнем случае массивы имеют пластообразную форму. Внедрение этого комплекса начинается в среднем визе, а завершается в верхнем становлением липаритовых порфиров и гранитов. С габбро-гранитным комплексом связаны скарново-магнетитовые месторождения, формирование которых заканчивается после внедрения жильных аналогов гранитов: гранит-порфиров и микрогранитов, завершающих габбро-гранитную серию.

Граносиенитовый комплекс, в который наряду с ранее выделявшимися породами жильного облика [109, 111] входят пострудные кварцевые сиениты, граносиениты и граниты, пользуется относительно небольшим развитием. Однако следует заметить, что породы этого комплекса близки по своим петрографическим и петрохимическим особенностям одноименным породам габбро-гранитного комплекса и поэтому отчетливо выделяются только там, где есть их соотношения с магнетитовой рудой.

Породы граносиенитового комплекса формируются позднее магнетитового оруденения и ассоциированных с ними сульфидов. В свою очередь с этим комплексом, особенно с породами жильного облика, которые

местами интенсивно окварцованы и серицитизированы, следует ожидать вкрапленное оруденение порфиорового типа. Схема последовательности магматических и рудных событий, связанных с формированием магнитогорской серии следующая:

Комплексы пород	Состав магматитов	Состав ассоциирующего оруденения
Граносиенитовый	Кварцевые диабазы Сиенит-, граносиенит-, гранодиорит-порфиры Кварцевые сиениты, граносиениты Жильные диабазы и порфиры	Сульфиды
Габбро-гранитный	Гранит-порфиры, микрограниты Граносиениты, граниты Гранодиориты, сиено-гранодиориты Кварцевые диориты	Скарновые магнетитовые руды с сульфидами
Габбровый	Габбро, габбро-диабазы Жильные диабазы и порфиры Габбро, габбро-нориты	Титаномagnetиты

Геологическая характеристика массивов, внутреннее строение

Массивы магнитогорской серии приурочены к системе субмеридиональных кулисообразных разломов, которые являются долгоживущими и магмоподводящими. Главные разломы, определяющие размещение массивов, проходят вдоль их восточных контактов. Длительность существования этих разломов определили их ведущую роль в формировании многих особенностей массивов. Подвижки, предшествовавшие внедрению гранитов, привели к дроблению ранее закристаллизованных габброидов, отдельные обломки которых были затем сцементированы гранитами. В результате в зонах восточных эндоконтактов массивов магнитогорской серии образовались эруптивные брекчии габброидов с гранитным цементом.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, вмещающие массивы, залегают в пологих брахиантиклинальных складках или моноклинально. Ведущими структурными элементами восточного крыла Магнитогорского синклиория являются блоки, образованные системой разломов, к местам сгущения которых приурочены гранитоидные массивы. Пликативные структуры устанавливаются менее определенно. В большинстве случаев от них сохраняются только реликты в пределах отдельных структурных блоков. Гранитоидные массивы, выполняющие ядра брахиантиклиналей, занимают секущее положение, являясь по отношению к этим складкам посттектоническими. По-видимому, большую роль в формировании таких брахиантиклиналей играло давление внедряющегося магматического расплава, обусловившее куполообразное залегание вмещающих пород вокруг массивов.

Все массивы магнитогорской серии приурочены к меридиональной полосе повышенных значений гравитационного поля. Наличие гравиметровых аномалий над этими гранитоидными массивами уже давно обратило на себя внимание исследователей. М.А. Карасиком высказано было предположение, что под гранитами здесь залегают более тяжелые породы. Позднее в результате проходки глубоких скважин это предположение подтвердилось [111]. Магнитное поле над массивами также характеризуется повышенными значениями. Над гранитами оно составляет 200–500 гамм, над гранодиоритами и кварцевыми диоритами — до 2000–3000 гамм.

Внутреннее строение всех массивов магнитогорской серии довольно

однообразно, что является важным доказательством их генетического единства, близости условия формирования, т.е. принадлежности к одной формации. Как уже отмечалось, они представлены небольшими (от 10 до 150 м²) телами штокообразной и пластовой формы. Эти две формы обычно сочетаются: пластообразные тела являются апофизами штокообразных. Последние имеют пестрый состав и сложены породами, варьирующими от габбро до гранита.

В восточной части штокообразных массивов преимущественным развитием пользуются габброиды, диориты, гранодиориты, брекчии этих пород с гранитным цементом, а в западной — граниты и граносиениты. Эта особенность внутреннего строения наблюдается во всех без исключения массивах (Магнитогорском, Карабулакском, Богдановском, Грязнушенском) и отражена на прилагаемых схематических геологических картах (см. рис. 63, 72, 74). Она следствие вертикальной расслоенности штокообразных габбро-гранитных массивов, наклоненных к западу. В вертикальном разрезе каждого из массивов снизу вверх увеличивается количество кислых пород, а в апикальной части, которая сохраняется от эрозии в западном эндоконтакте, преобладают мелкозернистые и порфириовидные граниты или граносиениты. Переход от габбро к гранитам происходит через зону эруптивных брекчий, которая представлена габброидами или диоритами, прорванными штокверком более кислых по составу гранитоидов. Именно штокообразные массивы характеризуются повышенным значением гравитационного поля, что отражает и подчеркивает их существенно габброидный состав.

В штокообразных массивах отмечаются все три названные выше комплекса пород, но наиболее развит габбро-гранитный. Породы габбрового комплекса в той части массивов, которая доступна непосредственному изучению, образуют небольшие штоки и пластовые залежи. Возможно, они преобладают в глубинных частях массивов. Породы граносиенитового комплекса локализируются в виде секущих залежей разнообразной формы и размера.

Интрузивы магнитогорской серии характеризуются гипабиссальными условиями формирования. Реставрация геологического разреза, располагавшегося над массивами к моменту их становления, позволяет считать, что верхние части массивов образовались на глубинах около 1000 м. Такие же цифры глубин определяются, исходя из физико-химических условий кристаллизации, которые фиксируются особенностями минерального состава [111]. Приведенные цифры относятся только к самым верхним частям массивов. На примере Магнитогорского массива достоверно установлено, что кровля одного и того же массива имеет различные глубины залегания в разных частях (блоках). По данным скважин, в этом массиве выявлено, что интервал глубин формирования кровли составляет 2500 м. Это позволяет предположить, что наиболее глубокие части кровли массива формировались на глубинах, превышающих 3,5–4 км.

Контакты массивов с вмещающими породами всегда резкие. Гранитоиды в эндоконтакте обычно приобретают тонкозернистую структуру, обусловленную закалкой. Очень характерны инъекционные контакты, когда вмещающие породы рассекаются многочисленными крутыми и пологими апофизами габбро-диабазов и гранитов. Кратко остановимся на характеристике отдельных массивов.

Типичные массивы

Магнитогорская группа массивов представлена штокообразными собственно Магнитогорским и Куйбасовским массивами и пластообразными существенно гранитоидными массивами, являющимися крупными апофизами штоков: Московским и не выходящим на поверхность массивом, расположенным к югу от Магнитогорского (рис. 63). Все эти тела на глубине соединяются и представляют собой разобщенные выходы единого сложного по форме и истории формирования интрузива.

Апикальная часть кровли штока грубо согласна со вмещающими породами. Западный, северный и южный боковые контакты направлены от массива под углом $60-80^\circ$, а восточный контакт является на всем протяжении тектоническим. Плоскость его падает на запад под углом $70-85^\circ$. В целом степень эродированности массива увеличивается с запада на восток.

В апикальной части штока преимущественно развиты граниты и граносиениты, составляющие около 65% обнаженной части Магнитогорского интрузива. Остальную площадь слагают тела габброидов первой интрузивной фазы (10%) и пестрые, неустойчивые по составу породы типа гранодиорита или кварцевого диорита.

По данным буровых скважин, количество гранитов и граносиенитов с глубиной уменьшается. Они прослеживаются до глубины 120–150 м, а ниже сменяются брекчиевидными породами, в которых обломки в разной степени переработанных габброидов сцементированы гранитами, граносиенитами и гранодиоритами. В зависимости от степени переработки породы обломков представлены габбро-диабазы, ороговикованными габброидами, превращенными в мелкозернистые диоритовидные породы, неустойчивые по составу и структуре. Состав цементирующей породы с глубиной закономерно изменяется в сторону повышения основности. Если в верхней части массива разнообразны по составу обломки сцементированы в основном гранитами, граносиенитами или гранодиоритами, то в нижней части разреза, вскрытого скважинами (1,5 км от поверхности, около 2 км от кровли массива), преобладают кварцевые диориты вплоть до габбро.

Состав обломков при этом тоже изменяется: в верхней части массива обломки преимущественно представлены гранититизированными габброидами, преобразованными в породы типа кварцевого диорита, ниже постепенно начинают преобладать неизменные габбро и габбро-диабазы, а с глубины примерно 600–700 м обломки сложены в основном офитовыми габбро-диабазы.

Интересно сопоставить распространенность габбро на поверхности и на глубине. На горе Магнитной габброидами сложено 11% площади. В объеме до глубины 1000 м эта цифра возрастает до 60%, а до глубины 1500 м — до 80–85%.

Граниты и граносиениты обособляются вверху штока в виде пологих пластообразных тел, перемежающихся в более глубоких частях с габброидами и кварцевыми диоритами. В плане последние образуют полукольцевые тела, четко проявленные в Куйбасовском массиве (см. рис. 63,а).

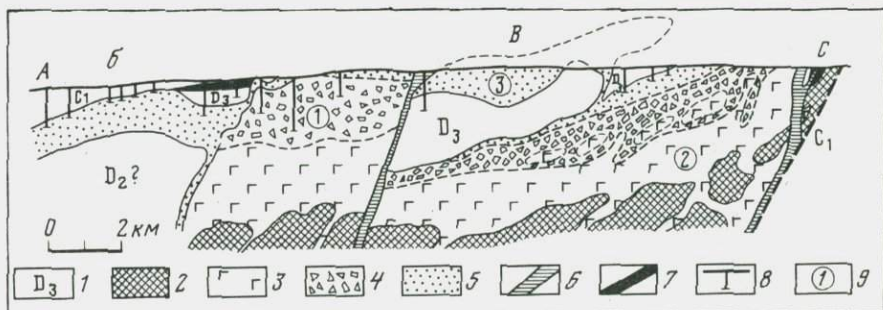
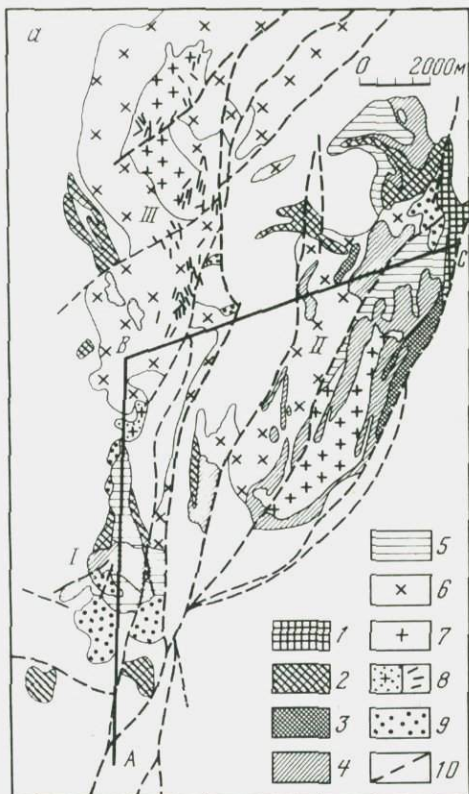
Таким образом, гранитоиды сменяются на глубине габбро через зону брекчиевидных пород. Однако в последнее время установлены случаи постепенной смены габбро граносиенитами вверх по разрезу. Такой разрез изучен по скв. 1404, пробуренной в северо-западной части Куйбасовского массива и вскрывшей его на глубине 457 м под вулканогенно-осадочными породами преимущественно основного состава (рис. 64).

В основании разреза залегают среднезернистые (2–6 мм) офитовые

Рис. 63. Схематическая карта массивов Магнитогорской группы (а) и разрез по линии АВС (б)

а. 1 — ранний габбровый комплекс; 2–5 — габбро-гранитоидный комплекс: 2 — габбро, 3 — эруптивные диориты, сиенито-диориты, гранодиориты, 5 — граносиениты, граниты; 6–8 — граносиенитовый комплекс: 6 — граносиениты, 7 — граниты, 8 — граносиенит- и гранит-порфиры; 9 — скарны и магнетитовые руды; 10 — главные тектонические нарушения. Массивы: I — Магнитогорский, II — Куйбасовский, III — Московский

б. 1 — вулканогенно-осадочные толщи, 2 — габбро раннего комплекса, 3 — габбро, 4 — эруптивные брекчи, 5 — граносиениты, граниты, 6 — граносиенит- и гранит-порфиры, 7 — скарны и магнетитовые руды, 8 — буровые скважины, 9 — массивы горы Магнитной (1), Куйбасовский (2), Московский (3)



габбро-нориты, состоящие из орто- и клинопироксена, зонального плагиоклаза An_{50-70} , титаномагнетита и ильменита, которые часто замещаются сфеном, апатитом. Для пород характерны высокие содержания железа и титана (ан. 11 и 10 в табл. 53). В габбро отмечается мелкозернистый интерстициальный материал, представленный плагиоклазом более кислым, чем в крупных зернах, часто с каймами калишпата, роговой обманкой, рудными минералами и кварцем. Состав таких мелкозернистых участков, по-видимому, соответствует кварцсодержащему диориту или сиенито-диориту. Структура их четкая гипидиоморфнозернистая: таблицы плагиоклаза и роговой обманки цементируются кварцем и калишпатом. Местами материал такого состава образует небольшие (1–5 см) скопления непра-

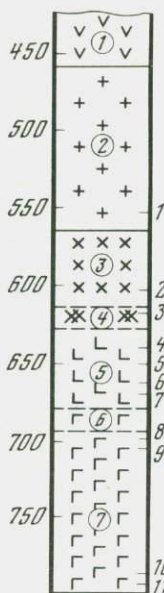


Рис. 64. Разрез по скважине 1404 (Куйбасовский массив, северная часть)

1 — вулканические брекчи основного состава, 2 — граносиениты пострудные, 3 — роговообманковые альбитизированные граниты, 4 — роговообманковые альбитизированные граносиениты, 5 — кварцевые сиенито-диориты, 6 — сиенито-диориты, 7 — габбро. Цифры слева от колонки — глубина, м, справа — номер проб — в табл. 56

вильной прожилковидной формы, количество которых снизу вверх увеличивается. Примерно с глубины 670 м он становится главной породой, и состав его иллюстрируют анализы 5—7 в табл. 53.

В крупнозернистых габброидах с глубины 796 м до 680 м состав плагиоклаза изменяется от An_{70} до An_{50-55} , появляются каймы калишпата. В последнем случае состав плагиоклаза в краевой части отвечает An_{20} . Параллельно с покислением плагиоклаза уменьшается общее количество фемических минералов, а с глубины примерно 700 м исчезает ортопироксен. Габбро-норит переходит в роговообманковое габбро (ан. 8, 9 в табл. 53).

В цементирующей массе состав плагиоклаза меняется от An_{50} до An_{20} , возрастает количество калишпата, кварца и уменьшается содержание роговой обманки. Одновременно с этими изменениями в минеральном составе

мелкозернистого базиса снизу вверх увеличивается его общее количество в габброидах, соответственно валовый состав пород приближается к габбро-диориту, а с глубины примерно 680 м породы приобретают состав кварцевого сиенито-диорита (ан. 7, 7, 5 в табл. 53).

Для сиенито-диоритов характерна порфировидная структура: крупные зерна зонального плагиоклаза An_{50-20} , часто с каймами калишпата, роговой обманки и рудного минерала, которые имеют такие же размеры, как и в габброидах, заключены в мелкозернистую массу из тех же минералов и кварца. Изредка отмечается клинопироксен, замещающийся амфиболом. Переход габброидов в кварцевые сиенито-диориты заключается, с одной стороны, в изменении состава плагиоклаза и количественных соотношений между плагиоклазом и фемическими минералами в крупных зернах, а с другой — в увеличении количества цементирующей крупные зерна мелкозернистой массы, состав которой также закономерно варьирует. Кварцевые сиенито-диориты прослежены до глубины 625 м.

Если в габброидах, как уже отмечалось, обособления и прожилковидные участки представлены кварцевым сиенито-диоритом, то в самих сиенито-диоритах они приобретают состав кварцевого сиенита или граносиенита (ан. 4 в табл. 53).

С глубины 625 м такие породы становятся преобладающими (ан. 2, 3 в табл. 53). Для них характерна альбитизация, которая выражается в псевдоморфном замещении плагиоклаза и калиевого полевого шпата альбитом. В парагенезисе с альбитом развивается хлорит, который замещает роговую обманку, а также кальцит и эпидот, выделяющиеся при разложении плагиоклаза.

На глубине 562 м граносиениты прорваны анортоклазовыми пироксен-роговообманковыми граносиенитами пострудного граносиенитового комплекса, тело которого располагается на контакте между породами габбро-гранитоидного комплекса и вмещающими. Кроме того, необходимо отме-

тить большое количество даек измененных диабазов, которые прорывают все породы габбро-гранитоидного комплекса, в том числе граносиениты и граниты, и дают многочисленные ксенолиты в пострудных граносиенитах.

Отмеченные выше особенности внутреннего строения Магнитогорского массива свидетельствуют о том, что большинство граносиенитов и гранитов, залегающих в пределах существенно габброидных штоков, является внутрикамерными дифференциатами габбровой магмы.

Крупные тела, сложенные преимущественно граносиенитами и гранитами, имеют иное происхождение. Образующие их породы являются продуктами кристаллизации расплава, отделившегося от исходной габбровой магмы в промежуточном очаге. Форма таких тел большей частью пластовая. В пределах габбро-гранитных дифференцированных штоков они часто образуют секущие тела разнообразной формы.

Наиболее крупные тела граносиенитов и гранитов обособляются от габбро-гранитного штока в виде пластовых залежей во вмещающих породах. К ним, как уже отмечалось, относится Московский массив и крупный, не выходящий на поверхность массив, расположенный к югу от горы Магнитной. Кровля этого массива строго стратифицирована и на протяжении более 3 км прослежена скважинами в пределах горизонта рудовмещающих турне-нижневизейских известняков, общая мощность которых не превышает 200 м (см. рис. 63^б). Другой пластообразный сателлит (Московский массив) хорошо вписывается в структуру вмещающих его вулканогенно-осадочных толщ.

Мощность крупных пластообразных тел не менее 1,5 км. В центральной части Московского массива на глубине примерно 1,5 км сейсмическими исследованиями, проведенными ПГО "Уралгеология", установлена четкая площадка, которая может интерпретироваться как подошва. В южной части массив был пересечен скважинами (рис. 63^б). Полная мощность его на выклинивании составляет 450 м.

Строение пластовых тел однообразно. Они сложены однородными граносиенитами и гранитами, которые в апикальной части кровли нередко приобретают состав плагиогранитов вследствие альбитизации. В Московском массиве внутренняя неоднородность проявляется в распределении гранитоидов с разными фемическими силикатами: в краевых частях залегают роговообманковые граносиениты, а в центральной части массива они простепенно сменяются сначала биотит-роговообманковыми гранитами и граносиенитами, а затем и биотитовыми гранитами. В его северовосточной части сохранились остатки верхней плагиогранитной каймы, а к югу наблюдается некоторое повышение основности гранитоидов. В западном эндоконтакте массив вскрыт глубокими скважинами под вмещающими вулканогенно-осадочными породами. Химический состав типичных гранитоидов, пройденных одной из скважин, приведен в табл. 54. Эти анализы характеризуют особенности состава пород массива в целом.

Обращает на себя внимание, что при общих особенностях петрохимии (рис. 65) гранитоиды Московского массива имеют ряд отличий в распределении литофильных рассеянных элементов: они обеднены Y, обогащены Pb, Sr, имеют более высокое La/Vb-отношение по сравнению с близкими по петрогенным элементам породами габбро-гранитоидного комплекса Магнитогорского и Куйбасовского массивов (рис. 66—71).

Эти геохимические особенности сближают их с гранитоидами верхнеуральского массива и могут рассматриваться как свидетельство более стабильных тектонических условий во время формирования массива по сравнению с Магнитогорским. На классификационных диаграммах (рис. 66, 67) фигуративные точки гранитоидов Московского массива кон-

Таблица 53

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах из скв. 1404

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	555	616 ^б	616 ^а	640	650	658	665	695	702	790	796
SiO ₂	66,70	70,48	63,64	66,58	58,30	55,87	54,10	47,68	45,78	44,60	43,86
TiO ₂	0,88	0,61	1,15	0,90	2,17	2,04	2,26	2,40	3,91	4,75	4,16
Al ₂ O ₃	15,37	14,89	15,99	16,79	15,25	14,09	16,05	15,82	13,78	12,55	13,46
Fe ₂ O ₃	1,92	0,55	0,83	0,67	1,98	4,31	4,15	5,90	8,57	8,99	9,19
FeO	1,83	0,88	2,41	1,47	3,12	4,40	4,78	5,15	7,36	7,89	7,71
MnO	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04	0,10	0,10	0,15	0,40	0,30	0,27
MgO	1,12	0,73	2,49	0,96	3,20	2,96	3,28	3,84	5,37	5,47	5,77
CaO	2,00	2,13	2,46	2,56	6,14	6,03	4,80	8,71	6,80	8,14	8,80
Na ₂ O	6,24	7,20	7,18	8,33	7,06	4,88	5,53	4,53	3,55	3,50	3,29
K ₂ O	2,78	0,26	0,08	0,40	0,39	2,85	1,72	1,59	1,47	1,30	1,34
P ₂ O ₅	0,20	0,10	0,41	0,19	0,44	0,73	0,79	1,51	0,24	0,25	0,03
П.п.п.	1,03	1,78	3,02	0,92	1,76	1,60	2,28	2,60	2,59	2,50	2,36
Σ	100,12	99,63	99,68	99,79	99,85	99,86	99,84	99,88	99,82	100,24	100,24
F	0,146	0,032	0,56	0,03	0,111	0,093	0,22	0,16	0,062	0,01	0,055
Rb	38	< 3	He обн.	4	—	49	45	39	—	—	—
Sr	298	63	69	186	—	250	390	560	—	—	—
Be	3,0	1,3	1,0	1,5	1,1	1,3	1,2	8,0	2,0	2,0	1,3
Zr	400	270	210	600	175	200	182	91	67	80	62
Y	71	43	42	50	66	40	58	44	35	36	34
La	25	9	21	21	22	17	22	13	8	5	5
Yb	4,4	4,0	3,7	5,0	3,7	3,0	3,0	3,0	2,2	2,2	1,9
Nb	12	7	8	7	8	9	15	14	8	7	9
V	41	43	85	50	269	210	110	144	416	398	398
CO	2	3	7	4	11	24	11	11	20	50	44
Ni	4	3	8	4	11	5	3	22	13	11	12

Примечание. Номера проб соответствуют глубине их взятия. 1 — пострудный анортитовый пироксеновый граносиенит; 2 — роговообманковый альбитизированный гранит (жила в пр. 616^б); 3 — роговообманковый альбитизированный граносиенит; 4 — граносиенит — прожилковидный участок в сиенито-диорите; 5, 6, 7 — кварцевые сиенито-диориты; 8, 9 — роговообманковое габбро; 10, 11 — габбро-нориты.

центрируются в области, разделяющей поля толеитовых серий и пород, являющихся производными андезитовых магм.

Подробное петрографическое описание пород Магнитогорской группы массивов приведено в опубликованных работах [109, 111], поэтому здесь ограничимся краткой и обобщенной характеристикой вещественного состава.

Габброиды, принадлежащие габбровому комплексу, — это средне- и крупнозернистые породы офитовой структуры. Фемические минералы в них представлены орто- и клинопироксеном (обычно амфиболитизированным), салические — основным лабрадором или битовнитом Al_{60-80} , главные рудные минералы — богатый титаном магнетит и ильменит. Рудные минералы часто образуют сегрегации; в парагенезисе с ними находятся наиболее основной плагиоклаз и оливин. Такие сегрегации представляют собой кумулятивные образования ранних стадий кристаллизации. Лишенные их породы заметно обеднены железом и титаном и обогащены каль-

цием. Эти особенности химического состава и составляют характерную черту габброидов раннего комплекса и отличают их от пород следующего габбро-гранитоидного комплекса.

Габбро-диабазы последнего имеют в большинстве случаев мелкозернистую офитовую структуру. Преобладающим фемическим минералом в них является роговая обманка, которая образуется в результате амфиболитизации пироксена в магматическую стадию. Плагиоклаз заметно обеднен анортитовой составляющей по сравнению с наиболее распространенным минералом габброидов раннего комплекса и соответствует Al_{56-62} . Характерной особенностью пород является постоянное присутствие в них кварца, который обычно обособляется в виде микропегматитовых сростаний с калиевым полевым шпатом или олигоклазом.

Увеличение количества этого микропегматитового кварц-полевошпатового агрегата обуславливает переход габброидов в кварцевые диориты (кварцевые сиенодиориты), сиеногранодиориты и т.д. Плагиоклазы в

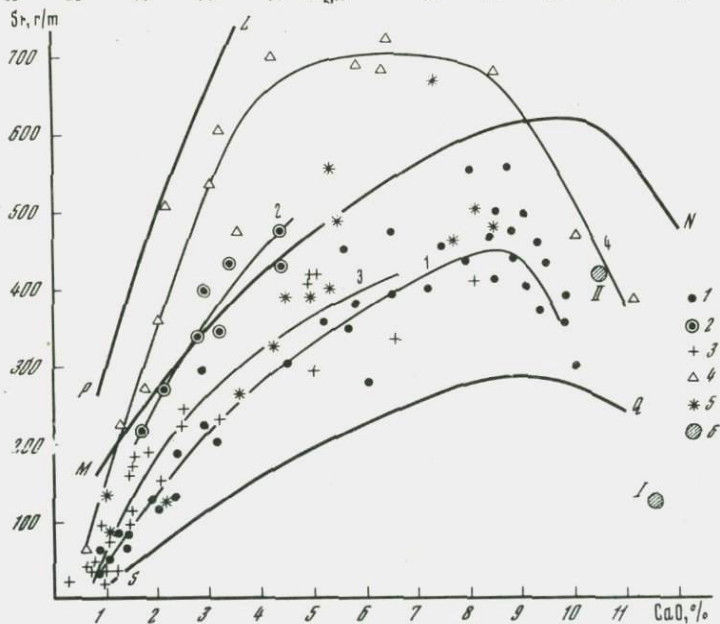
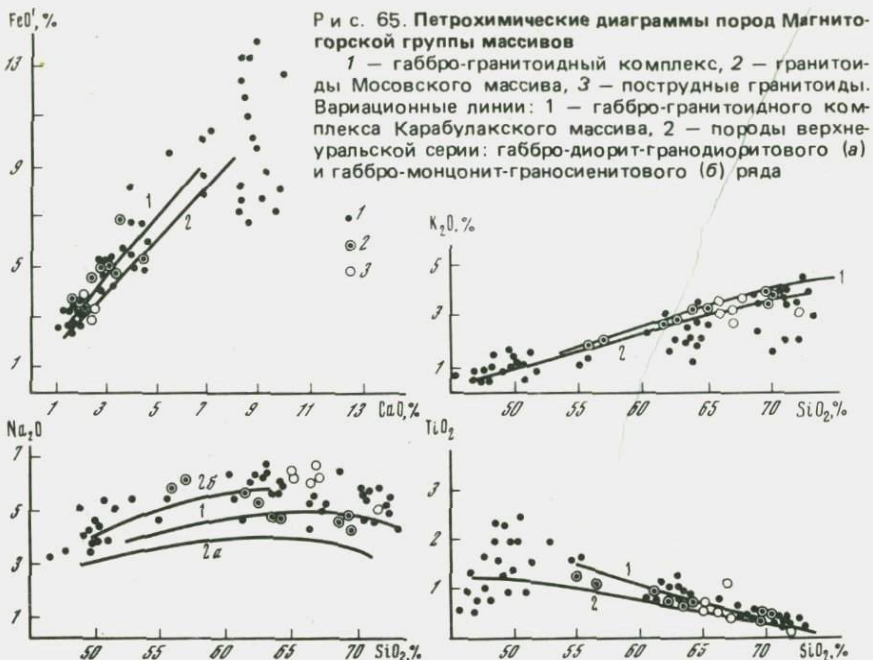
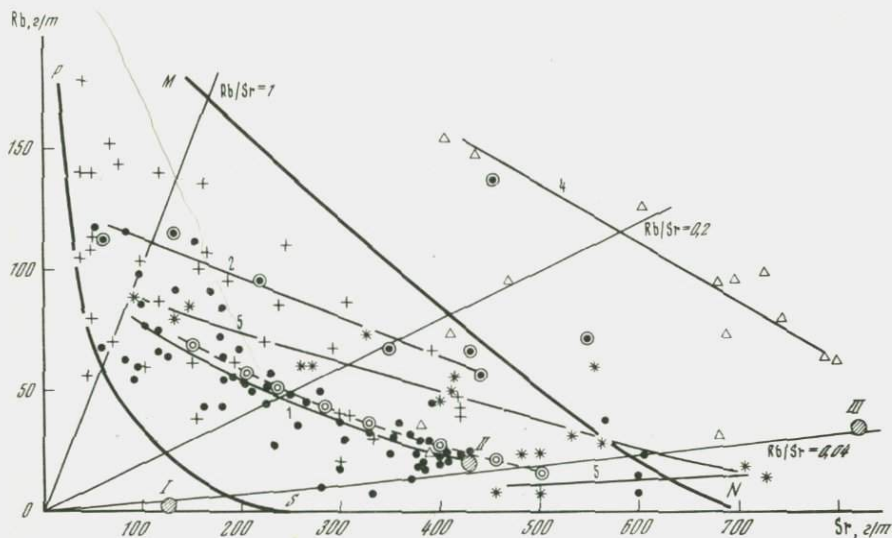


Рис. 66. Диаграмма Sr—CaO

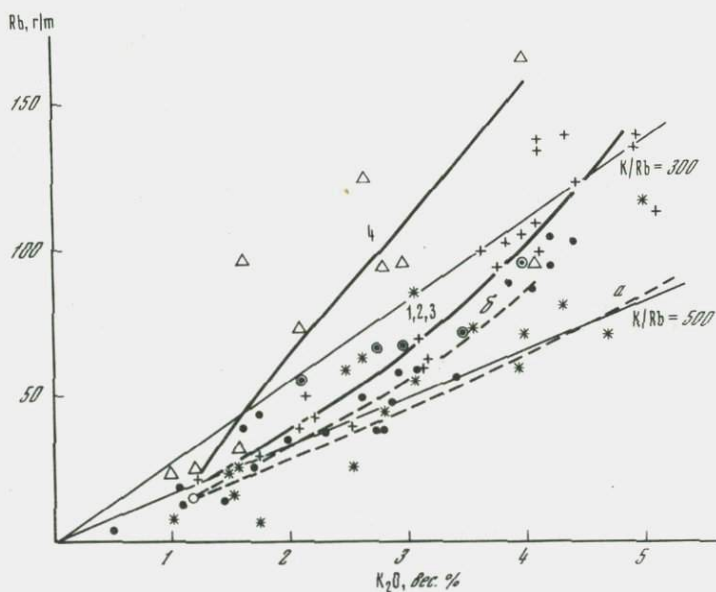
Массивы и номера вариационных линий: 1 — Магнитогорский и Куйбасовский, 2 — Московский, 3 — Карабулакский, 4 — Верхнеуральский, 5 — Ауэрбаховский; 6 — средние составы базальтов [65]: I — океанический толеит, II — континентальный толеит, III — щелочной базальт; Поля пород, производных разных исходных магм: ниже линии SQ — толеитовой океанической, MNQS — толеитовой континентальной и островодужной, NPL — континентальной толеитовой повышенной щелочности и андезитовой. Номера вариационных линий те же, что у соответствующих массивов



Р и с. 67. Диаграмма Pb-Sr

Обозначения те же, что на рис. 66.

Поля пород, производных разных исходных магм: *SPMN* ~ толеитовой континентальной и островодужной, выше линии *MN* - толеитовой повышенной щелочности и андезитовой



Р и с. 68. Диаграмма Rb-K₂O

Обозначения те же, что на рис. 66. Пунктирными линиями обозначены расчетные тренды эволюции расплава, отвечающего по составу среднему габбро магнитогорской серии при фракционировании котектики *Di-Pl* (a) и *Am-Pl* (б)

Таблица 54

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в типичных гранитоидах Московского массива (по пробам из скв. 1754)

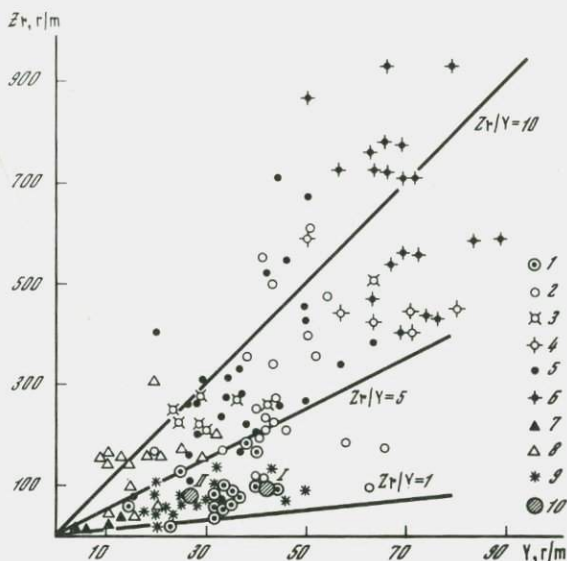
Компонент	575	588	492	467	487
SiO ₂	56,90	62,45	63,65	61,38	69,38
TiO ₂	1,15	0,76	0,73	0,90	0,50
Al ₂ O ₃	16,89	15,97	15,81	16,64	14,05
Fe ₂ O ₃	3,79	1,28	2,01	2,38	1,12
FeO	3,16	3,48	3,12	3,12	1,83
MnO	0,15	0,07	0,08	0,07	0,05
MgO	2,30	1,68	1,44	1,48	1,00
CaO	3,40	3,23	2,82	4,40	1,73
Na ₂ O	6,10	5,24	4,75	5,62	4,94
K ₂ O	2,10	2,94	3,40	2,72	3,94
P ₂ O ₅	0,35	0,32	0,18	0,25	0,13
П.п.п.	3,65	2,73	1,68	1,23	1,47
Σ	99,94	100,15	99,67	100,19	100,14
F	0,076	0,011	0,02	0,05	0,01
Rb	56	68	72	67	96
Sr	438	350	340	431	220
Be	3	1,7	1,9	1,7	2,8
Zr	270	220	220	210	280
Y	36	24	26	28	28
La	21	14	16	18	18
Yb	3,5	2,2	2,3	1,9	2,9
Nb	19	8	10	12	8
V	151	100	105	128	50
Co	13	11	9	9	4
Ni	5	10	6	6	6

кварцевых диоритах и гранодиоритах большей частью резко зональны. В ядрах располагается характерный для габброидов лабрадор, а краевые части зерен сложены олигоклазом An_{16-20} , обычным для гранитов. Преобладающая часть зерна сложена плагиоклазом An_{30-20} . Такой же состав имеют слабозональные зерна. Фемический минерал в кварцевых диоритах и гранодиоритах — роговая обманка того же состава, что и в габбро.

Габбро-гранитоидная серия завершается роговообманковыми граносиенитами и гранитами. Характерной особенностью пород является наличие зональных полевых шпатов, ядра которых сложены олигоклазом An_{16-20} , а краевая часть — анортклазом и калий-натриевым полевым шпатом $Or_{50-60}Ab_{40-46}An_{4-2}$.

В верхних частях габбро-гранитных штоков и в пластовых телах широко распространены анортклазовые граносиениты и граниты. В этих породах ядра зональных зерен сложены анортклазом $Or_{16-35}Ab_{83-62}An_{1-2}$, а краевая часть — калий-натриевым полевым шпатом $Or_{50-60}Ab_{40-46}An_{1-2}$, т.е. таким же, как в плагиоклазсодержащих гранитах. Фемические силикаты в граносиенитах и гранитах представлены малоглиноземистой и низкожелезистой роговой обманкой, близкой по составу к той, что отмечается в габброидах (табл. 55).

Породы пострудного граносиенитового комплекса представлены мелко- и среднезернистыми разностями с характерной таблитчато-зернистой структурой. Жильные разности имеют порфиоровую структуру. Полевые шпаты



Р и с. 69. Диаграмма Zr—Y

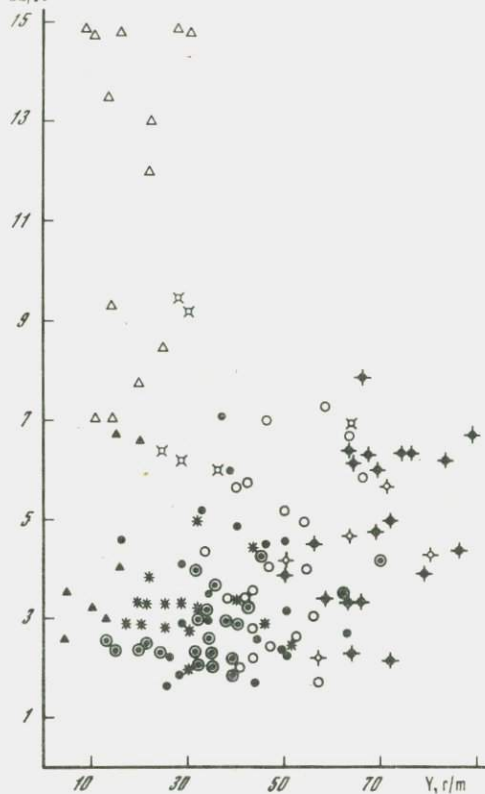
Магнитогорская группа массивов: 1, 2 — габбро-гранитоидный комплекс: 1 — габбро, 2 — гранитоиды; 3 — гранитоиды Московского массива; 4 — пострудные граносиениты; 5, 6 — Карабулакский массив: 5 — габбро-гранитоидный комплекс, 6 — граносиенитовый комплекс; 7, 8 — Верхнеуральский массив: 7 — габбро, 8 — гранитоиды и сиенитоиды; 9 — гранитоиды Ауэрбаховского массива; 10 — средние составы толеитов [65, 17]: 1 — океанического, 11 — континентального; 1, 2 — средние составы базальта, андезита и дацита (перечислены в порядке уменьшения содержания V) толеитовой (1) и известково-щелочной (2) серии островных дуг [65]

(анортотлаз) образуют крупные идиоморфные таблицы, сцементированные микропегматитовым кварц-анортотлазовым агрегатом. Фемические минералы — клинопироксен и роговая обманка, местами замещающая пироксен. Характерной особенностью минерального состава пород является высокое содержание сфена. Местами породы довольно сильно изменены — карбонатизированы, эпидотизированы, скаполитизированы. По химическому составу породы отвечают ряду кварцевый сиенит—гранит (табл. 56). Особенности минерального (анортотлаз и пироксен) и химического состава свидетельствуют о заметно повышенной щелочности пострудных гранитоидов, отличающей их от дорудной габбро-гранитоидной серии. От близкого по химическому составу граносиенитов этой серии породы пострудного граносиенитового комплекса отличаются повышенным содержанием циркония и иттрия (см. рис. 69), а также иттербия, высоким Ni/Co-отношением (см. рис. 71).

По сравнению с габбро-гранитоидными сериями, рассмотренными в предыдущих главах, породы Магнитогорской группы массивов отличаются повышенным содержанием железа, титана, натрия, а также иттрия и циркония (табл. 57), что наряду с такими особенностями минерального состава, как развитие анортотлаза, низкая глиноземистость роговой обманки, свидетельствует о повышенной щелочности.

Карабулакский массив (рис. 72) состоит из трех изолированных на дневной поверхности интрузивов (Северные Борки, Южные Борки, Разборненский).

La/Yb



Р и с. 70. Диаграмма La/Yb—Y

Обозначения те же, что на рис. 69

Р и с. 71. Диаграмма Ni/Co—Y

Обозначения те же, что на рис. 69

Штриховые линии — тренды эволюции расплава, отвечающего по составу среднему габбро магнитогорской серии при фракционировании котектики *Di-Pl* (а), *Am-Pl* (б) и *Mt-Di-Pl* (в)

Ni/Co

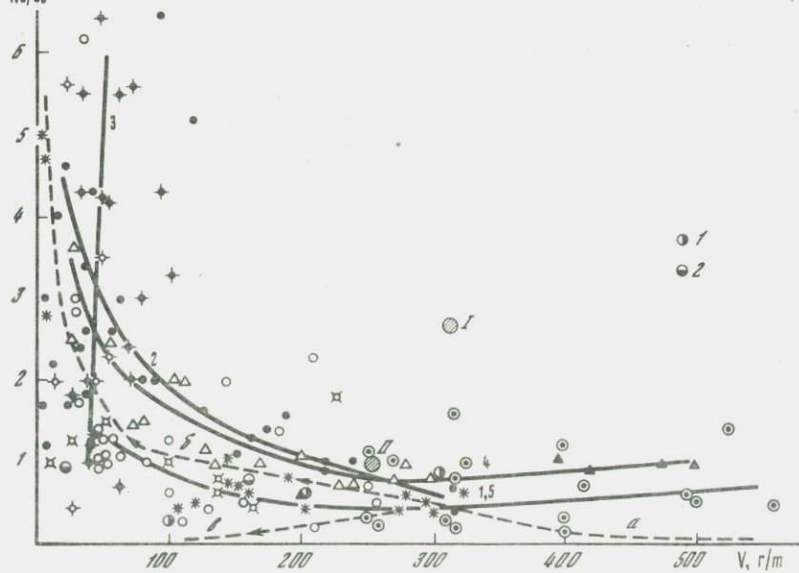


Рис. 72. Схематическая карта Карабулакского массива. Составили Г.И. Чайко, А.В. Яркова

1 — вулканогенно-осадочные породы нижнекаменноугольного возраста; 2—4 — породы граносиенитового комплекса: 2 — граниты, 3 — граниты, граносиениты; 4 — граносиениты; 5—7 — породы габбро-гранитоидного комплекса: 5 — граниты, 6 — кварцевые сиенито-диориты и сиеногранодиориты, 7 — габбро, кварцевые сиенито-диориты, сиеногранодиориты. Интрузивы: I — Северные Борки, II — Южные Борки, III — Разборненский

Породы раннего габбрового комплекса в массиве не обнаружены. Выступы на поверхности габбро-гранитного штока представлены массивами Разборненской и Южные Борки (восточная часть). Они четко фиксируются повышенными значениями магнитного поля. Строение этих массивов совершенно аналогично приведенному выше типовому описанию массивов магнитогорской серии. Восточный контакт — тектонический. К востоку от него, как и в Магнитогорском районе, располагается зона линейных складок. Западный контакт грубо согласен залеганию вмещающих пород и падает на запад (по данным структурно-поискового бурения). В восточной части массивы сложены пестрыми по составу эруптивными брекчиями, в которых основные и ранние по времени кристаллизации породы представлены кварцевыми габбро-диоритами и сиенито-диоритами (ан. 11, 12, 26—28 в табл. 58). Главным фемическим минералом является малоглиноземистая роговая обманка (см. табл. 55), иногда отмечается реликтовый клинопироксен. Плаггиоклаз всегда зонален: ядро An_{50-40} , край — An_{20} . Щелочной полевой шпат аналогичен таковому в кварцевых диоритах Магнитогорского массива (криптопертит $Or_{55}Ab_{40}An_5$). В породах отмечаются ксенолиты мелкозернистых габбро-диабазов.

Жильный материал (цемент) брекчий слагают гранитоиды серии кварцевый диорит или сиенито-диорит — гранит (ан. 11, 12, 15, 16, 21—25 в табл. 58). Все породы этого ряда образуют не только жилы в брекчиях, но и отдельные тела. Более кремнекислая порода всегда является и более поздней по времени кристаллизации. Главный фемический минерал, как и в габбро-диоритах, — роговая обманка, состав которой во всей серии пород примерно одинаков (табл. 58). Плаггиоклаз имеет зональное строение. С ростом кремнекислотности пород плаггиоклаз в ядре обедняется анортитовой составляющей до An_{20} , которым сложены ядра полевошпатовых зерен в гранитах. Плаггиоклаз такого состава обрастает анортоклазом, а затем и калий-натриевым полевым шпатом, представленным микрокриптопертитом. С востока на запад количество гранитного материала увеличивается и на горе Разборной граниты образуют крупное однородное тело. Восточный контакт этого тела с зоной габбро-диоритовых брекчий постепенный. Разрез на широте горы Разборной выглядит следующим образом (см. табл. 58, ан. 13, 14, 17, 18): на вершине ее обнажены розовые мелкозернистые биотитовые граниты, которые на востоке постепенно сменяются роговообманковыми сиеногранодиоритами, а затем кварцевыми

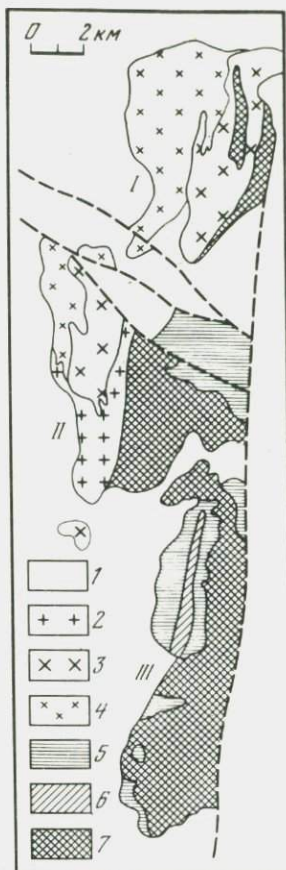


Таблица 55

Химические составы роговой обманки из пород верхнеуральской и магнитогорской серий

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	ВУ-8	ВУ-9 ^а	ВУ-10	ВУ-12	ВУ-16	КС-7	КС-26	КС-27	КС-32 ^а	1404/ 796	1404/ 695	1404/ 665	810/ 950
SiO ₂	46,24	46,48	47,72	49,20	48,88	48,60	43,12	48,82	46,25	49,80	49,30	50,10	45,94
TiO ₂	1,42	1,31	1,03	1,08	1,08	1,11	3,48	1,50	1,31	1,02	0,91	1,12	2,58
Al ₂ O ₃	6,11	6,31	4,80	4,43	5,00	6,43	9,59	6,34	4,77	4,03	4,69	3,26	5,24
Fe ₂ O ₃	4,00	4,40	3,26	3,80	2,00	3,59	4,39	4,79	12,21	2,72	1,88	2,28	4,00
FeO	11,97	11,37	11,71	10,77	11,57	8,98	9,70	8,26	4,79	11,20	11,06	11,78	13,97
MnO	0,53	0,58	0,89	0,93	0,55	0,81	0,51	0,56	2,45	0,29	0,32	0,56	0,60
MgO	14,39	14,39	15,44	15,02	15,85	14,89	13,69	15,67	13,61	15,50	16,48	15,68	13,35
CaO	11,54	11,54	11,54	11,39	11,26	12,06	11,91	10,93	10,86	12,84	10,36	10,85	11,26
Na ₂ O	0,74	0,81	0,62	0,74	0,99	0,87	2,00	0,99	1,92	0,58	0,50	0,62	0,93
K ₂ O	0,44	0,42	0,35	0,31	0,42	0,52	0,46	0,46	0,53	0,16	0,14	0,19	0,31
H ₂ O*	1,85	1,90	2,15	2,14	1,73	1,75	1,91	2,03	—	1,99	3,14	2,48	1,67
CO ₂	0,77	0,54	0,42	0,31	0,23	0,05	He обн.	He обн.	He обн.	—	0,27	0,13	0,59
Σ	100,00	100,05	99,93	100,12	99,56	99,66	100,76	100,35	98,70	100,13	99,05	98,05	100,44
F	0,07	0,08	0,07	0,08	0,21	He обн.	—	—	—	0,14	0,14	0,18	0,59
Коэффициенты кристаллохимических формул							Коэффициенты кристаллохимических формул						
K	0,08	0,07	0,07	0,06	0,08	0,09	0,08	0,08	0,10	0,03	0,03	0,09	0,05
Na	0,21	0,23	0,20	0,22	0,31	0,24	0,56	0,27	0,55	0,17	0,14	0,17	0,26
Ca	1,80	1,79	2,01	1,97	1,95	1,86	1,86	1,66	1,72	2,00	1,59	1,69	1,76
Mg	3,12	3,10	2,10	2,02	2,14	3,20	2,98	3,30	2,99	3,35	3,51	3,40	2,90
Fe ³⁺	0,44	0,49	0,40	0,46	0,23	0,40	0,49	0,51	1,35	0,24	0,21	0,14	0,44
Fe ²⁺	1,46	1,38	1,58	1,46	1,56	1,08	1,18	0,98	0,59	1,36	1,32	1,43	1,70
Mn	0,05	0,07	0,13	0,13	0,07	0,10	0,06	0,07	0,30	0,03	0,03	0,07	0,07
Ti	0,16	0,14	0,13	0,14	0,14	0,12	0,38	0,16	0,14	0,11	0,09	0,12	0,29
Al ^{VI}	—	—	0,66	0,79	0,86	0,10	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	1,05	1,08	0,26	0,05	0,09	1,00	—	—	—	—	—	—	—
Si	6,72	6,74	7,74	7,95	7,91	7,00	1,65	1,06	0,82	0,69	0,80	0,55	0,90
OH	1,84	1,85	2,33	2,30	1,83	1,66	6,27	6,92	6,83	7,22	7,04	7,29	6,70
F	0,05	0,03	0,04	0,04	0,11	—	1,87	1,92	—	1,93	3,00	2,41	1,59
f	0,38	0,37	0,35	0,34	0,32	0,32	—	—	—	0,07	0,07	0,09	0,27
							0,36	0,31	0,39	0,33	0,30	0,33	0,42

сиенито-диоритами с ксенолитами тонкозернистых ороговикованных габбро-диабазов и автолитами мелкозернистых кварцсодержащих габбро-диоритов.

Примерно в 0,8 км от вершины горы Разборной кварцевые сиенито-диориты прорваны лейкократовыми биотитовыми плагиоклазсодержащими гранитами (ранний дополнительный интрузив, ан. 19), которые в свою очередь рассечены многочисленными дайками биотитовых аплитовидных гранитов (поздний дополнительный интрузив, ан. 20). Подобная геологическая ситуация свидетельствует о том, что в данном месте мы наблюдаем кровлю интрузива. Дальше на восток, т.е. с удалением от кровли, количество лейкогранитов уменьшается и преобладающей породой становится обычный биотит-роговообманковый гранит (ан. 17). Восточнее их меланократовость увеличивается, и породы переходят в роговообманковые кварцевые сиенито-диориты (ан. 12), образующие довольно однородные тела значительных размеров и жилы в распространенных восточнее более меланократовых породах (ан. 11).

Граносиенитовый комплекс (табл. 58, ан. 1–10) наиболее полно представлен в массивах Северные и Южные Борки. Породы этого комплекса (граносиениты и щелочные граниты) образуют сравнительно однородные тела, в которых более основные разновидности встречаются только в виде автолитов — округлых меланократовых включений размером до 20–25 см в диаметре. Граносиениты — это мелкозернистые породы порфировой структуры, состоящие из идиоморфных зерен анортклаза $Al_{70}Or_{20}An_{10}$, обрастающих каймами более богатого калием щелочного полевого шпата $Ab_{44}Or_{54}An_2$ и зональной щелочной роговой обманки, сцементированных кварц-щелочнополевошпатовым микропегматитом. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен, циркон.

Самыми распространенными породами в составе граносиенитового комплекса являются более кислые по сравнению с рассмотренными выше роговообманковые субщелочные граниты. Это очень характерные среднезернистые породы, состоящие из щелочной роговой обманки (табл. 55), анортклаза, калий-натриевого полевого шпата и кварца. Химический и

Таблица 55 (окончание)

Компонент	14	15	16	17	18	19		20	21	22	23	24	25	26
	МГ-5	1250/ 340	1250/ 345	1701/ 1457	КБ-1	КБ-29		КБ-29Г	КБ-45	КБ-14	КБ-15	КБ-16	КБ-33	КБ-34
SiO ₂	49,34	50,00	50,44	47,10	50,50	49,34		51,60	49,84	49,96	50,34	49,62	43,36	48,66
TiO ₂	1,65	1,15	1,25	2,42	1,02	0,97		0,32	1,31	1,08	1,23	1,61	0,95	1,40
Al ₂ O ₃	3,17	4,57	4,27	6,85	2,45	1,78		1,92	4,00	4,35	3,34	2,96	9,64	3,16
Fe ₂ O ₃	2,40	1,40	0,60	3,45	15,17	3,99		4,59	2,92	2,59	13,57	12,77	5,28	3,40
FeO	11,97	10,77	11,13	11,70		8,62		9,34	12,28	9,34	—	—	10,34	9,87
MnO	0,43	0,53	0,50	0,47	1,02	1,25		1,06	0,45	0,56	1,23	0,40	0,46	0,38
MgO	16,27	17,13	17,11	13,10	15,68	15,02		15,35	13,93	16,78	16,90	16,27	13,36	15,65
CaO	10,95	12,00	12,06	11,95	8,10	7,90		7,40	11,20	11,83	11,49	11,32	11,94	10,74
Na ₂ O	0,99	0,76	0,68	1,11	3,41	4,34		3,72	0,95	0,86	0,83	0,66	1,55	He обн.
K ₂ O	0,33	0,27	0,21	0,52	0,67	0,69		0,79	0,44	0,23	0,32	0,34	0,45	То же
H ₂ O ⁺	1,81	2,10	1,78	1,44	—	—		1,19	2,14	2,01	He обн.	He обн.	2,11	"
CO ₂	0,74	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.		0,16	0,30	0,16	То же	То же	0,11	"
Σ	100,05	100,68	100,03	100,11	98,02	93,90		97,44	99,76	99,75	99,25	99,95	99,55	93,26
F	0,35	—	—	—	2,85	2,95		2,82	0,09	0,31	—	—	0,15	0,47
Коэффициенты кристаллохимических формул							Коэффициенты кристаллохимических формул							
K	0,06	0,04	0,03	0,09	0,11	0,13		0,12	0,08	0,03	0,05	0,06	0,08	0,29
Na	0,31	0,20	0,19	0,31	0,85	1,29		1,05	0,27	0,24	0,23	0,18	0,44	—
Ca	1,90	1,81	1,83	1,86	1,24	1,30		1,16	1,75	1,77	1,73	1,75	1,88	1,71
Mg	2,21	3,60	3,60	2,84	3,33	3,42		3,33	3,03	3,70	3,53	3,52	2,92	3,45
Fe ³⁺	0,29	0,15	0,07	0,38	1,81	0,47		0,51	0,32	0,27	1,60	1,55	0,58	0,37
Fe ²⁺	1,63	1,27	1,31	1,42	—	1,10		1,14	1,50	1,10	—	—	1,27	1,22
Mn	0,06	0,06	0,06	0,06	0,12	0,16		0,13	0,05	0,07	0,14	0,05	0,06	0,05
Ti	0,20	0,13	0,13	0,25	0,22	0,11		0,04	0,10	0,12	0,13	0,18	0,11	0,16
Al ^{VI}	0,61	—	—	0,03	—	—		—	—	—	—	—	0,96	—
Al ^{IV}	—	0,75	0,70	1,15	0,42	0,33		0,33	0,68	0,72	0,54	0,50	1,61	0,55
Si	8,00	7,05	7,12	6,85	7,22	7,57		7,52	7,28	7,02	7,06	7,20	6,39	7,20
OH	1,97	1,98	1,70	1,40	1,51	0,23		1,17	2,10	1,88	3,40	3,00	2,08	2,72
F	0,18	—	—	—	1,29	1,43		1,31	0,03	0,17	—	—	0,08	0,22
f	0,33	0,28	0,28	0,39	0,33	0,32		0,33	0,38	0,28	0,29	0,28	0,39	0,32

Примечание. 1–9 — породы верхнеуральской серии; 10–26 — породы магнитогорской серии; 10–17 — магнитогорская группа массивов, 18–26 — Карабулакский массив. Наименования пород и их химический состав см. в табл. 60, 53, 58.

минеральный составы пород очень устойчивы (табл. 58). Они содержат многочисленные автолиты мелко- и тонкозернистых пород граносиенитоватого состава, близких по минеральному составу к вмещающим щелочным гранитам, но более меланократовых. По химическому составу породы граносиенитового комплекса отличаются от близких по содержанию кремнезема пород габбро-гранитной серии повышенным содержанием натрия (рис. 73), который преобладает над калием даже в завершающих серию наиболее кислых породах. Высокое содержание V, Zr, высокое Ni/Co-отношение и отличный тренд зависимости величины этого отношения от концентрации ванадия (см. рис. 69, 71) позволяют надежно различать породы габбро-гранитоидного и граносиенитового комплекса. Все эти петро- и геохимические особенности обусловлены повышенной щелочностью пород граносиенитового комплекса, что находит свое отражение и в минеральном составе. Роговая обманка в породах представлена щелочной разновидностью, плагиоклаз, как правило, отсутствует, и его место зани-

мает анортотоклаз, даже наиболее поздние и кремнекислые породы не содержат биотита; широко распространен в породах граносиенитового комплекса сфен.

По особенностям вещественного состава породы Карабулакского массива аналогичны магнитогорским. При этом граносиенитовый комплекс первого близок пострудным гранитоидам Магнитогорской группы массивов.

Сходные черты внутреннего строения и вещественного состава имеют и другие массивы магнитогорской серии. Данные по увеличению количества основных пород с глубиной известны для Богдановского и Грязнушенского массивов, на которых пробурены скважины глубиной более 700 м. В обоих случаях скважины вскрыли брекчиевидные породы с габброидами в обломках и гранитоидным цементом, количество которого с глубиной сокращается. В Грязнушенском массиве габброиды на поверхности вообще отсутствуют, а по результатам проходки в западном эндоконтакте скважи-

Таблица 56

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в пострудных гранитоидах (Магнитогорский массив)

Компонент	1390/503	1390/466	1404/555	1390/803
SiO ₂	64,88	66,16	66,70	71,72
TiO ₂	0,58	0,52	0,88	0,43
Al ₂ O ₃	17,20	16,45	15,37	13,89
Fe ₂ O ₃	1,56	1,25	1,92	0,73
FeO	1,65	1,73	1,83	1,58
MnO	0,08	0,05	0,05	0,03
MgO	0,89	0,89	1,12	0,43
CaO	2,46	2,46	2,00	1,79
Na ₂ O	6,28	6,05	6,24	5,05
K ₂ O	3,40	2,88	2,78	3,10
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,20	0,05
CO ₂	0,22	0,28	—	0,26
H ₂ O	0,25	0,39	1,03	0,33
Σ	99,51	99,18	100,12	99,39
F	—	—	0,146	—
Pb	55	58	38	60
Sr	181	124	298	98
Be	3	3	3	4
Zr	440	440	400	420
Y	57	70	71	63
La	14	23	25	20
Yb	6,3	5,8	4,4	4,3
Nb	17	15	12	20
V	56	50	41	22
Co	3	3	2	2
Ni	9	5	4	5

ны глубиной около 700 м, в объеме до глубины они составляют около 40%. В Богдановском массиве габброиды занимают 10% на поверхности, а в объеме до глубины 800 м — не менее 90%.

Богдановский массив по своему внутреннему строению полностью повторяет Магнитогорский (рис. 74). В его восточной части залегают мелкозернистые габбро-диабазы, которые интенсивно раздроблены и сцементированы гранитоидным материалом. Западная часть массива сложена гранитами и граносиенитами, которые, как и в Магнитогорском массиве, погружаются согласно с вмещающими породами на запад под углом 20–40°. Размещение скарново-магнетитовых залежей около Богдановского массива также в общих чертах повторяет Магнитогорское рудное поле. Наиболее крупное месторождение приурочено к южному окончанию габбрового штока, а более мелкое — к северному.

Химический (табл. 59) и минеральный состав гранитоидов Богдановского массива, детально охарактеризованный в работе Н.А. Скопиной [95] тождествен составу магнитогорских гранитоидов.

Завершая рассмотрение гранитоидов магнитогорской серии, следует заметить, что они имеют ряд общих особенностей вещественного состава, обусловленных близким составом исходной магмы, примерно одинаковыми условиями ее эволюции и общими фаціальными условиями становления.

Таблица 57

Средний химический состав пород Магнитогорского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	(6)	(66)	(29)	(21)	(28)	(47)	(22)	(5)	(3)
SiO ₂	47,80	49,52	55,58	60,73	64,97	69,93	74,52	66,00	71,40
TiO ₂	0,53	1,99	1,60	1,24	0,80	0,51	0,33	0,70	0,40
Al ₂ O ₃	17,50	16,10	15,41	16,05	15,84	14,40	13,03	16,40	13,92
Fe ₂ O ₃	3,60	4,77	4,59	2,90	2,14	1,54	0,98	1,58	0,81
FeO	4,30	6,03	4,34	3,19	2,15	1,66	1,10	1,75	1,62
MnO	0,10	0,16	0,14	0,16	0,08	0,05	0,03	0,06	0,03
MgO	8,00	5,30	3,36	2,21	1,27	0,77	0,28	0,91	0,55
CaO	11,20	8,28	5,33	3,97	2,73	1,85	1,10	2,30	1,72
Na ₂ O	2,30	4,11	5,61	5,63	6,00	5,35	4,55	6,20	5,65
K ₂ O	1,20	1,06	1,69	2,27	2,43	3,01	3,34	2,90	3,03
P ₂ O ₅	0,20	0,37	0,53	0,33	0,21	0,10	0,07	0,13	0,10
П.п.п.	2,70	1,91	1,44	1,39	1,13	1,89	0,53	0,70	0,52
Σ	99,43	99,60	99,62	100,07	99,75	101,06	99,86	99,63	99,75
Rb	10	15	25	45	57	70	90	54	67
Sr	330	430	340	260	195	100	70	200	95
Be	1,0	1,9	2,2	3,1	3,8	2,7	3,2	3,0	3,0
Zr	21	80	140	420	430	270	—	430	440
Y	6	34	41	52	50	45	37	70	69
La	9	7	11	14	16	17	19	22	21
Yb	0,9	2,5	3,7	4,8	4,6	4,1	3,1	5,5	4,8
Nb	5	8	10	12	13	11	14	15	17
V	270	310	210	120	60	30	15	54	24
Co	45	30	20	14	4	1,5	1	3	2
Ni	38	15	13	9	5	3	2	6	6

Таблица 57 (окончание)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	(6)	(66)	(29)	(21)	(28)	(47)	(22)	(5)	(3)

Нормативный состав

Q	—	—	—	4,4	10,4	19,2	30,0	10,3	20,3
Or	7,3	5,3	10,1	13,5	14,3	18,0	20,2	17,0	17,8
Ab	15,2	37,8	51,0	50,8	54,3	48,3	41,7	55,5	51,1
An	38,2	23,2	12,2	12,1	9,2	6,5	3,2	8,3	3,5
Wo	8,9	6,8	4,5	2,7	1,3	0,8	0,7	0,9	1,6
En	—	6,0	9,5	6,3	3,5	2,1	0,8	2,4	1,6
Hу	—	—	2,4	8,8	6,1	4,5	2,9	4,8	3,5
Fo	17,0	6,9	—	—	—	—	—	—	—
Fa	8,8	11,9	7,9	—	—	—	—	—	—
Ne	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru	0,3	1,4	1,3	0,8	0,3	0,3	0,2	0,5	0,3
Ap	0,3	0,7	1,1	0,6	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3

П р и м е ч а н и е. 1 — габбро раннего комплекса; 2–7 — габбро-гранитоидный комплекс: 2 — габбро, 3 — габбро-диориты, 4 — кварцевые сиенито-диориты, 5 — сиеногранодиориты, 6 — граносиениты, 7 — граниты; 8,9 — граносиенитовый комплекс: 8 — граносиениты, 9 — граниты.

Т а б л и ц а 58

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах Карабулакского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	К6-21	К6-23	К6-24	К6-1	К6-29	К6-31	К6-29 ^a	К6-30	К6-3	К6-29 ^Г
SiO ₂	66,90	65,70	70,48	70,94	71,94	73,13	64,10	66,36	67,38	71,40
TiO ₂	1,04	1,10	0,47	0,44	0,45	0,33	0,80	0,61	0,59	0,49
Al ₂ O ₃	15,40	15,11	13,93	13,70	13,80	13,52	15,29	16,00	15,89	14,20
Fe ₂ O ₃	2,44	2,75	1,70	1,60	1,52	1,50	2,59	2,07	1,95	1,50
FeO	1,94	1,98	1,39	2,16	1,24	0,40	1,76	1,17	0,99	1,13
MnO	0,11	0,15	0,04	0,08	0,08	0,03	0,20	0,08	0,08	0,07
MgO	1,08	1,04	0,36	0,48	0,24	0,28	1,72	0,80	0,53	0,40
CaO	0,89	1,84	1,44	0,67	1,00	0,62	2,23	0,94	1,17	0,22
Na ₂ O	6,18	6,18	5,35	5,81	5,19	5,22	6,59	6,30	6,59	5,60
K ₂ O	3,14	3,14	3,96	3,83	3,63	4,12	3,75	4,89	4,10	4,40
P ₂ O ₅	0,24	0,32	0,09	0,06	0,06	0,04	0,19	0,16	0,15	0,08
П.п.п.	0,83	0,70	0,60	0,35	0,44	0,64	0,40	0,49	0,40	0,23
Σ	100,19	100,01	99,81	100,12	99,59	99,83	99,62	99,87	99,82	99,72
F	0,09	0,128	0,048	0,05	0,078	0,072	0,246	0,114	0,10	0,062
Rb	60	62	104	103	102	143	100	136	139	124
Sr	98	191	98	36	37	42	32	20	39	24
Be	2,8	2,3	3,5	8,0	4	4	10	4	8,0	4
Zr	562	724	708	933	436	470	430	540	724	575
Y	72	56	69	66	76	63	74	67	66	83
La	30	24	35	24	40	26	50	34	28	46
Yb	6,0	5,3	5,8	7,2	6,3	8,0	7,6	5,4	3,6	7,4
Nb	10	16	18	25	12	10	16	16	17	15
V	70	80	50	50	26	20	64	38	71	40
Co	2,5	2	4	2	3	4	6	4	3	3
Ni	6	4	17	15	5	4	33	8	6	4

Таблица 58 (продолжение)

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	K6-46	K6-45	K6-41	K6-40	K6-25	K6-26	K6-44	K6-38	K6-42	K6-43
SiO ₂	56,10	58,64	63,98	66,48	69,64	71,34	72,02	73,02	73,98	76,24
TiO ₂	1,14	1,50	0,68	0,47	0,45	0,35	0,34	0,21	0,21	0,10
Al ₂ O ₃	16,39	15,90	16,21	15,11	14,73	14,17	13,62	13,46	13,33	12,36
Fe ₂ O ₃	5,00	3,54	3,20	1,92	1,43	1,15	1,14	1,10	1,04	0,50
FeO	4,55	4,33	2,97	2,62	1,68	1,17	1,54	1,39	0,84	0,73
MnO	0,16	0,15	0,06	0,08	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01
MgO	3,12	2,48	0,84	0,64	0,64	0,44	0,44	0,36	0,12	0,20
CaO	6,13	5,01	3,17	2,06	1,56	1,50	1,50	1,05	0,78	0,72
Na ₂ O	4,24	4,99	5,35	6,14	5,07	4,82	4,00	4,81	4,00	3,88
K ₂ O	1,59	2,08	3,10	4,08	3,76	3,96	4,36	4,45	5,14	4,90
P ₂ O ₅	0,50	0,26	0,18	0,12	0,10	0,08	0,09	0,04	0,03	0,02
П.п.п.	0,84	0,74	0,68	0,75	0,61	0,68	0,51	0,21	0,18	0,50
Σ	99,76	99,62	100,42	100,47	99,72	99,70	99,59	100,13	99,68	100,16
F	< 0,012	0,076	0,076	< 0,012	< 0,012	0,024	0,006	< 0,012	< 0,012	0,028
Rb	—	39	70	101	95	107	140	152	114	141
Sr	—	295	233	158	186	172	118	72	50	69
Be	1,2	1,5	2	1,5	2	1,7	1,7	2,6	2,8	2,6
Zr	272	282	676	549	524	331	170	210	224	83
Y	50	37	50	46	42	37	37	40	38	16
La	9	20	19	20	23	25	25	20	24	12
Yb	2,8	3,5	4,0	4,4	4,2	3,2	3,5	4,1	4,0	2,6
Nb	14	12	11	11	4	6	7	7	6	6
V	316	162	38	31	43	43	23	11	7	2
Co	25	14	5	5	3	4	4	4	5	3
Ni	11	18	9	12	13	11	7	6	4	5

Таблица 58 (окончание)

Компонент	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	K6-15	K6-14	K6-16	K6-17	K6-18	K6-27	K6-32	K6-34	K6-36	K6-35
SiO ₂	57,92	59,30	67,02	71,04	75,10	56,98	53,76	60,78	62,50	72,00
TiO ₂	1,56	1,50	0,70	0,36	0,21	1,13	1,40	1,20	1,30	0,35
Al ₂ O ₃	16,55	16,80	15,37	14,67	12,68	16,13	16,47	16,99	14,83	14,54
Fe ₂ O ₃	3,81	3,56	2,00	1,25	0,09	3,45	3,81	2,74	2,69	1,37
FeO	3,50	3,05	1,98	1,21	1,90	3,37	4,22	2,75	3,20	0,66
MnO	0,14	0,15	0,07	0,06	0,03	0,12	0,12	0,08	0,10	0,02
MgO	2,50	2,40	0,96	0,68	0,20	3,80	4,89	1,48	2,46	1,10
CaO	5,05	4,90	2,50	1,45	0,72	6,57	8,08	4,96	4,18	1,30
Na ₂ O	4,65	4,45	4,74	4,94	3,95	4,53	4,20	5,56	4,08	4,55
K ₂ O	2,22	2,12	4,10	4,10	4,62	1,72	1,21	2,52	2,68	3,05
P ₂ O ₅	0,36	0,33	< 0,003	0,08	0,03	0,18	0,31	0,33	0,25	0,07
П.п.п.	1,41	1,30	0,29	0,42	0,80	1,77	1,13	0,84	1,34	0,89
Σ	99,67	99,86	99,73	100,26	100,33	99,75	99,60	100,23	99,61	99,90
F	0,07	0,08	< 0,012	0,072	< 0,012	0,098	0,090	< 0,012	0,06	0,044
Rb	43	50	110	135	143	30	22	40	85	87
Sr	422	413	245	166	73	335	410	425	224	236
Be	2,0	1,6	1,6	2,5	2,8	1,4	1,4	1,5	1,8	3
Zr	316	316	1150	275	166	263	112	316	210	240
Y	29	34	29	34	26	26	27	34	28	33
La	9	13	9	11	8	6	11	13	12	26
Yb	3,2	3,5	2,2	3,7	4,6	2,7	2,5	3,5	2,8	5,0
Nb	15	11	9	7	6	9	8	9	10	7
V	240	200	120	38	22	190	174	150	125	38
Co	19	20	4	3	3	16	30	13	22	7
Ni	18	17	21	10	5	25	42	15	35	18

Примечание. Граносиенитовый комплекс (массивы Северные и Южные Борки): 1, 2 — граносиениты, 3, 4, 5 — граниты, 6 — аплитовидный гранит; 7—10 — автолиты из гранитов и граносиенитов. Габбро-гранитоидный комплекс. Разборненский массив: 11, 12 — кварцевые сиенито-диориты, 13, 14 — сиеногранодиориты, 15 — граносиенит; 16, 17, 18 — граниты, 19 — лейкократовый гранит, 20 — аплитовидный гранит; массив Северные Борки: 21, 22 — кварцевые сиенито-диориты, 23, 24, 25 — сиеногранодиориты, гранит и аплитовидный гранит из цемент-брекчий; массив Южные Борки: 26, 27, 28 — кварцевые сиенито-диориты, 29 — автолит из гранита K6-35.

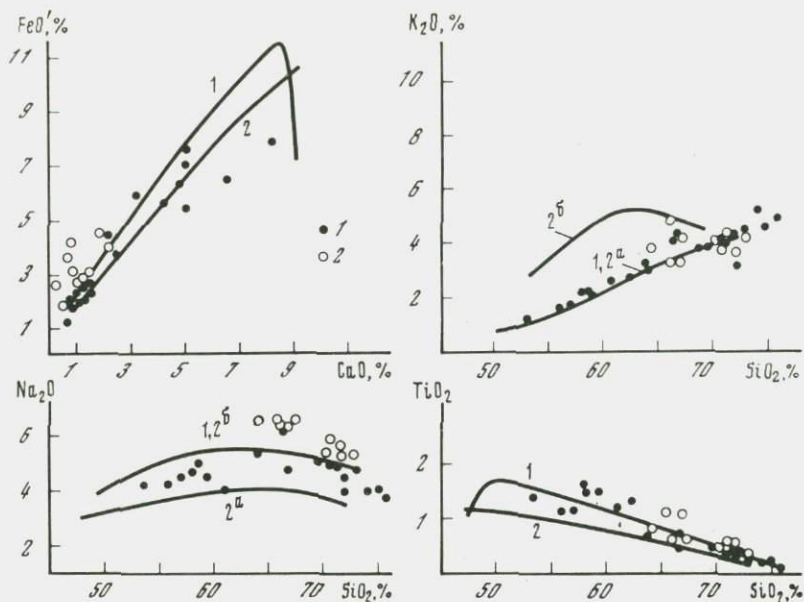


Рис. 73. Петрохимические диаграммы пород Карабулакского массива

1 — габбро-гранитоидный комплекс, 2 — граносиенитовый комплекс. Вариационные линии: 1 — Магнитогорской группы массивов, 2 — вернеуральской серии: габбро-диорит — гранодиоритового (а) и габбро-монцодиорит-граносиенитового ряда (б)

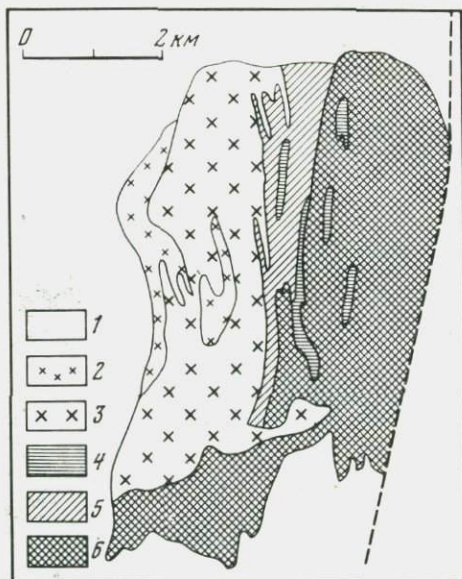


Рис. 74. Схематическая карта Богдановского массива. Составили Г.И. Чайко, А.В. Яркова, Н.А. Скопина

1 — вулканогенно-осадочные породы граносиенитового комплекса мелкозернистой (2) и среднезернистой (3) структуры; 4–6 — породы габбро-гранитоидного комплекса: 4 — граниты, граносиениты, 5 — кварцевые сиенито-диориты, сиеногранодиориты, 6 — габбро, кварцевые сиенито-диориты, сиеногранодиориты

Габброиды, представляющие собой исходную магму, петрохимически сходны с континентальными толеитами траппового типа. На классификационных диаграммах Rb–Sr и Sr – CaO магнитогорская серия целиком располагается в поле пород — производных континентальных толеитов (см. рис. 66, 67). Геологические данные, приведенные выше, особенности распределения петрогенных и редких элементов однозначно свидетельствуют о том, что гомодромный ряд пород, слагающих серию, — это результат

Таблица 59

Средний химический состав пород Богдановского массива

Компонент	1 (33)	2 (9)	3 (3)	4 (9)	5 (23)	6 (5)
SiO ₂	48,22	56,00	59,23	65,54	69,83	74,02
TiO ₂	1,94	1,71	1,32	0,63	0,45	0,22
Al ₂ O ₃	15,87	15,76	16,51	15,56	13,88	12,46
Fe ₂ O ₃	3,37	2,85	1,86	1,61	1,95	1,57
FeO	6,85	5,23	4,74	2,96	2,15	1,39
MnO	0,18	0,09	0,10	0,06	0,05	0,04
MgO	5,83	3,35	1,67	0,88	0,37	0,20
CaO	8,86	6,08	4,64	2,19	1,15	0,59
Na ₂ O	3,69	5,31	5,33	6,44	5,74	4,98
K ₂ O	0,86	1,68	2,09	2,61	3,88	4,20
P ₂ O ₅	0,26	0,37	0,48	0,16	0,08	0,05
П.п.п.	3,54	1,28	1,13	0,69	0,65	0,39
Σ	99,47	99,71	99,10	99,33	99,68	100,11
Нормативный состав						
Q	—	—	5,0	9,1	16,8	24,5
Or	5,5	10,2	12,5	15,6	20,0	25,2
Ab	34,8	14,7	48,7	58,2	52,0	43,5
An	25,0	48,0	15,5	5,6	2,0	—
Wo	7,9	5,5	48,7	1,7	1,3	1,2
Bi	0,8	9,5	4,7	2,4	1,1	0,5
Hy	—	5,2	9,9	6,7	5,9	3,3
Fo	11,9	—	—	—	—	—
Fa	12,2	4,9	—	—	—	—
Ru	1,4	1,2	0,9	0,4	0,5	0,2
Ap	0,5	0,8	1,1	0,3	0,3	—
Ac	—	—	—	—	—	1,6

П р и м е ч а н и е. 1 — габбро, 2 — сиенитоидиорит, 3 — кварцевый сиенитоидиорит, 4 — сиенитогранодиорит, 5 — граносиенит, 6 — гранит. В скобках — количество анализов.

кристаллизационной дифференциации. Как будет показано в гл. 9, магнитогорская серия образована фракционированием клинопироксен-магнетит-плагиоклазовой котектики на ранней стадии эволюции и роговообманково-плагиоклазовой — на поздней.

Вариаций в составе и количественных соотношениях фракционируемых твердых фаз обуславливают наличие нескольких вещественных серий второго порядка, которые выделяются на петро- и геохимических диаграммах. Например, специфика вещественного состава пород Московского массива, по-видимому, обусловлена тем, что исходная для них магма обособилась на больших глубинах, чем те расплавы, из которых кристаллизовались близкие по кремнекислотности породы габбро-гранитоидного комплекса штоков.

В целом можно предположить, что все породы магнитогорской серии, в том числе и щелочные разновидности граносиенитового комплекса Карабулакского массива имеют один магматический источник.

Фациальный анализ вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих массивы, свидетельствует о чередовании наземных и мелководных условий их формирования, что согласуется с особенностями вещественного состава магматитов и позволяет предположить, что серия формируется на стадии замыкания структуры, близкой к современным островным дугам.

После затухания магматизма в среднем карбоне образуются мощные карбонатные толщи, сохранившиеся в грабен-синклиналях, а также в осевой части Магнитогорского мегасинклинория, указывающие на начало "тектонической стабилизации практически всей Уральской эвгеосинклинальной области" [26]. Таким образом, вулcano-интрузивный магматизм, представленный магнитогорской серией, практически завершает магматизм базитовой эвгеосинклинали, крупной структуры, близкой по режиму к современным островным дугам.

Формирование интрузивов происходило в условиях гипабиссальной фации глубинности и магнетитовой феррофации, чем в значительной степени обусловлена их четкая железорудная металлогеническая специализация.

ПОЗДНЕДЕВОНСКАЯ ВЕРХНЕУРАЛЬСКАЯ СЕРИЯ

Массивы этой серии развиты в северной части Магнитогорского мегасинклинория (см. рис. 62) и в отличие от магнитогорских характеризуются не линейным, а ареальным расположением. Верхнедевонский возраст пород

Таблица 60

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах верхнеуральской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	3101/194	3101/174	3102/195	ВУ-22	3105/94	3104/56	КС-26	КС-27	КС-7	КС-32 ^a	ВУ-8	ВУ-9 ^a	ВУ-20	ВУ-10	ВУ-12	ВУ-16	ВУ-21
SiO ₂	39,74	40,80	40,46	49,04	50,26	50,92	52,24	56,00	67,51	72,25	58,84	55,76	54,36	65,25	67,43	60,03	69,48
TiO ₂	1,50	1,00	0,95	0,80	0,80	1,10	1,90	1,35	0,30	0,35	0,58	0,80	0,90	0,32	0,29	0,47	0,29
Al ₂ O ₃	6,09	17,83	17,71	15,66	19,22	17,74	14,87	17,02	16,49	13,25	17,71	17,65	17,60	16,45	16,49	18,27	14,59
Fe ₂ O ₃	11,84	8,49	7,78	5,92	4,29	5,75	7,30	7,34	1,35	1,19	2,76	4,39	3,66	1,78	1,45	2,69	1,41
FeO	9,69	5,72	5,87	5,43	5,14	5,05	4,87	4,28	3,06	2,94	3,23	3,52	4,40	2,40	2,11	2,66	1,69
MnO	0,25	0,14	0,14	0,18	0,16	0,19	0,19	0,16	0,08	0,05	0,10	0,13	0,17	0,03	0,03	0,05	0,04
MgO	12,21	7,00	7,49	5,58	4,40	3,85	3,78	1,97	1,22	0,32	2,44	3,13	3,20	1,00	1,36	1,48	0,53
CaO	14,11	14,32	14,90	11,10	9,97	8,48	6,89	5,34	3,47	0,59	5,79	6,40	6,30	4,19	3,20	3,56	1,19
Na ₂ O	0,47	0,85	0,85	2,60	3,40	3,68	4,36	4,36	4,00	4,82	4,20	4,20	3,95	4,42	4,10	5,20	3,26
K ₂ O	0,26	0,85	0,80	1,21	1,05	1,59	1,44	1,73	2,41	4,66	2,10	1,60	2,80	2,94	2,60	4,08	6,85
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,02	0,15	0,38	0,54	0,32	0,32	0,13	0,06	0,25	0,26	0,38	0,13	0,13	0,23	0,06
П.п.п.	1,64	2,90	2,68	1,98	0,66	0,78	1,63	0,90	0,38	0,35	1,58	1,96	1,94	1,20	0,89	1,23	0,59
Σ	97,82	99,93	99,65	99,65	99,73	99,67	99,79	100,77	100,40	100,83	99,58	99,80	99,66	100,11	100,08	99,95	99,98
F	0,076	0,01	0,04	0,032	0,066	0,074	—	—	—	—	0,032	0,084	0,082	0,012	0,017	0,077	0,066
Rb	—	—	—	25	24	32	17	20	—	115	74	99	95	97	126	97	425
Sr	—	—	—	390	470	680	371	301	—	68	691	728	680	698	604	471	222
Be	14	8	—	0,7	0,6	1,0	—	—	—	—	2	1,2	1,8	1,0	1,4	2,0	4,0
Zr	35	16	—	35	20	50	—	—	—	—	160	100	160	170	160	200	166
Y	11	4	—	16	15	22	—	—	—	—	16	15	29	11	9	32	22
La	7	3	—	7	8	17	—	—	—	—	24	13	30	35	20	36	35
Yb	2,1	1,1	—	1,7	1,1	1,3	—	—	—	—	12	14	20	0,8	10	2,2	2,8
Nb	14	8	—	6	5	7	—	—	—	—	11	11	12	7	7	8	13
V	800	398	—	470	230	240	—	—	—	—	128	300	270	72	57	134	28
Co	83	46	—	58	23	24	—	—	—	—	18	13	26	8	4	12	5
Ni	70	50	—	56	17	17	—	—	—	—	21	11	21	12	10	11	18

Примечание. 1–6 – габброиды Погорельского массива: 1–3 – кумулятивные меланократовые сегрегации, 4–6 – биотитсодержащие пироксеновые габбро; 7–15 – породы габбро-диорит-гранодиоритового ряда: 7–10 – Кассельский массив: 7 – пироксен-амфиболовое габбро, 8 – пироксен-амфиболовый кварцевый диорит, 9 – биотит-роговообманковый гранодиорит, 10 – роговообманковый гранит; 11–17 – Верхне-

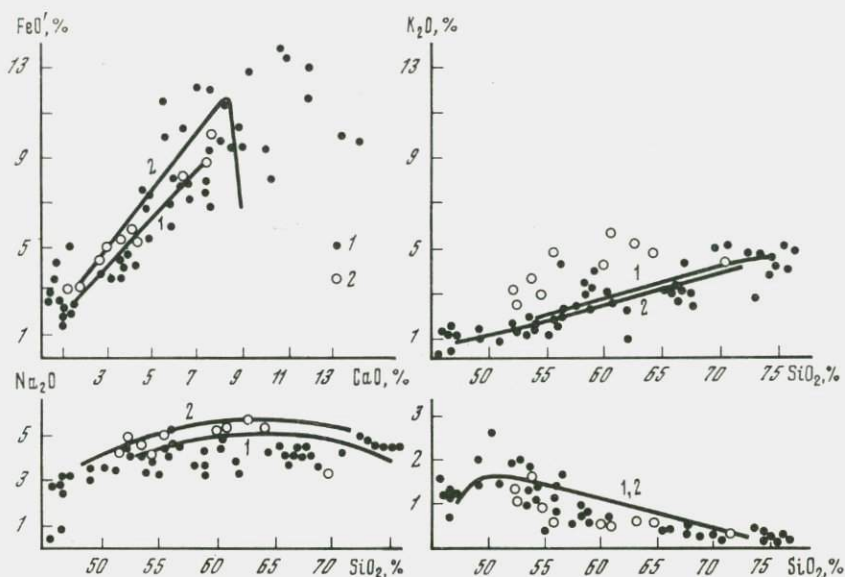
определяется на том основании, что они прорывают франские вулканиты, а гальки граносиенитов обнаружены в вулканических брекчиях, возраст которых определяется Ю.С. Емельяновым, впервые обнаружившим гальки, как фамен-нижнетурнейский.

Внутреннее строение массивов верхнеуральской серии отлично от магнитогорских: над ними не наблюдается столь значительных локальных гравиметрических аномалий, хотя сами массивы приурочены к региональному гравиметрическому максимуму. Эти данные свидетельствуют о том, что непосредственно в составе массивов габброиды не развиты широко, а обособляются в виде отдельных тел.

В ряде массивов отмечается кольцевое строение, когда тела кварцевых диоритов (например, в Кассельском и Краснинском массивах) залегают в виде дуг, рассеченных продольными и поперечными дайками более кремнекислых гранитоидов.

Наиболее крупным габбровым массивом является Погорельский. Он сложен средне- и мелкозернистыми породами, состоящими из клинопироксена и лабрадора $Al_{5,0}$ с небольшой примесью титаномагнетита (ан. 4, 5

уральский массив: 11 – роговообманковый кварцевый диорит, 12 – габбро-диорит из автолита, 13 – габбро-диорит, 14, 15 – биотит-роговообманковый гранодиорит, 16–17 – породы габбро-монцит-граносиенитового ряда: 16 – биотит-роговообманковый кварцевый сиенит, 17 – биотитовый граносиенит жильный. Анализы роговой обманки из обр. 7–16 приведены в табл. 55.



Р и с. 75. Петрохимические диаграммы пород верхнеуральской серии

1 — габбро-диорит-гранодиоритовый ряд; 2 — габбро-монцодиорит-граносиенитовый ряд. Вариационные линии: 1 — Карабулакский массив, 2 — Магнитогорская группа массивов

в табл. 60). В породах постоянно присутствует биотит в виде крупных зерен. От габброидов магнитогорского комплекса они отличаются пониженным содержанием титана и несколько повышенной концентрацией кальция, но в целом довольно близки к ним по составу. Важной особенностью габброидов верхнеуральского комплекса является наличие в них кумулятивных скоплений ранних фаз кристаллизации, представленных породами, состоящими из оливина, орто- и клинопироксена, по которым развивается амфибол и биотит основного плагиоклаза $Al_{6.5-9.0}$, магнетита и ильменита (ан. 1—3 в табл. 60). Наличие таких сегрегаций свидетельствует о возможности обнаружения в связи с габброидами титаномагнетитовых руд сегрегационного типа. Габброиды Погорельского массива, по-видимому, по своему геологическому положению аналогичны ранним габбро магнитогорского комплекса и так же, как и последние, образуют обособленную породную группу в рамках верхнеуральской серии.

В Верхнеуральском массиве отчетливо выражены два ряда пород: габбро-диорит-гранодиоритовый и габбро-монцонит-граносиенитовый. Породы габбро-диорит-гранодиоритового ряда (см. табл. 60, ан. 11—15) выходят в западном экзоконтакте массива, где образуют изолированное тело. Наиболее распространены роговообманковые кварцевые диориты, содержащие многочисленные автолиты габбро-диоритов. Кварцевые диориты расщеляются телами биотит-роговообманковых гранодиоритов и адамеллитов. Завершают серию небольшие дайкообразные тела биотитовых лейкогранитов. В массиве преобладают породы габбро-монцонит-граносиенитовой серии (см. табл. 63, ан. 16—17). Габбро-монцониты пользуются небольшим развитием. Они образуют мелкие тела среди кварцевых сиенитов и граносиенитов и встречаются в виде ксенолитов. В большинстве случаев это мелко-среднезернистые породы, состоящие из орто- и клинопироксена,

которые замещаются амфиболом и биотитом, лабрадора An_{50} , ортоклаза, с небольшой примесью кварца и магнетита. Наиболее распространенными породами являются биотит-роговообманковые кварцевые сиениты. Полевые шпаты представлены олигоклазом An_{22-26} и ортоклазом. С увеличением количества кварца породы переходят в граносиениты, которые образуют жилы и небольшие секущие тела в кварцевых сиенитах.

Петрохимические особенности пород верхнеуральской и магнитогорской серий близки. Лишь породы габбро-диорит-гранодиоритового ряда заметно отличаются пониженным содержанием Na_2O (рис. 75). Однако по отдельным геохимическим параметрам породы этих двух серий различаются отчетливо: верхнеуральские обеднены Y и Zr , имеют высокое La/Yb -отношение (см. рис. 69, 70), обогащены стронцием (см. рис. 66, 67). Эти особенности сближают их с гранитоидами Московского массива.

Массивы верхнеуральской серии принадлежат к гипабиссальной фации глубинности и в этом отношении полностью аналогичны магнитогорским. Особенности минерального состава пород (наличие микропегматитовых разностей, неупорядоченное структурное состояние полевых шпатов, высокая титанистость и низкая глиноземистость роговой обманки) однозначно свидетельствуют о высокой температуре кристаллизации гранитоидов ($750-780^\circ$) и низком давлении водяного пара. Низкая железистость роговой обманки, наличие низкотитанистого магнетита — следствие принадлежности пород к магнетитовой феррофации.

Повышенные концентрации рубидия и стронция в породах указывают на то, что серия является производной базальтовой магмы повышенной щелочности (см. рис. 66, 67), не переходящей, однако, в категорию щелочнобазальтовой.

Формирование верхнеуральской серии происходило в эпоху стабилизации и флишеобразования, фиксирующую завершение девонского этапа магматизма Магнитогорской зоны [97]. Эта стабилизация предшествовала новой вспышке магматической активности, с которой связаны нижнекаменноугольный вулканизм и комагматичные ему интрузивы магнитогорской серии. Эпоха относительного тектонического покоя отразилась в вещественном составе верхнеуральской серии, в частности в известково-щелочном тренде ее дифференциации. Отмеченные вещественные различия магнитогорской и верхнеуральской серий являются типовыми и отражают важные закономерности эволюции габбро-гранитоидных серий разных стадий развития эвгеосинклинали на заключительном этапе ее развития.

Глава 8

ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ НАЛОЖЕННЫХ ПРОГИБОВ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В последние годы получены данные о широком распространении массивов габбро-гранитного формационного типа в пределах Восточно-Уральской вулканогенной зоны, которая протягивается параллельно главным эвгеосинклиналильным зонам Урала — Тагильской и Магнитогорской на расстоянии 80–100 км к востоку и представляет собой систему прогибов второго порядка, разделяющих выступы кристаллического основания в пределах более крупной структуры — Восточно-Уральской геосинклиналильной зоны (см. гл. 1). Особенности габбро-гранитоидного магматизма этой зоны рассмотрены на примере Рефтинского ареала, одного из крупнейших на Урале.



Р и с. 76. Схема размещения интрузивных массивов Рефтинского района

1 — осадочные и вулканогенные породы обрамления; 2—3 — интрузивные породы офиолитовой ассоциации: 2 — ультрамафиты, 3 — габброиды; 4—5 — породы габбро-диорит-плагиигранодиоритовой серии: 4 — габброиды, 5 — гранитоиды; 6—7 — породы габбро-диорит-гранитной серии: 6 — габброиды, 7 — гранитоиды; 8 — контуры интрузивных массивов (а — интрузивные контакты, б — тектонические контакты); 9 — границы между породами разного состава внутри массивов (а — интрузивные контакты, б — тектонические контакты). Интрузивные массивы: I — Баженовский, II — Рефтинский, III — Некрасовский, IV — Алтынайский, V — Артемовский

Рефтинский ареал габбро-гранитоидного магматизма, включающий крупный Рефтинский и ряд мелких интрузивных массивов: Артемовский, Алтынайский, Некрасовский (рис. 76), расположен в среднем и нижнем течении р. Рефт. Вмещающие массивы породы имеют силурийско-раннедевонский возраст. В основании геологического разреза здесь залегают вулканогенные породы двух последовательно сформировавшихся формаций раннесилурийского возраста: недифференцированной базальтовой и контрастной базальт-липаритовой. Стратиграфически выше залегают вулканиты базальтовой порфиритовой формации силурийско-раннедевонского возраста, которые местами фациально замещаются в верхней части терригенными породами с прослоями известняков и перекрываются карбонатными и карбонатно-вулканогенно-терригенными толщами пражского яруса. Средний отдел девонской системы представлен нижнеэйфельскими карбонатными отложениями и вулканогенными, вулканогенно-обломочными, вулканогенно-осадочными образованиями малокалийной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации позднеэйфельского возраста.

Толщи, перекрывающие массивы, сложены карбонатными и терригенными образованиями живетского яруса среднего девона, франского и фаменского ярусов верхнего девона, нижнего и среднего отделов каменноугольной системы.

Тектоническая структура района имеет при общем блоковом характере строения ярко выраженные черты асимметрии. Его западная половина, включающая Рефтинский, Некрасовский массивы и их вулканогенное обрамление, представляет собой единый крупный приподнятый блок. Для этой части характерен сложный план разрывных нарушений, наличие брахиформных складок и кольцевых вулканотектонических структур разного возраста с преобладанием северо-северо-восточного простирания основных структурных элементов. Восточная половина представляет собой систему узких чередующихся между собой с запада на восток горст- и грабенообразных позднепалеозойско-мезозойских структур северо-северо-западного простирания. Два небольших габбро-гранитоидных массива, расположен-

ных в этой части района, — Алтынайский и Артемовский — приурочены к приосевой части одного из приподнятых блоков, сложенных образованиями девонского возраста.

Интрузивные образования, слагающие массивы, составляют три разновозрастные серии [96]: гипербазит-габбровую, габбро-диорит-плагиогранодиоритовую и габбро-диорит-гранитную, отличающиеся по структурному положению, особенностям вещественного состава и условиям образования.

ГИПЕРБАЗИТ-ГАББРОВАЯ СЕРИЯ

Плутонические образования, включаемые в состав гипербазит-габбровой серии, слагают крупное тело в восточной части Рефтинского массива, вытянутое в субмеридиональном направлении на 36 км при ширине от 2,5 до 6 км и постепенно выклинивающееся к северу (рис. 76). Восточный контакт тела почти на всем протяжении тектонический с породами различного возраста — от позднесилурийских до каменноугольных. На ограниченных по протяженности участках предполагаются интрузивные взаимоотношения с прорывающими это тело габброидами более молодой габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии. С запада породы гипербазит-габбровой серии либо имеют тектонический контакт с более молодыми плагиогранитоидами, либо ассоциируют с вулканитами недифференцированной спилит-диабазовой формации. В последнем случае характер контакта не изучен. С юга габброиды этого тела прорваны породами позднесилурийско-раннедевонской габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии, что свидетельствует о более древнем (не моложе раннесилурийского) возрасте гипербазит-габбровой серии.

Наиболее распространенной разновидностью, составляющей 90—95% пород этой серии, являются однообразные крупнозернистые (размер зерен от 3—4 мм до 1 см) массивные, реже такситовые в различной степени амфиболитизированные габбро. Такситовое строение обусловлено наличием шлиров, полос и линз с гиганто- и среднезернистой структурой иногда наблюдается также чередование полос, в различной степени обогащенных фемическими минералами. Главные породообразующие минералы габбро — моноклинный пироксен ($f = 0,17-0,18$, табл. 61) и полностью сосюритизированный плагиоклаз. Иногда в качестве второстепенного минерала присутствует серпентинизированный оливин. Структура габбро — аллотриоморфнозернистая, участками пойкилоофитовая.

В амфиболитизированных габбро темноцветный минерал представлен слаболокнистым или компактным амфиболом, образующим псевдоморфозы по пироксену. Первичная структура габбро в них сохраняется неизменной. От пироксеновых разновидностей амфиболитизированные габбро, как правило, отличаются меньшей крупностью зерна (не более 2—4 мм).

В резко подчиненном количестве (не более 5%) встречаются габбро-диориты. Главные породообразующие минералы этих пород — амфибол ($f = 0,28$, табл. 63) и сосюритизированный плагиоклаз. В наиболее кислых разновидностях в небольшом количестве (3—5%) присутствует кварц.

Все разновидности габбро и габбро-диоритов содержат в качестве акцессорных минералов только пирит и незначительное количество вторичного магнетита. Отсутствие первичного магнетита, широко распространенного в габброидах других интрузивных серий района, является характерной отличительной чертой описываемых пород.

Незначительную часть (менее 1%) составляют породы ультраосновного состава — пироксениты, верлиты и лерцолиты, слагающие мелкие (от

Таблица 61

Химический состав пироксенов (вес. %)

Компонент	Моноклинные				
	1 79-7 (1)	2 79-7 (2)	3 79-14 (1)	4 79-14 (2)	5 108/34
SiO ₂	55,25	52,08	54,98	53,47	51,56
TiO ₂	0,17	0,16	0,43	0,37	0,15
Al ₂ O ₃	2,49	3,02	2,19	2,36	2,74
FeO	6,14	5,43	5,28	5,38	9,08
MgO	15,39	13,83	15,00	15,16	12,71
CaO	20,79	22,53	21,90	21,96	22,17
Σ	100,23	97,05	99,78	98,70	98,41
Коэффициенты кристаллохимических формул					
Si	2,003	1,965	2,003	1,977	1,952
Al ^{IV}	—	0,035	—	0,023	0,048
Al ^{VI}	0,107	0,099	0,094	0,080	0,074
Ti	0,005	0,005	0,012	0,010	0,004
Fe	0,186	0,171	0,161	0,166	0,287
Mg	0,831	0,778	0,814	0,835	0,717
Ca	0,807	0,911	0,855	0,870	0,899
f	0,18	0,18	0,17	0,17	0,29

Примечание. Анализ состава пироксенов производился с помощью рентгеновского микроанализатора JXA-5. 1—4 — гипербазит-габбровая серия, 5—11 — габбро-диорит-гранитная серия, 79—14 — оливинсодержащие габбро. Наименование остальных пород и их химический состав см. табл. 62, 65.

	Моноклинные		Ромбические			
	6 862	7 117/123	8 108/34	9 862	10 117/123 (1)	11 117/123 (2)
		51,03	52,74	55,16	54,32	53,48
	0,64	0,69	0,22	0,31	0,18	0,13
		1,98	1,38	1,27	0,96	1,19
	6,50	9,04	20,98	17,73	16,98	18,39
	14,18	12,60	22,01	24,08	23,43	23,23
	21,67	19,01	1,14	1,05	1,48	1,51
		94,35	98,47	99,60	97,35	97,93
Коэффициенты кристаллохимических формул						
	—	1,997	1,745	2,007	2,020	1,995
	—	0,003	0,054	—	—	0,005
	—	0,088	—	0,054	0,042	0,047
	—	0,020	0,005	0,090	0,005	0,003
	—	0,296	0,580	0,540	0,528	0,573
	—	0,735	1,799	1,306	1,299	1,291
	—	0,797	0,040	0,041	0,058	0,060
	0,20	0,29	0,24	0,29	0,29	0,31

первых метров до нескольких десятков метров по простиранию и не более нескольких метров по мощности) линзообразные тела среди габбро. Эти тела, имеющие, как правило, субмеридиональную ориентировку, часто замещают друг друга по простиранию или кулисообразно, образуя цепочки и протяженные пояса, согласные с общим простиранием габбрового тела.

Все породы гипербазит-габбровой серии несут следы метаморфических преобразований: плагиоклаз соскюритизирован, клинопироксен частично или полностью замещен амфиболом, за счет оливина и в меньшей степени ортопироксена развивается серпентин. Наблюдаемый в них парагенезис метаморфических минералов неравновесен и включает минералы, свойственные как зеленосланцевой (альбит, серпентин, клиноцоизит), так и эпидот-амфиболитовой (низкоглиноземистая роговая обманка) фациям метаморфизма.

Породы гипербазит-габбровой серии отличаются от других интрузивных образований района более высокой плотностью и низкой магнитной восприимчивостью, благодаря чему выделяются повышенными значениями на карте гравитационного и пониженными — на карте магнитного поля. Исключение составляют линзы ультраосновных пород, содержащих большое количество магнетита, выделившегося при их серпентинизации, над которыми значение магнитного поля резко повышается.

По химическому составу (табл. 62) ультраосновные члены рассматриваемой серии: лерцолиты, верлиты и клинопироксениты близки аналогичным породам континентальных офиолитовых комплексов других районов мира, соответствуя наиболее богатым кремнеземом разновидностям ультраосновных кумулятов, по Р. Колману [47]. Среди габброидов этой серии

преобладает разновидность, содержащая 47—48% кремнезема (рис. 77). По высокому содержанию Ca и Mg, незначительному содержанию щелочей, Ti и Fe (табл. 62) они резко отличаются от габбро, входящих в состав габбро-гранитоидных серий, как этого (табл. 64, 65, рис. 78—81), так и других районов Урала и в то же время хорошо сопоставимы с габброидами

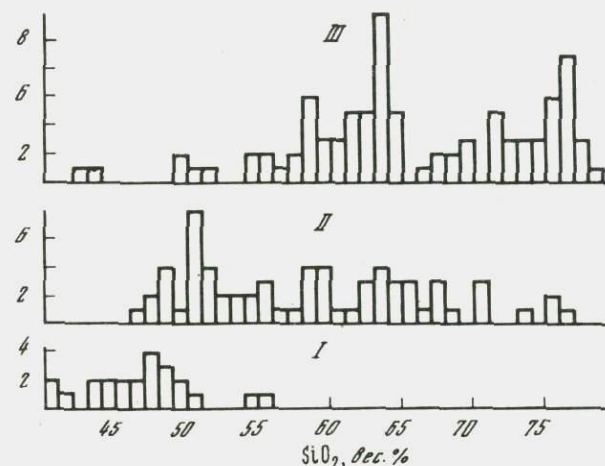


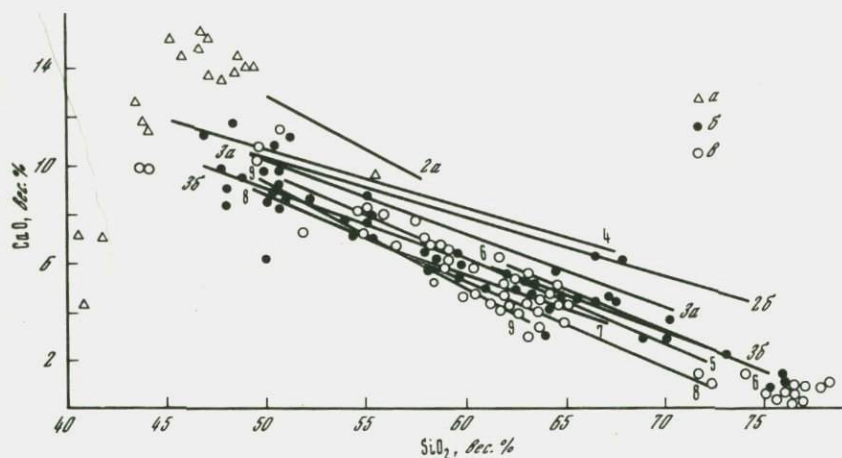
Рис. 77. Гистограммы содержаний кремнезема в гипербазит-габбровой (I), габбро-диорит-плагиогранодиоритовой (II) и габбродиорит-гранитной (III) сериях

Таблица 62

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в породах гипербазит-габбровой серии

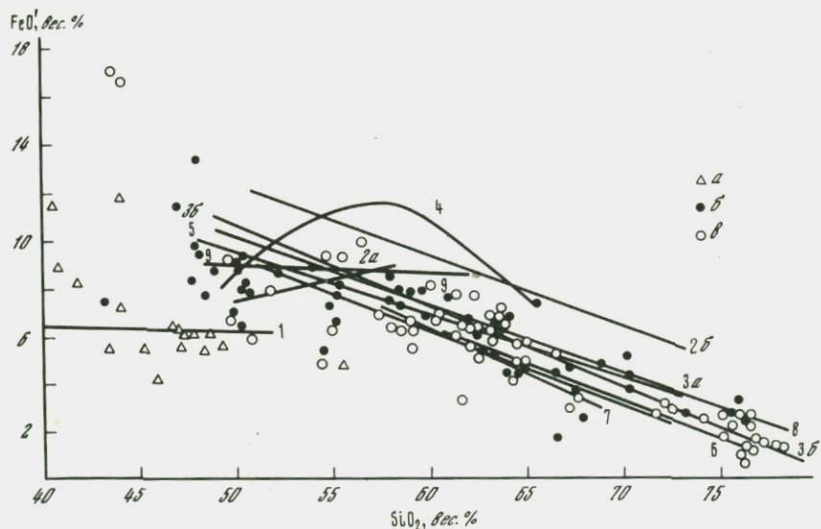
Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	986	1565	79-7	79-38	00-9	00-10	79-27	79-26	79-34
SiO ₂	40,54	44,06	46,96	44,18	45,92	47,20	47,80	49,35	55,56
TiO ₂	0,10	0,25	0,20	0,18	0,14	0,32	0,19	0,25	0,28
Al ₂ O ₃	6,90	13,96	17,05	15,08	20,86	15,72	18,69	18,06	18,47
Fe ₂ O ₃	6,93	4,16	1,20	1,22	1,09	1,54	0,72	1,34	1,13
FeO	7,26	8,14	4,22	6,15	3,26	4,72	5,45	4,46	3,81
MnO	0,16	0,17	0,10	0,11	0,15	0,12	0,11	0,12	0,09
MgO	22,50	12,02	10,00	15,04	8,57	11,13	8,53	7,64	4,49
CaO	7,15	11,75	15,51	11,49	14,56	15,27	13,57	14,10	9,88
Na ₂ O	0,25	1,24	1,47	0,75	1,64	1,13	1,12	1,54	3,29
K ₂ O	0,03	0,03	0,11	<0,10	0,07	0,07	<0,10	0,10	0,17
P ₂ O ₅	0,01	0,01	<0,05	<0,05	<0,01	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05
П.п.п.	7,81	4,07	2,27	5,21	3,32	2,86	2,99	2,26	1,98
Σ	99,64	99,86	99,14	99,56	99,58	100,08	99,17	99,27	99,20
F	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Rb	—	3	—	3	—	3	—	3	—
Sr	—	168	—	101	163	129	248	272	231
Be	0,6	1,0	—	0,5	0,6	0,7	0,8	0,6	0,4
Zr	10	10	—	10	6	13	15	14	45
Ce	40	40	—	40	40	40	50	50	40
Y	10	11	—	10	10	10	10	9	14
La	6	8	—	8	7	7	12	10	12
Yb	1,3	1,3	—	1,0	1,0	1,1	1,0	1,3	1,3
Nb	4	8	—	4	—	5	4	3	4
Sc	30	30	—	25	26	40	33	42	24
V	80	90	—	151	100	204	158	158	100
Cr	282	400	—	800	810	630	115	354	331
Co	80	33	—	45	25	32	42	26	22
Ni	562	126	—	144	135	126	80	80	52

Примечание. 1 — лерцолит; 2 — клинопироксенит; 3-6 — габбро пироксеновые; 7,8 — габбро амфиболитизированные; 9 — габбро-диорит.



Р и с. 78. Диаграмма CaO—SiO₂

Серии: а — гипербазит-габбровая, б — габбро-диорит-плаггиогранодиоритовая, в — габбро-диорит-гранитная. Вариационные линии: 1 — Баженовский массив; 2 — Катынадырский массив: 2, а — габбровый комплекс, 2, б — габбро-плаггиогранитный комплекс; 3 — Тагильский массив: 3, а — габбро-плаггиогранитная серия, 3, б — диорит-трондьемит-гранитная серия; 4 — вулканогенная толеитовая серия островной дуги Тонга [144]; 5 — четвертичные вулканы Камчатки [62]; 6 — Северо-Американские батолиты [164, 169]; 7 — тоналит-гранодиоритовая формация Урала [111]; 8 — Магнитогорский массив; 9 — известково-щелочная серия Анд [149]



Р и с. 79. Диаграмма FeO'—SiO₂

Условные обозначения те же, что и на рис. 78

Таблица 63

Химический состав роговых обманок и биотитов (вес.%)

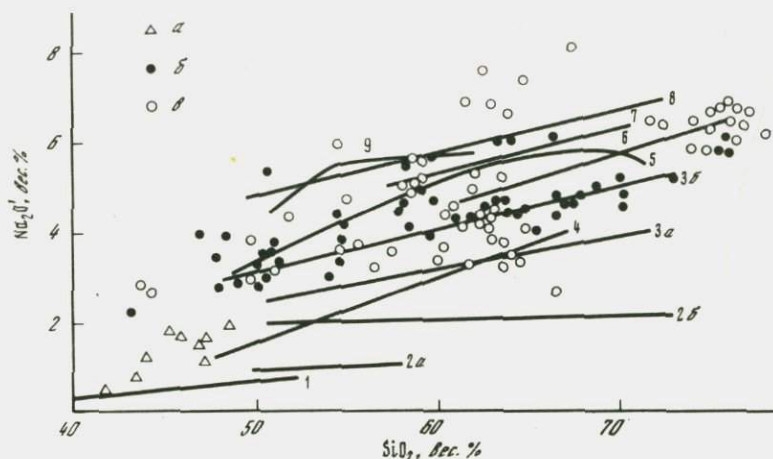
Компонент	Роговая обманка						Роговая обманка				Биотит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	79-34	79-57	4'	33/29	18'	17'	388	108/34	862	79-62	109/77	79-62
SiO ₂	49,38	46,64	49,76	47,30	47,56	47,38	47,82	43,80	43,85	44,50	38,20	38,20
TiO ₂	1,40	1,52	0,72	1,08	0,90	0,90	0,95	2,39	2,45	2,34	3,61	3,68
Al ₂ O ₃	6,05	9,81	6,30	4,83	7,49	7,80	6,69	9,86	10,77	6,66	13,70	12,67
Fe ₂ O ₃	2,80	4,00	3,38	4,00	5,14	5,01	5,30	3,00	3,84	6,19	5,80	5,19
FeO	8,98	12,57	8,84	11,85	10,31	10,31	9,87	11,49	8,98	16,34	15,80	19,04
MnO	0,24	0,30	0,24	0,63	0,58	0,53	0,58	0,23	0,17	0,79	0,43	0,39
MgO	16,26	12,65	16,72	13,66	13,69	13,65	13,85	13,05	14,18	8,84	10,43	9,03
CaO	10,06	10,06	10,83	10,66	11,00	11,05	11,17	10,62	11,28	9,50	0,42	1,40
Na ₂ O	0,63	0,86	0,72	1,09	0,96	0,92	0,87	1,82	2,01	1,83	0,06	0,06
K ₂ O	0,20	0,14	0,08	0,54	0,18	0,18	0,16	0,43	0,48	0,68	8,22	6,74
H ₂ O ⁺	3,12	1,73	2,28	2,21	1,69	1,65	2,34	2,29	1,64	1,25	3,05	3,15
F	0,02	0,03	0,03	0,15	0,05	0,04	0,05	0,01	0,03	0,08	0,25	0,16
Cr	0,02	0,03	—	0,05	—	—	—	0,02	—	0,03	0,05	0,07
CO ₂	0,33	0,22	—	1,41	—	—	—	0,24	—	0,35	0,31	0,11
Σ	99,49	100,56	99,90	99,46	99,55	99,42	99,65	99,25	99,68	99,38	100,33	99,89
Коэффициенты кристаллохимических формул						Коэффициенты кристаллохимических формул						
Si	7,07	7,02	7,11	7,06	6,98	6,98	6,95	6,48	6,44	6,87	6,02	5,84
Al ^{IV}	0,93	0,98	0,89	0,85	1,02	1,04	1,05	1,52	1,56	1,13	1,98	2,16
Al ^{VI}	0,09	0,78	0,17	—	0,27	0,31	0,10	0,20	0,30	0,08	0,56	0,12
Ti	0,15	0,17	0,08	0,12	0,10	0,10	0,11	0,27	0,27	0,27	0,42	0,42
Fe ³⁺	0,45	0,45	0,36	0,45	0,57	0,55	0,58	0,33	0,42	0,72	0,68	0,60
Mg	3,47	2,84	3,56	3,04	2,99	2,98	3,00	2,88	3,10	2,03	2,42	2,08
Fe ²⁺	1,07	1,58	1,05	1,48	1,26	1,26	1,20	1,42	1,10	2,10	2,08	1,44
Mn	0,03	0,04	0,03	0,08	0,07	0,07	0,07	0,03	0,02	0,10	0,06	0,06
Na	0,18	0,25	0,20	0,32	0,27	0,26	0,24	0,52	0,57	0,55	0,02	0,02
Ca	1,54	1,62	1,66	1,71	1,73	1,74	1,74	1,68	1,78	1,57	0,08	0,22
K	0,04	0,03	1,01	0,10	0,03	0,03	0,03	0,08	0,09	0,13	1,66	1,32
OH	2,98	0,17	2,17	2,20	1,65	1,61	2,26	2,26	1,60	1,29	3,20	3,22
F	0,01	0,01	—	0,07	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,04	0,12	0,08
Cl	0,01	0,01	—	0,01	—	—	—	0,01	—	0,01	0,02	0,02
f	0,28	0,42	0,28	0,39	0,38	0,38	0,37	0,38	0,33	0,58	0,53	0,60

Примечание. 1 — гипербазит-габбровая серия; 2—7 — габбро-диорит-плагио-гранодиоритовая серия; 8—12 — габбро-диорит-гранитная серия. Наименование пород и их химический состав см. табл. 62, 64, 65.

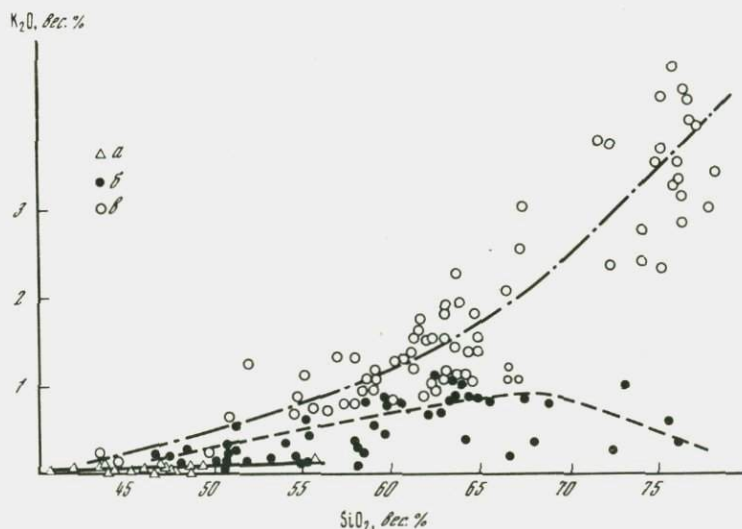
офиолитовых комплексов континентов [47]. На петрохимических диаграммах (см. рис. 78—81) описываемые породы образуют единые вариационные ряды, отражающие обычный характер распределения петрогенных элементов — увеличение содержания щелочей, уменьшение содержания оснований и повышение железистости с ростом содержания кремнезема в породах. Сходство химического состава пород гипербазит-габбровой серии с аналогичными образованиями континентальных офиолитовых комплексов подтверждается близкими содержаниями элементов-примесей: минимальным среди интрузивных пород района количеством Rb, Sr, Zr, Y, Yb и повышенным — Cr и Ni (см. табл. 62). На диаграмме Cr — V (рис. 84) габброиды рассматриваемой серии попадают в поле пород офиолитовой ассоциации (см. главу 9), отчетливо обособляясь от габбро-гранитоидных

серий района. Отношение Cr/V в них всегда больше 1,5 в то время как в габбро, ассоциирующих с гранитоидами, оно всегда меньше этой величины. На диаграмме Ni — Co (рис. 85) фигуративные точки габбро гипербазит-габбровой и габбро-гранитоидных серий так же разобщены, и первые образуют поле, совпадающее с полем пород офиолитовой ассоциации. Величина отношения Ni/Co (рис. 85, 86) в габброидах гипербазит-габбровой серии всегда больше 3, что свойственно породам офиолитовых комплексов в отличие от пород габбро-гранитоидных серий, в которых это отношение не превышает 3. На диаграммах Rb — Sr и Sr — CaO (рис. 82 и 83), предложенных в качестве классификационных (см. гл. 2,9), рассматриваемые образования попадают в поле океанических пород.

На основании сходства с аналогичными породами офиолитовых комп-



Р и с. 80. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}'\text{-SiO}_2$
Условные обозначения те же, что и на рис. 78



Р и с. 81. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$
Условные обозначения те же, что и на рис. 78

лексов других районов по химическому составу и более древнего по сравнению с габбро-гранитоидными сериями возраста породы гипербазит-габбровой серии отнесены к офиолитовой ассоциации. По петрографическому составу они соответствуют части офиолитового разреза, называемой Р. Колманом [47] "кумулятами основного состава". Совместно с ультрамафитами Баженовского массива, кремнистыми породами и вулканитами недифференцированной спилит-диабазовой формации породы гипербазит-габбровой серии слагают нижний структурный этаж палеозойской геосинклинали.

ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНОДИОРИТОВАЯ СЕРИЯ

Интрузивные породы, входящие в состав габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии, слагают большую часть Рефтинского массива (см. рис. 76), занимая на современном эрозионном срезе площадь около 800 км². Массив вытянут в северо-северо-восточном направлении согласно структурному плану вмещающих пород. Его длина около 60 км, ширина — 15–25 км. Первоначальная мощность массива неизвестна. В настоящее время глубина распространения пород рассматриваемой серии непостоянна и определяется положением кровли более молодых гранитоидов. Максимальная их мощность (не менее 4 км) установлена, по геофизическим данным, в средней части массива, на участках, наиболее удаленных от выходов на поверхность пород габбро-диорит-гранитной серии.

С запада Рефтинский массив почти на всем протяжении, за исключением его крайней южной части, имеет активный интрузивный контакт с породами Баженовского ультраосновного массива. Ультрабазиты вблизи контакта интенсивно метаморфизованы, содержат апофизы габбро и плагиогранитоидов. Породы габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии вблизи контакта содержат многочисленные ксенолиты ультрабазитов. Падение контакта на всем протяжении западное от пологого (под углом 30°) до крутого, близкого к вертикальному. Почти на всем протяжении северного контакта породы рассматриваемой серии прорваны гранитоидами более молодой габбро-диорит-гранитной серии и лишь в его крайней восточной части по системе субширотных сбросо-сдвигов соприкасаются с вмещающими вулканогенными породами позднесилурийско-раннедевонского возраста. В первом случае контакт, по геофизическим данным, полого погружается к югу, во втором — круто падает на север. На востоке массив имеет тектонический контакт с породами различного возраста (от нижнесилурийских до каменноугольных). Разрывные нарушения сопровождаются зонами брекчирования, катаклаза, милонитизации и трассируются маломощными линзами серпентинитов. Как показали геофизические исследования, нарушения имеют крутое, близкое к вертикальному, падение на запад. В южном экзоконтакте массива залегают нижнесилурийские вулканиты основного состава. Контакт неровный, извилистый. Широкое развитие в приконтактной части массива закаленных разновидностей пород — мелкозернистых габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров, наличие внутри массива ксенолитов вмещающих пород и присутствие в экзоконтактной зоне апофиз габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров свидетельствуют об его интрузивном характере. Падение контакта, по данным гравиметрии, пологое (не более 48°) на юг.

На основании того, что интрузивные образования габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии залегают среди близких им по составу силурийско-раннедевонских вулканитов, а в западной части массива прорываются породами позднеэфельской габбро-диорит-гранитной серии, их возраст считается позднесилурийско-раннедевонским.

Формирование габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии происходило в две фазы. Среди пород первой фазы преобладают роговообманковые габбро, габбро-диабазы и габбро-диориты, в меньшем количестве встречаются кварцевые диориты, дайки и мелкие тела среди вмещающих пород сложены диабазами и диабазовыми порфиритами. Вторая фаза представлена кварцевыми диоритами, плагиогранодиоритами, плагиоадамеллитами, плагиогранитами и их закаленными аналогами, слагающими маломощные (до нескольких метров) дайки и жилы среди вмещающих пород. Наиболее широко распространены плагиогранодиориты, составляющие 80–90%

пород этой фазы. На долю кварцевых диоритов приходится 10–20%, они слагают ограниченные по размеру участки (как правило, не более 1 км²) среди плагиогранодиоритов и многочисленные мелкие жилы и инъекции среди габброидов. В последнем случае они часто имеют гибридное происхождение. Плагиоадамеллиты и плагиограниты встречаются в резко подчиненном количестве, образуя мелкие секущие тела и жилы среди других пород этой серии.

Породы второй фазы прорывают габброиды, ороговиковывают их, метасоматически изменяют и содержат в виде ксенолитов. Но сами плагиогранитоиды нигде не имеют зон закалки на контакте с вмещающими их габброидами. Часто контакты между породами двух фаз нерезкие, расплывчатые.

Завершился магматизм этого этапа внедрением постгранитных даек диабазов, которые прорывают породы обеих интрузивных фаз. Мощность даек не превышает нескольких метров. По структурно-текстурным особенностям, химическому и минеральному составу эти диабазы не отличаются от аналогичных пород первой интрузивной фазы.

Массив имеет неоднородное внутреннее строение. Его восточная часть сложена преимущественно породами первой фазы. Наряду с однородными полями габброидов в этой части массива встречаются зоны, густо насыщенные мелкими телами, ветвящимися жилами и инъекциями гранитоидов второй фазы с широким развитием процессов метасоматизма, ассимиляции и контаминации. Количество внедрившегося материала может достигать 30–40% от всего объема пород. Мощность гранитоидных тел колеблется от нескольких сот метров до нескольких сантиметров. В пределах таких зон габброиды под воздействием гранитоидов в различной степени ороговикованы, метасоматически изменены и превращены в гибридные породы, изменяющиеся по составу от габбро до кварцевых диоритов. Гранитоиды инъекций в результате взаимодействия с вмещающими породами приобрели повышенную основность и соответствуют обычно кварцевым диоритам. В результате этих процессов взаимодействия габброидов и гранитоидов возникли своеобразные зоны пестрого состава с частым чередованием различных пород — от габбро до плагиогранодиоритов с преобладанием пород диоритового состава. Наряду с изменчивостью состава для этих зон характерна неоднородность структурных особенностей, широкое развитие полосчатых, такситовых текстур.

Западная часть массива сложена в основном умеренно кислыми породами второй фазы. Измененные и переработанные габброиды слагают ксенолиты различной формы среди кислых пород. Количество ксенолитов местами значительно, а размер некоторых из них достигает нескольких квадратных километров.

По минералогическому составу все породы первой фазы близки и отличаются главным образом только количественным соотношением минералов. Основными породообразующими минералами являются роговая обманка ($f = 0,28–0,42$; табл. 63) и зональный плагиоклаз (ядро — № 70–95, периферия — № 8–21), в габбро-диоритах и кварцевых диоритах, кроме того, в заметных количествах присутствует кварц. Для пород этой фазы характерен одинаковый набор аксессуарных минералов: магнетит, апатит, сфен, циркон, пирит.

Преобладающая часть пород имеет равномерную среднезернистую структуру (размер зерен 2–5 мм). Реже, в прикровлевых участках, встречаются порфириовидные разновидности, содержащие вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки размером до 7–8 мм. Габбро обладают типичной аллотриоморфнозернистой габбровой структурой, габбро-диориты и кварцевые

диориты имеют субофитовую либо призматическизернистую диоритовую структуру. В экзоконтактовых зонах гранитоидных тел породы этой фазы часто перекристаллизованы с образованием бластоофитовых, бластогаббровых и других подобных структур вплоть до гранобластовых.

Породы второй фазы состоят из зонального неравномерно сосюритизированного плагиоклаза (от лабрадора № 50 в ядре до почти чистого альбита во внешних зонах), роговой обманки ($f = 0,34-0,38$; см. табл. 63) и кварца. В плагиогранодиоритах дополнительно появляются хлоритизированный биотит и изредка в небольшом количестве (не более 1%) калиевый полевой шпат ($2V = 68^\circ$). В качестве аксессуарных минералов в них присутствуют магнетит, ильменит, сфен, циркон, апатит, пирит, гранат, турмалин, халькопирит и типоморфный минерал этой серии — ортит, в наиболее кислых разновидностях в незначительном количестве содержатся также шеелит, анатаз, редкоземельные сфен и циркон.

Все породы второй фазы, за исключением закаленных разновидностей, обладают крупно- и среднезернистой структурой. Крупность зерна последовательно уменьшается от более основных пород к кислым, составляя 4–7 мм в кварцевых диоритах, 2–5 мм в плагиогранодиоритах и 2–3 мм в плагиоадамеллитах и плагиогранитах. Преобладают равномернозернистые породы, реже встречаются порфириовидные разновидности. Порфириовидные выделения в кварцевых диоритах представлены призматическими зернами роговой обманки размером до 1,3 см и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза размером до 1 см, в породах более кислого состава — кристаллами плагиоклаза, часто с совместными округлыми зернами кварца размером до 0,5–0,7 см.

Плагиогранодиорит, плагиоадамеллит- и плагиогранит-порфиры, слагающие краевые части интрузивных тел, а также дайки и жилы во вмещающих породах, имеют порфириовую структуру с тонкозернистой основной массой. В виде вкрапленников в плагиогранодиорит-порфирах содержатся роговая обманка, плагиоклаз и кварц, в плагиоадамеллитах и плагиогранитах — только плагиоклаз и кварц. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, в наиболее кислых разновидностях часто в сочетании со сферолитовой.

Породы габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации. Характерной чертой этих преобразований является их незавершенность, когда в породах наряду с новообразованными низкотемпературными минералами содержатся реликты первичных высокотемпературных. Наиболее наглядно это проявляется в зернах роговой обманки, состав которых испытывает значительные колебания, что выявляется благодаря неравномерной окраске и изменению величины светопреломления внутри зерна. Приведенные в табл. 63 результаты химического анализа отражают усредненный состав роговой обманки, присутствующей в данной породе. Сопоставление характера развития метаморфических процессов в разных частях массива показало, что наиболее высокая степень завершенности метаморфических процессов характерна для центральных частей крупных интрузивных тел. Зоны закалки, жилы, инъекции и ороговикованные разновидности отличаются лучшей сохранностью первичных минеральных парагенезисов. Предполагается, что отмеченные преобразования пород являются результатом регрессивного автометаморфизма, протекавшего при охлаждении пород в течение постмагматического этапа. Наряду с зеленокаменными изменениями, имеющими широкое площадное распространение, интрузивные образования локально подверглись дислокационному и контактовому метаморфизму, а также претерпели гидротермально-метасоматические преобразования под влиянием гранитоидов некрасовской габбро-диорит-гранитной серии.

Таблица 64

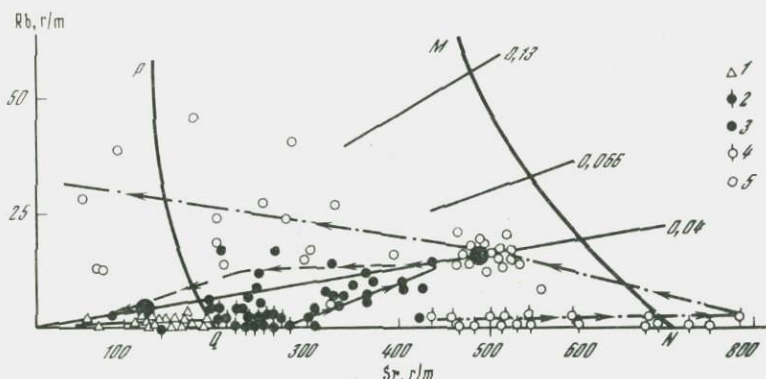
Содержание петрогенных (вес. %) и редких элементов (г/т) в породах габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	634	58/26	00-8	79-35	79-57	48/11	IV	79-1 ^б	52/24	33/29
SiO ₂	47,82	49,98	50,10	50,40	51,00	54,54	55,22	57,94	59,58	62,06
TiO ₂	0,93	0,95	1,16	1,20	0,88	1,15	0,38	0,71	0,88	0,50
Al ₂ O ₃	16,61	16,71	17,24	16,01	17,65	16,81	14,87	16,05	16,14	15,66
Fe ₂ O ₃	1,96	2,28	2,30	2,00	2,22	2,61	1,40	1,33	1,21	2,15
FeO	6,61	7,14	7,04	7,59	7,26	7,85	5,37	6,34	6,82	4,77
MnO	0,15	0,15	0,08	0,15	0,15	0,16	0,03	0,13	0,20	0,11
MgO	7,31	6,86	6,71	6,45	5,46	3,07	8,61	3,67	1,86	2,46
CaO	9,83	9,90	8,68	8,97	8,67	7,21	8,82	6,48	5,40	5,51
Na ₂ O	3,41	3,13	3,24	3,47	3,58	4,20	2,94	4,28	5,40	3,85
K ₂ O	0,09	0,17	0,11	0,13	0,25	0,28	0,60	0,33	0,42	0,66
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,14	0,13	0,09	0,11	0,05	0,07	0,18	0,09
П.п.п.	4,82	1,86	2,64	2,69	1,84	1,32	2,54	1,78	1,01	1,26
Σ	99,62	99,19	99,44	99,19	99,05	99,31	100,83	99,11	99,10	99,08
F	0,13	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,05	0,02	0,03
Rb	—	3	3	3	—	He обн.	—	4	3	—
Sr	—	246	261	235	—	261	—	225	260	—
Be	—	1,0	1,0	0,8	—	1,3	—	0,6	0,6	—
Zr	—	40	90	112	—	200	—	138	71	—
Ce	—	60	50	30	—	40	—	40	40	—
Y	—	35	35	32	—	63	—	40	50	—
La	—	13	10	18	—	10	—	15	10	—
Yb	—	3,0	3,3	2,0	—	5,0	—	2,0	4,0	—
Nb	—	10	5	7	—	8	—	5	6	—
Sc	—	50	32	33	—	50	—	35	20	—
V	—	251	151	240	—	240	—	200	63	—
Cr	—	120	141	128	—	6	—	10	8	—
Co	—	44	28	36	—	28	—	28	11	—
Ni	—	58	65	63	—	25	—	18	3	—

Таблица 64 (окончание)

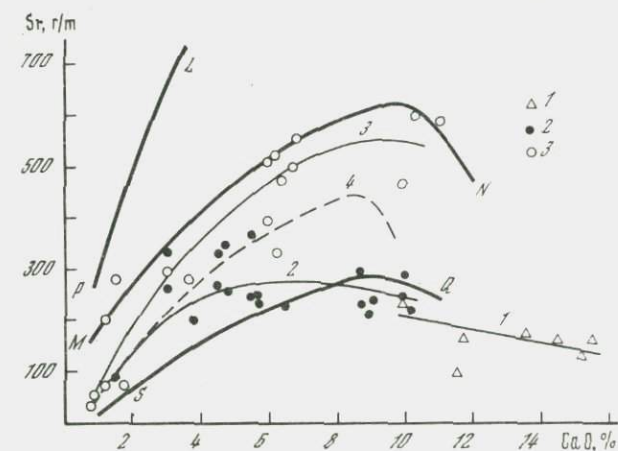
Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	49/13	18'	8'	745	17'	1200	59/48	388	79-1 ^а	52/16
SiO ₂	58,38	59,60	63,36	63,88	64,68	66,50	66,52	67,20	70,24	75,92
TiO ₂	0,76	0,48	0,41	0,45	0,34	0,33	0,57	0,39	0,38	0,13
Al ₂ O ₃	17,07	14,84	16,06	18,33	16,45	15,74	15,20	14,83	14,34	11,72
Fe ₂ O ₃	1,45	4,04	2,57	1,64	2,28	1,89	0,66	1,55	0,36	0,42
FeO	6,70	4,40	2,93	2,99	2,65	2,71	3,91	3,20	4,04	2,85
MnO	0,15	0,04	0,08	0,08	0,07	0,10	0,10	0,08	0,06	0,06
MgO	2,17	3,21	1,72	1,69	1,84	1,49	1,32	1,56	1,12	0,18
CaO	5,40	6,43	4,68	3,09	4,68	4,43	4,38	4,58	3,68	1,48
Na ₂ O	5,40	3,33	5,46	3,77	3,92	4,00	5,45	3,91	4,44	5,93
K ₂ O	0,22	0,84	0,84	0,99	0,84	1,20	1,05	1,03	0,25	0,33
P ₂ O ₅	0,18	0,10	0,11	0,18	0,08	0,07	0,12	0,09	0,08	<0,05
П.п.п.	1,57	2,27	2,12	3,15	1,68	1,57	0,89	1,93	1,20	0,31
Σ	99,45	99,58	100,34	100,24	99,51	100,03	100,17	100,35	100,19	99,36
F	0,02	0,04	0,03	—	0,03	—	0,01	0,12	0,01	0,04
Rb	3	—	—	—	—	17	—	—	4	3
Sr	275	—	—	—	—	264	—	—	199	87
Be	0,6	—	—	—	—	1,0	0,6	—	0,6	0,5
Zr	34	—	—	—	—	151	100	—	138	210
Ce	40	—	—	—	—	30	30	—	30	40
Y	16	—	—	—	—	20	13	—	10	16
La	15	—	—	—	—	18	14	—	12	19
Yb	1,4	—	—	—	—	2,0	1,0	—	0,8	1,3
Nb	5	—	—	—	—	7	4	—	4	5
Sc	11	—	—	—	—	13	11	—	5	5
V	130	—	—	—	—	135	80	—	73	7
Cr	9	—	—	—	—	13	38	—	14	70
Co	18	—	—	—	—	8	10	—	10	2
Ni	8	—	—	—	—	8	6	—	4	8

Примечание. 1—10 породы первой фазы: 1 — диабаз, 2—5 — роговообманковые габбро и габбро-диабазы, 6—7 — габбро-диориты, 8—10 — кварцевые диориты, 11—20 — породы второй фазы: 11—12 — кварцевые диориты, 13—18 — плагиогранодиориты, 19 — плагиоадамелит, 20 — плагиогранит.



Р и с. 82. Диаграмма Rb—Sr

1 — породы гипербазит-габбровой серии; 2-3 — породы габбро-диорит-плаггио-гранодиоритовой серии: 2 — габбро, габбро-диориты, 3 — кварцевые диориты, плаггио-гранодиориты, плаггиограниты; 4-5 — породы габбро-диорит-гранитной серии: 4 — габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, 5 — кварцевые диориты, гранодиориты, граниты. Стрелками показано направление дифференциации от габбро до гранитов

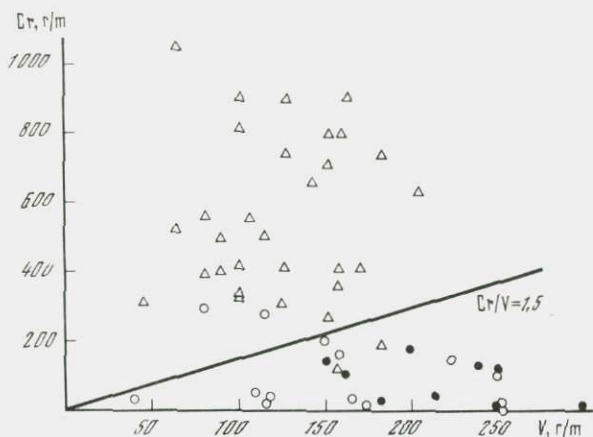


Р и с. 83. Диаграмма Sr—CaO

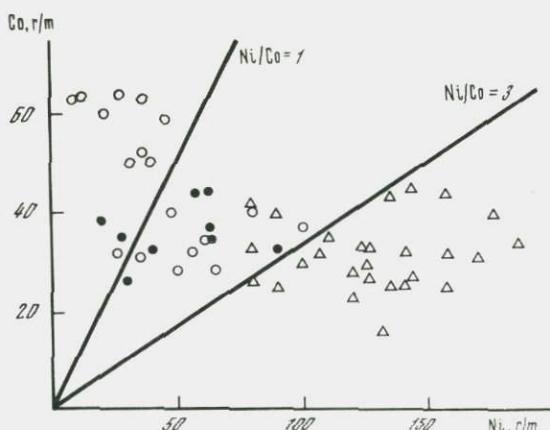
1-3 — серии и номера соответствующих вариационных линий: 1 — гипербазит-габбровая, 2 — габбро-диорит-плаггио-гранодиоритовая, 3 — габбро-диорит-гранитная; 4 — вариационная линия магнитогорской серии.

Поля пород, производных разных исходных магм: ниже линии SQ — толеитовой океанической, MNSQ — толеитовой континентальной и островодужной, MNPL — толеитовой повышенной щелочности и андезитовой

Породы габбро-диорит-плаггио-гранодиоритовой серии представляют собой единый известково-натриевый ряд с закономерным изменением состава от габбро до плаггиогранитов (табл. 64). Распределение кремнезема в этом ряду имеет характер, обычный для непрерывных серий габбро-гранитного формационного типа. Максимумы на гистограмме (см. рис. 77) соответствуют наиболее распространенным типам пород — габбро (50–51% SiO₂), габбро-диоритам (55–56%), кварцевым диоритам (58–60%), двум статистически обособляющимся разновидностям плаггио-гранодиоритов (63–64 и 67–68%), плаггиоадамеллитами (70–71%) и плаггиогранитам (75–76%).



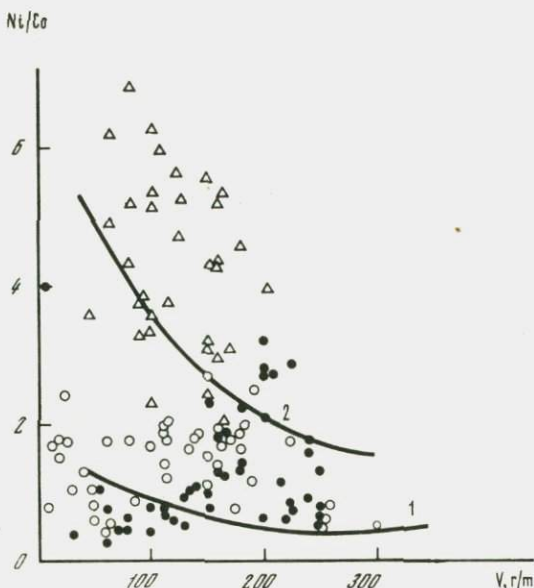
Р и с. 84. Диаграмма Cr – V
Условные обозначения те же, что и на рис. 83



Р и с. 85. Диаграмма Co – Ni
Условные обозначения те же, что и на рис. 83

По химическому составу (см. табл. 64) характеризуемые образования представляют собой толеитовую серию с повышенной за счет натрия щелочностью и близки сериям высокоглиноземистых базальтов по Х. Куно [162]. Отличительная черта пород — низкое содержание калия. По суммарному содержанию щелочей они занимают промежуточное положение между типично толеитовыми и известково-щелочными островодужными сериями, а по количеству калия более близки низкокалийным толеитовым сериям зарождающихся островных дуг типа Тонга [144, 65]. Вариационная линия габбро-диорит-плагιοгранодиоритовой серии на диаграмме *AFM* свидетельствует о промежуточном типе дифференциации между толеитовым и известково-щелочным (см. гл. 9).

Специфические особенности пород габбро-диорит-плагιοгранодиоритовой серии выявляются и при анализе содержаний элементов-примесей (табл. 64, рис. 82–86): по количеству Rb и Sr они соответствуют островодужным толеитовым сериям, в то же время по содержанию Zr и сидеро-



Р и с. 86. **Диаграмма Ni/Co – V**

Условные обозначения те же, что и на рис. 83. Вариационные линии: 1 – магнито-горская габбро-гранитная серия, 2 – тагильская габбро-плагиигранитная серия

фильных элементов (Cr, Ni, Co и V) более сопоставимы с известково-щелочными сериями островных дуг [65].

Количество Rb и Sr в породах этой серии несколько повышено по сравнению с породами офиолитовых комплексов и с ранней габбро-плагиигранитной серией Тагильского массива. На диаграммах Sr – CaO и Rb – Sr рассматриваемые образования попадают в поле островодужных толеитовых серий (см. рис. 82, 83). Среди пород областей современного активного магматизма они наиболее хорошо сопоставляются по содержанию этих элементов с вулканитами толеитовой серии Тонга. Калий-рубидиевое отношение в породах этой серии в среднем равно 1000, что характерно для современных толеитовых серий океанов и островных дуг [65].

На диаграмме Cr – V (см. рис. 84) поле пород габбро-диорит-плагиигранодиоритовой серии практически совпадает с полем более молодой габбро-диорит-гранитной серии, попадая в область пород базальтоидного происхождения. В отличие от описанной выше гипербазит-габбровой серии величина хром-ванадиевое отношение всегда меньше 1,5.

Аналогичная особенность выявляется при анализе диаграммы Ni–Co (см. рис. 85), где породы описываемой серии вместе с габбро-диорит-гранитной образуют поле, обособляющееся от пород офиолитовых комплексов. Как уже говорилось выше, линия, разделяющая эти поля, соответствует величине отношения Ni/Co=3. Диаграмма Ni/Co – V (см. рис. 86) показывает, что с понижением содержания V и ростом кремнекислотности пород величина никель-кобальтового отношения в породах этой серии от габбро до плагиигранодиорита понижается. Эта особенность может объясняться фракционированием пироксена в ходе кристаллизационной дифференциации базальтового расплава. От близких по кремнекислотности образований гипербазит-габбровой серии породы рассматриваемой серии

отличаются повышенным содержанием щелочей, Ti, Fe, Rb, Sr, Zr, Y и Yb при более низком количестве Ca, Mg, Ni и Cr, а от пород более молодой габбро-диорит-гранитной серии — пониженным содержанием K, Rb, Sr, Zr, более высоким содержанием Ni и Co.

ГАББРО-ДИОРИТ-ГРАНИТНАЯ СЕРИЯ

Породы габбро-диорит-гранитной серии слагают два крупных тела в пределах Рефтинского массива, а также ряд самостоятельных массивов: Артемовский, Алтынайский, Некрасовский (см. рис. 76). Анализ гравиметрических данных позволяет предполагать, что на глубине эти породы имеют еще более широкое распространение, продолжаясь на глубину не менее 4 км.

Габбро-диорит-гранитная серия включает широкий комплекс пород — от габброидов до гранитов. Представление о количественном соотношении пород дает гистограмма распределения кремнезема (см. рис. 77), из которой видно, что описываемая серия характеризуется резким преобладанием пород кислого и среднего состава. По геофизическим данным на глубине такое соотношение пород сохраняется.

Формирование интрузивных тел происходило в две фазы. Первая фаза включает габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты и диоритовые порфириды; вторая представлена кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами, гранитами и жильными аналогами этих же пород. Контакты между породами разных фаз резкие, рвушие, с инъекциями и апофизами гранитоидов второй фазы в породы первой фазы и ксенолитами пород первой фазы в гранитоидах. Зоны закалки в краевых частях инъекций не наблюдались. Породы первой фазы вблизи контакта слабо изменены. Процессы гибридизма развиты незначительно. Магматизм завершился образованием пегматитов и аплитов.

В пределах Рефтинского массива интрузивные тела, сложенные породами рассматриваемой серии, прорывают плагиогранодиориты габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии, реже вулканогенные породы кровли. Вблизи крупных тел наблюдаются многочисленные мелкие тела и апофизы, которые, по геофизическим данным, соединяются с ними на небольшой глубине, образуя единый вытянутый в субмеридиональном направлении pluton с различной глубиной залегания кровли. Вмещающие плагиогранодиориты в экзоконтактах тел превращены в роговиковоподобные породы магнетит-биотит-кварц-плагиоклазового состава. Прорывающие их породы габбро-диорит-гранитной серии вблизи контакта представлены мелкозернистыми порфиридовидными разновидностями, содержащими ксенолиты измененных плагиогранитоидов, которые с удалением от контакта переходят в породы нормальной зернистости.

Наиболее широко среди пород рассматриваемой серии в пределах Рефтинского массива распространены граниты и гранодиориты, относящиеся ко второй фазе. Породы первой фазы: габбро-нориты, габбро-диориты и кварцевые диориты образуют небольшие (площадью до нескольких квадратных километров) тела в юго-западной части массива, выклинивающиеся до глубины 1,5 км. Для пород, слагающих северную часть массива, характерно широкое развитие аутометасоматических процессов, сопровождающихся образованием сульфидной минерализации прожилково-вкрапленного типа.

Некрасовский массив расположен в южной части ареала. Форма массива в плане близка к изометричной, площадь составляет около 60 км². Боль-

шая часть массива залегает среди вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород позднеэйфельского возраста, которые вблизи контакта превращены в роговообманково-плагиоклазовые роговики. По данным гравиметрии, в южной и восточной частях массива контакт имеет крутое падение в сторону от массива, а на северо-востоке кровля полого погружается под верхнеэйфельские образования и прослеживается на значительном расстоянии. С севера и северо-запада Некрасовский массив контактирует с вулканогенными породами раннесилурийского возраста. Непосредственно контакт пород кровли с этими образованиями не наблюдался. По гравиметрическим данным, в этой части до глубины 4 км контакт имеет крутое падение. Петрографический состав пород Некрасовского массива обычен для этой серии. Породы обеих фаз на современном эрозионном срезе пользуются одинаковым распространением.

Алтынайский массив расположен в восточной части Рефтинского ареала (рис. 76). На современном эрозионном срезе массив имеет близкую к овальной форму и вытянут в субмеридиональном направлении согласно со структурным планом вмещающих пород. Площадь его выхода на поверхность около 65 км^2 .

Массив залегает среди вулканогенных и вулканогенно-обломочных образований позднеэйфельского возраста. В зоне экзоконтакта вмещающие породы подверглись интенсивному ороговикованию и метасоматической переработке — эпидотизации, хлоритизации, окварцеванию. Среди гранитоидов содержатся сильно измененные ксенолиты вмещающих базальтов. Перечисленные факты свидетельствуют об интрузивном характере контактов. В восточном контакте первичные взаимоотношения не сохранились. Вмещающие породы перемещены вдоль крупного тектонического нарушения субмеридионального простирания, в результате чего породы массива пришли в соприкосновение с более молодыми терригенными толщами франского и фаменского ярусов. Зона нарушения фиксируется милонитами и маломощными линзами серпентинитов. Плоскость сместителя вблизи поверхности имеет пологое (около 45°) падение на запад.

Преобладающая часть массива сложена породами второй фазы: гранодиоритами, адамеллитами, гранитами и гранит-порфирами. Габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, относящиеся к первой фазе, образуют тела площадью от 1 до 12 км^2 в разных частях массива, выделяющиеся на фоне кислых пород магнитным полем. По данным гравиметрии, эти тела выклиниваются до глубины 3 км. Ниже, до глубины 4 км массив полностью сложен кислыми породами.

Значительная часть массива подверглась аутометасоматическим постагматическим преобразованиям, с которыми связано образование прижилково-вкрапленной медной минерализации.

Артемовский массив расположен в северо-восточной части ареала (см. рис. 76). Его площадь на современном эрозионном срезе — около 18 км^2 . Массив имеет удлиненную в плане форму, вытянут в субмеридиональном направлении согласно структурному плану вмещающих пород.

По структурному положению Артемовский массив аналогичен Алтынайскому и располагается в пределах той же полосы средне- и верхнедевонских отложений. Контакты с вмещающими породами большей частью тектонические. С востока массив ограничен тем же разрывным нарушением, что и Алтынайский. Падение сместителя, по данным бурения, $25-40^\circ$ под массив. Амплитуда перемещения, очевидно, значительна, поскольку большая часть вулканитов верхнего эйфеля уничтожена и гранитоиды соприкасаются с более молодыми осадками франского возраста, слагающими при нормальном залегании восточную периферическую часть этой полосы.

Артемовский массив характеризуется резким преобладанием гранитоидов в его составе. Породы первой фазы слагают два ксенолита в южной части массива, составляющие не более 5% его площади. Другой отличительной чертой массива является широкое развитие закаленных разновидностей пород: гранит-порфиров и мелкозернистых порфировидных гранитов. Эта особенность наряду с небольшими размерами массива свидетельствует о том, что на поверхность выходит его прикровлевая часть.

Большая часть пород массива изменена в результате автотметасоматических постмагматических процессов и содержит сульфидную минерализацию прожилково-вкрапленного типа.

Гранитоиды габбро-диорит-гранитной серии прорывают, метаморфизуют вмещающие вулканогенные и вулканогенно-обломочные породы позднейфельского возраста и содержат ксенолиты и останцы кровли этих пород. В то же время гальки гранитоидов, аналогичные по минералого-петрографическим особенностям породам габбро-диорит-гранитной серии, встречаются в туфоконгломератах, возраст которых, по данным геолого-съёмочных работ, также позднейфельский. На основании изложенных фактов возраст пород габбро-диорит-гранитной серии считается позднейфельским.

Все петрографические разновидности пород первой фазы габбро-диорит-гранитной серии, несмотря на существенные различия химического состава, имеют общие структурно-текстурные особенности, близкий минеральный состав и слагают единые тела. Главные породообразующие минералы этих пород — плагиоклаз (ядро — № 55—100, внешняя зона — № 20—35), моноклинный ($f = 0,20-0,29$) и ромбический ($f = 0,21-0,24$), пироксены (табл. 61), обыкновенная роговая обманка ($f = 0,33-0,38$, табл. 63). В наиболее кислых разновидностях: кварцевых диоритах и гранодиоритах дополнительно появляются кварц, калиевый полевой шпат ($2V = 46-68^\circ$) и биотит. В габбро-норитах в качестве второстепенного минерала содержится оливин. В породах любой основности одновременно могут присутствовать все главные темноцветные минералы: моноклинный и ромбический пироксены, роговая обманка, либо два из них: моноклинный пироксен, роговая обманка или же только роговая обманка. Установлено, что разновидности, содержащие ромбический пироксен, слагают участки неравновесной кристаллизации: маломощные тела, жилы и краевые части в крупных интрузивных телах. С удалением от контакта с вмещающими породами, где достигается более высокая степень равновесности минеральных парагенезисов, исчезают вначале ромбический, а затем и моноклинный пироксены. В качестве акцессорных минералов в породах этой фазы присутствуют титаномагнетит, ильменит, пирит, сфен, апатит, циркон, реже халькопирит и турмалин. Наряду с нормальными по содержанию титаномагнетита породами, встречаются разновидности габброидов (главным образом, это габбронориты), в которых содержание этого минерала достигает 10%.

Преобладающая часть пород первой фазы имеет равномерную среднезернистую структуру (размер зерен 2—7 мм), менее распространены мелкозернистые равномерные или порфировидные разновидности. Габброиды имеют офитовую структуру, кварцевые диориты и гранодиориты — гипидиоморфнозернистую, субофитовую и призматическизернистую. Порфировидные разновидности пород содержат в виде вкрапленников все главные породообразующие минералы — плагиоклаз, пироксен, роговую обманку. Структура основной массы аналогична структуре соответствующих равномернозернистых и отличается только меньшей крупностью зерен.

Все разновидности гранитоидов повышенной основности, относящиеся ко второй фазе: кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты состоят

из кварца, калиево-натриевого полевого шпата ($2V = 62-84^\circ$), плагиоклаза (ядро — № 32—40, внешняя зона — № 10—20), роговой обманки ($f = 0,58$, табл. 63), биотита ($f = 0,53-0,60$) и отличаются только их количественным соотношением. От кварцевых диоритов к адамеллитам возрастает количество кварца и полевых шпатов при одновременном понижении роли фемических минералов. В предельных по содержанию SiO_2 гранитах роговая обманка отсутствует и биотит является единственным темнокрасным силикатом. Из акцессорных минералов в породах второй фазы присутствуют магнетит, ильменит, пирит, апатит, циркон, гранат, флюорит, монацит, ксенотим, в меньших количествах — сфен, лейкоксен, халькопирит, молибденит, турмалин, торит, муассанит, рабдофанит, циртолит.

Среди пород этой фазы преобладают среднезернистые равномерные или порфириовидные разновидности. Менее распространены порфириовидные породы с мелко- и тонкозернистой основной массой. Они слагают мелкие тела, жилы, апофизы, а также краевые части более крупных интрузивных тел. В качестве порфировых вкрапленников в них присутствуют плагиоклаз, иногда с каймой калиево-натриевого полевого шпата, кварц и роговая обманка в различных сочетаниях в зависимости от состава пород. В приконтактовых частях интрузивных тел иногда наблюдается микропегматитовая структура. Текстура пород массивная.

Единственным видом метаморфизма, проявившимся в пределах интрузивных тел некрасовской серии, являются локальные гидротермально-метасоматические преобразования пород, результатом которых является образование пропилитов (внешняя зона), хлорит-кварц-серицитовых и кварц-серицитовых до монокварцевых пород, содержащих сульфидную вкрапленность (внутренняя зона). Масштаб развития серицит-кварцевых пород незначителен: как правило, ширина этих зон не превышает нескольких десятков метров и только в редких случаях достигает первых сотен метров. Отмеченные преобразования пород представляют собой околорудные изменения, связанные с формированием рудной минерализации медно-порфирового типа. По классификации Д.С. Коржинского [51], они относятся к послемагматическим метасоматическим процессам кислотной стадии.

Анализ химического состава показал, что рассматриваемая совокупность горных пород представляет собой единый ряд от габбро до гранитов. Серия имеет в целом непрерывный характер, но распространенность пород разного состава неодинакова: резко преобладают породы с содержанием SiO_2 58—75% (см. рис. 77). Главные петрографические типы пород хорошо обособляются статистически, выделяясь на гистограмме максимумами, соответствующими гранитам (74—77%), адамеллитам (71—72%), гранодиоритам (63—65%), кварцевым диоритам (58—60%), габбро-диоритам (55%) и габброидам (около 50% SiO_2). Особо выделяются габброиды с повышенным содержанием титаномагнетита. Они характеризуются наиболее низким среди пород данной серии содержанием кремнезема 43—45%.

В целом по суммарному содержанию целочей породы габбро-диорит-гранитной серии занимают промежуточное положение между типично толеитовыми и известково-щелочными сериями. Гранодиориты выделяются повышенной на общем фоне натриевой щелочностью, приближаясь по содержанию щелочей к сиенитам, но отличаясь от последних высоким содержанием кварца и низким — фемических компонентов. По соотношению калия и натрия породы относятся к малокалийным и близки вулканогенным толеитовым сериям современных островных дуг [176, 122, 65, 17]. На диаграмме *AFM* эти породы образуют тренд промежуточного типа между толеитовым и известково-щелочным (рис. 95).

Таблица 65

Содержание петрогенных (вес.%) и редких (г/т) элементов в породах габбро-диорит-гранитной серии

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	108/34	862	108/111	571/92	117/123	109/79	570/45	574/94	239/25	172/22
SiO ₂	43,74	49,80	50,86	55,58	58,46	58,96	60,81	61,98	63,00	61,66
TiO ₂	2,29	0,70	0,36	0,43	0,96	0,96	0,47	0,40	0,44	0,38
Al ₂ O ₃	15,81	18,48	19,36	15,95	16,94	16,41	15,67	14,31	14,22	19,26
Fe ₂ O ₃	7,43	1,40	0,48	2,55	1,07	1,00	1,75	3,36	2,59	1,04
FeO	10,32	5,37	5,41	6,63	5,35	5,77	5,07	3,32	3,74	2,42
MnO	0,15	0,05	0,12	0,17	0,10	0,09	0,14	0,08	0,18	0,04
MgO	5,63	8,76	7,52	4,51	3,51	3,31	3,11	4,83	3,60	1,07
CaO	9,90	10,80	11,45	7,92	6,70	6,30	4,92	3,08	5,50	6,23
Na ₂ O	2,70	2,82	2,67	3,06	4,26	4,44	3,65	4,40	3,10	5,81
K ₂ O	0,18	0,20	0,66	0,96	0,94	0,96	1,31	0,89	1,51	1,61
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,05	0,06	0,14	0,17	0,09	0,08	0,01	0,16
П.п.п.	1,13	1,17	0,73	2,41	0,66	0,80	2,19	3,38	1,69	0,62
Σ	99,34	99,60	99,67	100,23	99,09	99,17	99,18	100,11	99,58	100,30
F	0,01	0,01	0,06	0,02	0,01	0,01	—	—	0,15	0,10
Rb	4	3	—	—	16	18	—	—	24	20
Sr	467	590	—	—	499	477	—	—	275	525
Be	1,0	0,6	0,8	—	1,0	1,0	—	—	0,6	0,7
Zr	44	50	28	—	174	130	—	—	110	200
Ce	50	40	50	—	60	30	—	—	30	50
Y	1,1	18	13	—	32	32	—	—	25	11
La	10	10	12	—	20	7	—	—	11	20
Yb	1,0	1,4	1,4	—	2,5	3,0	—	—	2,5	1,4
Nb	4	10	4	—	8	6	—	—	5	3
Sc	32	40	26	—	20	22	—	—	20	4
V	467	150	118	—	178	63	—	—	158	50
Cr	6	200	29	—	50	56	—	—	144	105
Co	63	37	40	—	22	25	—	—	20	13
Ni	10	100	48	—	40	45	—	—	38	7

Т а б л и ц а 65 (окончание)

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	1228	109/77	79-68	869	3 ¹	171/22	199/9	2 ¹	874
SiO ₂	63,18	64,74	67,58	71,68	74,06	74,12	77,12	77,92	72,12
TiO ₂	0,87	0,72	0,25	0,15	0,18	0,20	0,04	0,04	0,21
Al ₂ O ₃	16,43	16,07	16,31	13,74	13,32	13,72	12,28	11,43	13,97
Fe ₂ O ₃	1,64	1,08	0,84	0,63	0,97	0,39	0,02	0,39	0,89
FeO	4,40	3,91	2,60	2,18	1,60	2,04	1,45	0,87	1,60
MnO	<0,01	0,02	0,10	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02	0,08
MgO	1,51	1,27	0,18	0,40	0,32	0,40	0,06	0,02	0,51
CaO	2,96	3,54	1,27	1,37	1,26	1,49	0,80	0,91	0,98
Na ₂ O	5,54	6,18	7,60	5,60	4,22	4,64	4,04	4,65	5,48
K ₂ O	1,87	1,81	3,05	3,74	2,35	2,72	3,91	2,97	3,45
P ₂ O ₅	0,36	0,22	0,05	0,04	0,05	0,07	<0,01	0,01	0,02
П.п.п.	0,81	0,43	0,28	0,60	1,38	0,76	0,65	0,54	0,64
Σ	99,58	99,99	100,11	100,17	99,76	100,59	100,40	99,77	99,95
F	0,04	0,03	0,01	0,08	0,05	0,06	0,09	0,04	0,02
Rb	—	27	13	—	24	46	90	28	40
Sr	—	330	70	—	200	175	32	53	58
Be	1,6	0,8	0,6	—	0,6	0,8	0,6	0,5	1,8
Zr	380	126	282	—	67	100	45	40	316
Ce	50	40	50	—	40	50	40	30	90
Y	50	32	32	—	20	20	40	20	63
La	25	25	28	—	16	30	20	21	40
Yb	4,0	3,2	4,0	—	2,5	1,6	5,6	2,0	6,0
Nb	15	8	10	—	6	7	6	4	12
Sc	13	10	10	—	6	4	6	1	6
V	60	47	3	—	20	13	20	25	20
Cr	46	18	13	—	128	214	71	100	8
Co	17	13	3	—	4	4	2	2	2
Ni	7	10	5	—	7	3	3	5	10

П р и м е ч а н и е. Породы первой фазы: 1 — габбро-норит с повышенным содержанием титаномагнетита, 2, 3 — габбро-нориты с нормальным содержанием титаномагнетита, 4 — габбро-диорит, 5—9 — кварцевые диориты; породы второй фазы: 10 — кварцевый диорит, 11—13 — гранодиориты, 14 — адамеллит, 15—18 — граниты, 19 — гранит-порфир.

По сравнению с близкими по содержанию кремнезема интрузивными образованиями гипербазит-габбровой серии породы рассматриваемой серии содержат больше железа, щелочей, титана, меньше кальция и магния (см. рис. 78–80). От пород рефтинской серии они отличаются повышенным количеством калия (см. рис. 81).

По содержанию Cr, Ni, Co и V (табл. 65) породы рассматриваемой серии близки к известково-щелочным сериям современных островных дуг [176, 65]. На диаграммах (см. рис. 84–86) габброиды этой серии располагаются в поле пород базальтоидного происхождения, резко обособляясь от плутонических габбро офиолитовой ассоциации. Величина никель-кобальтового отношения в них всегда меньше 3, отношение Cr/V не превышает 1,5.

Количество Zr и Sr в породах габбро-диорит-гранитной серии находится на уровне максимальных значений, известных в известково-щелочных сериях островных дуг. При этом породы бедны рубидием, содержание которого не превышает значений, свойственных островодужным толеитовым сериям [65]. На диаграммах Pb–Sr и Sr–CaO (см. рис. 82, 83) рассматриваемые породы попадают в поле островодужных образований. По величине калий-рубидиевого отношения, равной в среднем 1000, они сопоставимы с толеитовыми сериями океанов и островных дуг [65].

Содержания Pb, Sr и Zr в породах габбро-диорит-гранитной серии максимальны среди интрузивных образований района. По сравнению с породами гипербазит-габбровой серии они обеднены Cr и Ni, а по сравнению с породами габбро-диорит-плагиогранодиоритовой серии — Ni и Co.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРО-ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ ЗОНЫ

Выделенные интрузивные серии — гипербазит-габбровая, габбро-диорит-плагиогранитовая и габбро-диорит-гранитная — характеризуют три этапа магматизма, проявившегося в изученном районе. Установленный ряд габбро-гранитоидных серий редуцирован по сравнению с другими ареалами габбро-гранитоидного магматизма, такими, как Магнитогорский, Тагильский и др. (см. главы 6, 7). В отличие от перечисленных районов в Рефтинском пока не установлен начальный этап этого магматизма — слабо-дифференцированный габбровый. Его место в ряду магматических серий занимает гипербазит-габбровая (существенно габбровая) серия, которая, как было показано выше, не относится к собственно габбро-гранитоидному магматизму, а является членом предшествующей ему офиолитовой ассоциации.

Несмотря на отмеченное различие, в целом характер эволюции габбро-гранитоидного магматизма Восточно-Уральской зоны принципиально не отличается от установленного в Тагильской и Магнитогорской зонах, т.е. является общим для всей эвгеосинклинальной части Урала. Подобно другим районам габбро-гранитоидного магматизма на Урале [113], в интрузивных сериях Рефтинского ареала наблюдается увеличение доли кислых пород на каждом новом этапе по сравнению с предыдущим, что иллюстрируют гистограммы распределения кремнезема для пород разных серий (см. рис. 77), а состав пород эволюционирует от высококальциевого натриевого до калий-натриевого (см. рис. 78, 81). Содержание Rb и Sr на каждом этапе возрастает (см. рис. 82).

В то же время сравнение химического состава пород Восточно-Уральской и Тагильской зон показало, что интрузивные образования изученного района отличаются от близких по возрасту и структурному положению

пород Тагильского массива повышенным содержанием K, Rb и Sr. Это свидетельствует о существовании латеральной зональности магматизма внутри геосинклинали, которая, по-видимому, обусловлена особенностями глубинного строения. Восточно-Уральская вулканогенная зона в отличие от Тагильской эвгеосинклинали характеризуется наличием складчатого сиало-фемического фундамента, мощность которого колеблется, так же как и соотношение "гранитного" и "базальтового" слоев. Наличие этого фундамента определяет и вещественную специфику магматических пород.

Глава 9

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ

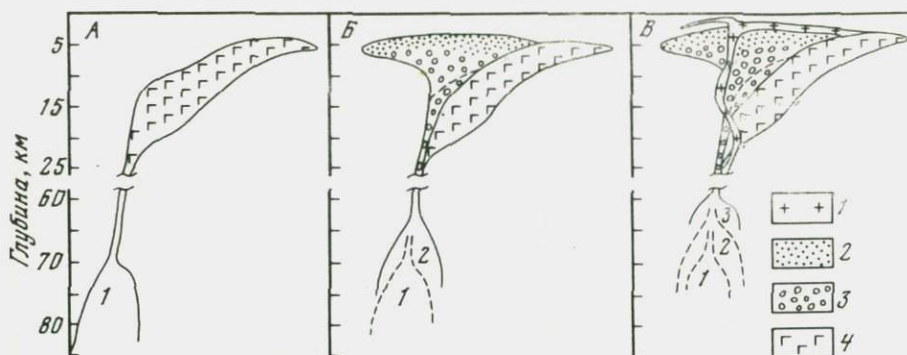
Генезис закономерных ассоциаций основных и кислых пород издавна интересовал геологов. В течение нескольких десятилетий существуют и развиваются две точки зрения, одна из которых исходит из концепции генетической связи тех и других пород и происхождения кислых пород в ходе различных видов эволюции более основной по составу магмы (кристаллизационной дифференциации, ликвации). Вторая точка зрения предполагает происхождение основных и кислых пород из разных и независимых источников, т.е. образование кислых пород либо в результате плавления сиалического субстрата под действием тепла базитовой магмы, либо в результате взаимодействия основной магмы с сиалическим материалом и ее контаминации. Для происхождения средних по составу членов базальт-липаритовых (габбро-гранитных) серий часто привлекается механизм смешения кислых и основных магм [87].

Необходимо заметить, что указанные гипотезы о генезисе закономерных ассоциаций (серий) основных и кислых пород исходят из достоверных наблюдений, и в природе перечисленные выше процессы действительно имеют место. Все дело в масштабах и в той роли, которую они играют в случаях, когда их действие проявляется совместно, т.е. в их вкладе в суммарные свойства и особенности серии.

Происхождение габбро-гранитоидных серий — это часть общей проблемы соотношения основных и кислых пород, ключевой в петрологии. Подходы к решению ее для интрузивных и эффузивных пород имеют свои особенности, связанные с различной историей становления тех и других разновидностей магматитов. Литература по этому вопросу огромна, мы же ограничимся анализом изложенного в настоящей работе материала.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ГАББРО И ГРАНИТОИДОВ

Геологические аспекты взаимоотношений основных и кислых пород обсуждались неоднократно [57, 25, 28, 154, 118 и т.д.]. Создается впечатление, что доступный на современном уровне исследований часто геологический материал не дает необходимой информации для решения проблемы связи основных и кислых пород. Геологически проблема осложняется еще и тем, что далеко не всякая габбро-гранитная ассоциация может рассматриваться как генетически единая серия. Во многих случаях установлено, что пространственно совмещенные породы оказываются приуроченными к разным этапам развития подвижного пояса. Примером может служить крупный Челябинский массив на Южном Урале, в котором габброиды,



Р и с. 87. Схема типичного габбро-гранитоидного интрузива на стадии формирования габбрового (А), габбро-гранитоидного (Б) и гранитоидного (В) комплексов
 Комплексы: 1 — гранитоидный; 2, 3 — габбро-гранитоидный: 2 — гранитоиды, 3 — габбро; 4 — ранний габбровый. Цифрами на рисунке обозначены промежуточные очаги для габбрового (1), габбро-гранитоидного (2) и гранитоидного (3) комплексов

тоналиты и гранодиориты составляют серию, образовавшуюся в до-нижневизейское время до главной фазы складчатости и регионального метаморфизма, а граниты внедрились в верхнепалеозойское время после этих геологических событий [111]. Представления о генетической самостоятельности основных и кислых пород в подобных гетерогенных ассоциациях, по-видимому, справедливы [28], но сами такие ассоциации не следует считать аналогами закономерных генетически единых серий и использовать их в качестве ключевых объектов при решении генетических вопросов.

Наиболее отчетливо генетическая связь пород в габбро-гранитоидных сериях проявлена в особенностях их вещественного состава, что же касается геологических аспектов, то необходимо отметить следующее.

1. Габбро-гранитоидные серии характеризуются исключительной сложностью внутреннего строения. При этом они обладают некоторыми общими особенностями, наличие которых служит аргументом в пользу неслучайного сонахождения пород. Сюда относится наличие в составе габбро-гранитоидных серий раннего габбрового, габбро-гранитоидного и позднего гранитоидного комплекса. Эволюция каждого из этих комплексов имеет гомодромную направленность так же, как развитие всей сложной совокупности комплексов (серии) в целом. В тех случаях когда удастся восстановить первичное строение интрузива, выясняется, что породы этих трех комплексов занимают и определенное положение в массиве: габбровый тяготеет к нижним горизонтам, а гранитоидный — к верхним. Этим обстоятельством, по-видимому, объясняется тот факт, что в ряде массивов породы раннего комплекса не обнажаются и обнаруживаются либо там, где есть большой эрозионный срез, либо буровыми работами, а гранитоиды распространены на поверхности обычно более широко, чем габбро. Эти особенности внутреннего строения габбро-гранитоидных интрузивов при картировании поверхности выявляются с большим трудом. Обычное широкое распространение на поверхности гранитов — это одно из главных затруднений на пути к выявлению природы серии, определению ее формационной принадлежности.

Схема последовательности формирования типового габбро-гранитоидного интрузива показана на рис. 87.

Суммируя закономерности, изложенные выше при описании конкретных серий, можно заключить, что породы раннего габбрового комплекса образованы магмой, интродуировавшей из наиболее глубинного промежуточного очага. Они образуют преимущественно придонные части интрузива. В процессе подъема магматического резервуара магма приобретает типичный базальтовый состав. Эволюция этого расплава примерно на уровне становления массива, т.е. в магматической камере, дает габбро-гранитоидный комплекс. Породы этого комплекса образуют сложные по составу интрузивы, в которых кремнекислые члены концентрируются преимущественно в апикальной части.

Глубинная дифференциация базальтовой магмы приводит к обособлению расплава, исходного для наиболее молодого гранитоидного комплекса, породы которого обособляются в виде самостоятельных тел внутри и за пределами габбро-гранитоидных интрузивов. Присутствие в таких телах габброидов в общем случае необязательно.

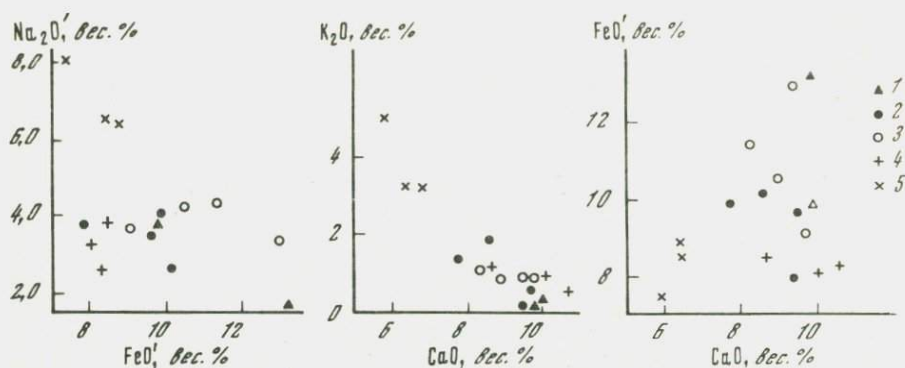
2. Важной геологической особенностью интрузивов габбро-гранитоидного формационного типа является то, что они приурочены к ареалам базальтоидного магматизма и представляют собой промежуточные магматические очаги, питающие вулканические извержения. Поэтому в большинстве случаев в габбро-гранитоидных массивах сосредоточены интрузивные аналоги целого вулканического цикла. Так, в Тагильском массиве (гл. 6) сконцентрированы породы в возрастном интервале от раннего силура до раннего девона (от комагматов натриевых колчеданоносных вулканитов до комагматов базальт-трахитовой формации), образующие малый цикл базальтоидного магматизма [132]. В Рефтинском массиве развиты комагматы позднесилурийско-раннедевонских натриевых и среднедевонских калий-натриевых вулканитов (гл. 8). Время формирования таких сложных полихронных образований составляет 20–30 млн. лет. В вулканической фации породы основного состава резко преобладают над кислыми и, по-видимому, более точно отражают истинные количественные соотношения пород, чем те, которые наблюдаются в горизонтальном срезе интрузивных тел. Таким образом, существенно базальтовый состав комагматических вулканитов — важнейший геологический аргумент в пользу генетической связи основных и кислых пород в габбро-гранитоидных сериях.

Представление о габбро-гранитоидных массивах как промежуточных магматических очагах находит подтверждение в исследовании современных вулканических центров, где на глубине разными методами устанавливаются магматические породы, которые интерпретируются как не излившаяся на поверхность и закристаллизованная под вулканом лава [73]. Характерно, что во многих случаях удается установить длительную активность вулканических центров, достигающую 20–30 млн. лет и сопоставимую со временем проявления магматизма в Тагильском, Магнитогорском, Рефтинском и других габбро-гранитных массивах. На Камчатке примером может служить Паужетская кольцевая вулcano-тектоническая структура, развивающаяся в течение по крайней мере 15 млн. лет [29].

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРОИДОВ ИЗ ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ

Габбро-гранитоидные серии представляют собой сообщества интрузивных пород, имеющие ряд универсальных особенностей эволюции и вещественного состава. Прежде чем перейти к рассмотрению серий в целом, следует остановиться на характеристике их начальных членов — габброидов.

Выделенные типы габбро-гранитоидных серий (см. табл. 1) характери-



Р и с. 88. Петрохимические диаграммы для средних составов габбро

Формации: 1 — габбро-плагиогранитная, 2 — габбро-диорит-гранитная, 3 — габбро-гранитная, 4 — тоналит-гранодиоритовая, 5 — монцодиорит-гранитная

зуются специфическим составом габброидов, представляющих собой магму, исходную для всей серии в целом.

Рассмотренные в предыдущих главах габбро-гранитоидные серии формируются на разных стадиях эволюции эвгеосинклинали — от самой ранней офиолитовой до субплатформенной. Состав серий при этом является функцией геодинамического режима на каждой стадии: строения, мощности земной коры, ее динамического состояния. В первую очередь все эти факторы сказываются на составе габброидов. Несмотря на индивидуальные особенности габбро в разных типах габбро-гранитоидных серий (рис. 88), всех их объединяет принадлежность к семейству толеитов.

В габбро-плагиогранитных сериях, часть из которых является членами офиолитовых комплексов, отмечаются наиболее примитивные габброиды, близкие по ряду параметров к океаническим толеитам. К таковым принадлежат катынадырская серия, габбро-плагиогранитная серия позднего офиолитового комплекса Кемпирсайско-Хабарнинского района, ранняя габбро-плагиогранитная серия Тагильского массива. Но даже и среди них только катынадырские габброиды близки по содержанию Rb и Sr к океаническим (см. рис. 56, 57). Все остальные габбро, входящие в состав габбро-гранитоидных серий Урала, на классификационных диаграммах Rb—Sr располагаются в поле островодужных или континентальных толеитов (рис. 99, 100). Ni/Co-отношение в габброидах из габбро-плагиогранитных серий хотя и выше, чем в других типах габбро, но никогда не достигает значений, характерных для океанических базальтов (рис. 103). Наиболее яркой петрохимической особенностью является бедность их калием. По остальным петрохимическим параметрам они не отличаются от габброидов из других типов габбро-гранитоидных серий (рис. 88, табл. 66).

Из петрохимических различий габброидов габбро-диорит-гранитной (непрерывно дифференцированной) и габбро-гранитной (контрастной) формаций следует отметить обогащенность последних железом и титаном (см. табл. 66), свойственную собственно толеитовому типу. Габброиды из непрерывно дифференцированной формации тяготеют к извещково-щелочному типу и входят в состав серий с соответствующим трендом дифференциации. Однако следует заметить, что эти различия характеризуют лишь тенденцию и не всегда выдерживаются в конкретных комплексах.

Таблица 66

Средний химический состав габбро из гранитоидных серий габбро-гранитного (I) и тоналит-гранодиоритового (II) типов

Компонент	I								II								
	Габбро-плагиогранитная	Габбро-диорит-плагиогранитная			Габбро-диорит-гранитная				Габбро-граносиенитовая	Габбро-граносиенитовая	Тоналит-гранитная			Монцодиорит-гранитная			
		1 (5)	2 (8)	3 (10)	4 (10)	5 (3)	6 (5)	7 (66)			8 (33)	9 (11)	10 (31)	11 (3)	12 (2)	13 (9)	14 (4)
SiO ₂	50,60	50,77	49,17	51,67	51,39	47,88	49,52	48,22	48,66	49,68	43,85	52,42	51,41	49,98	51,61	50,29	50,21
TiO ₂	1,17	0,83	1,34	0,92	0,90	1,66	1,99	1,94	1,28	1,16	1,16	1,02	0,86	0,97	1,61	1,69	1,72
Al ₂ O ₃	15,62	15,68	16,18	16,57	16,51	16,94	16,10	15,87	17,59	16,66	18,90	17,88	17,48	21,54	16,20	16,80	16,18
Fe ₂ O ₃	3,55	3,25	2,82	3,04	4,46	4,24	4,77	3,37	3,41	4,35	2,11	3,23	3,59	1,47	1,60	3,22	2,99
FeO	10,01	6,88	7,05	7,41	5,89	7,65	6,03	6,85	5,99	6,78	9,50	5,60	5,16	6,99	5,96	5,52	6,12
MnO	0,20	0,16	0,15	0,12	0,19	0,11	0,16	0,18	0,09	0,13	0,17	0,19	0,19	0,17	0,10	0,10	0,12
MgO	6,73	6,12	6,43	4,61	5,28	6,44	5,30	5,83	6,37	5,46	6,51	5,96	4,95	3,25	5,64	5,26	5,79
CaO	9,86	9,95	9,49	8,55	7,77	9,63	8,28	8,86	9,75	9,42	9,00	8,58	9,14	10,59	5,79	6,38	6,83
Na ₂ O	1,62	2,03	3,38	2,48	3,06	3,07	4,11	3,69	3,04	3,51	2,01	2,98	2,50	2,22	4,46	4,32	4,18
K ₂ O	0,13	0,26	0,17	1,89	1,37	0,38	1,06	0,86	0,92	0,95	2,24	1,13	0,93	0,55	5,10	3,17	3,18
P ₂ O ₅	0,06	0,19	0,09	0,27	0,18	0,13	0,37	0,26	0,20	0,26	0,87	—	0,18	0,16	0,94	1,32	1,28
П.п.п.	1,42	3,10	2,89	1,91	2,67	1,27	1,91	3,54	1,84	1,35	3,51	0,61	3,56	1,93	0,75	1,28	1,19
Σ	100,97	99,22	99,16	99,44	99,67	99,40	99,60	99,47	99,16	99,71	100,01	99,60	99,95	99,82	99,81	99,35	99,79
Нормативный состав									Нормативный состав								
Q	0,2	4,0	—	0,4	—	—	—	—	—	0,5	—	0,6	1,9	2,4	—	—	—
Or	—	—	—	11,7	8,3	—	5,3	5,5	5,7	6,0	14,8	6,8	6,3	—	29,7	19,2	19,0
Ab	15,5	21,3	32,7	23,2	28,3	30,2	37,8	34,8	27,3	31,8	13,8	26,6	23,3	22,8	21,3	31,8	30,3
An	36,0	35,0	29,7	29,8	29,7	32,7	23,2	25	32,7	27,7	37	32,8	35,2	49,7	9,2	17,3	16,0
Wo	5,7	6,9	7,3	13,2	4,2	6,1	6,8	7,9	6,4	7,5	0,4	5,5	4,5	1,6	5,7	2,8	4,1
En	19,2	18,0	18,4	16,0	15,3	6,3	6,0	0,8	6,8	6,4	—	16,7	14,4	9,2	—	—	—
Hu	21,1	14,0	0,3	—	10,0	—	—	—	—	—	—	—	13,5	13,3	—	—	—
Fo	—	—	—	—	—	9,2	6,9	11,9	8,4	6,8	14,1	3,2	—	—	11,6	11,1	12,1
Fa	—	—	10,8	—	4,3	13,4	11,9	12,2	11,5	12,5	13,7	—	—	—	8,5	9,6	10,1
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,9	—	—	—	11,2	4,5	4,8
Ap	—	0,2	1,0	0,5	0,5	0,3	0,7	0,3	0,3	0,5	2,4	—	0,3	0,3	1,7	2,5	2,5
Ru	0,9	0,6	0,3	0,6	0,6	1,2	1,4	1,4	0,9	0,8	0,9	—	0,6	0,7	1,1	1,2	—

Примечание. 1–17 – Массивы: 1 – Кынадырский, 2 – Тагильский (габбро-плагиогранитная серия), 3 – Рефтинский, 4 – Тагильский (габбро-диорит-гранитная серия), 5 – Ауэрбаховский, 6 – Некрасовский, 7 – Магнитогорский, 8 – Богдановский, 9 – Карабулакский, 10 – Кассельский, 11 – Велиховский, 12 – Верх-Исет-

ский, 13 – Милютинско-Михайловский, 14 – Городищенский, 15 – Увильдинский, 16 – Аргазинский, 17 – Степнинский. В скобках – количество анализов. Кроме анализов из коллекции авторов, использованы данные И.Н. Бушлякова, О.К. Ксенофонта, В.Я. Левина.

На большинстве диаграмм отчетливо обособляются габброиды из тоналит-гранодиоритового формационного типа – пониженным содержанием Fe и Ti в тоналит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитной формациях и повышенным содержанием щелочных металлов, в том числе и калия в монцодиорит-гранитной (см. рис. 88).

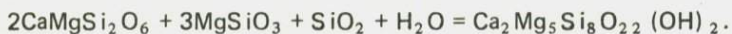
Габбро из габбро-диорит-гранитной формации и из разных серий тоналит-гранодиоритового формационного типа объединяет сходство с высокоглиноземистыми базальтами по Куно [162] или с базальтами андезитовой формации по В.А. Кутолину [59] и порфиоровой по Д.С. Штейнбергу [132]. Главная отличительная особенность их состава – повышенная лей-

кократовость по сравнению с собственно толеитовыми габброидами из контрастно дифференцированных “криволинейных” серий габбро-плагиогранитной и габбро-гранитной формаций. Эта особенность сейчас обычно объясняется повышенной водностью магмы высокоглиноземистых базальтов и хорошо согласуется с преимущественно известково-щелочным трендом их дифференциации. Х. Куно одним из первых обратил внимание на то, что известково-щелочные базальты содержат гиперстен и обособил их в “гиперстеновую” серию, противопоставив ее “пиконитовой”. Тем самым была подчеркнута более низкая температура кристаллизации известково-щелочных базальтов (раздельная кристаллизация орто- и кли-

нопироксена в противовес образованию пижонита — твердого высокотемпературного раствора этих двух минералов), связанная с их большей водонасыщенностью. Следует обратить внимание и на то, что широкое развитие ортопироксена — это указание на принадлежность известково-щелочных базальтов к ортопироксен-плагиоклазовой котектике, которая является более лейкократовой по сравнению с клинопироксен-плагиоклазовой [159]. По-видимому, оба фактора — повышенная водность и приуроченность к гиперстен-плагиоклазовой котектике — связаны: повышенное содержание воды, сдвигая состав базальта к плагиоклазовой стороне системы $Ab-Fem-An$, приближает его тем самым к ортопироксен-плагиоклазовой котектике.

Обширный материал по вещественному составу базальтов и габброидов свидетельствует о том, что в общем случае эти породы содержат два фемических силиката: орто- и клинопироксен — в насыщенных, оливин и клинопироксен — в ненасыщенных кремнеземом разностях.

При повышении содержания воды в магме в процессе дифференциации парагенезис клино- и ортопироксена сменяется реакцией амфиболом в результате реакции типа



Это один из путей образования амфиболового габбро, наиболее характерной разновидности габброидов в составе габбро-гранитоидных серий.

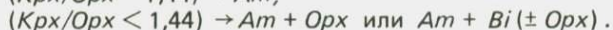
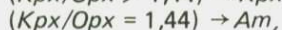
Весовое соотношение клино- и ортопироксена в указанной реакции составляет 1,44. Выполненные нами систематические подсчеты в шлифах показали, что в базальтоидных по составу двупироксеновых габбро (габбро-норитах) клинопироксена всегда в 2–2,5 раза больше, чем ортопироксена. Поэтому после осуществления реакции остается некоторое количество избыточного клинопироксена, что объясняет широкое развитие клинопироксен-амфиболовых разностей габбро.

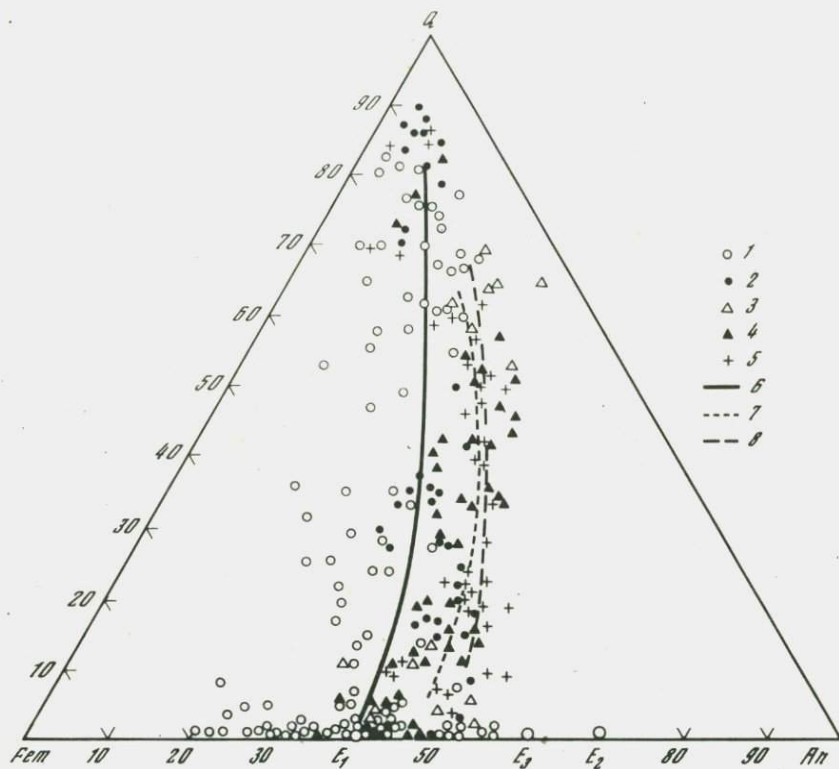
Таким образом, можно заключить, что амфиболовые габбро — это фациальная водная разновидность двупироксенового. Тот факт, что в реальных породах амфибол представлен не тремолитом, как в реакции, а глиноземистой роговой обманкой, свидетельствует об участии плагиоклаза в реакции амфиболизации пироксена, что приводит к уменьшению его количества и росту меланократовости роговообманковых габбро по сравнению с пироксеновыми.

При близости химического состава габбро из гранитоидных серий к базальтам широкое развитие в первых амфибола — это важный довод в пользу большей насыщенности водой магмы, которая застыла в виде интрузивной массы, по сравнению с базальтовой лавой.

Фракционирование амфибола вместо пироксена на разных стадиях кристаллизации обусловило некоторые важные различия интрузивных и вулканических серий, на чем мы остановимся ниже.

Повышение содержания ортопироксена, характерное для некоторых габбро известково-щелочного типа изменяет минеральный состав водных эквивалентов, так как водным аналогом ортопироксена, судя по соотношению $Mg : Si$, является биотит. В обобщенном виде схему минеральных преобразований парагенезиса фемических силикатов при повышении содержания воды в зависимости от первичных количественных соотношений клинопироксена и ортопироксена можно представить в следующем виде:





Р и с. 89. Диаграмма $FeM-Q-An$

Габбро-гранитоидные серии: 1 — магнитогорская габбро-гранитная, 2 — некрасовская габбро-диорит-гранитная, 3 — катынадырская габбро-плагиогранитная, 4 — рефтинская габбро-диорит-трондьемитовая, 5 — зауральская тоналит-гранодиоритовая. Вариационные линии: 6 — котектика $Di-Pl$, 7 — средняя для габбро-гранитоидных серий, 8 — средняя для тоналит-гранодиоритовых серий. Эвтектики: $E_1 - Di-An$ (1 бар), $E_2 - Di-An$ при $P_{H_2O} = 5$ кбар, $E_3 - En-An$ (1 бар) [143, 41, 159]

Повышенное содержание воды (или участие ортопироксена и оливина в котектике с плагиоклазом) в большинстве габбро-гранитоидных серий наглядно отображает рис. 89, на котором сплошной линией проведена котектика $Pl-Di$ при давлении 1 бар, а также показано положение эвтектики $Di-An$ при 5 кбар водного давления. Хорошо видно, что все непрерывно дифференцированные габбро-гранитоидные и все тоналит-гранодиоритовые серии смещены от сухой котектики в область повышенного давления (или в область котектики плагиоклаз-ортопироксен). Контрастные габбро-гранитоидные серии примерно соответствуют сухой котектике $Di-Pl$.

Как было показано, базальтовые по составу магмы, исходные для габбро-гранитоидных серий, не являются первичными, а представляют собой остаточные расплавы — продукты фракционирования более основных плутоических базитовых магм. Некоторые промежуточные стадии этого процесса дифференциации фиксируются в виде пород раннего габбрового комплекса. Материалы по таким габброидам еще скудны, но некоторые предварительные выводы можно сделать уже сейчас.

Габброиды раннего комплекса систематически отличаются от непосредственных гранитоидных предшественников из габбро-гранитоидного комп-

лекса повышенным содержанием Al_2O_3 , MgO , CaO , более низким содержанием TiO_2 , Fe , что сближает их с типичными плутоническими габбро из офиолитовых комплексов. В то же время ранние габброиды закономерно отличаются от плутонических альпинотипных большим приближением по всем параметрам к базальтоидам. В связи с этим возникает вопрос: являются ли габброиды раннего комплекса непосредственными мантийными выплавками, отличными по составу от альпинотипных офиолитовых вследствие различия субстрата, или производными более основных базитов, которые отсутствуют в виде внедренных масс в габбро-гранитных массивах.

Пока данных для решения этой проблемы недостаточно.

СОПРЯЖЕННОСТЬ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГАББРО И ГРАНИТОИДОВ

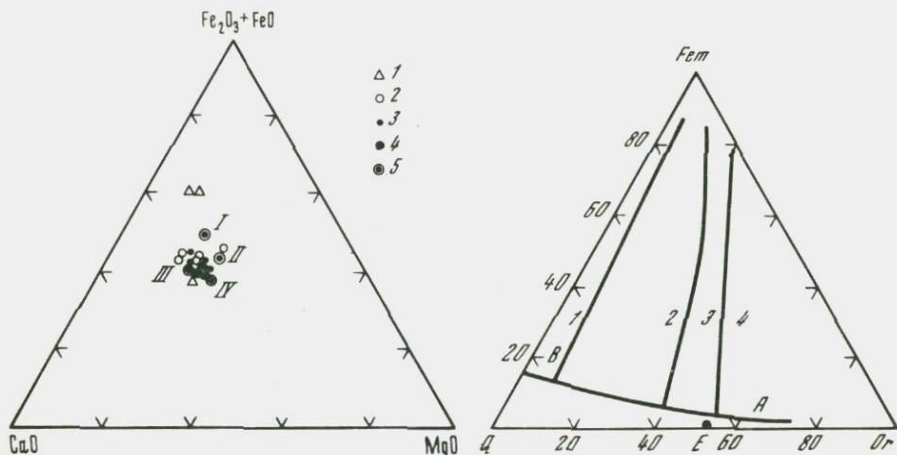
Ранее было показано, что в процессе кристаллизации гранитоидов выделяются два главных этапа [111]. В первый кристаллизуются фемические силикаты и плагиоклаз в соотношении, отвечающем котектике $Fem-Ab-Al$, а во второй — котектическая ассоциация кварц — щелочной полевой шпат — кислый плагиоклаз. Котектика первого этапа кристаллизации условно может быть названа габбровой (хотя состав продуктов кристаллизации зависит от валового состава расплава и строго соответствует габбровому только в кварцевых диоритах), а второго — гранитной.

Важным и независимым доказательством двухэтапности кристаллизации гранитоидов являются данные по составу апатита, включенного в разные породообразующие минералы. Ранее было установлено, что в гомодромном ряду пород, образующих единую серию, содержание фтора в апатите закономерно возрастает от габбро к граниту [133, 18]. Аналогичная картина выявилась и в эволюции состава апатита, включенного в минералы первого (пироксен, амфибол и плагиоклаз) и второго этапов кристаллизации (калиевый полевой шпат и кварц). Исследованиями Г.Б. Ферштатера и В.А. Чашухиной было установлено, что апатит в первом случае содержит в 1,5–2 раза меньше фтора, чем во втором. Уровень содержания фтора в апатите в разных сериях колеблется, но рост его концентрации из включений в минералах поздней “гранитной” котектики отмечается во всех случаях.

В каждой породе, входящей в габбро-гранитоидную серию, состав продуктов первого этапа кристаллизации близок к габбро первой же фазы становления массива, а состав продуктов второго этапа кристаллизации отвечает расплаву, обособляющемуся в виде поздних гранитных тел. Гранитоиды, которые занимают в сериях промежуточное положение между габбро и гранитами, являются и по вещественному составу, образно говоря, смесью двух котектик, каждая из которых представляет крайние члены серии.

Все породы, входящие в габбро-гранитные серии, обладают некоторыми общими закономерностями, петрохимическими константами, часть из которых составляет специфику данной серии, а часть свойственна всем сериям.

Фундаментальная петрохимическая закономерность заключается в том, что соотношение главных компонентов габброидов $CaO : MgO : (Fe_2O_3 + FeO)$ в породах ряда габбро — диорит — гранодиорит — адамеллит, относящихся к непрерывным сериям известково-щелочной линии и части контррастных, которые характеризуются так называемым боуэновским типом эволюции, остается практически постоянным (рис. 90). В габброидах, где общее количество окислов железа, магния и кальция обычно составляет

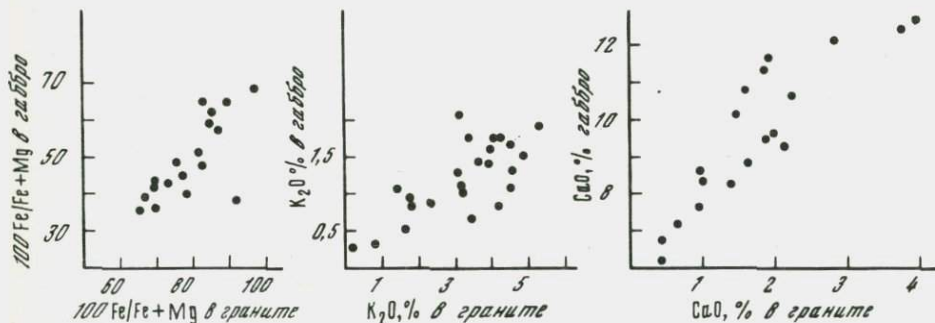


Р и с. 90. Диаграмма CaO—(Fe₂O₃+FeO)—MgO

Средние составы пород: 1 — гранит; 2 — гранодиорит и адамеллит; 3 — тоналит; 4 — габбро; 5 — базальты: I — траппы молодых платформ, II — континентальные, III — андезитовой формации, IV — океанические [59]

Р и с. 91. Диаграмма Q—Fem—Or

Цифрами обозначены области составов серий: 1 — натриевых, 2 — малокалиевых, 3 — калий-натриевых, 4 — калиевых. AB — серия предельных гранитных составов, E — эвтектика Q—Or [177]

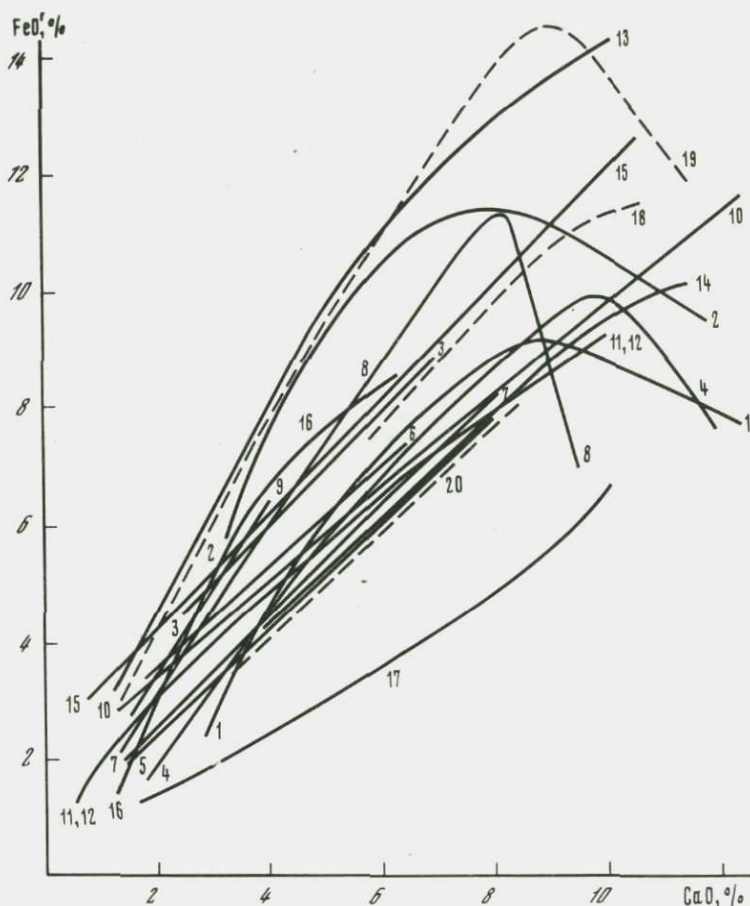


Р и с. 92. Соотношение некоторых петрохимических параметров габбро и ассоциированных с ними гранитов. Каждая точка соответствует среднему составу пород из отдельных массивов разных типов габбро-гранитоидных серий

25—30%, постоянство их соотношения определяется составом соответствующей котектики. Сохранение такого постоянства в более кислых породах известково-щелочной линии вплоть до адамеллита, где их суммарное содержание падает до 4—6%, свидетельствует о том, что в гранитоидах они принадлежат к той же котектике, что и в габбро.

Отражением этой закономерности является выдержанность отношения Fem/An для серии пород от габбро до гранита (см. рис. 89).

Важная петрохимическая константа калий-натриевых габбро-гранитных и тоналит-гранодиоритовых серий — устойчивое отношение Q/Or, главных компонентов минеральной ассоциации второго этапа кристаллизации, примерно равное кварц-ортоклазовой эвтектике (рис. 91). В натриевых и ма-

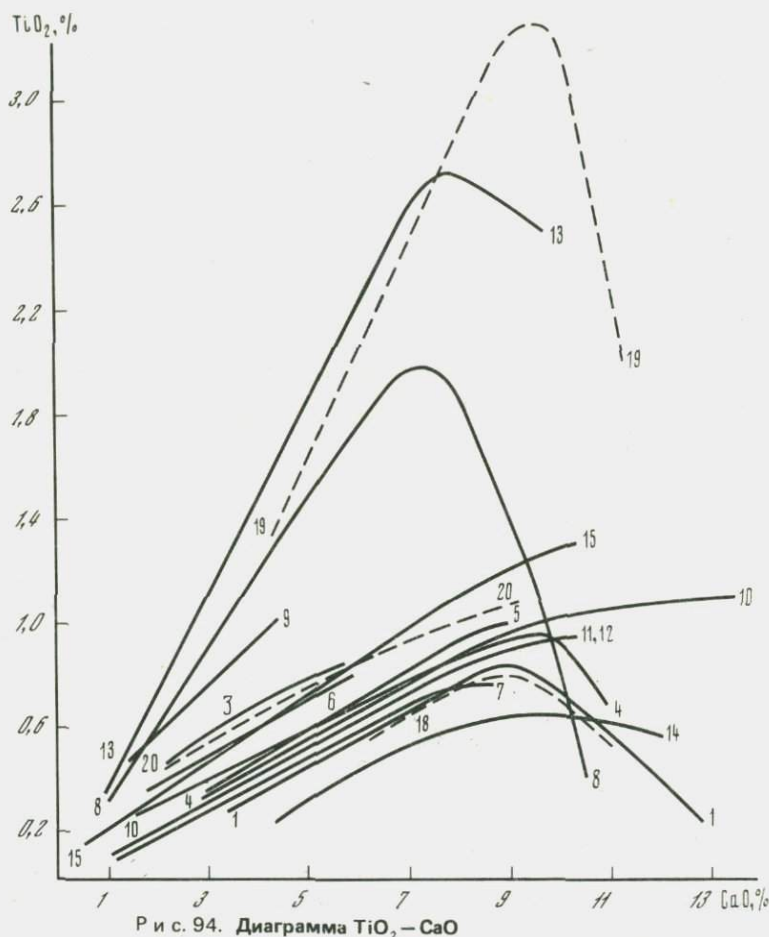


Р и с. 93. Диаграмма $\text{FeO}' - \text{CaO}$

Серии: 1–4 – габбро-плагиигранитные: 1 – катынадырская, 2 – массива Троодос [75], 3 – позднего офиолитового комплекса Кемпирсайско-Хабарнинского района, 4 – тагильская; 5–7 – Тагильская зона: 5 – тагильская диорит-трондьемитовая, 6 – тагильская диорит-гранитная, 7 – ауэрбаховская габбро-диорит-гранитная; 8–10 – Магнитогорская зона: 8, 9 – магнитогорская габбро-гранитная (9 – Московский массив), 10 – верхнеуральская габбро-сиенитовая; 11, 12 – Восточноуральская зона: 11 – рефтинская габбро-диорит-трондьемитовая, 12 – некрасовская габбро-диорит-гранитная; 13 – бердяушская габбро-гранитная; 14 – породы ассоциации калиевых габбро Кемпирсайско-Хабарнинского района (габбро-гранитная и габбро-сиенитовая формации); 15 – велиховская габбро-сиенитовая; 16 – ильменогорская монцодиорит-гранитная; 17 – анортозит-гранитная; 18–21 – серии вулканических пород: 18 – островной дуги Тонга [141], 19 – Исландии [40], 20 – Камчатки [62]

локалиевых сериях Q/Or отношение, естественно, гораздо выше. В породах этих серий парагенезис второго – гранитного – этапа кристаллизации включает вместо калишпата (и наряду с ним) альбит-олигоклаз, и точно учесть, какое количество нормативного альбита принадлежит первому этапу кристаллизации, а какое – второму, невозможно.

Рассмотренные петрохимические константы габбро-гранитоидных серий отражают котектическую природу пород, входящих в серии, но сами по се-



Р и с. 94. Диаграмма $TiO_2 - CaO$

Номера вариационных линий те же, что на рис. 93

бе еще ничего не говорят относительно природы серии, типа связи пород в ней.

О генетической связи основных, кислых и средних по составу пород свидетельствуют другие петрохимические особенности, из которых следует отметить унаследованность от габброидов петрохимического типа всей серии. Так, различное для габбро из контрастных и непрерывных серий отношение Fem/An (где Fem — сумма нормативного оливина и пироксена, а An — анортит) и неодинаковое содержание титана и железа сохраняется и в гранитоидах; вариационные линии соответствующих серий на приводимых диаграммах занимают разное положение. Даже граниты, крайние члены рассматриваемых серий, сохраняют некоторые общие с габбро особенности химического состава. Об этом свидетельствует корреляция содержаний ряда важных петрогенных окислов в габбро и гранитах из единых гомодромных серий (рис. 92). С бедным калием габбро ассоциированы плагиограниты, с габброидами, обогащенными кальцием — граниты повышенной основности и т.д.

Во многих случаях хорошо коррелируются и геохимические особенности габбро и гранитоидов. В частности, выделяются серии, в которых и габбро, и связанные с ними гранитоиды обладают повышенным содержанием стронция (рис. 99), высоким Ni/Co-отношением (рис. 103) и т.д.

Таким образом, ранняя габбровая котектика является своеобразной матрицей, "разбавление" которой кварцем дает габбро-плаггиогранитную серию, а кварцем и щелочным полевым шпатом в соотношении, отвечающем гранитной котектике, — калий-натриевую габбро-гранитоидную серию.

По некоторым компонентам различия в составе гранитоидной части серии возникают уже в процессе дифференциации. В этом случае одинаковые или очень близкие по составу габбро могут дать различающиеся по этим компонентам серии (рис. 93, 94). Никакого противоречия с изложенным выше выводом здесь нет, поскольку разнообразие серий обусловлено как составом первичной магмы, так и особенностями ее дифференциации.

Совместное действие этих взаимосвязанных факторов проявляется наиболее ярко в наличии двух главных трендов дифференциации габбро-гранитоидных серий — толеитового и известково-щелочного.

ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ ТОЛЕИТОВОГО И ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОГО ТИПА

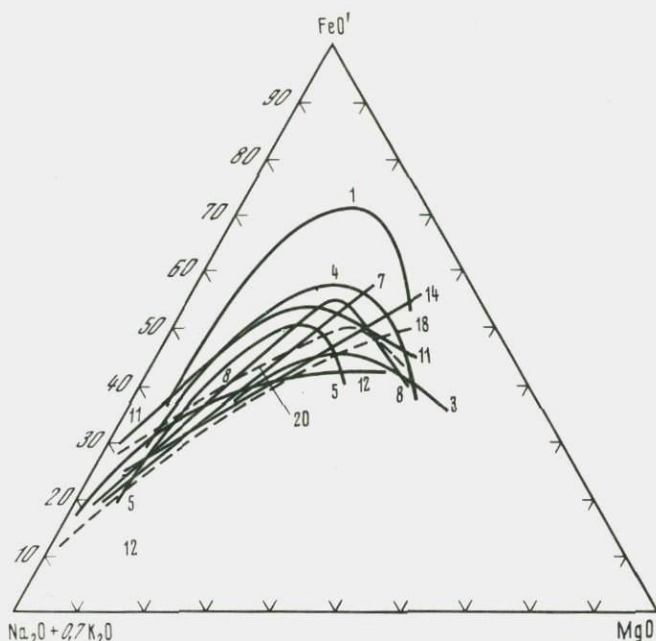
Наиболее простым и бросающимся в глаза свойством толеитовых серий издавна считалось наличие криволинейных трендов дифференциации, состоящих из двух ветвей, тогда как для известково-щелочных серий характерны прямолинейные или слабоизогнутые вариационные линии (рис. 93–95). В геологически ясных случаях устанавливается, что правые "габбровые" ветви вариационных линий "криволинейного" типа представлены породами раннего габбрового комплекса (в магнитогорской и катынадырской сериях). Отрицательная корреляция Ti и Fe с Ca обусловлена фракционированием оливина и ортопироксена, которое очень характерно для габброидов раннего комплекса и ведет к возникновению у них полосчатой текстуры. Как мы уже отмечали, в ряде изученных габбро-гранитных серий породы раннего габбрового комплекса не выявлены. Все такие серии на рис. 93, 94 дают вариационные линии без правых ветвей, отражающих отрицательную корреляцию Fe и Ti с Ca .

Таким образом, криволинейность тренда дифференциации в толеитовых сериях обусловлена наличием раннего габбрового комплекса. В сериях с известково-щелочным или промежуточным трендом ранний габбровый комплекс не обнаруживается на современном эрозийном срезе. О его возможном присутствии на глубине свидетельствуют многочисленные ксенолиты высокоосновных базитов, которые отмечаются во многих известково-щелочных вулканитах [22, 136, 15], очень близкие по составу к плутоническим габбро.

В то же время необходимо отметить, что большинство габбро-гранитоидных серий и в собственно гранитоидной части отличается по типу дифференциации от стандартных известково-щелочных, образуя в разной мере изогнутые линии на диаграмме AFM (см. рис. 95).

Отсюда можно заключить, что часто по петрохимическим данным резкую границу между толеитовыми и известково-щелочными сериями провести трудно, и лишь сумма геологических и вещественных особенностей позволяет классифицировать серии по такому важному признаку, как тип дифференциации.

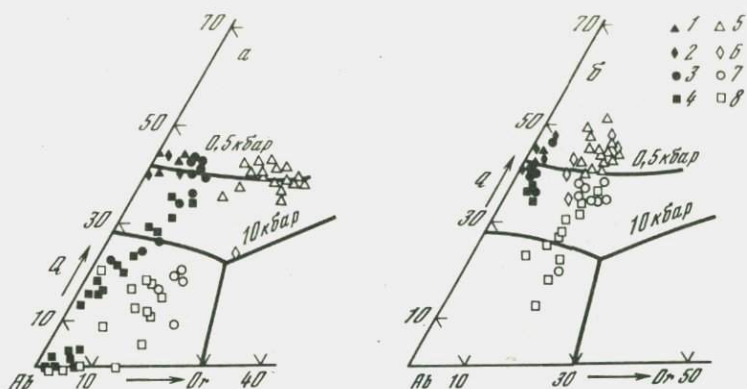
К этим особенностям принадлежит, в частности, степень контрастности



Р и с. 95. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O}) - \text{FeO}' - \text{MgO}$ (AFM)
Номера линий те же, что на рис. 93

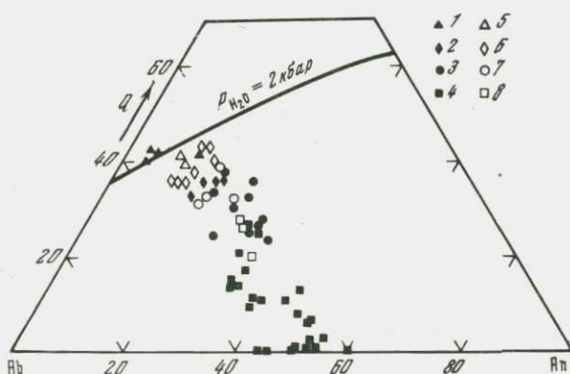
серии. Толеитовые серии характеризуются контрастной дифференциацией, отличительная черта которой состоит в том, что породы среднего состава развиты слабо, а породы, представляющие две главные котектики — габбро и предельные граниты, пользуются более широким развитием. Толеитовые серии относятся к классу завершенных, по терминологии Э.П. Изюха [39]. В известково-щелочных сериях картина распределения пород иная: непрерывная дифференциация в них сочетается с относительно слабым развитием гранитов. Подобные серии практически прекращают свое развитие на уровне гранодиоритов или адамеллитов, а граниты в них отмечаются обычно в виде небольших жильных тел.

Выше мы рассмотрели некоторые различия в составе габброидов из толеитовых и известково-щелочных серий. Петрохимическое изучение показало, что наиболее близкие к гранитам и предшествующие им по времени образования породы — гранодиориты — в завершенных и незавершенных (т.е. в толеитовых и известково-щелочных) сериях также различаются по химическому составу. В последних гранодиориты характеризуются соотношением нормативных количеств альбита, ортоклаза и кварца — главных компонентов гранита, отвечающим кварц-щелочнополевошпатовой котектике, и на диаграмме (рис. 96) их фигуративные точки образуют единые поля с гранитами. Например, в непрерывно дифференцированной рефтинской габбро-плагиигранитоидной серии плагииграниты резко подчинены в количественном отношении плагиигранодиоритам и образуют в последних небольшие жилы. На диаграмме плагииграниты и плагиигранодиориты располагаются в едином поле, вытянутом вдоль котектической линии. Начиная с 66% кремнезема, породы этой серии характеризуются единым кварц-щелочнополевошпатовым отношением, таким же, как



Р и с. 96. **Диаграмма Ab-Q-Or**

а. 1-4 — породы рефтинской серии: 1 — плагиограниты, 2 — плагиоадамеллиты, 3 — плагиогранодиориты, 4 — кварцевые диориты, габбро-диориты и габбро; 5-8 — породы некрасовской серии: 5 — граниты, 6 — адамеллиты, 7 — гранодиориты, 8 — кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро и габбро-нориты. б. 1-4 — плагиогранитоиды Хабаровинского массива: 1 — плагиограниты, 2 — плагиоадамеллиты, 3 — плагиогранодиориты, 4 — кварцевые диориты; 5-8 — породы габбро-диорит-трондьемитовой серии Тагильского массива: 5 — плагиограниты, 6 — плагиоадамеллиты, 7 — плагиогранодиориты, 8 — кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро. Котектические линии по данным [165, 177]



Р и с. 97. **Диаграмма Ab-Q-An**

1-4 — породы рефтинской серии: 1 — плагиограниты, 2 — плагиоадамеллиты, 3 — плагиогранодиориты, 4 — кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро; 5-8 — плагиогранитоиды Хабаровинского массива: 5 — плагиограниты, 6 — плагиоадамеллиты, 7 — плагиогранодиориты, 8 — кварцевые диориты. Котектическая линия по данным [165, 177, 175]

в предельных гранитах. Совершенно аналогичная картина наблюдается в плагиогранитоидах Хабаровинского массива, среди которых резко преобладают плагиогранодиориты и плагиоадамеллиты (см. рис. 96). И в этой серии от гранитов обособляются лишь породы с содержанием кремнезема меньшим, чем 66%. Таким образом, плагиогранодиориты и плагиоадамеллиты в этих сериях можно представить как гранит с примесью железомagneиновых компонентов и анортита. Вследствие повышенного содержания анортита на диаграмме Ab-Q-An (рис. 97) гранодиориты четко обособ-

ляются от гранитов, и только последние примыкают к котектике кварц-плагиоклаз.

Иная картина наблюдается в сериях, характеризующихся широким развитаем гранитов и плагиогранитов. В таких сериях гранодиориты заметно обособляются на диаграмме $Ab-Q-Or$ от предельных по содержанию кремнезема пород, не достигая кварц-щелочнополевошпатовой котектики. Примером могут служить малокалиевая серия Тагильского массива, завершающаяся так называемыми левихинскими плагиогранитами, а также некрасовская серия, часто пространственно совмещенная с рефтинской и прорывающая ее. В этих сериях фигуративные точки гранитов и гранодиоритов разобщены, и последние отличаются от гранитов не только абсолютным содержанием кварца, но и меньшим кварц-щелочнополевошпатовым отношением (см. рис. 96).

Выявленные особенности химического состава гранодиоритов в завершенных и незавершенных сериях, по-видимому, могут объяснить сам факт наличия двух типов серий. В непрерывно дифференцированных незавершенных сериях гранодиориты имеют соотношение легкоплавких компонентов — альбита, ортоклаза и кварца — близкое к кварц-щелочнополевошпатовой котектике, т.е. к граниту, и неспособны в силу этой "предельности" своего состава в больших масштабах продуцировать гранит, последующий (и последний) член серии. В завершенных сериях по соотношению Ab, Q и Or гранодиориты отличаются от гранитов, являются более высокотемпературными и имеют возможность эволюционировать до наиболее низкотемпературного предельного гранитного состава.

Первопричина выявленных различий в составе гранитоидов из разных типов габбро-гранитоидных серий кроется в составе исходной магмы. Обогащенная водой магма известково-щелочных серий, более известковистая и глиноземистая по сравнению с типичной толеитовой, в процессе дифференциации достигает кварц-щелочнополевошпатовой котектики при меньшем содержании кремнезема, чем толеитовая, и в связи с этим завершает свою эволюцию преимущественно в области непередельных пород. Большую роль при этом играет ранняя кристаллизация магнетита, обеспечивающая быстрый темп накопления кремнезема в остаточном расплаве и боуэновский тренд дифференциации.

Повышенное содержание воды в известково-щелочных магмах определяет их большую в целом лейкократовость по сравнению с собственно толеитовыми и пониженную температуру кристаллизации. С этим связана ранняя кристаллизация в них избыточного по отношению к низкобарической котектике плагиоклаза (плагиопорфиновые разности среди вулканических комагматов), принадлежность к гиперстеновой, а не к пижонитовой серии, более низкое содержание железа и титана по сравнению с типичными толеитовыми разностями.

Габбро-гранитоидные серии часто содержат породы повышенной щелочности: сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, щелочные граниты. В сериях толеитового и известково-щелочного типа эти породы резко различны. Повышенная щелочность гранитоидов в известково-щелочных габбро-сиенитовых сериях типа велиховской (№ 15 на рис. 93, 94, 99—100) и верхнеуральской (№ 10) или в породах, входящих в ассоциацию калиевых габброидов Кемпирсайско-Хабарнинского района (№ 14), выражается в более высоком содержании щелочных металлов и пониженном количестве кварца (сиенитовый уклон) по сравнению с гранитоидами "нормальной" щелочности с таким же цветным индексом и близким содержанием кальция. Для минерального состава пород типичен парагенезис плагиоклаза с биотитом, который появляется в самых ранних и меланократовых раз-

ностях, т.е. в габброидах. Геохимическая специфика определяется высокими концентрациями рубидия, стронция (см. рис. 99–101) и бария. В соответствии с рекомендациями терминологической комиссии [46] такие породы относятся к ряду повышенной щелочности.

Породы повышенной щелочности в сериях толеитового типа (например, в магнитогорской габбро-гранитоидной) обеднены кальцием по сравнению с разностями нормального ряда. Плаггиоклаз для них не типичен, и его место занимает анортоклаз. В роли темноцветных минералов выступают пироксен (эгирин, эгирин-авгит) или щелочной амфибол; биотит либо отсутствует вовсе, либо представлен лепидомелановой разновидностью, например в щелочных гранитах Кольского полуострова [10]. Такие породы приближаются уже к настоящим щелочным агапитовым. Содержание стронция и бария в них понижено по сравнению с разностями нормального ряда.

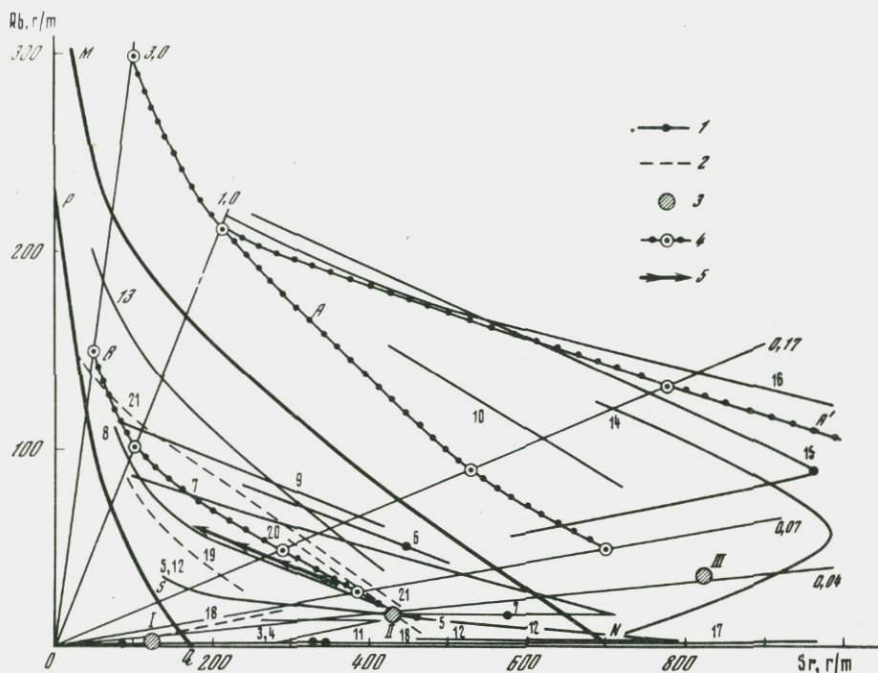
С точки зрения геохимической специализации породы повышенной щелочности толеитового типа можно определить как "низкостронциевые", а известково-щелочного — как "высокостронциевые". Различаются они систематически и содержаниями других элементов. Породы повышенной щелочности толеитового типа обогащены Y и Zr , имеют более низкое La/Yb -отношение.

Так же, как и другие параметры, определяющие толеитовый или известково-щелочной тип серии, особенности пород повышенной щелочности выдерживаются лишь как более или менее выраженная тенденция. Нередко в одной и той же серии проявляются оба типа. Например, в магнитогорской серии Московский массив относится к позднему граносиенитовому комплексу и сложен биотитовыми разностями с порфиоровыми выделениями плаггиоклаза [109]. Эти породы заметно обогащены Rb и Sr по сравнению с граносиенитами габбро-гранитоидного комплекса, обеднены Zr , Y , имеют низкое La/Yb -отношение и приближаются по этим параметрам к верхнеуральской серии, упомянутой выше в качестве характерной для высокостронциевого известково-щелочного типа (см. рис. 66, 67, 69, 70). В Карабулакском массиве той же магнитогорской серии породы граносиенитового комплекса, напротив, представлены низкостронциевыми щелочными разностями, не содержащими биотита и плаггиоклаза. Концентрация Y и Zr в них максимальна.

Эта тенденция является ведущей для магнитогорской серии и отчетливо проявлена в эффузивных комагматах. Однако и среди вулканитов выделяются высокостронциевые разности известково-щелочного типа, которые обособляются в андезитовую толщу средневизейского возраста [109]. Такие известково-щелочные отклонения от толеитового в целом тренда дифференциации обусловлены, возможно, вариациями водонасыщенности магмы. Другие факторы, ответственные за подобные вариации, остаются неясными даже для такой детально изученной серии, как магнитогорская.

Схематически условия толеитового и известково-щелочного фракционирования показаны на рис. 98. Некоторая условность в положении кривых плавления, связанная с вариациями состава и флюидонасыщенности, не меняет принципиально картины. Линии FE и PM показывают два предельных пути эволюции базитовых магм: PM — контрастный преимущественно толеитовый и EF — непрерывный преимущественно известково-щелочной.

На первом пути эволюции андезитовый расплав может обособиться от базальтового в области низких давлений в небольшом температурном интервале (около 100°), перекрывающем область существования любых андезитовых расплавов от сухих до водонасыщенных. Этим, вероятно, обусловлена относительная редкость андезитов и других средних по составу



Р и с. 98. Схема эволюции толеитовых (PM) и известково-щелочных (FNE и FNM) серий

Сплошные линии — кривые плавления толеита (Т), андезита (А), гранита (G) в сухих и водонасыщенных ($P = P_{H_2O}$) условиях [169, 177, 90, 152], а также ликвидус системы $Di - Fo - An$ [170]; штриховые линии — содержание кварца в гранитной эвтектике [177, 165] и диопсида — в эвтектике диопсид—анортит [143, 179] при разном водном и общем давлении

ву пород (тоналитов, кварцевых диоритов) в контрастных толеитовых магматических сериях. Эволюция этого типа завершается обособлением на небольшой глубине маловодных гранитных расплавов (точка М).

Во втором случае эволюция магматического расплава осуществляется в области высоких давлений. В зависимости от водонасыщенности температурный интервал существования андезитовой жидкости составляет до 400° , что обеспечивает благоприятные условия для обособления крупных масс соответствующих расплавов и непрерывный тренд дифференциации. При эволюции андезитового расплава в глубинных условиях (участок NE) он может дать в качестве остаточного расплава водную гранитную магму (E), не способную интродуцировать в верхние горизонты; в случае интрузии в малоглубинные промежуточные очаги (участок NM) конечным продуктом эволюции того же андезитового расплава (N) будет маловодный гранит (M). На этом участке в области высоких давлений, примыкающей к сухому гранитному ликвидусу, обособляются адамеллиты, содержащие 25–30% кварца, тогда как в точке М устойчив предельный гранит с 40% кварца. Таким путем, как уже отмечалось, возникают бимодальные адамеллит-гранитные ассоциации, типичные для вулкано-интрузивной группы. Приводимая схема наглядно иллюстрирует и повышенную лейкократность базальтоидов известково-щелочного ряда, эволю-

ционная линия которых располагается в области котектик с низким содержанием диопсида.

Естественно, что рассматриваемая схема заведомо огрублена. Реальные пути эволюции разнообразны, что и определяет наличие промежуточных типов пород между типичными толеитовыми и известково-щелочными, но предельные случаи иллюстрируются достаточно наглядно. В соответствии с изложенным известково-щелочные серии могут быть определены как барофильные, а толеитовые — как барофобные. Предлагаемые термины довольно точно отражают физико-химическую сущность двух рассмотренных типов серий и с этой точки зрения более приемлемы, чем принятые в настоящее время. Это тем более важно, что многочисленные попытки выделения толеитовых и известково-щелочных серий по уровню содержания щелочных металлов (что и отражается в терминологии) нельзя признать удачными, так как уровень этот в том и другом типе серий перекрывается.

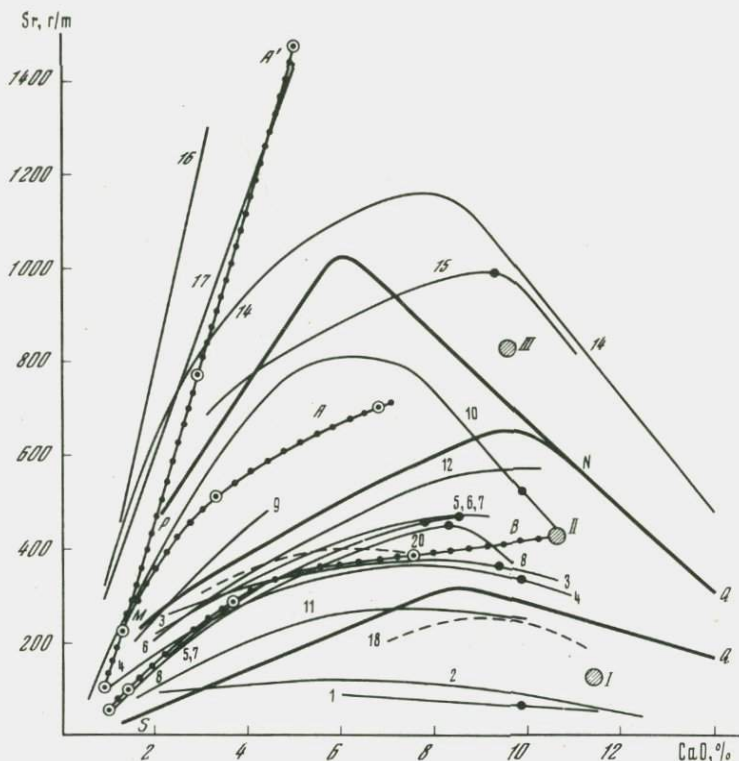
В обобщенном виде основные особенности толеитовых (барофобных; I) и известково-щелочных (барофильных; II) габбро-гранитоидных серий приведены ниже.

	I	II
Тренд дифференциации	Криволинейный	Большой частью прямой
Распределение пород в серии по содержанию SiO_2	Бимодальное, контрастное	Полимодальное, непрерывное
Завершенность эволюции	Завершенная	Незавершенная
Характерные особенности состава:		
габбро	Отвечает по составу толеитовому базальту пижонитовой серии; $Krx/Orx > 1,44$	Отвечает по составу "высокоглиноземистому" базальту гиперстенитовой серии; $Krx/Orx < 1,44$
гранодиоритов	Fsp/Q больше, чем в гранитной котектике	Fsp/Q соответствует гранитной котектике
пород повышенной щелочности	Rx и (или) Am в парагенезисе с анортклазом, содержание Sr , Ba ниже, чем в породах нормальной щелочности	Rx и (или) Am в парагенезисе с Bi и Pl , содержание Sr , Ba выше, чем в породах нормальной щелочности

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЕДУЩЕЙ РОЛИ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ

Приведенные выше петрохимические данные по закономерным гомодромным габбро-гранитным сериям характеризуют такие серии, как системы с эволюционным типом развития. Каждая более кислая и поздняя по времени кристаллизации порода выводится из более ранней и основной с сохранением некоторых важных особенностей состава, составляющих вещественную специфику данной серии. Именно в габброидах (базальтах) как бы заключен генетический код, определяющий состав и строение той гомодромной серии магматитов, в которую они входят.

Указанные закономерности, свидетельствуя о тесной генетической связи основных и кислых пород, сами по себе еще мало что говорят о механизме возникновения закономерных ассоциаций магматических пород разного



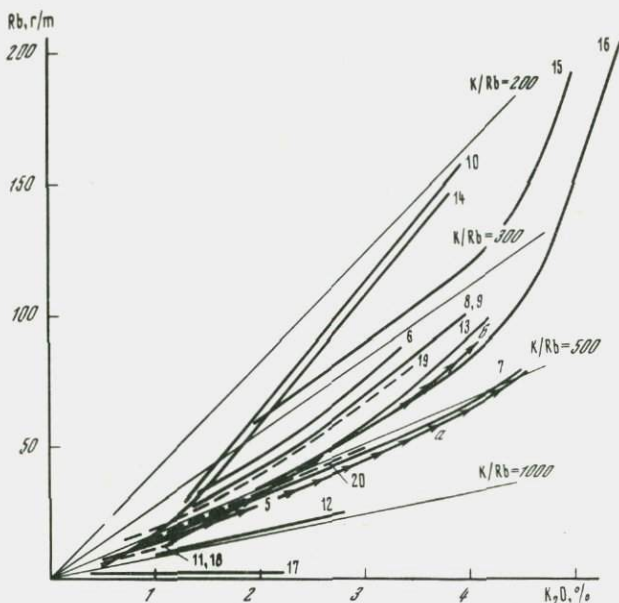
Р и с. 99. Диаграмма Rb—Sr

1, 2 — вариационные линии (номера те же, что на рис. 93): 1 — габбро-гранитоидных серий (точки — средние составы габбро), 2 — эффузивных серий; 3 — средние составы базальтов [65]: I — океанического, II — континентального, III — щелочного; 4 — средние тренды эволюции разных по составу магм: A' — монцодиоритовой (латитовой), A — тоналитовой (андезитовой); B — островодужной и континентальной толеитовой; точками в кружках обозначены средние составы пород — тоналитов (расположены на луче $Rb/Sr = 0,07$), гранодиоритов ($Rb/Sr = 0,17$), адамеллитов (1,0), гранитов (3,0); 5 — расчетный тренд эволюции магнитогорской габбро-гранитной серии (табл. 67). Поля пород, производных разных исходных магм: OSQ — толеитовой океанической, OPMN — толеитовой континентальной и островодужной, выше линии MN — толеитовой повышенной щелочности, андезитовой, латитовой

состава. Однако они заставляют критически относиться к тем гипотезам, в которых предполагается генетическая самостоятельность основной и кислой магмы в габбро-гранитных сериях.

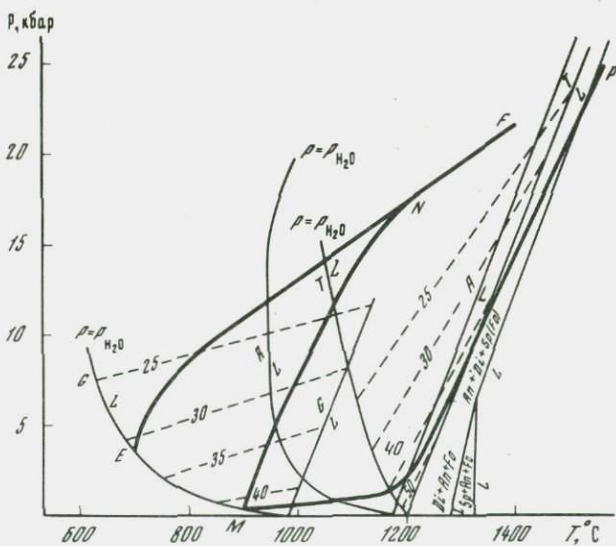
Выявление механизма эволюции магм повышенной основности, который ответствен за массовое образование закономерных серий магматитов — одна из главных задач петрологии. В предыдущих главах мы уже привели прямые геологические доказательства возникновения пород габбро-гранитного формационного типа в результате внутрикамерной кристаллизационной дифференциации. Важный дополнительный довод в пользу такого механизма возникновения габбро-гранитоидных серий дают геохимические данные, в частности особенности распределения Rb и Sr (рис. 99—101).

Прежде всего необходимо отметить, что соотношение Rb и Sr в габброидах, с одной стороны, и в габбро-гранитном ряду — с другой, неодинаково.



Р и с. 100. Диаграмма Sr—CaO

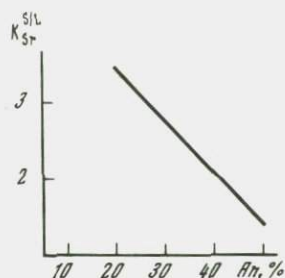
Обозначения те же, что на рис. 99, номера серий те же, что на рис. 93. Поля пород, производных разных исходных магм: ниже линии SQ — толеитовой океанической, MNQS — толеитовой континентальной и островодужной, MNP — толеитовой повышенной щелочности и андезитовой, выше линии PNQ — лагитовой, толеитовой повышенной щелочности и щелочнобазальтовой



Р и с. 101. Диаграмма Rb—K₂O

Обозначения те же, что на рис. 99, номера серий те же, что на рис. 93. Цифры около лучей — величины K/Rb-отношения; а, б — расчетные тренды эволюции магмы, отвечающей по составу среднему габбро магнитогорской серии при фракционировании котектик Di—Pl (а) и Am—Pl (б)

Р и с. 102. Величина коэффициента распределения Sr между плагиоклазом и расплавом в зависимости от содержания An в плагиоклазе



В первых содержания этих элементов связаны прямой зависимостью: с ростом лейкократности габбро и уменьшением в них количества кальция концентрации стронция и рубидия возрастают. В гомодромной последовательности пород от габбро до гранита с уменьшением количества кальция концентрация стронция в большинстве случаев также уменьшается, а рубидия — возрастает (см. рис. 99, 100). Эти известные закономерности обусловлены особенностями распределения Rb и Sr, которые рассматриваются ниже.

Мы уже отмечали, что эволюция пород в габбро-гранитных сериях происходит в результате фракционирования котектики системы альбит (*Ab*) — фемические минералы (*Fem*) — анортит (*An*). Максимальное значение коэффициента распределения рубидия между минералами этой котектики, с одной стороны, и расплавом — с другой ($K_{Rb}^{s/l}$) может быть принято равным 0,1, и только вследствие появления биотита в ассоциации с плагиоклазом An_{30} оно повышается до 0,2. Коэффициент распределения стронция между фемическими минералами и расплавом в соответствии с изменением состава этих минералов в реакционном ряду Боузна варьирует примерно от 0,1 (для смеси орто- и клинопироксена) до 0,5 (для роговой обманки). Коэффициент распределения стронция между плагиоклазом и расплавом сильно зависит от состава плагиоклаза (рис. 102). Зная количественные соотношения между фемическими минералами и плагиоклазом в зависимости от состава последнего в котектике системы *Ab—Fem—An*, можно рассчитать суммарный коэффициент распределения Sr ($K_{Sr}^{s/l}$) между смесью плагиоклаза и фемических минералов этой котектики и равновесным расплавом:

N Pl	Pl	Fem	$K_{Sr}^{Pl/l}$	$K_{Sr}^{Fem/l}$	$K_{Sr}^{s/l}$	$K_{Rb}^{s/l}$
90	45	55	1,4	0,1	0,69	0,1
80	49	51	1,7	0,2	0,94	0,1
70	51	49	2,1	0,2	1,17	0,1
60	58	42	2,4	0,3	1,52	0,1
50	63	37	2,7	0,4	1,85	0,1
40	68	32	3,1	0,5	2,27	0,1
30	82	18	3,4	0,5	2,88	0,2

В качестве примера по указанным значениям $K_{Rb}^{s/l}$ и $K_{Sr}^{s/l}$ рассчитаны концентрации Rb и Sr в продуктах последовательного удаления из габбро, отвечающего составу исходной магмы магнитогорской габбро-гранитоидной серии, котектической смеси фемических минералов и плагиоклаза, номер которого в каждом следующем этапе фракционирования уменьшается на 10 (табл. 67). Объем твердых фаз в 30% примерно соответствует тому их количеству, которое следует удалить из каждой предшествующей по времени кристаллизации породы для того, чтобы получить наблюдаемую в Магнитогорском массиве дискретную серию пород. Результаты расчетов совпадают с реальным значением концентраций Rb и Sr в магнитогорской серии (см. рис. 66, 99). Аналогичные расчеты неоднократно использовались для сравнения особенностей распределения редких элементов, наблюдае-

Таблица 67

Результаты расчета содержаний Rb и Sr в продуктах последовательной дифференциации габбро (магнитогорская габбро-гранитная серия)

Компонент	Исходное габбро	Составы остатков после удаления из каждой предыдущей породы 30% котектики плагиоклаз разного состава + фемические минералы				
		An_{70}^*	An_{60}	An_{50}	An_{40}	An_{30}
Rb	15	21	28	38	53	69
Sr	500	475	411	327	236	151

* An_{70} — состав удаляемого плагиоклаза, находящегося в смеси с фемическими минералами.

мых в реальных сериях пород, преимущественно эффузивных, с моделью кристаллизационной дифференциации [85, 93, 151]; результаты дают хорошее совпадение.

Прямым подтверждением этой модели следует считать данные об изменении содержания Rb и Sr в каждой отдельно взятой эффузивной породе в результате кристаллизации вкрапленников [151]. Линии, связывающие состав породы в целом и ее основной массы, хорошо совпадают с вариационными линиями серий, в которые эти породы входят.

Из приведенных выше расчетов суммарного коэффициента распределения Sr следует, что при кристаллизации плагиоклаза, более основного, чем An_{80} , $K_{Sr}^{s/l}$, так же как и $K_{Rb}^{s/l}$ меньше 1. Связанное с этим совместное накопление и Sr и Rb в расплаве вызывает прямую корреляцию этих элементов в габбровых и некоторых габбро-гранитоидных комплексах, дифференциация которых обусловлена фракционированием очень основного плагиоклаза. Действительно, все вариационные линии, имеющие на рис. 99 положительный наклон, представляют породы с плагиоклазом An_{80} и выше. Это относится и к парам порода—основная масса. Увеличение содержания Rb и Sr в основной массе отмечается в тех случаях, когда породы содержат вкрапленники битовнита и анортита. Таким образом, все основные закономерности геохимии Rb и Sr в габбро-гранитоидных сериях хорошо согласуются с особенностями распределения этих элементов между главными порообразующими минералами и расплавом и отвечают модели образования серий магматических пород в результате кристаллизационной дифференциации разных по составу магм.

Изучение поведения рассеянных элементов группы железа в магнитогорской серии позволяет выявить важные детали фракционирования, которыми и обусловлено наблюдаемое разнообразие пород в габбро-гранитных сериях и их вещественные особенности.

Мы выполнили расчеты содержаний V, Ni, Co в остаточном расплаве для разных вариантов фракционирования: диопсид-плагиоклазовой, диопсид-магнетит-плагиоклазовой и амфибол-плагиоклазовой котектик. Условия расчета во всех случаях были одинаковы — каждый следующий этап фракционирования отличается от предыдущего удалением 30% твердых фаз, которые взяты в количественном отношении, соответствующем котектике названных выше минералов с плагиоклазом разного состава. Шаг изменения состава плагиоклаза составляет 10 номеров.

Расчеты выполнялись по формуле $C_L^n = C_0^n \cdot F^{k^n - 1}$, где C_0^n — кон-

Таблица 68

Номер расчета	Номер Pl	Доля Di или Am в котектике	$Di-Pl$ котектика			$Am-Pl$ котектика		
			K^{Ni}	K^{Co}	K^V	K^{Ni}	K^{Co}	K^V
1	70	0,49	2,94	0,98	0,54	3,92	6,37	4,9
2	60	0,42	2,52	0,84	0,46	3,36	5,46	4,2
3	50	0,37	2,22	0,74	0,41	2,96	4,81	3,7
4	40	0,32	1,92	0,64	0,35	2,56	4,16	3,2

Таблица 69

Номер расчета	$Di-Pl$ котектика			$Am-Pl$ котектика		
	C_L^{Ni}	C_L^{Co}	C_L^V	C_L^{Ni}	C_L^{Co}	C_L^V
1	7,5	30,2	365	5,3	4,4	77
2	4,4	32,0	443	2,3	0,9	25
3	2,1	35,1	547	1,1	0,2	10
4	0,5	39,9	690	0,7	0,1	4

центрация (г/т) элемента n в исходном расплаве (за исходный принят средний состав габбро магнитогорской серии: $Ni = 15$ г/т, $Co = 30$, $V = 310$), C_L^n — концентрация элемента n в остаточном расплаве, F — доля остаточного расплава, K^n — валовый коэффициент распределения элемента n между твердыми фазами и расплавом: $K^n = \sum K_m^n X_m$, где K_m^n — коэффициент распределения элемента n между минералом m и расплавом, X_m — весовая доля минерала m . И использованные значения коэффициентов распределения $K_m^{Ni} : K_{Di}^{Ni} = 6$, $K_{Am}^{Ni} = 8$, $K_{Mt}^{Ni} = 5$, $K_{Di}^{Co} = 2$, $K_{Am}^{Co} = 13$, $K_{Mt}^{Co} = 5$, $K_{Di}^V = 1,1$, $K_{Am}^V = 10$, $K_{Mt}^V = 30$, $K_{Pl}^{Ni,Co,V} = 0,01$ [152, 160].

Результаты расчета валового коэффициента распределения (K^n) для безмагнетитовых смесей разного состава приводятся в табл. 68.

Концентрации (г/т) никеля, кобальта и ванадия в остаточном расплаве после удаления 30% твердых фаз, взятых в пропорции, отвечающей расчетам № 1–4, в соответствии с приведенными выше валовыми коэффициентами распределения даны в табл. 69.

Добавление магнетита к амфибол-плагиоклазовой котектике принципиально не меняет картины. Изменяется только темп обеднения никелем, кобальтом и ванадием. Что же касается диопсид-плагиоклазовой смеси, то примесь магнетита к удаляемым фазам ведет к уменьшению содержания ванадия в остаточном расплаве в отличие от роста его содержания при фракционировании диопсид-плагиоклазовой котектики без магнетита.

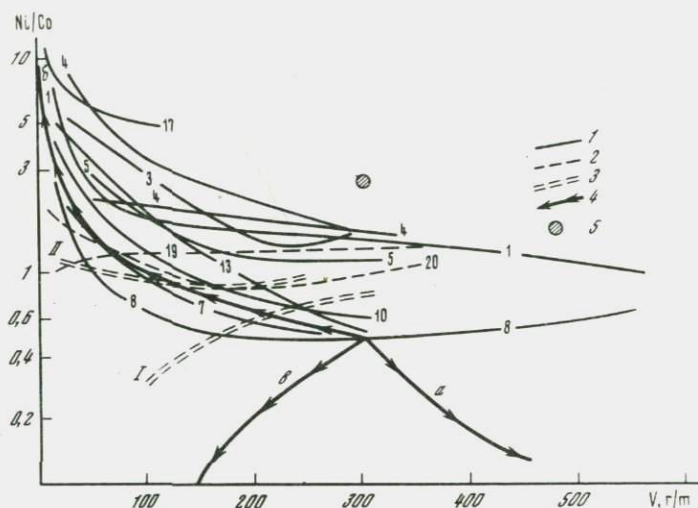
В табл. 70 приводится расчет валового коэффициента распределения ванадия (K^V) между расплавом андезито-базальтового состава и котектической смесью плагиоклаза разного состава с диопсидом и магнетитом, а также концентрации ванадия в остаточном расплаве после удаления, как и в предыдущих расчетах, 30% твердых фаз. Принято, что в каждом последующем расчете количество магнетита уменьшается на 0,5%.

Таблица 70

Номер рас- чета	Номер <i>Pi</i>	Доля в котектике, вес. %		$K_{Di}^V X_{Di}$	$K_{Mt}^V X_{Mt}$	K^V	$C_{L'}^V, \text{г/т}$	Ni/Co
		X_{Di}	X_{Mt}					
1	70	0,440	0,050	0,48	1,50	1,98	218	0,25
2	60	0,375	0,045	0,41	1,35	1,76	166	0,14
3	50	0,330	0,040	0,36	1,20	1,56	136	0,06
4	40	0,285	0,035	0,31	1,05	1,36	115	0,04

Как следует из табл. 69 фракционирование безмагнетитовой клинопироксен-плаггиоклазовой котектики ведет к обогащению остаточного расплава ванадием и уменьшению Ni/Co-отношения (рис. 103, линия *a*), т.е. дает тренд, характерный для эволюции габброидов. В габбро-гранитоидных сериях содержание ванадия в более молодых и кремнекислых породах всегда уменьшается. В случае пироксенового фракционирования такую тенденцию может обеспечить лишь удаление вместе с пироксеном магнетита. При этом параллельно с уменьшением концентрации ванадия падает и Ni/Co-отношение (рис. 103, линия *b*). Такой тренд магнитогорская серия имеет на ранних стадиях фракционирования при высокой концентрации ванадия, свойственной породам повышенной основности. Так как коэффициент распределения ванадия между клинопироксеном и расплавом много меньше, чем между амфиболом и расплавом, то начало кристаллизации роговой обманки всегда ведет к уменьшению содержания ванадия в остаточном расплаве. Соответственно меняется и Ni/Co-отношение. Для оливина и диопсида коэффициент распределения никеля между этими минералами и расплавом больше, чем кобальта ($K_{Ol, Di}^{Ni} > K_{Ol, Di}^{Co}$), а для роговой обманки значения этих коэффициентов связаны обратной зависимостью: $K_{Am}^{Ni} < K_{Am}^{Co}$ [160]. Следовательно, начало кристаллизации роговой обманки должно резко изменить тренд дифференциации в координатах Ni/Co—V (рис. 103, линия *b*). Такой тренд хорошо совпадает с реальным поведением никеля, кобальта и ванадия как в магнитогорской, так и в большинстве других габбро-гранитоидных серий. Таким образом, судя по особенностям распределения Ni, Co, V в породах магнитогорской и ряда других серий, можно предположить, что в начале их эволюция регулируется фракционированием магнетит-пироксен-плаггиоклазовой смеси, а смена габбровых и диоритовых составов гранитоидными обусловлена началом фракционирования амфибол-плаггиоклазовой котектики, кристаллизация которой стимулируется ростом содержания воды. Примесь магнетита к этой котектике принципиально не изменит вид вариационной кривой, а будет влиять только на темп роста Ni/Co-отношения.

В сериях вулканических пород в силу меньшего содержания воды в магме пироксен часто кристаллизуется вплоть до самых кислых членов. Этим обстоятельством обусловлены существенно иные тренды базальт-липаритовых серий по сравнению с габбро-гранитными. В вулканических сериях Ni/Co-отношение либо остается постоянным, либо уменьшается к кислым породам в соответствии с моделью магнетит-пироксенового фракционирования. Примером может служить третичная базальт-липаритовая серия Исландии [40], а также средние составы вулканитов толейтовой серии островных дуг [65], приведенные на рис. 103. Средние составы известково-щелочной островодужной серии, а также четвертич-



Р и с. 103. Диаграмма Ni/Co—V

1—3 — вариационные линии: 1 — габбро-гранитоидных серий, 2 — вулканических серий (номера те же, что на рис. 93), 3 — толеитовой (I) и известково-щелочной (II) вулканических серий островных дуг [65]; 4 — расчетные тренды эволюции магмы, отвечающей по составу среднему габбро магнитогорской серии, при фракционировании котектик *Di-Pl* (a), *Am-Pl* (б) и *Mt-Di-Pl* (в); 5 — средний состав океанического толеита [65]

ных вулканитов Камчатки свидетельствуют о том, что в заключительные этапы их эволюции, как и в интрузивных сериях, существенную роль играло амфиболовое фракционирование.

Возвращаясь к магнитогорской серии, отметим, что особенно наглядно смена пироксеновой котектики амфиболовой видна на примере двух петрогенных элементов, имеющих разные тренды поведения — калия и титана (табл. 71). Расчет выполнен при тех же условиях, что и предыдущие. Сопоставление полученных расчетных концентраций калия и титана со средними значениями этих элементов в породах магнитогорской серии показывает, что в габбро-диоритах и кварцевых диоритах содержания калия и титана совпадают с расчетом по диопсидовому варианту, а в более кислых породах — с расчетом по амфиболовому варианту (рис. 104). Смена пироксен-плаггиоклазовой котектики амфибол-плаггиоклазовой происходит в интервале значений концентрации SiO_2 60—64%. В этом интервале содержание воды в расплаве достигает значений, при которых осуществляется реакция замещения клинопироксена амфиболом типа указанной выше.

В зависимости от исходного содержания воды в различных сериях концентрация SiO_2 , при которой начинается кристаллизация амфибола вместо пироксена, будет разной: чем выше $P_{\text{H}_2\text{O}}$, тем при прочих равных условиях при меньшем содержании SiO_2 начинается фракционирование по амфиболовому типу; тренд дифференциации будет приближаться к непрерывному известково-щелочному.

В других габбро-гранитных сериях закономерности фракционирования, рассмотренные на примере магнитогорской серии, проявлены не менее наглядно, о чем свидетельствуют близкие по форме тренды дифференциации почти на всех вариационных диаграммах, приводимых в настоящей работе.

Таблица 71

Расчет концентрации К и Ti в остаточном расплаве при фракционировании котектических смесей диопсид – плагиоклаз и роговая обманка – плагиоклаз

Номер Pl	$X_{Di, Am}$	X_{Pr}	$K_{Di-Pr/L}^K$	$C_{L(Di)}^K, \%$	$K_{Am-Pr/L}^K$
70	0,49	0,51	0,09	1,52	0,24
60	0,42	0,58	0,10	2,10	0,23
50	0,37	0,63	0,12	2,87	0,23
40	0,32	0,68	0,14	3,90	0,24

Таблица 71 (окончание)

Номер Pl	$C_{L(Am)}^{K, Ti}, \%$	$K_{Di-Pr/L}^{Ti}$	$C_{L(Di)}^{Ti}, \%$	$K_{Am-Pl/L}^{Ti}$	$C_{L(Am)}^{Ti}, \%$
70	1,44	0,49	1,58	2,45	1,13
60	1,89	0,42	1,28	2,10	0,76
50	2,48	0,37	1,02	1,85	0,56
40	3,25	0,32	0,80	1,60	0,45

Примечание. $C_{L(Di)}^{K, Ti}$ – концентрация К или Ti в остаточном расплаве после удаления диопсид-плагиоклазовой смеси, $C_{L(Am)}^{K, Ti}$ – то же, но после удаления амфибол-плагиоклазовой смеси, $K_{(Di-Pl)L}^{K, Ti}$ – валовый коэффициент распределения Ti и К между расплавом и диопсид-плагиоклазовой смесью, $K_{(Am-Pl)L}^{K, Ti}$ – то же, но между расплавом и амфибол-плагиоклазовой смесью. Принятые значения коэффициентов распределения: $K_{Di}^K = 0,01$; $K_{Am}^K = 0,3$; $K_{Pl}^K = 0,17-0,20$; $K_{Di}^{Ti} = 1,0$; $K_{Am}^{Ti} = 5,0$; $K_{Pl}^{Ti} = 0,01$.

Общий вывод заключается в том, что особенности вещественного состава габбро-гранитных серий достаточно хорошо согласуются с моделью кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, при которой фракционирование осуществляется путем отсадки "габбровой" котектики раннего этапа кристаллизации: магнетит-пироксен-плагиоклаз и амфибол-плагиоклаз. При этом амфиболсодержащая котектика приобретает ведущую роль на стадии отделения гранитоидных расплавов тоналитового (кварц-диоритового) и гранодиоритового составов.

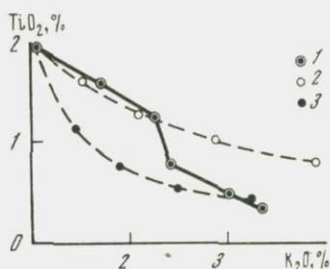
Вулканические базальт-липаритовые серии резко отличаются по трендам Ni/Co-V от габбро-гранитных, что обусловлено меньшим содержанием воды в лаве и преимущественной кристаллизацией пироксена.

Как следует из приведенных выше данных, все особенности вещественного состава габбро-гранитоидных серий определяются составом исходной магмы и условиями ее эволюции, т.е. в конечном итоге вещественный состав оказывается тесно связанным с геологической обстановкой.

Мы уже неоднократно отмечали высокую информативность Rb-Sr данных. На рис. 99-101 обобщены результаты по сериям, описанным в предыдущих главах. Большая часть габбро-гранитоидных серий располагается в поле составов пород, которые являются производными континентальных или островодужных толетитов, при этом ранние серии концентрируются в нижней части поля $QPMN$ (см. рис. 99), а более поздние – в верхней, т.е. в процессе эволюции магматизма последовательно формирующиеся серии обогащаются рубидием и стронцием. Особенно

Р и с. 104. Диаграмма TiO_2-K_2O

1 — средние составы пород магнитогорской серии (табл. 57), 2, 3 — расчетные составы при фракционировании котектик $Di-Pl$ (2) и $Am-Pl$ (3) — исходные данные в табл. 71



важен факт обогащения стронцием. На рис. 100 отчетливо видно, что в Тагильском (серии № 4, 5, 6) и в Рефтинском (серии № 11, 12) массивах более поздние серии заметно обогащены стронцием при одном и том же содержании CaO . Несомненно, что эта закономерность в совокупности с ростом содержания K и Rb в пространственно совмещенных сериях фиксирует стабилизацию земной коры, увеличение ее мощности и соответственно углубление очагов магмообразования. Приуроченность большинства габбро-гранитных серий к единому полю концентраций Rb и Sr определяется составом исходной магмы, принадлежащей к классу континентальных и островодужных толеитов, которые между собой по этим элементам не различаются. Поэтому, в частности, в одном поле находятся и эвгеосинклинальные, и платформенные (например, бердяшская) габбро-гранитные серии. Несколько слов следует сказать о тех габбро-гранитоидных сериях, которые концентрируются в поле пород, производных андезитовых, латитовых и щелочнобазальтовых магм. К ним принадлежат велиховская (15) и верхнеуральская (10) габбро-сиенитовые серии и производные ассоциации калиевых габброидов Кемпирсайско-Хабарнинского района (14). Все эти серии характеризуются наличием сиенитов и граносиенитов, формируются в заключительные фазы магматизма и представляют собой производные базальтовых магм известково-щелочного типа. Все они имеют низкое K/Rb -отношение (см. рис. 101).

В тех сериях, которые концентрируются на диаграммах $Rb-Sr$ и $Sr-CaO$ в поле континентальных и островодужных толеитов, K/Rb -отношение колеблется в основном от 300 до 500, уменьшаясь в большинстве случаев от габбро к граниту. В процессе эволюции магматизма это отношение в одноименных породах разных серий либо уменьшается, как в Тагильском массиве (серии 5, 6), либо остается постоянным, как в Рефтинском (11, 12) или в Магнитогорском (8, 9). Обращает на себя внимание крайне высокое K/Rb -отношение в анортозит-гранитоидных сериях Платиноносного пояса (17), обусловленное низким содержанием рубидия в габбровом субстрате, из которого выплавились породы. В целом изменение K/Rb -отношения в большинстве габбро-гранитных серий хорошо совпадает с моделью амфиболового фракционирования (см. рис. 101). Этой же модели соответствует, как уже отмечалось, и распределение Ni , Co , V в габбро-гранитоидных сериях. Наиболее высокое значение Ni/Co -отношения свойственно ранним габбро-плагиогранитным сериям (см. рис. 103). В большинстве ареалов габбро-гранитоидного магматизма в процессе эволюции в более поздних сериях Ni/Co -отношение падает, отражая, по-видимому, последовательное увеличение глубины магмообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Габбро-гранитные серии, рассмотренные в настоящей монографии, приурочены к разным структурно-формационным зонам и стадиям развития подвижного пояса. Вещественная специфика пород отражает особенности их геологической позиции и позволяет наметить или уточнить основные рубежи в развитии собственно эвгеосинклинальных зон.

В ш о в н о й з о н е Урала, зоне Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР) магматизм начинается образованием раннего офиолитового комплекса (точнее, его гарцбургит-габбровой ассоциации), внедрение которого связано с растяжением и формированием в раннем ордовике (?) крупного внутриконтинентального рифта. Тем самым закладывается осевая зона Урала, в которой длительное время — с ордовика до среднего девона — развивается разнообразный гипербазит-базитовый магматизм.

В его эволюции выделяются два цикла: ордовикский и силурийско-среднедевонский — продолжительностью примерно 60 млн. лет каждый. Оба цикла характеризуются однотипным развитием, включающим следующие этапы: 1) раздвиг и формирование офиолитового комплекса в последовательности: гипербазиты, плутонические габброиды, базальты и их интрузивные комагматы (ранняя рифтовая стадия); 2) стабилизация и внедрение калиевых габброидов, с которыми ассоциированы, с одной стороны, дуниты и клинопироксениты, с другой — гранитоиды и сиенитоиды; 3) сжатие, метаморфизм амфиболитовой ступени, образование палингенных анортозит-гранитоидных серий.

Наибольшее развитие имеют породы первого, ордовикского цикла. С его ранним этапом, по-видимому, связано внедрение большинства альпийских гипербазитов Урала и в зоне ГУГР, и в сопряженных с ней участках глубинных разломов второго порядка. Породы ассоциации калиевых габброидов на Южном Урале, Платиноносного пояса на Среднем и Северном Урале, палингенные гранитоиды — это все производные второго и третьего этапов ордовикского цикла. Наиболее яркое проявление магматизма общеуральской эпохи стабилизации — формирование миаскитов и сопровождающих их карбонатитов [60], которые имеют Rb—Sr возраст 440—460 млн. лет и характеризуются $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,703$ [49].

Гипербазит-базитовый и щелочной позднеордовикский магматизм субплатформенного типа, по-видимому, широко развит на Урале, но ограниченность данных о возрасте не позволяет надежно выделить все его производные. Нет полной ясности и с формационным расчленением пород этого этапа. Часть из них традиционно относится к дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала, другая — к габбро-сиенитовой. На примере Кемпирсайско-Хабарнинского района на Южном Урале установлено, что обе эти формации тесно связаны друг с другом и образуют единую ассоциацию. Это позволяет вернуться к пониманию

платиноносного комплекса Урала как ассоциации, включающей в себя гипербазиты, габбро, гранитоиды и сиенитоиды, которое сложилось под влиянием работ целого ряда исследователей [23, 24, 56, 131], но с существенной оговоркой. Разница заключается в том, что на Среднем Урале к платиноносному комплексу неправомерно относят и те габбро-гранитоидные и сиенитоидные серии, которые принадлежат Тагильской эвгеосинклинальной зоне, характеризуются своим стилем развития, специфическими чертами вещественного состава и формируются после метаморфизма и палингенного гранитообразования, завершающего развитие собственно платиноносной ассоциации. Эти породы по номенклатуре близки тем, которые выделяются в ассоциации калиевых габброидов и в велиховском комплексе — гранитоидам и сиенитоидам, но отличаются рядом важных особенностей состава, в частности содержанием стронция, которое в гранитоидах "платиноносного" комплекса заметно выше, чем в эвгеосинклинальных габбро-гранитоидных сериях.

Офиолитовые комплексы ордовикского и силурийско-среднедевонского циклов заметно отличаются друг от друга, причем различия вещественного состава охватывают все группы пород. В позднем комплексе гипербазиты отвечают верлит-пироксенитовому ряду, в раннем — представлены гарцбургитами. Плутонические габброиды позднего комплекса по сравнению с габброидами раннего обогащены стронцием, не содержат оливина, базальты и габброиды вулкано-интрузивной группы позднего комплекса отличает от одноименных пород раннего комплекса меньшее содержание железа, титана, иттрия, циркония, большее — натрия, стронция, более низкое Ni/Co-отношение. Все эти особенности вещественного состава пород могут быть интерпретированы как результат образования в разных геодинамических условиях, близких для раннего офиолитового комплекса к современному океаническому, а для позднего — к островодужным.

Породы позднего офиолитового комплекса — это возрастные и латеральные аналоги раннегеосинклинальных магматитов, развитых в троговой эвгеосинклинальной зоне. В шовной зоне силурийский магматизм проявлен в виде офиолитового комплекса (верлит-габбро-плагиогранитная ассоциация), а в троговой — в виде обычной последовательности формаций, отвечающих малому циклу, по Д.С. Штейнбергу [132]: слабо дифференцированной базальтовой, контрастной, непрерывно дифференцированной (порфиритовой). На примере Тагильского массива подробно рассмотрен интрузивный вариант этой последовательности (см. гл. 6).

Если не принимать во внимание этап палингенного анортозито- и гранитообразования, то развитие мантийного магматизма шовной зоны характеризуется не трехчленным, как в троговой, а двучленным строением — офиолитовые комплексы сменяются щелочным магматизмом. Такое двучленное строение характерно для магматических ассоциаций океанов (примитивные толеиты — щелочные базальты) и платформ (траппы — разнообразные щелочные породы). Эта особенность магматизма — важный довод в пользу необходимости выделения особой шовной зоны в эвгеосинклинальном пространстве Урала — единственной зоны, в которой отмечаются базальты, близкие к современным океаническим.

Различия в характере эволюции и вещественном составе пород шовной и троговой зон, несомненно, обусловлены спецификой тектоники и глубинного строения. По аналогии с современными геодинамическими режимами можно сопоставить троговую зону с островной дугой, а шовную зону в период формирования позднего офиолитового комплекса — с глубоко-водным желобом, окаймляющим дугу с океанической стороны. Эти сопос-

тавления крайне условны, так как данные о существовании силурийского океана на месте Урала отсутствуют, и применение терминологии, используемой для современных активных поясов, к палеозойским и более древним эвгеосинклиналям подчеркивает лишь сходство геодинамических режимов, не означая аналогии географической обстановки.

В пределах троговой эвгеосинклинальной зоны вариации состава габбро-гранитоидных серий тесно связаны с глубинным строением, различным на отдельных этапах эволюции. По мере роста мощности земной коры в формирующихся габбро-гранитоидных сериях увеличивается содержание калия и ассоциированных с ним редких элементов стронция, бария, происходит смена толеитового тренда дифференциации известково-щелочным. Эта закономерность ярко проявлена в Тагильской зоне, где ранняя габбро-плагиогранитная формация с четким толеитовым трендом сменяется более калиевыми формациями, приближающимися по типу дифференциации к известково-щелочным. В магнитогорской зоне позднегеосинклинальная стадия завершается формированием известково-щелочной верхнеуральской серии, богатой калием, стронцием и другими литофильными элементами. В Восточноуральской зоне аналогичная последовательность установлена в Рефтинском районе.

Такого же типа зональность характерна и для латеральных рядов габбро-гранитоидных серий. Несколько повышенное содержание калия и некоторых редких элементов в габбро-гранитоидных сериях Восточноуральской зоны по сравнению с сериями аналогичных стадий развития Тагило-Магнитогорской свидетельствует, по-видимому, о росте "сиаличности" земной коры с запада на восток, который фиксируется и независимыми геофизическими методами [30].

На стадии квазиплатформенного развития эвгеосинклинальных зон формируются калий-натриевые габбро-гранитоидные серии, в которых тип дифференциации коррелируется с глубинным строением (толеитовый на базитовом основании и известково-щелочной на сиало-фемическом). Этот вывод основан на сравнении магнитогорской серии, имеющей типичный толеитовый тренд дифференциации, с известково-щелочной ауэрбаховской (Тагильская зона).

Суммируя весь изложенный в настоящей монографии материал, можно заключить, что рост содержания калия, рубидия, стронция, бария, уменьшение Ni/Co-отношения, содержания циркония, иттрия, тяжелых редких земель и сопряженная смена толеитового тренда дифференциации известково-щелочным коррелируется с ростом стабильности земной коры и степени ее "сиаличности" и "зрелости" в процессе эволюции всех зон эвгеосинклинальной структуры.

Эти характеристики габбро-гранитоидных серий могут быть использованы и для решения обратной задачи — оценки глубинного строения во время формирования серий. Именуемый к настоящему времени материал свидетельствует о достаточно хорошей корреляции вещественных особенностей габбро-гранитоидных серий с современным глубинным строением, что как будто бы противоречит представлениям о полной перестройке первичной структуры Урала в результате горизонтальных перемещений амплитудой в сотни и тысячи километров. Устойчивое в течение многих миллионов лет положение магматических очагов, следствием чего является совмещение в единых массивах продуктов целых магматических циклов, также подтверждает тезис о фиксированном положении современных тектонических структур. В соответствии с представлениями тектоники плит можно предполагать, что перемещения плит существенно не изменяют геологическое строение верхних горизонтов земной коры, в которых сосредоточены магматические тела.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А.А.* Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
2. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илевской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 238 с.
3. *Алейников А.Л., Немзоров Н.М., Ферштатер Г.Б., Халевин Н.И.* Построение петрофизической модели земной коры (на примере Урала). — Сов. геология, 1978, № 8, с. 137—141.
4. *Алешков А.Н.* О соотношениях ультрабазитов и габброидов. — В кн.: Академику Д.С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 189—200.
5. *Ананьева Е.М., Бугайло В.А., Дорофеев Б.В.* и др. Металлогенетическое районирование Урала по геофизическим данным в связи с особенностями их металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 46—56.
6. Анортосит-рапакивигранитная формация/Ф.П. Митрофанов, А.П. Биркис, Д.А. Великославинский и др. Л.: Наука, 1978. 296 с.
7. *Бакуменко И.Т., Добрецов Н.П.* Магматическое происхождение офиолитовых габбро. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1425—1428.
8. *Балыкин П.А., Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И.* Минералогия и вопросы петрогенезиса дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда. — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 194—203.
9. *Баскина В.А.* Магматизм рудоцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
10. *Батиева И.Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
11. *Белостоцкий И.И., Колбанцев Г.В.* К проблеме офиолитов в динаридах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 36—49.
12. *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы и общие закономерности развития материалов. М.: Наука, 1978.
13. *Берлянд Н.Г.* Районирование Урала по типу строения земной коры. — Сов. геология, 1982, № 11, с. 78—89.
14. *Богатилов О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.Н.* и др. Магматические формации в эволюции литосферы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 3—16.
15. *Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* Полевощатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения: Материалы симпозиума, 1967 г. М.: Наука, 1969, с. 64—67.
16. *Бородавская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 154 с.
17. *Бородин Л.С.* Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.
18. *Бушляков И.Н., Холоднов В.В.* Распределение фтора и хлора между апатитом и биотитом как показатель флюидного режима и генезиса гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1982, т. 226, № 5, с. 1260—1263.
19. *Варлаков А.С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978, 238 с.
20. *Виноградов А.Н.* О петрохимических типах гранитов вулканических ассоциаций. — В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973, с. 82—91.
21. *Водорезов Г.И.* Основные черты магматизма Мугоджар. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 8, с. 112—123.
22. *Вольнец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М.* Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курило. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 155—159.

23. *Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Б.В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65, с. 3—319.
24. *Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. — Тр. Геол. ком. Нов. сер. СПб., 1913, вып. 62. 694 с.
25. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы/П.В. Ермолов, Э.П. Изох, А.П. Пономарева и др. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
26. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 254 с.
27. Геология СССР. М.: Недра, 1973. Т. 12. Ч. 1. 632 с.
28. *Добрецов Г.Л.* О происхождении диоритов и габбро в габбро-гранитных сериях. — Геология и геофизика, 1974, № 9. с. 3—11.
29. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки/Ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 170 с.
30. *Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Рыбалка В.М., Халевин Н.И.* Новые данные о глубинном строении Урала (по результатам исследований на Красноуральском профиле ТСЗ). — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 7, с. 173—176.
31. *Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С.* Геолого-петрологические особенности железосных вулканоплутонических ассоциаций. Свердловск, 1982, 70 с.
32. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 335 с.
33. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива. — Сов. геология, 1974, № 5, с. 55—66.
34. *Заварицкий А.Н.* Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. — Тр. Геол. ком. Нов. Сер., 1922—1927, вып. 122. 451 с.
35. *Зарузина И.А.* Водные и маловодные граниты на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Урал. петрограф. совещ. Свердловск, 1974, ч. II, с. 79—81.
36. *Зверев А.Т., Лобанова Г.М.* Природа габбро-амфиболитов Главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабаровского массивов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 53—67.
37. *Знаменский Н.Д.* Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. — Тр. Ин-та геологии и геохимии УФАН СССР, 1966, вып. 72. 144 с.
38. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в образовании эвгеосинклиналей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 78 с.
39. *Изох Э.П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.
40. Исландия и Срединно-океанический хребет. Геохимия/В.И. Герасимовский, А.И. Поляков, И.А. Дурасов и др. М.: Наука, 1978. 184 с.
41. *Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
42. *Калашникова Н.Н., Миловский А.В., Гетлинг Р.Р., Лобанова Г.М.* Первичная природа амфиболитов образования Кемпирсайского массива гипербазитов на Урале. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 227—231.
43. *Каретин Ю.С.* Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, вып. 127, с. 66—72.
44. *Каретин Ю.С.* Эволюция раннегеосинклинального базальтоидного вулканизма Тагильского прогиба. — В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, с. 69—86.
45. *Кашинцев Г.Л.* Интрузивные породы. — В кн.: Океанология. Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 38—60.
46. Классификация и номенклатура магматических горных пород/О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, С.В. Ефремова и др. М.: Недра, 1981. 160 с.
47. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
48. *Кондаин О.А.* Уральская складчатая система. — В кн.: Тектоническая карта русской платформы и сопредельных районов в масштабе 1:1 500 000: (Объяснительная записка). Л.: Недра, 1975, с. 114—126.
49. *Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д.* Изотопный состав кислорода и стронция ильменито-вишневогорского комплекса и вопросы генезиса миаскитов. — Геохимия, 1979, № 2, с. 1784—1795.
50. *Контарь Е.С.* Принципы структурно-формационного и металлогенического районирования Тагильско-

- го прогиба в связи с его раннегеосинклинальной меденосностью. — В кн.: Тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 35—39.
51. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 332—452.
 52. *Кориневский В.Г.* Раннегеосинклинальный дайковый комплекс Мугоджар. — В кн.: Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975, с. 34—40. (Тр. Ильменского гос. заповедника им. В.И. Ленина; Вып. 15).
 53. *Кориневский В.Г., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т., Свальнова В.И.* Магматизм Сакмарской и Западной зеленокаменной зон Мугоджар и его значение для тектонического районирования. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 200—206.
 54. *Краснобаев А.А.* Отличительные признаки цирконов из гранитоидов вулканических и плутонических ассоциаций. — В кн.: Формационное и фациальное расчленение гранитоидов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975, с. 184—195.
 55. *Кузбный В.С.* Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 340 с.
 56. *Кузнецов Е.А.* Габбровый массив к югу от реки Баранчи на Урале. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр., 1950, вып. 116, № 34. 92 с.
 57. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 387 с.
 58. *Кузьмин М.И.* Геохимические особенности известково-щелочных серий магматических пород, проявленных в пределах континентальной коры. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. с. 215—223.
 59. *Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
 60. *Левин В.Я., Роненсон Б.М.* Карбонатиты Урала. — В кн.: Вопросы петрологии Урала (магматизм, метаморфизм, литология). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 112—125.
 61. *Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н.* Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийотипных офиолитовых массивов Урала. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 3—22.
 62. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки. — Геохимия, 1979, № 2, с. 179—197.
 63. *Логонов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А.* Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. — В кн.: Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 2, с. 5—198.
 64. *Логонов В.П., Русинов Р.П.* Район Левихинских месторождений. — В кн.: Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии: Первое Уральское петрографическое совещание. Свердловск: УФАН СССР, 1961, с. 95—114.
 65. *Луцк Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
 66. *Лучинин И.П.* Некоторые новые данные о полицикличности развития Уральского подвижного пояса. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 927—931.
 67. *Маевгов В.И.* О природе габбродов восточной части Хабаровинского массива. — В кн.: Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979, с. 52—62.
 68. *Малахов И.А., Малахова Л.В.* Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1970. 166 с. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР; Вып. 83).
 69. *Малахова Л.В.* Петрология Тагильского сиенитового массива. Свердловск: УФАН СССР, 1966. 141 с.
 70. *Малахова Л.В., Чурилин Н.С.* Базальтоидные гранитоиды и их комагматы в Тагильском прогибе (Средний Урал). — Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1972, вып. 93, с. 33—75.
 71. *Малахова Л.В., Штейнберг Д.С.* Лабрадоровый плагиогранит из Западных Мугоджар. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 3, с. 671—673.
 72. *Маракушев А.А., Панях Н.А.* Типы офиолитовых поясов и специфика их метаморфизма. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 3—16.
 73. *Масуренков Ю.П.* Вулканы под интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
 74. *Минкин Л.М., Яковлева О.М.* Новые данные об амфиболитах Платиноносного пояса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1969, т. 5, с. 107—120.

75. *Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж.* Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 50—74.
76. *Недашковский П.Г.* Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 203 с.
77. *Обузн Ж.* Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М.: Мир, 1967. 303 с.
78. *Овчинников Л.Н.* Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — Тр. Горно-геологического ин-та УФАИ СССР. Свердловск, 1960, вып. 39. 495 с.
79. *Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. 1, с. 173—204.
80. *Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 177 с.
81. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И.* и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9—24.
82. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
83. *Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун.* Корреляция составов — глубина и положение магматических очагов Курильских вулканигов. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 4, с. 937—940.
84. *Плюснин К.П.* Тектоническая эволюция и особенности формирования структуры палеозоя Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, Свердловск, 1975. 49 с.
85. *Поляков А.И., Муравьева Н.С.* Дифференцированные риолит-базальтовые серии и происхождение кислых эффузивов: модель фракционной кристаллизации. — Геохимия, 1981, № 9, с. 1362—1380.
86. *Поляков Г.В.* Палеозойский магматизм и железуруденение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 312 с.
87. *Попов В.С.* Смещение магм при формировании новейших вулканигов Кавказа. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 3—14.
88. *Прокин В.А., Нечехун В.М., Язева Р.Г., Наседкин А.П.* Особенно-
- сти состава и рудоносность раннегеосинклинальных вулканогенных формаций. — В кн.: Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 153—169.
89. *Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Аняньева Е.М., Иппарионов В.Д.* Гранитоиды Урала как индикаторы глубинного строения и тектонической эволюции. — В кн.: Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 61—76.
90. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 583 с.
91. *Руженцев С.В.* Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район). — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 25—40.
92. *Рыбалка В.М.* Использование данных о глубинном строении земной коры для мелкомасштабного прогнозирования. — Разведка и охрана недр, 1976, № 8, с. 31—36.
93. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
94. *Семенов И.В., Шолов В.А., Верховский А.М.* О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных базальтовых даек с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса Урала. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 187—190.
95. *Скопина Н.А.* Раннекаменноугольный Богдановский габбро-гранитный массив Магнитогорского комплекса. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1970, с. 96—108.
96. *Смирнов В.Н.* Габбро-гранитоидные серии Восточной зоны Урала. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 6, с. 1453—1457.
97. *Смирнов Г.А., Смирнова Т.А.* Материалы к палеографии Урала. Черкз. Фаменский век. — Тр. Горно-геологического института УФАИ СССР, 1961, вып. 60. 85 с.
98. *Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.П.* и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 24—35.
99. *Соболев С.Ф.* Петрология и геохимия базит-гипербазитовых формаций Уральской геосинклинали. — В кн.: Редкие элементы в формированиях изверженных пород. М.: Недра, 1975, с. 5—37.
100. *Старков В.Д., Знаменский Н.Д.*

- Гранитный магматизм Восточно-Мугоджарского поднятия. М.: Наука, 1977. 130 с.
101. Струев Н.В. Магнитогорский магматический комплекс. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1970, с. 75—95.
 102. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
 103. Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
 104. Тектоника континентов и океанов: Терминологический справочник/Ред. Ю.А. Косыгин, В.А. Кулындинов, В.А. Соловьев. Хабаровск: Кн. изд-во, 1976. 757 с.
 105. Тектоника Урала/А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечехухин и др. М.: Наука, 1977. 120 с.
 106. Тельгузиев А.Т. Основные черты габбро-плагиогранитной формации нижнего-среднего девона Западных Мугоджар. — В кн.: Материалы первой научной конференции молодых геологов Казахской ССР. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1968, с. 154—155.
 107. Тищенко В.Г. Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба. — Тез. докл. к первому симпозию по вулканизму Южного Урала. Миасс: УНЦ АН СССР, 1971, с. 43—44.
 108. Устиев Е.К. Проблемы вулканизма — плутонизма: Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 3—30.
 109. Ферштатер Г.Е. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: УФАН СССР, 1966. 143 с.
 110. Ферштатер Г.Б. О двух генетических типах габбро. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 4, с. 946—949.
 111. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
 112. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Доказательство магматического происхождения уральских габбро, ассоциированных с гипербазитами. — Докл. АН СССР, 1982, т. 261, № 5, с. 1203—1209.
 113. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Малахова Л.В., Рапопорт М.С., Шагина Р.Н. Гранитоидный магматизм эвгеосинклиналей. — В кн.: Направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978, с. 96—129.
 114. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Малахова Л.В. и др. Стронций и рубидий в различных типах габбро-гранитоидных и гранитоидных серий. — Геохимия, 1980, № 9, с. 1357—1370.
 115. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Пушкарев Е.В., Чащухина В.А. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабаровинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 73 с.
 116. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Чащухина В.А. Феррофации гранитоидов. — Геохимия, 1978, № 2, с. 147—159.
 117. Фоминых В.Г., Ярош Н.А. Состав и распределение магнетита в различных типах гранитоидов Урала. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1970, с. 167—202.
 118. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана/ Э.П. Изох, З.А. Юдалевич, А.П. Пономарева и др. Новосибирск: Наука, 1975. 516 с.
 119. Фролова Т.И., Буринова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере, восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
 120. Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л. Некоторые общие закономерности магматизма океанов и вопросы происхождения магматических пород. — В кн.: Океанология. Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 69—87.
 121. Хашин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
 122. Хедж К.Е., Горишков Г.С. Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1200—1203.
 123. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
 124. Царицын Е.П. Природные типы акцессорных хромшпинелидов в гипербазитах и их петрологическое значение. — Ежегодник. 1974. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1975, с. 100—102.
 125. Чайко Г.И., Ферштатер Г.Б. Грязнушенский гранитоидный массив магнитогорского интрузивного комплекса. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск УНЦ АН СССР, 1972, с. 155—166.

- (Тр. Ин-та геологии и геохимии; Вып. 93).
126. *Червяковский Г. Ф., Нечухин В. М.* О тектонических основах и принципах формационного расчленения вулканических образований внутриконтинентальных эвгеосинклиналей (на примере Урала). — В кн.: Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданосность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 15—32.
 127. *Чумаков А. А.* Петрология магматических образований Южных Мугоджар (Западный хребет). Л.: Изд-во ЛГУ, 1941, с. 29—35.
 128. *Шиллинг Дж. Г.* Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород океана. М.: Мир, 1973, с. 198—241.
 129. *Шинкарев Н. Ф.* Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1964, с. 304.
 130. *Штейнберг Д. С.* Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями. — Тр. Свердлов. горн. ин-та, 1955, вып. 22, с. 171—190.
 131. *Штейнберг Д. С.* Интрузивные формации Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1961, вып. 8, с. 22—44.
 132. *Штейнберг Д. С.* Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения. — В кн.: Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины. М.: Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87, с. 57—73.
 133. *Штейнберг Д. С., Бушляков И. Н., Вилисов В. А.* О соотношении фтора и хлора в акцессорных апатитах. — Ежегодник. 1973. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1974, с. 122—126.
 134. *Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б.* Об особенностях химического состава гранитоидов вулканических и плутонических ассоциаций. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 918—921.
 135. *Штцле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
 136. *Щека С. А., Волынец О. Н.* Реакция оливин + анортит в габброидных включениях вулкана Кихпинич (Камчатка). — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 197—205.
 137. *Язева Р. Г., Малахова Л. В.* Мегакварцевые порфиры как апикальная фация дифференцированных габброидных интрузий. — В кн.: Палеовулканизм и оруденение: Тез. докл. II Урал. палеовулканического симпозиума. Свердловск; Миасс: УНЦ АН СССР, 1974, с. 79—81.
 138. *Baker I.* Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Islands, South Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 7, p. 1283—1310.
 139. *Barberi F., Ferrana G., Santaczoce R.* et al. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). — J. Petrol., 1975, vol. 16, N 1, p. 22—56.
 140. *Barker F.* Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam etc.: Elsevier Publ. Co, 1979, 641 p.
 141. *Bauer G. R.* The geology of Tofua Island, Tonga. — Pacif. Sci., 1970, vol. 24, N 3, p. 333—350.
 142. *Biggar G. M., Humphries D. J.* The plagioclase, forsterite, diopside liquid equilibrium in the system CaO—Na₂O—Al₂O₃—SiO₂. — Miner. Mag., 1981, vol. 44, N 335, p. 309—314.
 143. *Bowen N. L.* The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas. — Amer. J. Sci. Ser. 4, 1915, vol. 40, p. 161—185.
 144. *Bryan W. B., Stice G. D., Ewart A.* Geology, petrography and geochemistry of volcanic islands of Tonga. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, N 8, p. 1566—1585.
 145. *Cann G. R.* Upward movement of granitic magma. — Geol. Mag., 1970, vol. 107, N 4, p. 335—340.
 146. *Chappel B. W., White A. J. R.* Two contrasting granite types. — Pacif. Geol., 1974, N 8, p. 173—174.
 147. *Condie K. C.* Archean magmatism and crustal thickening. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 9, p. 2981—2991.
 148. *Dixon T. H., Batiza R.* Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas: Implications for the origin of island arc basalts. — Contribs Miner. and Petrol., 1979, vol. 70, N 2, p. 167—181.
 149. *Dostal I., Zutilli M., Caelles I. C., Clarck A. H.* Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes. — Contribs Miner. and Petrol., 1977, vol. 63, p. 113—128.
 150. *Emslie R. F.* Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase-bearing systems. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1970, vol. 69, p. 148—155.
 151. *Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C.* Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand: Total rock and residual liquid data. — Contribs Miner. and Petrol., 1968, vol. 18, N 1, p. 76—104.

152. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. — Springer-Verlag — New York. Heidelberg. Berlin, 1981. 390 p.
153. *Goldschmidt V.H.* Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. — In: Geologische-Petrographische Studien im Hochgebirge des Südlichen Norwegens, Kristiania, 1916, S. 22—59.
154. *Hamilton W.* Petrology of rhyolite and basalt, northwestern Yellowstone plateau. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1963, N 475-C, p. 78—81.
155. *Hamilton W.* The urallides and the motion of the Russian and Siberian platforms. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 9, p. 2553—2576.
156. *Hart S.R., Natwalk A.G.* K, Rb, Cs and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench. — Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, N 2, p. 145—155.
157. *Hike W., Chappel B.W., White A.J.R.* Contrasts between I-and C-type granitoids. — J. Geol. Soc. Austral., 1978, vol. 29, p. 219—234.
158. *Hyndman D.W.* Controls of sources and depth of emplacement of granitic magma. — Geology, 1981, vol. 9, N 6, p. 244—249.
159. *Hytönen K., Schairer J.F.* The plane enstatite-anorthite-diopside and its relation to basalts. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1961, vol. 60, p. 125—141.
160. *Irving A.* A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 6A, p. 743—770.
161. *Kennedy W.O., Anderson E.M.* Crustal layers and the origin and magmas. — Bull. volcanol. Ser. II, 1938, vol. 3, p. 24—41.
162. *Kuno H.* High alumina basalt. — J. Petrol., 1960, vol. 1, p. 121—145.
163. *Kushiro I.* Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: An approach from synthesis systems. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 22, p. 244—299.
164. *Larsen E.S.* Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Quadrangles, Southern California. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1948, vol. 29, p. 182.
165. *Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F.* The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 4, p. 759—773.
166. *Olmsted S.F.* Crystallization history and textures of the Baering Poud gabbro, north-western Wisconsin. — Amer. Miner., 1979, vol. 64, p. 844—855.
167. *Osborn E.F., Tait D.E.* The system diopside — forsterite — anorthite. — Amer. J. Sci., 1952, Bowen vol., p. 413—433.
168. *Philpotts J.A., Schnetzler C.C.* Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts. II. — Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, N 3, p. 331—340.
169. *Piwoński A.J., Willie O.J.* Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. — J. Geol., 1968, vol. 76, N 2, p. 205—234.
170. *Presnall C.D., Duxon J.K., O'Donnell T.H.* et al. Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: Their bearing on the crystallization of basaltic magma. — Contribs Miner. and Petrol., 1978, vol. 66, N 2, p. 203—220.
171. *Sapountzis E.S.* The Thessaloniki Gabbros. — J. Petrol., 1979, vol. 20, pt 1, p. 37—70.
172. *Saunders A.D., Torney J., Stern Ch.R., Dalziel J.D.* Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from Southern Chile. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, vol. 90, N 3, pt 1, p. 237—258.
173. *Sen S.K.* Potassium content of natural plagioclases and the origin of antiperthites. — J. Geol., 1959, vol. 67, N 5, p. 479—495.
174. *Simmons E.S., Hanson G.N.* Geochemistry and origin of massif-type anorthositic. — Contribs Miner. and Petrol., 1978, vol. 66, N 2, p. 119—135.
175. *Stewart D.B.* Four-phase curve in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1967, Bd. 47, N 1, S. 35—59.
176. *Taylor S.R., Kaye M., White A.J.R.* et al. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Cs and V content of andesites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1969, vol. 33, N 2, p. 275—286.
177. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* Orogen of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74. 153 p.
178. *Vance J.A.* Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. — J. Geol., 1965, vol. 73, N 4, p. 636—651.
179. *Yoder H.S.* Diopside-anorthite-water at 5 and 10 kilobars and its bearing on explosive volcanism. — Annual Rep. Director Geoph. Lab., Carnegie Inst. Year Book, Washington, N 64, 1965, p. 82—89.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть I	
ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЗВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ	5
Глава 1. Основные черты геологического строения и развития звгеосин- клиналей (на примере Урала)	5
Глава 2. Краткая характеристика схемы формационного расчленения гранитоидов	15
Часть II	
РИФТОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ШОВНОЙ ЗВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ	27
Глава 3. Габбро и гранитоиды в офиолитовых и сопряженных с ними комплексах	27
Гарцбургит-габбровая ассоциация (ранний офиолитовый комплекс)	28
Ассоциация калиевых габброидов (ранний габбро-сиенитоидный комплекс)	54
Верлит-габбро-плагиогранитная ассоциация (поздний офиолитовый ком- плекс)	75
Габбро-сиенитовая ассоциация	85
Общие закономерности магматизма в офиолитовой зоне Южного Урала	87
Глава 4. Гранитоиды, ассоциированные с дунит-клинопироксенит-габбро- выми массивами Платиноносного пояса Урала	90
Плагиогранито-гнейсы	90
Анортозит-гранитоидные серии	92
О генезисе анортозит-гранитоидных серий Платиноносного пояса и условиях их формирования	113
Гранитоиды, ассоциированные с габбро-норитами	116
Часть III	
ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ ТРОГОВОЙ ЗОНЫ	118
Глава 5. Известковистые габбро-плагиогранитные серии (Катынадырс- кий массив, Северные Мугуджары)	118
Глава 6. Габбро-гранитоидный магматизм Тагильской троговой звгео- синклинальной зоны	132
Габбро-диоритовая формация	134
Габбро-плагиогранитная формация	141
Диорит-трондьемит-гранитная формация	148
Диорит-сиенитовая формация	159
Эволюция магматизма Тагильского массива	163
Ауэрбаховская габбро-гранитоидная серия	166
Глава 7. Габбро-гранитоидные серии Магнитогорской троговой звгео- синклинальной зоны	169
Раннекаменноугольная магнитогорская серия	171
Позднедевонская верхнеуральская серия	178
Глава 8. Габбро-гранитоидный магматизм наложенных прогибов Восточ- но-Уральской геоантиклинальной зоны	201
Гипербазит-габбровая серия	203
Габбро-диорит-плагиогранодиоритовая серия	211
Габбро-диорит-гранитная серия	219
Основные особенности габбро-гранитоидного магматизма Восточно-Уральс- кой зоны	225
Глава 9. Происхождение габбро-гранитоидных серий	226
Геологические аспекты генетической связи габбро и гранитоидов	226
Некоторые особенности габброидов из габбро-гранитоидных серий	228
Сопряженность вещественного состава габбро и гранитоидов	234
Габбро-гранитоидные серии толетового и известково-щелочного типа	238
Геохимические критерии ведущей роли кристаллизационной дифференци- ации в формировании габбро-гранитоидных серий	244
Заключение	254
Литература	257

3р. 20 к.

4185