

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ГАББРОИДОВ И ПИКРИТОИДОВ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ГЕРЦИНИД: СВИДЕТЕЛЬСТВА АКТИВНОСТИ ТАРИМСКОГО ПЛЮМА

**С.В. Хромых^{1,2}, А.Г. Владимиров^{1,2,3}, А.Э. Изох^{1,2}, А.В. Травин¹, И.Р. Прокопьев¹,
Е. Азимбаев⁴, С.С. Лобанов¹**

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

² *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

³ *Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия*

⁴ *ТОО «Баст», Семей, ул. Иртышская, 17, Республика Казахстан*

Представлены результаты петрологических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований габбро-пикритовидных массивов Алтайской коллизионной системы герцинид (Восточный Казахстан). Анализ геологических, геохимических и геохронологических данных позволяет считать их индикаторами активности Таримского плюма. Установлено, что формирование габброидов и пикритовидов происходило в два этапа (~ 293 и 280 млн лет) в антидромной последовательности, которая может быть объяснена моделью взаимодействия термохимических плюмов с литосферой. Ранняя стадия магматической активности, на которой были сформированы массивы субщелочных габброидов, отражает первое взаимодействие поднимающегося плюма с литосферой со сравнительно невысокими степенями плавления подлитосферных субстратов. Дальнейшее развитие этого взаимодействия характеризовалось растеканием головной части плюма под литосферой, значительным прогревом ее основания, сопровождавшимся, вероятно, внедрением глубинных расплавов, что привело к формированию Cu-Ni-ЭПП-рудоносных габбро-пикритовидных интрузивов на территории Алтайской коллизионной системы и Северо-Западного Китая.

Габбро-пикритовидные ассоциации складчатых поясов, мантийные плюмы, плюм-литосферное взаимодействие.

**PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF GABBRO AND PICRITES
FROM THE ALTAI COLLISIONAL SYSTEM OF HERCYNIDES:
EVIDENCE FOR THE ACTIVITY OF THE TARIM PLUME**

S.V. Khromykh, A.G. Vladimirov, A.E. Izokh, A.V. Travin, I.R. Prokop'ev, E. Azimbaev, and S.S. Lobanov

We present petrological, isotopic, and geochronological data on gabbro–picrite plutons from the Altai collisional system of Hercynides (eastern Kazakhstan). The geological, geochemical, and geochronological data suggest that these rocks are indicators of the activity of the Tarim plume. The gabbro and picrites formed in two stages (~293 and 280 Ma) in an acid-to-basic succession, explained by a model for the interaction of thermochemical plumes with the lithosphere. Early igneous activity, which gave rise to subalkalic gabbro plutons, reflects the first interaction between the ascending plume and the lithosphere, with low-melting sublithospheric protoliths. Further interaction was characterized by the sublithospheric spread of the plume head with intense heating of the lithospheric base and possible intrusion of deep melts, which resulted in the formation of Cu–Ni–PGE gabbro–picrite plutons in the Altai collisional system and Northwest China.

Gabbro–picrite associations of fold belts, mantle plumes, plume–lithosphere interaction

ВВЕДЕНИЕ

Исследования геодинамики, тектоники, магматизма и металлогении складчатых поясов, проведенные в последние годы, свидетельствуют о широком проявлении базит-ультрабазитового магматизма в аккреционно-коллизионных геодинамических обстановках. Ряд исследователей связывают эти проявления с верхнемантийными астеносферными выступами, возникающими в результате отрыва субдупированной океанической литосферной плиты [Хаин и др., 1996; Ханчук, Мартынов, 2011] или деляминации (конвективного утонения) утолщенной литосферы под коллизионными или окраинно-континентальными орогенами [Houseman, Molnar, 1997; Sobolev et al., 2006], однако в большинстве современных моделей ведущее место отводится «автономным» мантийным плюмам. Изучение аккреционно-коллизионных систем Центрально-Азиатского складчатого пояса также свидетельствует о важной роли мантийных

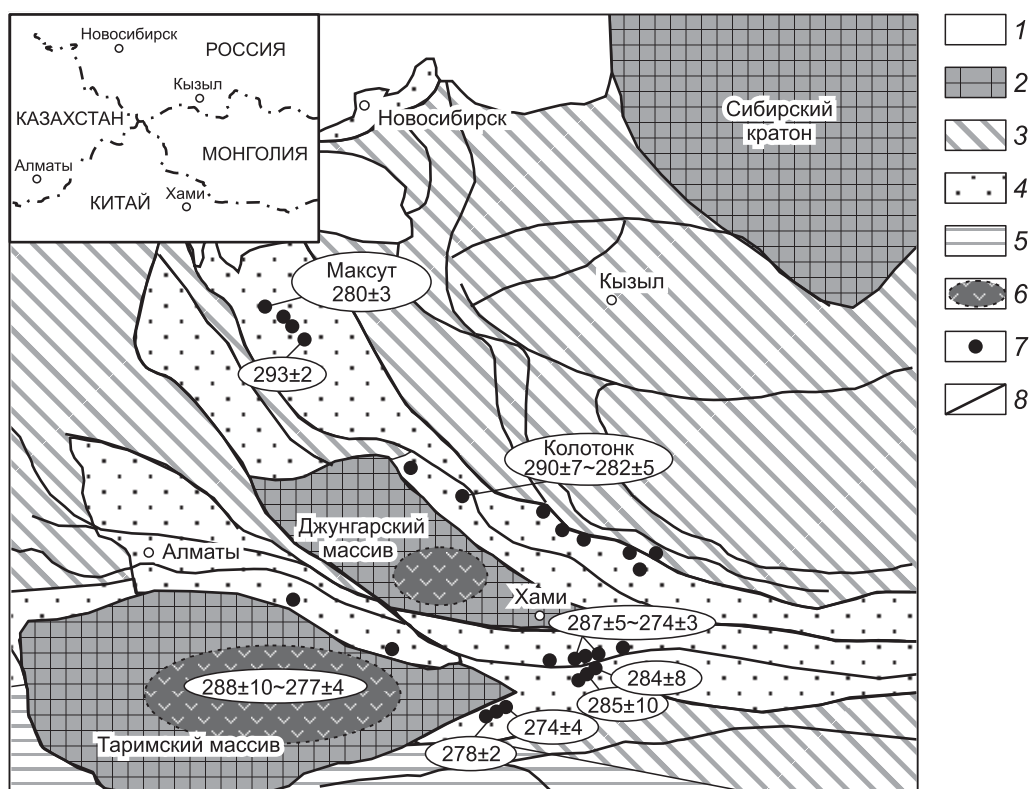


Рис. 1. Обзорная схема размещения пермских пикрит-долеритовых интрузий в структурах южной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, по ([Поляков и др., 2008] с упрощениями).

1 — четвертичные отложения; 2 — Сибирский кратон, Таримский и Джунгарский микроконтиненты; 3—5 — фанерозойские структурно-формационные комплексы складчатых областей: 3 — ранне- и позднекаледонские, 4 — герцинские (Гоби-Тяньшаньский рифтогенный пояс и Зайсан-Гобийская зона), 5 — мезозойско-кайнозойский ороген; 6 — пермские платобазальты (траппы) в пределах Таримского и Джунгарского микроконтинентов; 7 — пермские пикрит-долеритовые комплексы и связанные с ними Cu-Ni месторождения и рудопроявления; 8 — разломы. В овалах приведены данные о возрасте пикрит-долеритовых массивов, для территории Китая — по [Mao et al., 2008].

плюмов в формировании крупных магматических провинций в пределах фанерозойских складчатых систем [Ярмолук, Коваленко, 2003; Владимиров и др., 2008; Поляков и др., 2008; Добрецов, 2008; Добрецов, Буслев, 2011].

В южной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, охватывающей территорию Западной Монголии, Северо-Западного Китая, Восточного Казахстана и юга Российского Алтая, развито значительное число позднепалеозойских базит-пикритоидных интрузий с Cu-Ni-ЭПГ оруденением, а также проявлены базальты трапповой формации в пределах Таримского и Джунгарского континентальных блоков (рис. 1). Базит-пикритоидный магматизм ранее связывался с аккреционно-коллизийными процессами, а именно — с посторогеническим растяжением, однако детальные петролого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования последних лет [Борисенко и др., 2006; Цзян и др., 2006; Mao et al., 2008, Поляков и др., 2008; Qin et al., 2011] позволили рассматривать этот магматизм в качестве индикаторного для крупной магматической провинции, связанной с активностью Таримского мантийного плюма.

Северная часть ареала распространения базит-пикритоидного магматизма находится в пределах Алтайской коллизийной системы герцинид, сформированной в позднем палеозое (карбон—пермь) в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов [Буслев и др., 2003; Владимиров и др., 2003; Коробкин, Буслев, 2011; Кай и др., 2011]. Эволюция коллизийной системы началась с закрытия в раннем карбоне (турне—визе) Обь-Зайсанского океанического бассейна с формированием чешуйчатой системы покровов, смятых в более поздние складки при последующих сдвиговых деформациях [Буслев и др., 2003]. Реликты коры океанического бассейна сохранились в виде серпентинитового меланжа с фрагментами офиолитов в осевой части Чарской зоны. Погружение океанической литосферы под окраины Казахстанского и Сибирского континентов выразилось в формировании раннекаменно-

угольных магматических ассоциаций в окраинно-континентальных Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской структурно-формационных зонах [Ермолов и др., 1977; Шокальский и др., 2000]. В среднем карбоне в интервале 320—300 млн лет происходило формирование орогенного сооружения, что фиксируется появлением континентальных моласс в Жарма-Саурской и Чарской зонах (даубайская свита C_2) и в Калба-Нарымской зоне (буконьская свита C_2), а индикатором утолщения коры и плавления коровых субстратов являются плагиограниты бугазского и гилевского комплексов, возраст которых составляет 320 ± 5 млн лет [Ермолов и др., 1977; Куйбида и др., 2007]. Базит-пикритовидный магматизм проявился на завершающих стадиях эволюции коллизионной системы и представлен субщелочными габброидами с Ti оруденением и субщелочными пикритоидами с Cu-Ni оруденением [Поляков и др., 2008]. Наряду с ними на территории региона в это же время фиксируются разнообразные — гранодиорит-плагиогранитные, габбро-сиенит-гранитные, дацит-риолитовые и редкометалльно-гранитные магматические ассоциации. Появление множества магматических комплексов разного состава в сравнительно узком возрастном интервале позволили поставить вопрос о необходимости привлечения независимого от тектонических процессов в литосфере теплового источника. Это предположение было подтверждено с помощью трехмерного математического моделирования верхнемантийной конвекции под литосферой коллизионной зоны [Владимиров и др., 2008].

В данной работе изложены результаты петрологических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований базит-пикритовидных комплексов Алтайской коллизионной системы (Восточный Казахстан) и обоснована их индикаторная роль как свидетельство влияния Таримского мантийного плюма на эволюцию литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Базит-пикритовидные интрузии на территории Восточного Казахстана распространены преимущественно в Чарской и Жарма-Саурской структурно-формационных зонах, где они хотя и тяготеют к системе региональных тектонических нарушений северо-западного простирания, но образуют самостоятельные овальные и удлиненно-овальные тела (рис. 2). Породы, слагающие массивы, разделены на аргимбайский сиенит-габбровый и максутский габбро-пикритовидный комплексы [Кузубный и др., 1979]. Породы этих комплексов слагают как самостоятельные интрузии, так и образуют сложные полихронные массивы. Геологическими наблюдениями установлено, что повсеместно более ранними являются породы аргимбайского, а более поздними — максутского комплексов [Ермолов и др., 1983]. Интрузии аргимбайского и максутского комплексов сосредоточены в четырех главных очаговых ареалах — Аргимбайском на юге, Максутском и Койтасском на севере и Тастауском на востоке.

Для аргимбайского комплекса наиболее представительным является одноименный ареал, который вытянут с северо-запада на юго-восток более чем на 50 км (рис. 3). В его пределах сосредоточены сравнительно небольшие линейные дайко- и силлообразные интрузивные тела, всего выделено около 10 самостоятельных массивов. Наиболее крупным является петротипический Аргимбайский массив в северо-западной части пояса. Он имеет в плане клинообразную форму с общей площадью около 60 км². В северо-западном направлении массив «расщепляется» на систему субпараллельных силлов. Северо-восточный контакт массива имеет согласное залегание с вмещающими породами и пологое падение на северо-восток, юго-западный контакт сохраняет северо-восточное падение, но становится более крутым. Массив сопровождается ореолом долеритовых даек. Ядерная часть интрузива сложена практически недифференцированными среднезернистыми габбро, периферическая — габбро с порфировой структурой, контакт между ними постепенный. Небольшую распространенность среди пород массива имеют пегматоидные габбро-эссекситы, формирующие шпильеры площадью до 10—15 м². Изредка отмечаются маломощные (до 5 м) жилы сиенитов, секущие габброиды. Внутреннее строение массива осложнено более поздними процессами автometасоматической альбитизации, проявившейся главным образом в периферической зоне.

В юго-восточной части Аргимбайского интрузивного пояса выявлено несколько интрузивов, в составе которых участвуют породы максутского комплекса. Это Карасуйский, Петропавловский, Кокпектинский интрузивы. Во всех массивах между породами аргимбайского и максутского комплексов наблюдаются резкие интрузивные контакты. Нами были изучены Петропавловский и Кокпектинский массивы. Петропавловский массив представляет собой несколько силло- и дайкообразных тел, залегающих среди известково-углистых песчаников раннего карбона. Кроме базитов аргимбайского комплекса, представленных недифференцированными средне-мелкозернистыми габбро с секущими жилами плагио-сиенитов, здесь проявлены два линейных тела оливиновых долеритов (пикродолеритов) и плагиоклазовых перидотитов (пикритов) максутского комплекса. Кокпектинский массив расположен на левом берегу р. Кокпекты. Вмещающими отложениями являются алевролиты, песчаники и углистые сланцы раннего—среднего карбона. Массив представляет собой силл мощностью около 300—400 м, приуро-

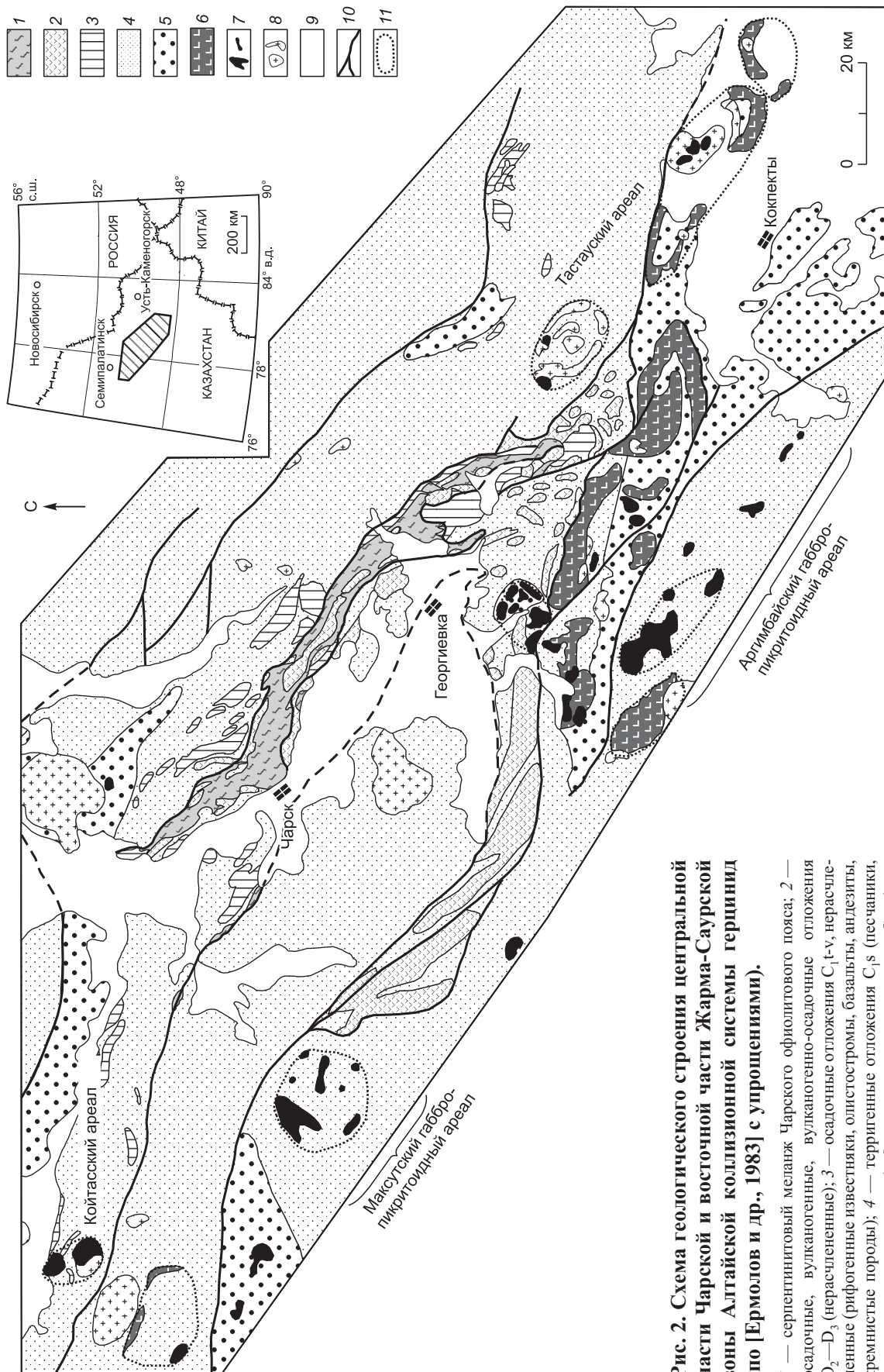


Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Чарской и восточной части Жарма-Саурской зоны Алтайской коллизионной системы герцинид (по [Ермолов и др., 1983] с упрощениями).

1 — серпентинитовый меланж Чарского офиолитового пояса; 2 — осадочные, вулканогенные, вулканогенно-осадочные отложения O_2-D_3 (нерасчлененные); 3 — осадочные отложения C_1-t-v , нерасчлененные (рифогенные известняки, олигостромы, базальты, андезиты, кремнистые породы); 4 — терригенные отложения C_1-s (песчанки, конгломераты, алевролиты); 5 — терригенные отложения C_{2-3} (конгломераты, песчанки, алевролиты, брекчи); 6 — вулканогенные отложения торешокинской и длаубайской свит C_{2-3} (базальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты); 7 — массивы габброидов и пикритовидов арзимбайского и максутского комплексов C_3-P_1 ; 8 — массивы гранитоидов P_{1-2} , нерасчлененные; 9 — рыхлые отложения; 10 — разломы; 11 — ареалы проявления базитового и базит-гранитоидного магматизма.

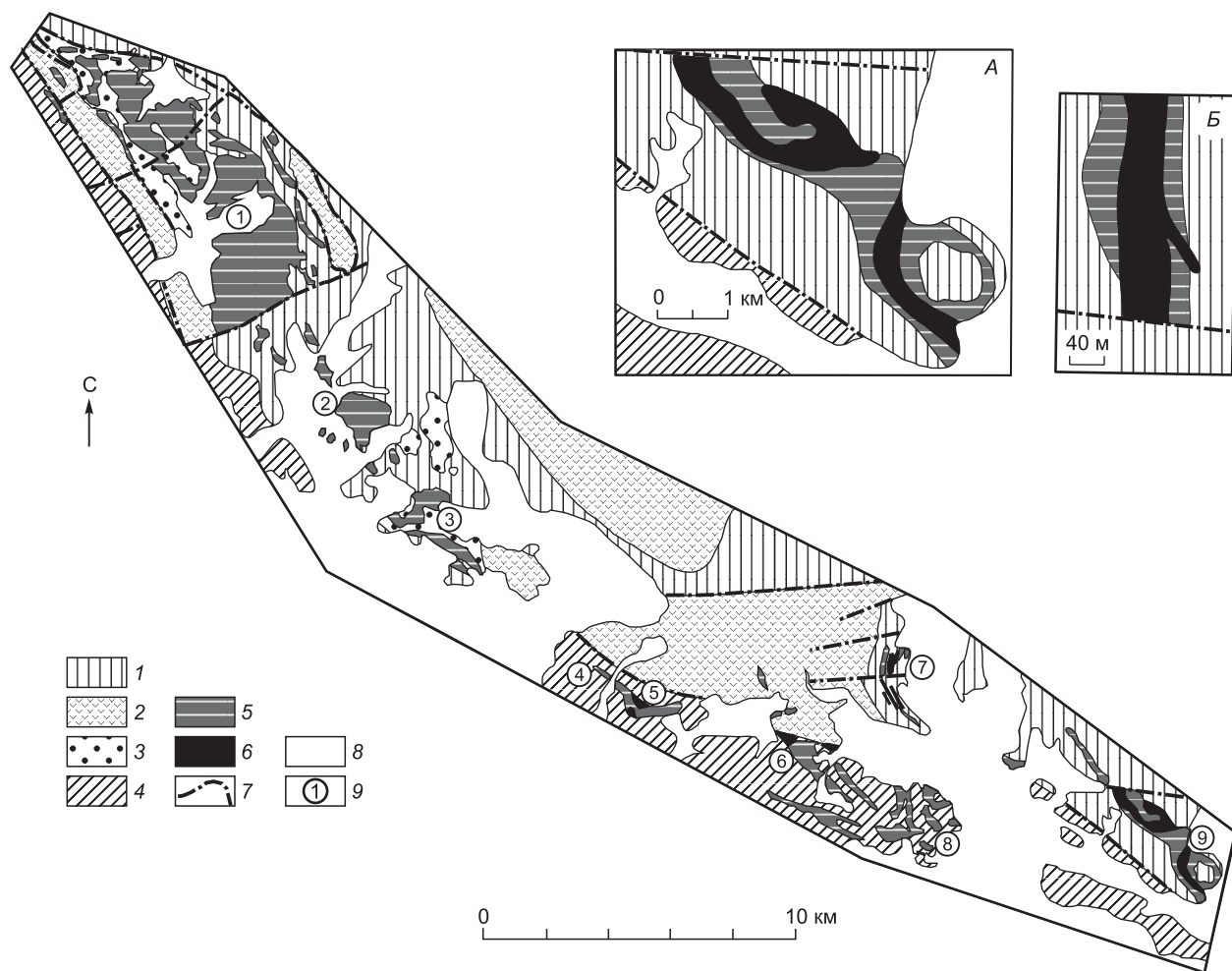


Рис. 3. Геологическая схема Аргимбайского интрузивного ареала (пояса) и слагающих его массивов, по [Ермолов и др., 1983].

1, 2 — раннекаменноугольные отложения: известково-черносланцевые аркалыкской свиты C_{1v} (1) и вулканогенные терсайрыкской свиты C_{1t-v} (2); 3, 4 — отложения среднего—позднего карбона: осадочные буконьской свиты C_2 (3) и осадочно-вулканогенные C_{2-3} (4); 5 — габброиды аргимбайского комплекса; 6 — пикритовиды максутского комплекса; 7 — разломы; 8 — четвертичные отложения. 9 — массивы Аргимбайского интрузивного пояса: 1 — Аргимбайский, 2 — Подхозный, 3 — Шокжалский, 4 — Зосимовский, 5 — Придорожный, 6 — Карасуйский, 7 — Петропавловский, 8 — Комсомольский, 9 — Кокпектинский.

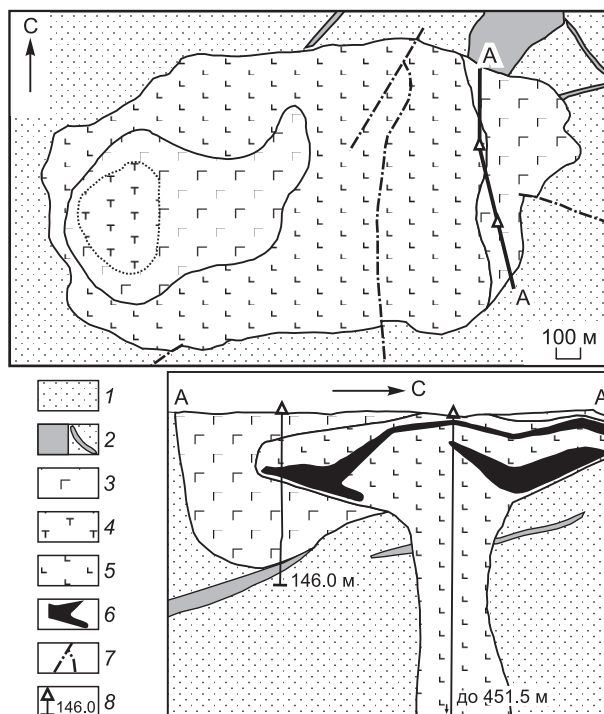
На врезках: А — схема геологического строения Кокпектинского массива; Б — схема геологического строения северной части Петропавловского массива.

ченный к контакту песчаников и углистых сланцев. Породы аргимбайского комплекса слагают подошву и кровлю массива, их мощность в основании не превышает 10—20 м, а в кровле достигает 150—200 м. Породы максутского комплекса слагают два самостоятельных тела в центральной части силла. Аргимбайский комплекс представлен здесь среднезернистыми роговообманковыми габбро с секущими жилами плагиосиенитов, максутский комплекс — оливиновыми долеритами (пикродолеритами).

Для максутского комплекса наиболее представительным является Максутский ареал, в составе которого выделяются Южно-Максутский и Северо-Максутский интрузивы. По геофизическим данным предполагается также нескрытое тело в западной части ареала. Наиболее изученным является Южно-Максутский интрузив, с которым связано Cu-Ni-ЭПГ месторождение, в связи с чем он был детально разбурен и исследован в середине 1970-х годов [Ермолов и др., 1976], а в настоящее время ведется эксплуатация зоны окисления сульфидных руд и заканчивается подсчет запасов этого месторождения. В ранних работах было показано, что массив представляет собой небольшое лополитообразное тело, подошва которого полого погружается в западном направлении. Внутреннее строение массива приведено на рис. 4. В отличие от восточного контакта, западный контакт крутопадающий и в этой части пред-

Рис. 4. Схема геологического строения массива Южный Максут. Составлена на основе [Ермолов и др., 1983] и материалов ТОО «Баст».

1 — песчано-сланцевые отложения кокпектинской свиты C_{1n} ; 2 — диориты и гранодиориты раннего карбона; 3—5 — породы Южно-Максутского массива: 3 — оливковые долериты (пикродолериты) 1-й фазы; 4 — троктолиты и плагиоклазовые перидотиты — кумулаты 1-й фазы; 5 — оливковые нориты и габбронориты 2-й фазы; 6 — рудные тела; 7 — разломы; 8 — положение скважин, указана глубина в метрах.



полагается подводный канал для оливковых долеритов первой фазы массива. Второй фазой Южно-Максутского массива являются оливковые габбронориты, к которым и приурочена сульфидная вкрапленность. При доразведке был установлен подводный канал для пород второй фазы (до глубины 450 м), который располагается в восточной части массива. Это узкое штокообразное тело, сложенное оливковыми габброноритами с офитовой структурой, в которых присутствуют сульфидные капли. В ранних работах предполагалось, что третьей фазой максутского комплекса являются плагиоклазовые перидотиты, которые были разрушены в западной наиболее глубинной части интрузива [Ермолов и др., 1976]. Однако учитывая, что в оливковых долеритах ранней ликвидусной фазой является оливин, и при этом наблюдаются гломеросрастания оливинов, можно предполагать, что плагиоклазовые перидотиты представляют собой оливковые кумулаты в глубинной и наиболее мощной части фазы оливковых долеритов.

Северо-Максутский массив, в отличие от Южно-Максутского, представляет собой крутопадающее выклинивающееся на глубину тело. В связи с этим он не рассматривался как перспективный на обнаружение Cu-Ni оруденения и был вскрыт только несколькими скважинами. В то же время обзор по Cu-Ni месторождениям Синьцзян-Уйгурского автономного района [Mao et al., 2008; Pirajno et al., 2009] показывает, что в большинстве случаев рудоносные интрузии представляют собой небольшие (0.5—2 км²) крутопадающие тела. В некоторых интрузивах более меланократовые породы располагаются в центральных частях, что позволило Ф. Пирайно ошибочно отнести их к урало-аяскинскому типу [Pirajno et al., 2009]. В то же время по характеру дифференциации и особенностям петрогеохимического состава они ближе к норильским интрузивам [Поляков и др., 2008].

В Тастауском ареале ультрабазит-базитовые интрузии сложены преимущественно породами максутского комплекса и находятся в составе многофазных габбро-сиенит-гранит-лейкогранитных массивов: Тастауского и Преображенского. Базиты здесь — преимущественно мелкие бескорневые тела, подвергшиеся дезинтеграции и различного рода изменениям под воздействием более поздних гранитоидов. Наименее измененные разновидности представлены оливковыми габброноритами и долеритами (аналоги 2-й фазы Максутского массива). В обоих массивах вместе с ними широко развиты гибридные породы — «пестрые» диориты (по [Ермолов и др., 1983]), являющиеся продуктом миксинга базитовых и кремнекислых расплавов.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Породы аргимбайского комплекса представлены габбро и роговообманковыми габбро, габбро-эссекситами, плагиосиенитами. Габбро имеют офитовую, пойкилоофитовую, реже габбровую структуру. Главными минералами являются плагиоклаз (60—65 об. %), клинопироксен (20—30 об. %), в подчиненном количестве присутствует магматическая роговая обманка, типоморфными минералами являются калиевый полевой шпат и кварц, акцессорные минералы — апатит, биотит, ильменит и сфен. Составы породообразующих минералов были определены микрорентгеноспектральным анализом на приборах Camebax Micro и JEOL-8100 в ИГМ СО РАН. Плагиоклаз имеет три генерации. Первая представлена идиоморфными зернами с прямой зональностью (58—44 % An), вторая — пойкилобластическими зернами (33—28 % An), третья — мелкими зернами андезин-олигоклазового состава (20—12 % An). Клинопироксен образует как пойкилобластические крупные зерна, так и мелкие ксеноморфные зерна, по

составу они соответствуют субкальциевым авгитам, характерной их особенностью является повышенное содержание глинозема (до 4—6 мас. % Al_2O_3). Калиевый полевой шпат и кварц образуют небольшие (< 0.2 мм) ксеноморфные зерна, общее количество которых может достигать до 5 % объема породы. Вторичные минералы представлены хлоритами, карбонатами, зеленым волокнистым амфиболом и соссюритом.

Роговообманковые габбро имеют офитовую, пойкилоофитовую и габброофитовую структуру; главные минералы: плагиоклаз (55—70 об. %), клинопироксен (15—25 об. %), магматическая бурая роговая обманка (15 об. %), также присутствуют биотит (до 3 об. %), кварц (0—3 об. %), калиевый полевой шпат (до 3 об. %), титаномагнетит (3—5 об. %), апатит (до 5 об. %). Плагиоклаз первой генерации образует удлиненно-призматические кристаллы слабозонального андезина (43—33 % An), которые обычно окружены альбитовой каймой. Клинопироксен, представленный субкальциевым авгитом, обычно ксеноморфен по отношению к плагиоклазу.

Пегматоидные габбро-эссекситы — крупнозернистые и гигантозернистые породы, структурный каркас которых сложен плагиоклазом олигоклаз-андезинового состава и клинопироксеном, замещающимся зеленым волокнистым амфиболом. Основная масса, занимающая не более 10—15 % объема породы, сложена альбитом, калиевым полевым шпатом, клинопироксеном, кварцем и рудными минералами.

Плагиосиениты — серые, желтые или белые мелкозернистые породы, имеющие криптовую или призматическую структуру. Главные минералы — альбит (70—80 об. %), кварц (5—10 об. %), калишпат (5—10 %). В подчиненном количестве присутствует клинопироксен, представленный скоплениями микрозерен в интерстициях, также отмечены магнетит, биотит, циркон, роговая обманка.

Породы максутского комплекса представлены двумя главными разновидностями: оливиновыми долеритами и пикритами 1-й фазы, и оливиновыми габброноритами и габброноритами (долеритами) 2-й фазы. Оливиновые долериты (пикродолериты) — мелкозернистые породы с офитовой и пойкилоофитовой структурами, сложенные оливином с железистостью 20—24 % (10—20 об. %); плагиоклазом (60—70 об. %) двух генераций — 85—55 % An и 40—25 % An; клинопироксеном, соответствующим субкальциевому авгиту с железистостью 30—40 % (10—25 об. %); биотитом (3—4 об. %), ортопироксеном с железистостью 32—35 % (1—2 об. %), бурой роговой обманкой (ок. 1 об. %), титаномагнетитом (2—3 об. %) и апатитом (до 1 об. %). Петрографическими наблюдениями установлена следующая последовательность кристаллизации минералов; оливин → оливин + плагиоклаз → плагиоклаз + клинопироксен + ортопироксен + магнетит. Пикриты, представляющие собой кумулаты оливиновых долеритов, содержат до 55—60 об. % оливина с железистостью 20—25 %, основной плагиоклаз (18—23 об. %, 72—62 % An), ортопироксен (10—15 об. %, $f = 18—22$ %), клинопироксен (2—3 об. %, $f = 22$ %), роговую обманку (2—4 об. %), биотит (2—4 об. %), титаномагнетит (1—2 об. %).

Оливиновые габбронориты и габбронориты 2-й фазы — грубозернистые породы с габбровой, реже габбродолеритовой, структурой, сложенные лабрадором (65—70 об. %, 62—50 An), оливином с железистостью 30—35 % (4—6 об. %), ортопироксеном с железистостью 22—25 % (8—12 об. %), клинопироксеном с железистостью 20—22 % (1—2 об. %), роговой обманкой (5—8 об. %), биотитом (3—5 об. %), апатитом, цирконом, магнетитом и ильменитом. Эти породы повсеместно содержат до 3 об. % сульфидов, представленных пирротин-халькопирит-пентландитовым парагенезисом.

На основании петрографических наблюдений можно заключить, что калиевый полевой шпат, кварц и апатит являются типоморфными минералами для пород аргимбайского комплекса, а оливин и биотит — типоморфными для пород максутского комплекса. Присутствие калийсодержащих минералов в габброидах и пикритоидах в породообразующих количествах свидетельствует о повышенном содержании калия в родоначальных магмах, что выражается в появлении монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов как продуктов кристаллизации остаточных расплавов.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Характеристика вещественного состава изученных пород основывается на более чем 150 анализах содержаний петрогенных (авторские и опубликованные в [Ермолов и др., 1983] данные) и 22 анализах содержаний редких элементов (авторские данные). Для корректного использования ранее опубликованных данных выполнено около 30 анализов содержания петрогенных компонентов методом РФА тех образцов горных пород, по которым ранее был выполнен силикатный анализ [Ермолов и др., 1983]. Сравнение полученных данных показало корректную сходимость результатов, полученных разными методами. Содержание петрогенных компонентов в породах определялось методом РФА в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск по стандартным методикам. Определение концентраций редких и редкоземельных элементов проводилось методом ICP-MS в ИГМ СО РАН на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT Finnigan Mat 262, содержания Cu, Ni, Co, Cr, V определены методом атомно-абсорбционного анализа на приборе PVE Unicam SP-9, Perkin-Elmer, Zeeman B030 в ИГМ СО РАН. Представительные анализы пород изученных массивов приведены в табл. 1.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %), и редких (г/т) элементов в представительных пробах габброидов и пикриттоидов

Компонент	635	711	717	X-822	X-824	X-825	CC-40/2	CC-42	CC-13	X-923	X-928
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	55.34	53.63	54.76	54.23	53.29	54.63	49.36	48.94	49.25	47.87	51.00
TiO ₂	1.41	2.11	1.83	1.76	1.80	1.41	2.04	1.13	1.42	1.68	1.57
Al ₂ O ₃	16.01	14.40	14.53	15.34	15.04	16.21	16.37	14.39	16.62	17.39	16.30
FeO*	9.63	13.10	11.23	10.96	11.56	9.76	9.45	7.63	8.49	11.42	9.87
MnO	0.12	0.19	0.17	0.15	0.17	0.13	0.16	0.12	0.12	0.14	0.12
MgO	3.69	3.44	3.52	3.38	3.48	3.36	4.85	8.46	5.52	5.78	5.14
CaO	5.76	5.97	5.23	5.49	5.53	6.11	7.14	10.67	8.51	7.58	7.23
Na ₂ O	4.86	4.29	4.24	4.55	5.66	5.21	4.95	2.47	4.72	4.16	4.71
K ₂ O	1.11	2.41	2.62	2.17	2.17	1.66	0.99	0.20	0.90	1.21	1.43
P ₂ O ₅	0.64	0.92	0.90	0.78	0.78	0.59	0.59	0.69	0.80	0.48	0.74
П.п.п.	2.76	1.20	1.85	1.58	2.40	1.79	3.03	4.45	2.69	3.84	3.19
Сумма	101.33	101.65	100.88	100.39	101.88	100.86	98.93	99.14	99.04	101.55	101.29
Rb	12	28	37	34	24	19	9	1	11	13	9
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.30	0.06
Sr	984	582	623	658	669	737	925	881	1103	993	777
Ba	784	908	1011	980	969	825	654	166	399	357	692
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	89	96
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	22
Cu	29	72	47	51	47	33	48	56	52	90	119
Co	23	25	22	19	20	21	30	32	29	35	27
Ni	45	21	21	18	21	22	51	221	70	83	74
Cr	90	32	28	30	33	39	94	346	140	118	107
V	137	205	183	178	185	146	227	161	202	173	185
Y	31	47	46	45	43	34	40	20	26	19	25
Zr	244	384	378	375	337	263	225	143	167	142	219
Nb	18	28	28	28	25	21	14	10	16	11	19
La	37	51	55	54	52	40	37	54	38	20	44
Ce	75	102	109	107	104	81	85	117	79	44	93
Pr	10.2	14.0	14.9	14.4	13.8	10.7	12.2	16.5	10.5	6.4	11.5
Nd	40	55	57	54	52	41	50	66	43	25	44
Sm	7.2	10.2	10.5	10.0	9.8	7.8	9.7	11.5	7.9	5.4	7.6
Eu	2.1	2.8	2.6	2.6	2.7	2.3	3.0	3.2	2.3	1.5	2.1
Gd	6.1	9.2	9.0	8.6	8.2	6.4	7.9	6.9	6.5	4.9	7.4
Tb	0.9	1.3	1.2	1.2	1.1	0.9	1.2	0.8	0.9	0.7	0.9
Dy	4.6	7.5	7.3	6.7	6.6	5.3	6.6	3.7	4.7	3.6	4.9
Ho	0.9	1.5	1.4	1.3	1.3	1.0	1.4	0.7	0.9	0.7	1.0
Er	2.5	4.0	3.9	3.7	3.5	2.8	3.7	1.8	2.4	1.9	2.6
Tm	0.4	0.6	0.6	0.6	0.6	0.4	0.6	0.3	0.3	0.3	0.4
Yb	2.3	3.8	3.5	3.4	3.4	2.6	3.4	1.6	2.0	1.6	2.0
Lu	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.2	0.3	0.2	0.3
Hf	5.3	8.4	8.3	8.0	7.2	5.7	5.2	3.4	3.9	3.4	4.9
Ta	1.1	1.4	1.5	1.6	1.5	1.1	0.7	0.6	0.8	0.7	1.0
Th	1.6	2.7	3.1	3.1	2.8	2.1	0.9	3.3	1.7	1.1	2.2
U	0.8	1.0	1.3	1.1	1.0	0.8	0.8	0.8	0.6	0.3	0.7
Σ РЗЭ	189	264	276	267	259	203	223	284	199	117	222
(La/Yb) _N	10.7	9.1	10.4	10.7	10.5	10.2	7.3	23.1	13.0	8.5	14.8

Компонент	X-933	716	X-826	CC-12/2	X-926	X-835	CC-9/2	CC-17/3	X-929	X-931	700
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	52.43	60.38	60.62	68.01	67.62	43.25	44.58	45.49	40.96	41.74	40.65
TiO ₂	1.52	1.69	1.42	0.41	0.89	0.98	1.13	1.01	0.70	0.73	0.84
Al ₂ O ₃	16.23	13.64	14.78	15.59	18.19	13.95	12.80	12.65	7.62	8.16	7.85
FeO*	9.66	7.24	9.36	2.33	3.10	13.42	10.40	10.66	15.51	14.94	12.89
MnO	0.13	0.08	0.13	0.03	0.06	0.17	0.16	0.16	0.20	0.18	0.22
MgO	5.06	1.81	1.46	0.68	0.74	15.15	15.91	17.16	25.36	25.31	24.71
CaO	7.01	3.81	2.24	2.51	1.61	6.95	6.66	6.48	3.88	3.90	3.98
Na ₂ O	4.22	7.14	6.60	7.07	3.75	2.33	2.27	2.61	0.83	1.09	1.16
K ₂ O	2.22	0.56	3.74	2.52	3.12	0.86	0.99	0.97	0.60	0.61	0.60
P ₂ O ₅	0.72	0.56	0.37	0.07	0.16	0.28	0.33	0.30	0.24	0.26	0.30
П.п.п.	2.06	2.96	0.72	0.49	0.30	4.55	3.81	1.42	5.99	4.52	6.43
Сумма	101.26	99.87	101.43	99.71	99.54	101.89	99.04	98.91	101.87	101.46	99.63
Rb	16	11	51	12	60	8	9	8	7	7	9
Cs	0.08	—	—	—	0.14	0.45	—	—	0.47	0.33	0.47
Sr	1318	329	299	276	719	830	908	717	450	624	568
Ba	1099	255	1460	312	1666	238	333	276	199	287	242
Zn	86	—	—	—	42	—	—	—	90	103	—
Sc	23	—	—	—	4	—	—	—	13	12	—
Cu	61	12	67	13	78	22	31	33	35	27	—
Co	26	11	14	8	4	67	65	73	101	101	—
Ni	68	10	10	18	4	371	365	461	940	919	—
Cr	103	17	20	6	17	702	720	900	1472	1364	—
V	181	102	52	15	38	92	115	103	79	85	—
Y	25	53	50	15	17	13	18	15	9	9	12
Zr	232	549	412	694	369	91	143	115	74	86	78
Nb	19	38	43	30	25	7	9	7	5	6	6
La	42	67	67	48	36	12	18	15	11	13	10
Ce	88	133	131	84	70	27	39	31	24	26	23
Pr	11.2	17.6	17.3	8.4	7.9	3.7	5.5	4.5	3.2	3.4	3.2
Nd	43	65	63	25	26	15	22	19	13	13	14
Sm	7.5	11.8	11.3	3.4	4.3	3.0	4.7	3.7	2.5	2.7	2.7
Eu	2.1	2.4	2.8	0.9	1.3	1.0	1.6	1.3	0.7	0.7	0.8
Gd	6.6	9.9	9.3	2.6	3.9	2.9	3.9	3.3	2.1	2.3	2.4
Tb	0.9	1.5	1.4	0.3	0.5	0.4	0.6	0.4	0.3	0.3	0.3
Dy	4.6	8.3	8.2	2.2	3.0	2.2	3.2	2.7	1.8	1.7	1.7
Ho	0.9	1.6	1.6	0.5	0.6	0.5	0.7	0.5	0.3	0.4	0.4
Er	2.6	4.5	4.5	1.4	1.7	1.2	1.7	1.4	0.8	0.9	1.0
Tm	0.4	0.7	0.7	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1
Yb	2.0	4.4	4.2	1.8	1.8	1.2	1.6	1.3	0.8	0.7	0.9
Lu	0.3	0.6	0.6	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1
Hf	5.3	12.4	9.6	13.9	7.6	2.1	3.2	2.5	1.7	1.9	1.7
Ta	1.2	1.9	2.1	1.8	1.7	1.3	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4
Th	2.9	4.5	4.5	7.6	3.8	0.6	0.9	0.7	0.6	0.7	0.5
U	0.9	1.8	1.5	2.2	1.2	0.2	0.4	0.3	0.1	0.2	0.2
Σ РЗЭ	212	329	323	179	158	70	103	85	61	66	61
(La/Yb) _N	13.9	10.4	10.8	17.8	13.2	7.1	7.3	7.9	9.4	11.8	7.4

Примечание. 1—16 — породы аргимбайского комплекса: 1—12 — габро и роговообманковые габбро (1—8 — Аргимбайский массив, 9 — Кокпектинский массив, 10—12 — Петропавловский массив); 13, 14 — габбро-эссекиты (Аргимбайский массив); 15, 16 — плагиосиениты (15 — Кокпектинский массив, 16 — Петропавловский массив). 17—22 — породы максутского комплекса: 17—19 — пикродолериты (Кокпектинский массив); 20—22 — пикриты (Петропавловский массив). FeO* — общее железо приведено в форме FeO. Прочерк — содержание не определялось. Отношение (La/Yb)_N нормировано по хондриту [Boynnton, 1984].

Габбро и роговообманковые габбро аргимбайского комплекса характеризуются содержаниями кремнезема от 43 до 56 мас. %, повышенными содержаниями титана (до 2 мас. % TiO_2), щелочей (до 5.6 мас. % Na_2O и до 2.6 мас. % K_2O), и фосфора (до 0.9 мас. % P_2O_5). По суммарному содержанию щелочей породы соответствуют субщелочному ряду изверженных пород, а по содержанию калия — известково-щелочной серии повышенной калиевости (рис. 5). Габбро-эссекситы наследуют основные петрохимические черты габбро, отличаясь в основном повышенными содержаниями кремнезема (до 60 мас. % SiO_2) и натрия (до 7 мас. % Na_2O). Плагииосиениты имеют еще более высокие концентрации кремнезема

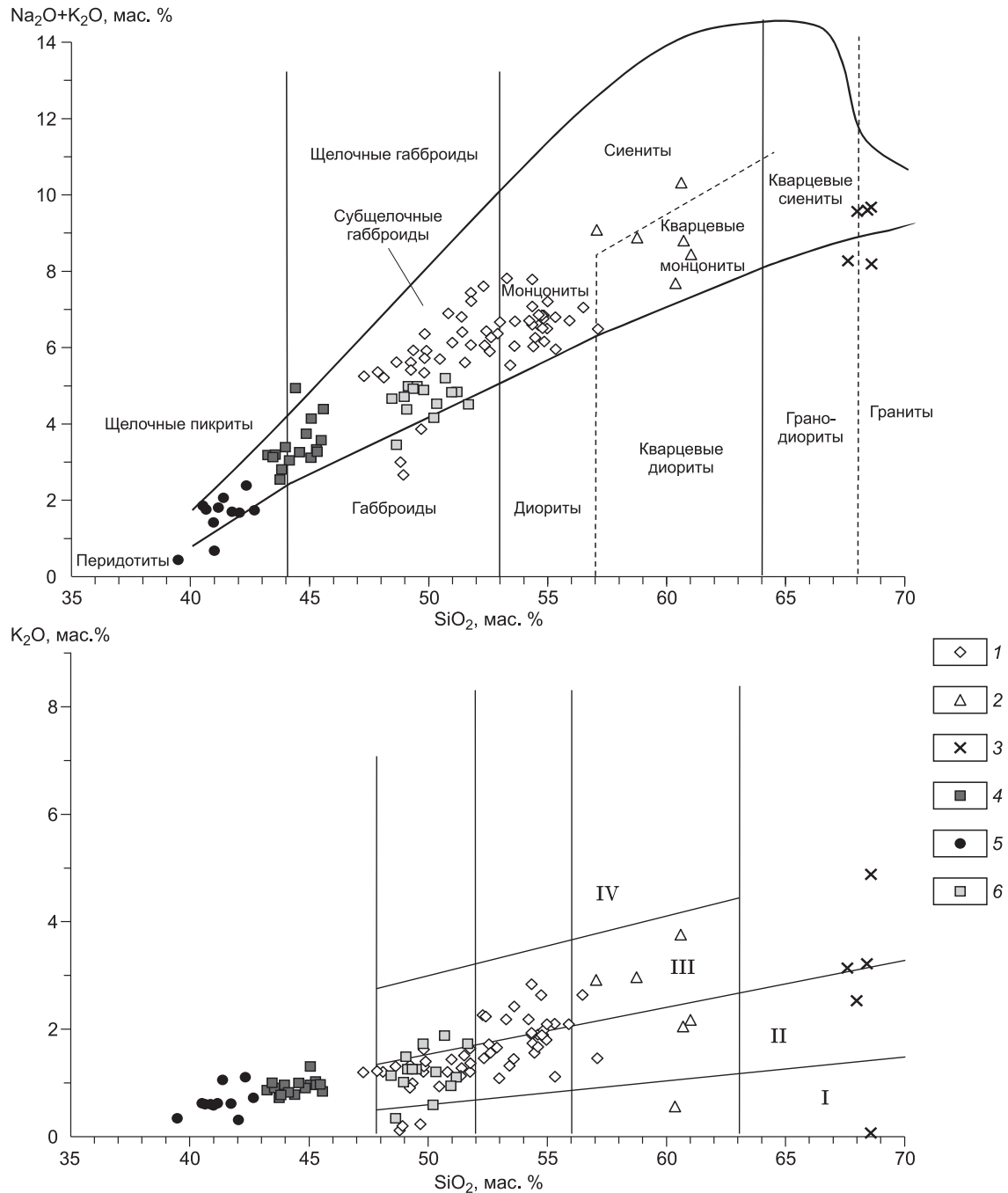


Рис. 5. Составы габброидов и пикритоидов на классификационных диаграммах SiO_2 —сумма щелочей, SiO_2 — K_2O .

Породы аргимбайского комплекса: 1 — габбро и роговообманковые габбро, 2 — габбро-эссекситы, 3 — плагииосиениты. Породы максутского комплекса: 4 — оливиновые долериты (пикродолериты) 1-й фазы, 5 — пикриты и плагноклазовые перидотиты 1-й фазы, 6 — оливиновые габбронориты 2-й фазы. На диаграмме SiO_2 — K_2O обозначены поля составов серий изверженных пород: I — толеитовая, II — известково-щелочная, III — известково-щелочная повышенной калиевости, IV — шошонитовая.

(67—68 мас. % SiO_2). Как следует из соотношения оксидов магния, кальция и глинозема (рис. 6), многообразие составов габбро аргимбайского комплекса определялось фракционированием клинопироксена, и, вероятно, плагиоклаза. Составы габбро-эссекситов и плагиосиенитов отвечают дифференцированным расплавам, а состав габбро, учитывая отсутствие кумулятивных разностей, предположительно близок к составу первичной магмы, которая соответствовала трахибазальту.

Среди составов изученных пород максутского комплекса петрохимически выделяются три группы пород. Оливиновые пикродолериты 1-й фазы характеризуются содержаниями SiO_2 от 43 до 46 мас. %, повышенными содержаниями титана (до 1.6 мас. % TiO_2), щелочей (до 4.2 мас. % Na_2O и до 1.3 мас. % K_2O), и фосфора (до 0.4 мас. % P_2O_5). Пикриты и плагиоклазовые перидотиты (кумуляты 1-й фазы) содержат 40—42 мас. % SiO_2 , до 25 мас. % MgO , содержания титана, фосфора и щелочей являются повышенными для ультраосновных пород (TiO_2 до 0.85 мас. %, P_2O_5 до 0.3 мас. %, Na_2O до 1.4 мас. %, K_2O до 1.1 мас. %). Оливиновые габбронориты и нориты 2-й фазы содержат от 48 до 52 мас. % SiO_2 , и наиболее обогащены титаном, фосфором и щелочами (TiO_2 до 3.3 мас. %, P_2O_5 до 0.9 мас. %, Na_2O до 3.9 мас. %, K_2O до 1.8 мас. %). По суммарному содержанию щелочей породы максутского комплекса соответствуют субщелочному ряду изверженных пород, а по содержанию калия — известково-щелочной серии повышенной калиевости. Соотношение оксидов магния и кальция и глинозема (см. рис. 6) иллюстрирует, что многообразие составов пород максутского комплекса определялось фракционированием оливина для 1-й фазы и ортопироксена для 2-й фазы.

Особенности редкоземельного состава пород отражены на рис. 7. Характерной чертой являются повышенные содержания редкоземельных элементов — сумма РЗЭ для габбро аргимбайского комплекса составляет 120—270 г/т, для габбро-эссекситов — 320 г/т, для плагиосиенитов — 160—170 г/т; для пикродолеритов и габброноритов максутского комплекса — 70—100 г/т, для пикритов — 60—65 г/т; также для всех пород наблюдается обогащение легкими лантаноидами. Для всех пород характерны повышенные содержания некогерентных элементов, таких как Rb (для аргимбайского комплекса до 37 г/т в габбро и до 51 г/т в габбро-эссекситах; для максутского комплекса до 9 г/т в пикродолеритах, пикритах и оливиновых габброноритах), Ba (для аргимбайского комплекса до 1100 г/т в габбро и до 1460 г/т габбро-эссекситах; для максутского комплекса до 333 г/т в пикродолеритах, до 240 г/т в пикритах и до 250 г/т в оливиновых габброноритах), Zr (для аргимбайского комплекса до 384 г/т в габбро и до 550 г/т в габбро-эссекситах; для максутского комплекса до 143 г/т в пикродолеритах, до 80 г/т в пикритах, и до 100 г/т в оливиновых габброноритах). На мультиэлементных спектрах выделяются отчетливые максимумы в концентрациях Ba, K, Zr, Sr и Ti (для двух последних — за исключением дифференцированных разностей: габбро-эссекситов и плагиосиенитов), минимумы в концентрациях Nb, Ta, Hf. По концентрациям и особенностям распределения редких и редкоземельных элементов породы как аргимбайского, так и максутского комплекса близки к базальтам океанических островов. Вместе с тем в породах изученных комплексов наблюдаются пониженные, по сравнению с базальтами океанических островов, концентрации Nb и Ta, более характерные для базальтоидов надсубдукционных обстановок. Это может объясняться наследованием геохимических меток надсубдукционной мантии, существовавшей до коллизии под активными континентальными окраинами Сибирского и Казахстанского континентов [Сафонова, 2005].

Геохимические особенности состава как габброидов, так и пикритоидов идентичны, что позволяет предполагать их формирование за счет одного мантийного источника. Это предположение подтверждается также геологическими данными, подчеркивающими пространственную сопряженность проявления пород габброидного и пикритоидного комплексов. Анализ геологических и геохимических данных показывает, что формирование пород происходило в антидромной последовательности — при переходе от ранних (аргимбайский габбро-плагиосиенитовый комплекс) к поздним (максутский пикритоидный комплекс) базитам магнезиальность закономерно увеличивается, а кремнекислотность и щелочность соответственно уменьшаются. Магмообразование происходило с постепенным вовлечением в расплав более тугоплавких компонентов, т.е. с увеличением степени плавления мантии.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

Для характеристики состава мантийного источника были исследованы Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы в пробах габброидов и пикритоидов. Sm-Nd изотопные исследования проводились по валовым пробам пород в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Погрешность изотопного состава неодима в стандарте La Jolla = 0.511851 ± 17 ($n = 20$) не превышала 0.003 % (2σ), ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составила 0.3 % (2σ). Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на принятое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860. Rb-Sr изотопные исследования

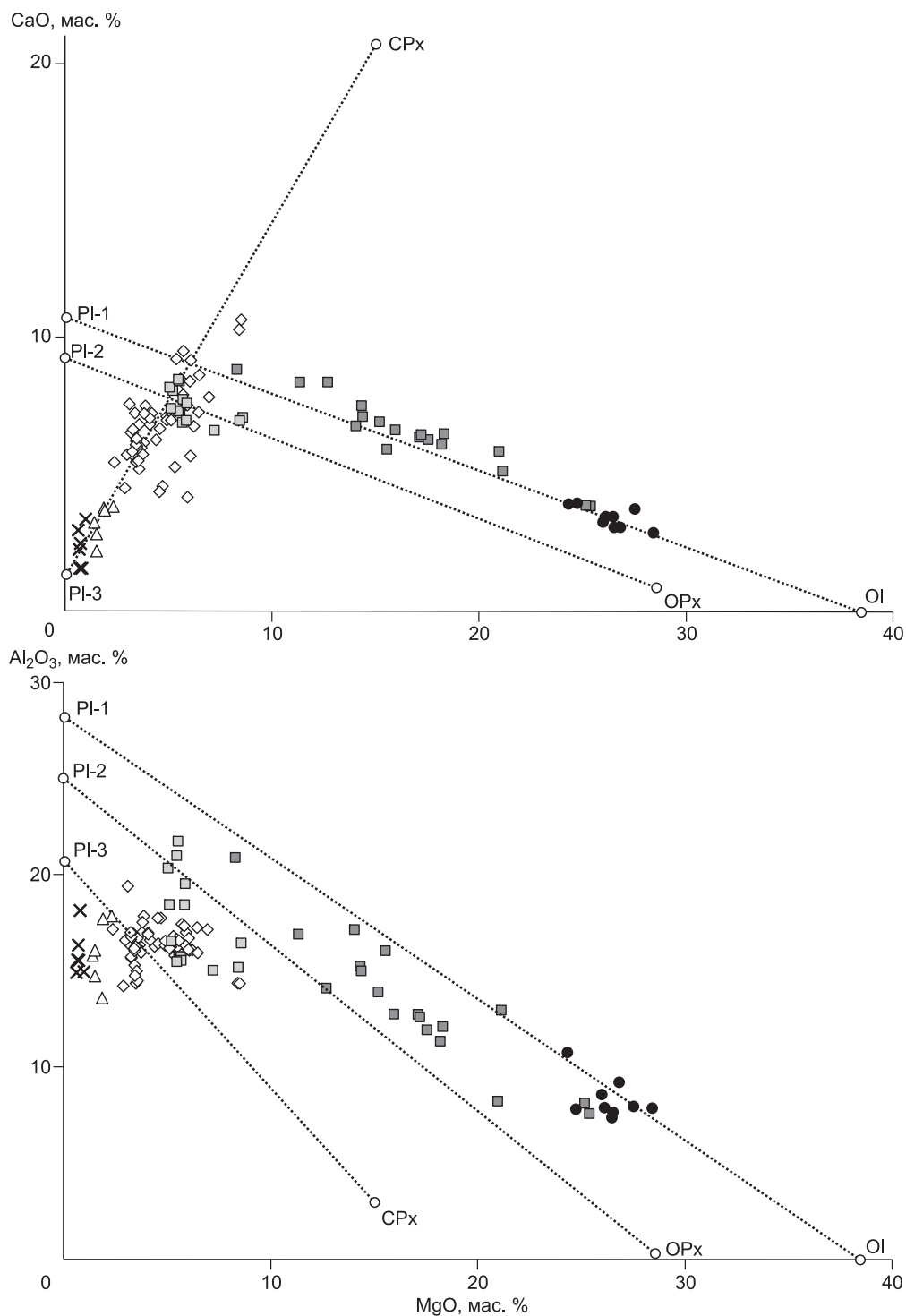


Рис. 6. Составы габброидов и пикритоидов на диаграммах MgO—CaO, MgO—Al₂O₃.

Усл. обозн. см. рис. 5. Точки составов минералов нанесены по результатам микрозондового анализа: OI — оливин (MgO = 38.46 мас. %); OPx — ортопироксен (MgO = 28.55 мас. %, CaO = 0.9 мас. %, Al₂O₃ = 0.33 мас. %); CPx — клинопироксен (MgO = 14.99 мас. %, CaO = 20.72 мас. %, Al₂O₃ = 3.0 мас. %); PI-1 — основной плагиоклаз в породах 1-й фазы максутского комплекса (CaO = 10.75 мас. %, Al₂O₃ = 28.25 мас. %); PI-2 — основной плагиоклаз в породах 2-й фазы максутского комплекса (CaO = 9.9 мас. %, Al₂O₃ = 25 мас. %) PI-3 — кислый плагиоклаз поздней генерации в породах аргимбайского комплекса (CaO = 1.38 мас. %, Al₂O₃ = 20.75 мас. %).

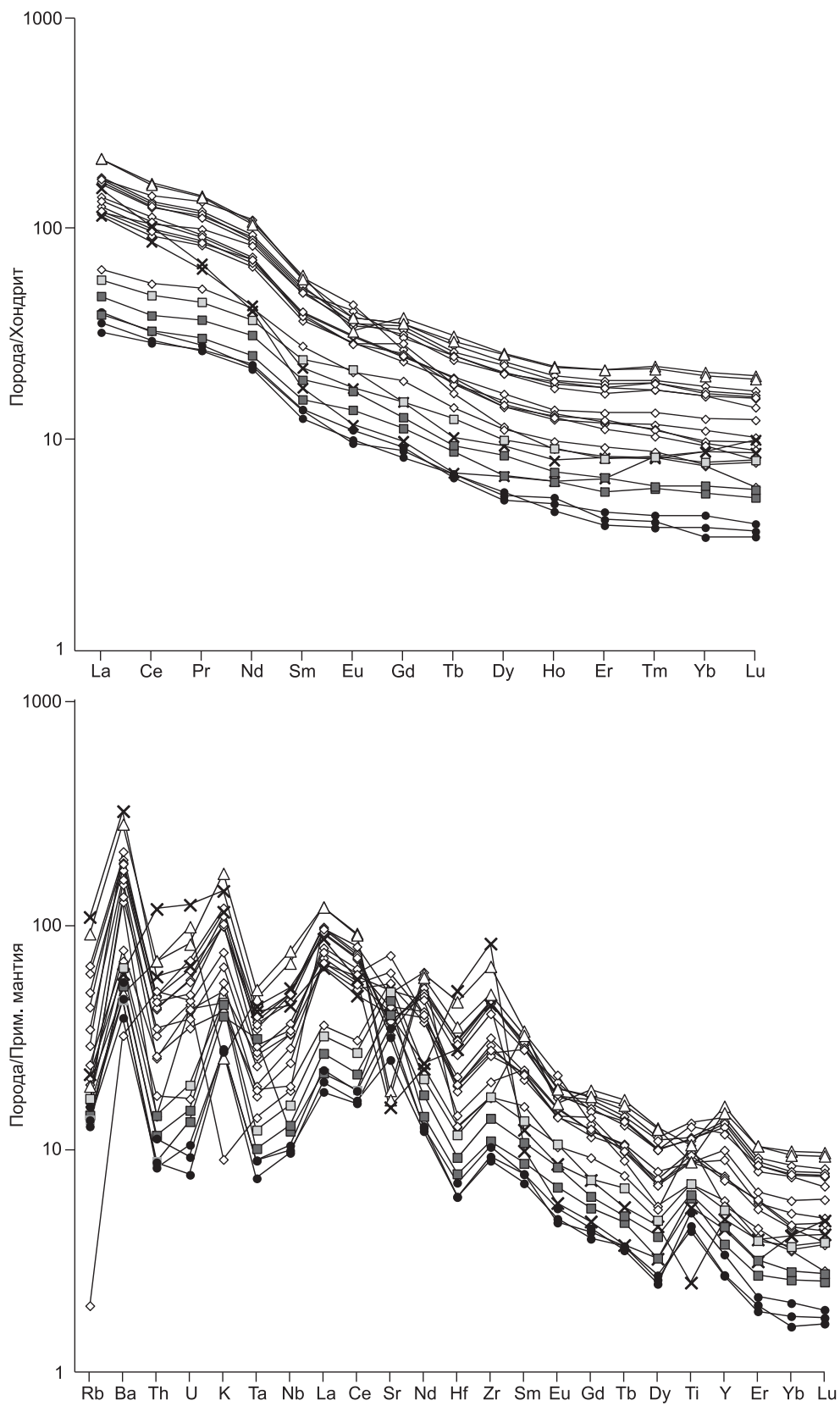


Рис. 7. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в габброидах и пикритоидах.

Усл. обозн. см. рис. 5. Содержание редкоземельных элементов нормировано по хондриту [Boynnton, 1984], редких элементов — по примитивной мантии [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Таблица 2. Изотопный состав Sr и Nd в габброидах и пикритоидах Восточного Казахстана

№ п/п	Проба	Возраст, млн лет	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I_{Sr}	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$E_{\text{Nd}}(T)$
			г/г					г/г				
1	СС-13	290	10.4	1121	0.0268	0.7038	0.7037	7.76	42.18	0.1112	0.5127	4.65
2	X-923	290	15.0	974	0.0446	0.7040	0.7039	6.54	29.80	0.1326	0.5128	5.36
3	СС-17-3	280	7.5	766	0.0283	0.7037	0.7036	3.60	18.27	0.1193	0.5128	5.23
4	X-914	280	13.4	720	0.0539	0.7043	0.7041	3.89	18.79	0.1250	0.5129	6.96
5	X-931	280	7.59	648	0.0339	0.7038	0.7037	3.07	15.91	0.1166	0.5128	6.07

Примечание. Породы аргимбайского комплекса: 1 — габбро, Кокпектинский массив; 2 — габбро, Петропавловский массив. Породы максутского комплекса: 3 — пикродолерит, Кокпектинский массив; 4 — пикродолерит, Тастауский массив; 5 — пикрит, Петропавловский массив.

проводились по валовым пробам пород в Институте геологии и минералогии СО РАН на твердофазном масс-спектрометре МИ-1201-АТ.

Для анализа были выбраны две пробы габбро аргимбайского комплекса из Кокпектинского и Петропавловского массивов, две пробы пикродолеритов максутского комплекса из Кокпектинского и Тастауского массивов, проба пикритов из Петропавловского массива. Результаты исследований приведены в табл. 2 и на рис. 8. Первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для габброидов и пикритов обладают составами, обогащенными относительно деплетированной мантии радиогенным стронцием ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.7043), значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьируют от 4.6 до 6.9. Изотопные составы изученных пород попадают в поле таковых для базальтов океанических островов (ОИВ) и близки к значениям, установленным для компонентов мантийных плюмов [Фор, 1989].

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА

Основываясь на данных о геологических взаимоотношениях габброидов и пикритов с другими породами, время их формирования было определено ранее как среднепозднекаменноугольное [Ермолов и др., 1983]. Определение абсолютного возраста пород было проведено нами U-Pb методом для габбро аргимбайского комплекса (Кокпектинский массив) и Ag-Ag методом для пикродолеритов максутского комплекса (Кокпектинский, Максутский, Тастауский массивы) (см. рис. 2, 3).

Определение возраста U-Pb изотопным методом проводилось по индивидуальным зернам циркона на ионном микрозонде Shrimp-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Для анализа была выбрана проба свежих роговообманковых габбро из центральной части Кокпектинского массива (обр. СС-13), из которых выделена монофракция циркона. Зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500, сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолуминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Измерения U-Pb отношений на Shrimp-II проводились по методике, описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 20 мкм. Обработка полу-

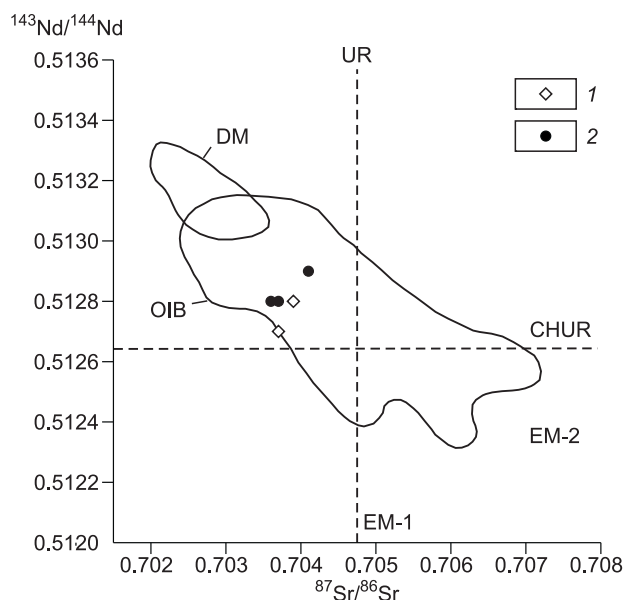


Рис. 8. Изотопные отношения неодиима и стронция в габброидах аргимбайского комплекса (1) и пикритоидах максутского комплекса (2). Обозначены изотопные отношения мантийных источников DM, EM-1, EM-2, а также изотопные составы базальтов океанических островов (ОИВ), по [Фор, 1989].

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из оливиновых долеритов Кокпектинского массива (обр. СС-13)

№ точки	$^{206}\text{Pb}_C$, %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^1$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^2$
СС-13.1.1	3.66	360	425	1.22	15.0	295.4 ± 5	296.5 ± 4
СС-13.2.1	4.19	122	99	0.84	5.2	302.8 ± 10	292.9 ± 6
СС-13.3.1	0.98	506	749	1.53	20.4	292.5 ± 3	291.5 ± 2
СС-13.4.1	0.97	500	723	1.49	20.2	293.2 ± 3	292.3 ± 3
СС-13.5.1	0.10	510	768	1.56	20.5	294.1 ± 2	293.3 ± 2
СС-13.6.1	1.66	288	290	1.04	11.7	293.1 ± 4	292.0 ± 3
СС-13.6.2	1.15	396	744	1.94	15.8	289.1 ± 3	288.2 ± 3
СС-13.7.1	3.13	301	344	1.18	12.5	293.6 ± 4	293.1 ± 3
СС-13.8.1	1.50	469	635	1.40	19.0	293.2 ± 3	293.7 ± 3
СС-13.8.2	1.82	314	368	1.21	12.9	295.3 ± 4	295.5 ± 3
СС-13.9.1	1.08	245	259	1.09	10.0	295.7 ± 4	295.0 ± 3

№ точки	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^1$	Измеренное $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Измеренное $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*1$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*1$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^1$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^1$
СС-13.1.1	157 ± 498	20.55 ± 1.15	0.0780 ± 4.1	21.33 ± 1.70	0.0492 ± 21.3	0.318 ± 21.3	0.04688 ± 1.70
СС-13.2.1	1152 ± 533	19.92 ± 1.92	0.1100 ± 6.6	20.80 ± 3.22	0.0782 ± 26.8	0.519 ± 27.0	0.04809 ± 3.22
СС-13.3.1	403 ± 158	21.33 ± 0.80	0.0624 ± 2.5	21.54 ± 0.92	0.0548 ± 7.1	0.351 ± 7.1	0.04642 ± 0.92
СС-13.4.1	395 ± 246	21.28 ± 0.81	0.0621 ± 5.3	21.49 ± 1.03	0.0546 ± 11.0	0.350 ± 11.0	0.04653 ± 1.03
СС-13.5.1	391 ± 68	21.40 ± 0.80	0.0553 ± 2.6	21.42 ± 0.80	0.0545 ± 3.0	0.351 ± 3.1	0.04668 ± 0.80
СС-13.6.1	423 ± 236	21.14 ± 1.04	0.0683 ± 3.2	21.50 ± 1.256	0.0553 ± 10.6	0.354 ± 10.6	0.04652 ± 1.25
СС-13.6.2	401 ± 199	21.55 ± 0.85	0.0637 ± 4.5	21.80 ± 0.98	0.0547 ± 8.9	0.346 ± 9.0	0.04587 ± 0.98
СС-13.7.1	352 ± 445	20.79 ± 1.00	0.0780 ± 5.9	21.46 ± 1.57	0.0536 ± 19.7	0.344 ± 19.7	0.04660 ± 1.57
СС-13.8.1	236 ± 283	21.17 ± 0.85	0.0627 ± 4.7	21.49 ± 1.10	0.0509 ± 12.3	0.327 ± 12.3	0.04653 ± 1.10
СС-13.8.2	271 ± 288	20.95 ± 0.95	0.0660 ± 3.5	21.34 ± 1.22	0.0517 ± 12.5	0.334 ± 12.6	0.04687 ± 1.22
СС-13.9.1	382 ± 286	21.07 ± 1.08	0.0627 ± 5.3	21.30 ± 1.32	0.0543 ± 12.7	0.351 ± 12.8	0.04694 ± 1.32

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_C и Pb* — общая и радиогенная составляющая соответственно. Ошибка стандартной калибровки составила 0.43 %.

¹ Поправка на обычный свинец вводилась с использованием ²⁰⁴Pb, ² поправка на обычный свинец вводилась с использованием ²⁰⁷Pb.

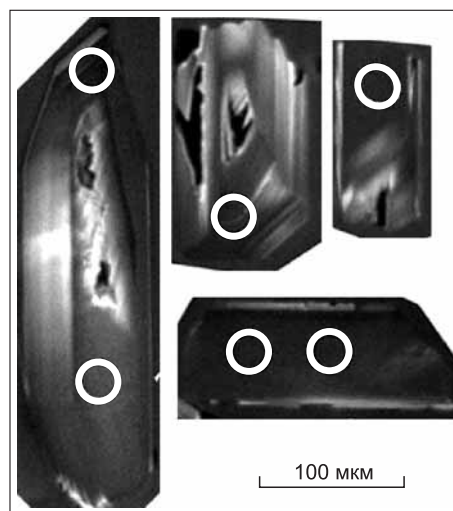
ченных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000b]. Погрешности единичных анализов, вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены на уровне 99.5 % (2σ). Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2000a].

Результаты исследования U-Pb изотопной системы для единичных зерен цирконов из габбро приведены в табл. 3. Зерна цирконов из габбро представлены идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматического облика размерами до 200 мкм (рис. 9). Зерна зональны в краевых частях, центральные части в большинстве однородны, облик и внутреннее строение цирконов не вызывает сомнений в их магматическом происхождении. Датирование проводилось как по центральным, так и по периферическим зонам цирконов. Интерпретация измеренных U-Pb изотопных отношений по 10 точкам идиоморфных зерен магматического циркона (исключая ксеноморфное зерно, ан. СС-13.2.1), позволяет установить значение возраста в 293 ± 2 млн лет (рис. 10), соответствующее времени кристаллизации габбро в Кокпектинском массиве.

Определение ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста пород максутского комплекса проводилось по монофракциям биотита и роговой обманки в ИГМ СО РАН по методике ступенчатого прогрева, описанной в [Травин, 1994]. Были отобраны образцы пикритоидов с минимальными вторичными изменениями, свежесть образцов контролировалась петрографически и петрогеохимически. Для геохронологических исследований выбраны 4 монофракции позднемагматических калийсодержащих минералов: биотита из пикродолерита (1-я фаза комплекса) Кокпектинского массива (обр. СС-17-3), биотита из оливинового габбронорита (2-я фаза комплекса) Тастауской вулканоплутонической структуры (обр. X-914), биотита и роговой обманки из оливинового габбро (1-я фаза комплекса) Максутского массива (обр. 1217-5).

Рис. 9. Катодолюминесцентные микрофотографии цирконов из роговообманковых габбро Кокпектинского массива (обр. СС-13).

Показаны точки датирования на поверхности зерен.



Минеральные монофракции амфибола и биотита крупностью не менее 0.25 мм были запакованы в алюминиевую фольгу и после предварительной откачки воздуха запаены в кварцевых ампулах. Облучение производилось в кадмированном канале исследовательского ВВР-К реактора Томского политехнического университета. Для калибровки нейтронного потока между каждыми двумя образцами была помещена навеска биотита МСА-11. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Выделение аргона проводилось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре «Noble Gas 5400» фирмы Micromass. Выбор температурных фракций для расчета датировок методом возрастных плато проводился в соответствии с рекомендациями [Fleach et al., 1977], при расчетах возраста использовались константы распада и изотопные распространенности, рекомендованные Комиссией по геохронологии IUGS [Steiger, Jager, 1977].

Результаты измерений приведены на рис. 11. Во всех $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектрах наблюдаются устойчивые плато, отвечающие 85—95 % выделенного ^{39}Ar для биотитов и 95 % выделенного ^{39}Ar для роговой обманки. Возраст плато для всех образцов идентичен и составляет 280 ± 3 млн лет (биотиты из трех массивов) и 278 ± 3 млн лет для роговой обманки. Идентичный возраст роговой обманки и биотита из одного обр. 1217-5 подтверждает, что полученные значения возраста отвечают времени кристаллизации пород. Одинаковые значения возраста разных массивов пикритоидов в Чарской зоне свидетельствуют о едином этапе проявления пикритоидного магматизма 280 млн лет назад.

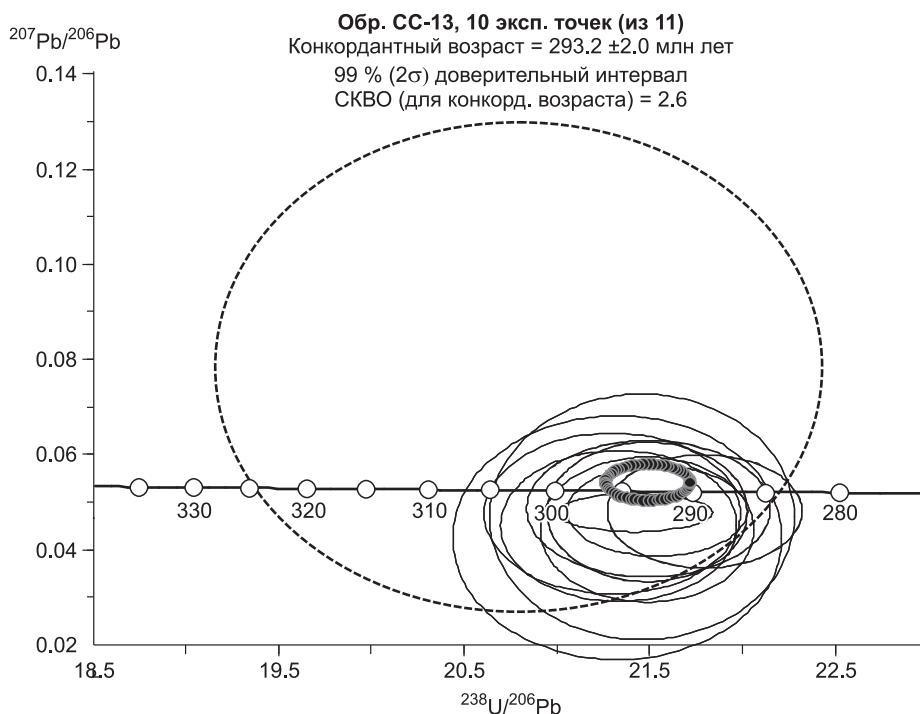


Рис. 10. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из роговообманкового габбро Кокпектинского массива (обр. СС-13).

Штрихами окружена точка СС-13.2.1, не использованная при расчете среднего конкордантного возраста.

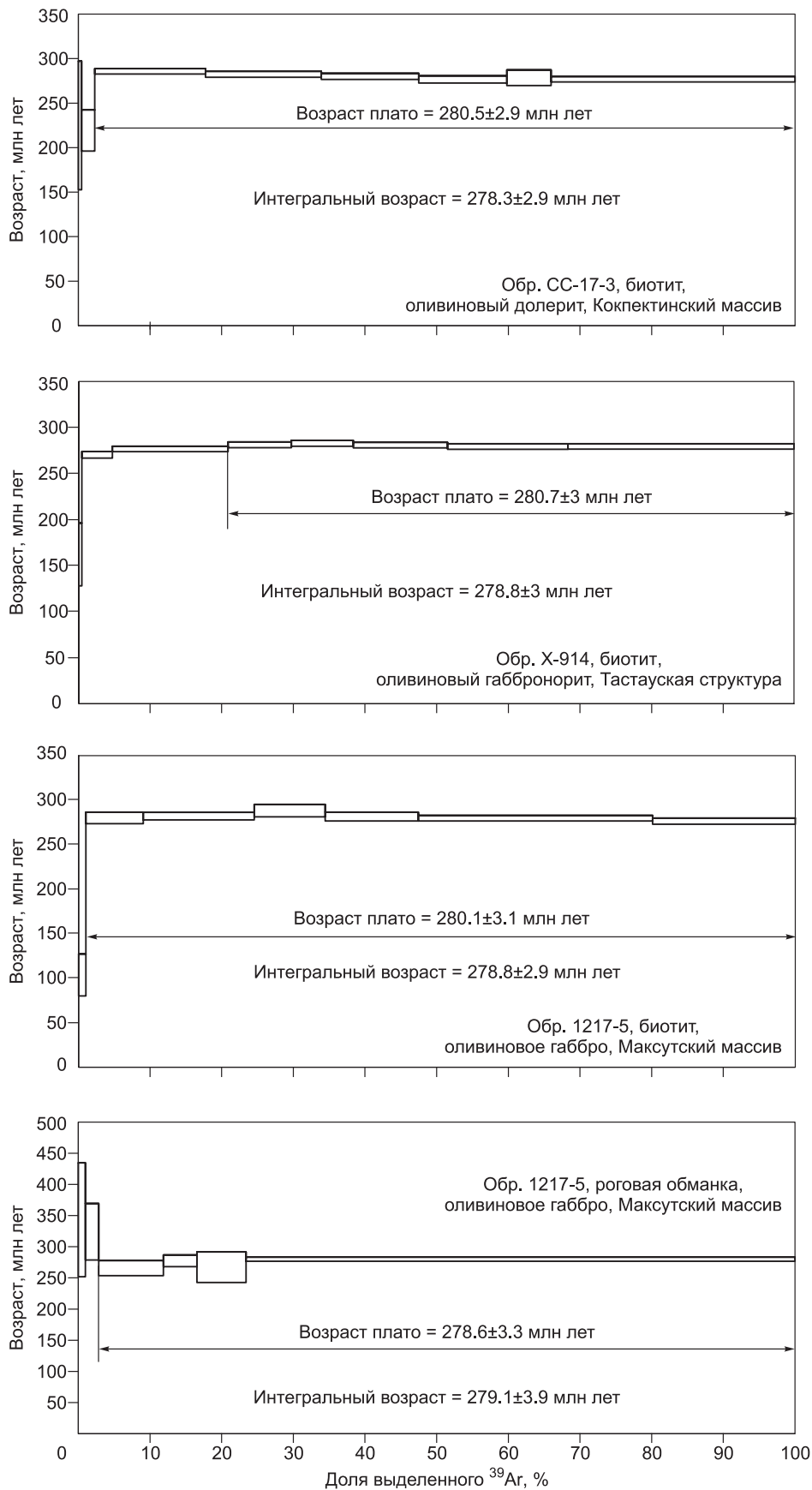


Рис. 11. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры для биотитов и роговой обманки из пикродолеритов максутского комплекса.

Геохронологические данные позволяют установить в пределах Алтайской коллизионной системы два рубежа проявления мантийного магматизма: 293 ± 2 млн лет — субщелочные габброиды аргимбайского комплекса, и 280 ± 3 млн лет — пикритоиды максутского комплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Возраст габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы согласуется с возрастом позднекарбонowych-раннепермских трапповых формаций Таримского Джунгарского блоков, а также с датировками базит-пикритоидных комплексов в Северо-Западном Китае, Тянь-Шане и Западной Монголии (см. рис. 1) и отвечает формированию пермской крупной магматической провинции в результате активности Таримского мантийного плюма. Необходимо отметить, что в это же время (300—275 млн лет назад) в пределах крупной магматической провинции проявился разнообразный по составу магматизм: высокоглиноземистые плагиограниты (305—300 млн лет, [Куйбида и др., 2009]), бимодальные вулканоплутонические габбро-сиенит-гранитные, базальт-комендитовые, дацит-риолитовые серии (290—280 млн лет, [Chen et al., 2010; Хромых и др., 2011], множество гранит-лейкогранитных интрузивов в Северо-Западном Китае [Chen et al., 2010] и на территории Восточного Казахстана (основной объем Калбинского и Жарминского гранитоидных батолитов [Навозов и др., 2011], а также проявления редкометалльного гранитного магматизма [Ярмолюк, Кузьмин, 2012; Sokolova et al., 2012]. Широкое проявление разнообразного магматизма в коротком временном интервале свидетельствует о масштабном прогреве литосферы южной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в результате воздействия Таримского мантийного плюма.

Основываясь на полученных данных по габброидам и пикритоидам Алтайской коллизионной системы, можно сделать вывод, что их формирование происходило в антидромной последовательности — при переходе от ранних (аргимбайский плагиосиенит-габбровый комплекс) к поздним (максутский пикритоидный комплекс) ассоциациям магнезиальность увеличивается, а кремнекислотность и щелочность соответственно уменьшаются. Данная последовательность базитового магматизма может быть объяснена с помощью модели взаимодействия термохимических плюмов с литосферой, впервые предложенной для Сибирского и Восточно-Африканского плюмов [Добрецов, 2008], а затем — и для Таримского и Эймешаньского плюмов [Добрецов и др., 2010]. Согласно модели, выделяются ранний и поздний этапы плюмовой активности, разделенные интервалом в 10—15 млн лет, обусловленным временем реакции вязкой тугоплавкой литосферы.

Для рассматриваемой территории ранняя стадия магматической активности (~ 300—290 млн лет назад) отражает первое взаимодействие верхних частей поднимающегося плюма с литосферой. Определяющим, вероятно, являлось тепловое воздействие «головы» поднимающегося плюма, что могло привести к плавлению литосферных и нижнекоровых субстратов (с невысокими степенями плавления). Результатом этого явились сравнительно небольшие объемы магматизма — единичные габброидные и гранитоидные массивы в Северо-Западном Китае [Мао et al., 2008; Chen et al., 2010], а на территории Алтайской коллизионной системы — плагиограниты кунушского комплекса [Куйбида и др., 2009] и массивы субщелочных габброидов аргимбайского комплекса, в составе которых частично наследованы геохимические метки надсубдукционной мантии.

Дальнейшее развитие плюм-литосферного взаимодействия (вторая стадия) характеризовалась растеканием головной части плюма под литосферой, значительным прогревом ее основания и более активным мантийно-коровым взаимодействием. На этой стадии вполне вероятным было проникновение (прорыв) глубинных (плюмовых) расплавов непосредственно в литосферу, что и привело к формированию значительного числа пикритоидных интрузивов с Cu-Ni-ЭПГ оруденением в интервале 285—275 млн лет, к числу которых относятся и изученные массивы максутского комплекса. Значительный прогрев способствовал увеличению степеней плавления мантийных субстратов, что привело к формированию трапповых формаций в пределах Таримского и Джунгарского блоков, а также — плавлению метаморфических субстратов в верхних уровнях литосферы с формированием значительных объемов гранитоидов.

Авторы выражают благодарность за обсуждение работы и ценные замечания академику Н.Л. Добрецову, академикам НАН РК Б.А. Дьячкову и П.В. Ермолову, а также директору ТОО «АГЭИ» д.г.-м.н. Е.М. Сапаргалиеву.

Работа выполнена при поддержке Сибирского отделения РАН (проект фундаментальных исследований СО РАН VIII.72.2.2, интеграционные проекты партнерских исследований № 17, 77, 123), Совета по грантам Президента РФ по поддержке молодых ученых — кандидатов наук (проект МК-1753.2012.5).

ЛИТЕРАТУРА

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семанов Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимир В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1911—1926.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Ермолов П.В., Владимир А.Г., Изох А.Э. Петрология рудоносного габбрового массива Максут (Рудный Алтай) // Геология и геофизика, 1976 (8), с. 57—67.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы // Новосибирск, Наука, 1977, 246 с.

Ермолов П.В., Владимир А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск, Наука, 1983, 207 с.

Кай К., Сун М., Ян Ч., Лонг Х., Хиао В. Обзор геологического строения Китайского Алтая (Северо-Западный Китай) и его тектонической эволюции в палеозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2056—2074.

Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2032—2055.

Кузубный В.С., Владимир А.Г., Ермолов П.В., Марьин А.М. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой системы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 166—196.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Бибикина Е.В., Травин А.В., Пресняков С.Л. Коллизионные плагиограниты Рудного Алтая // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск, 2007, с. 135—136.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимир А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В., Лепехина Е.Н. U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // ДАН, 2009, т. 424, № 1, с. 84—88.

Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваяева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы, «КазГео», 2011, № 4, с. 66—72.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 605—620.

Сафонова И.Ю. Геодинамические обстановки формирования венд-палеозойских базальтов Палео-Азиатского океана из складчатых областей Горного Алтая и Восточного Казахстана: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. НП АИ «Гео», 2005, 20 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Недра, 1988, 383 с.

Травин А.В. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфировых рудно-магматических систем (юг Сибири, Монголия): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 21 с.

- Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.
- Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г.** Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 5—16.
- Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.** Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, Дальнаука, 2011, с. 45—49.
- Хромых С.В., Куйбида М.Л., Крук Н.Н.** Петрогенезис высокотемпературных кремнекислых расплавов в вулканических структурах Алтайской коллизионной системы герцинид, Восточный Казахстан // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 529—540.
- Цзян Ч., Ли Ю., Чжан П., Шуфен Е.** Петрогенезис пермских базальтов западной окраины Таримской впадины (Китай) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (2), с. 232—241.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 187 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.** Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, № 5, с. 375—399.
- Boynton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.
- Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T.** Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos, 2010, v. 115, p. 137—152.
- Fleach R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 15—32.
- Houseman G.A., Molnar P.** Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere // Geophys. J. Int., 1997, v. 128, № 1, p. 125—156.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000a, № 1a.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000b, № 2.
- Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H., Chai F.M., Wu H., Chen Sh.P., Cheng L.S., Yang J.M., Zhang Ch.Q.** A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): principal characteristics and ore-forming processes // J. Asian Earth Sci., 2008, v. 32, p. 184—203.
- Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A.** Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // Ore Geol. Rev., 2009, v. 35, № 2, p. 114—136.
- Qin K-z., Su B-x., Sakyi P.A., Tang D-m., Li X-h., Sun H., Xiao Q-h., Liu P-p.** SIMS zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of Ni-Cu-bearing mafic-ultramafic intrusions in Eastern Tianshan and Beishan in correlation with flood basalts in Tarim basin (NW China): constraints on a ca. 280 Ma mantle plume // Amer. J. Sci., 2011, v. 311, № 3, p. 237—260.
- Sobolev S.V., Babeyko A.Y., Koulakov I., Onocken O.** Mechanism of the Andian orogeny: insight from numerical modeling // The Andes. Frontiers in Earth Sciences, 2006, Part IV, p. 513—535.
- Sokolova E., Smirnov S., Khromykh S., Kruk N., Annikova I.** Geochemistry of rare-metal rich granites in the eastern Kazakhstan dyke belts // Proceedings of the 34th International Geological Congress 2012 (Brisbane, Australia, 5—10 August 2012). Brisbane, 2012, p. 3670. CD-ROM.
- Steiger R.N., Jager E.** Subcommittee on geochronology: convention and use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth. Planet. Sci. Lett., 1976, v. 36, p. 359—362.
- Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Поступила в редакцию
11 марта 2013 г.*