

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.3+550.42+553.43

**БАЗИТЫ ПОЛИХРОННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА С Cu-Mo-ПОРФИРОВЫМ
МЕСТОРОЖДЕНИЕМ ЭРДЭНЭТУИН-ОБО (Северная Монголия): ПЕТРОГЕОХИМИЯ,
 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ,
СВЯЗЬ С РУДООБРАЗОВАНИЕМ**

А.П. Берзина, В.О. Гимон, И.В. Николаева, С.В. Палесский, А.В. Травин

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

Магматический центр с Cu-Mo-порфировым месторождением Эрдэнэтуин-Обо (МЦЭ) включает интрузивные комплексы: селенгинский, шивотинский, порфировый рудоносный и пострудный дайковый. Становление МЦЭ произошло в интервале 260—200 млн лет. Геологическое развитие Северной Монголии в этот период во многом определялось влиянием мантийного плюма. Выделяются два этапа его активности: позднепалеозойский и раннемезозойский. Длительное многоэтапное развитие МЦЭ обусловлено его положением на периферии позднепалеозойского и раннемезозойского ареалов влияния плюма. Шивотинские и пострудные базиты рассматриваются как комагматы соответственно трахиандезит-базальтовой серии поздней перми—раннего триаса и трахиандезитовой серии позднего триаса—ранней юры, которые сопоставляются с производными внутриплитного магматизма позднего палеозоя и раннего мезозоя Северной Монголии. Селенгинский комплекс, предшествующий шивотинскому, и порфировый, предшествующий пострудному дайковому, представлены дифференцированными габбро-гранитными сериями. Габбро-гранитоидный магматизм инициирован плавлением пород континентальной литосферы при воздействии на нее плюма. Позднее при подъеме плюма к поверхности и утонении литосферы создавались условия для ее прорыва и развития базальтоидного внутриплитного магматизма.

Геохимические характеристики базитов (высокие содержания LILE, LREE, низкие HFSE, HREE) аналогичны производным субдукционного магматизма. Однако это противоречит геологическому положению базитов, формировавшихся после завершения субдукции при переходе к рифтогенному этапу развития региона и при рифтогенезе. В качестве основного источника базитов рассматривается мантия, метасоматизированная в процессе предшествующей субдукции. Высокие содержания щелочей и LREE в вулканитах пострудного дайкового комплекса, а также спектры REE, аналогичные базальтам OIB, свидетельствуют о влиянии плюмовой компоненты на формирование магмы. Повышенные содержания некогерентных микроэлементов и изотопный состав неодима, отвечающий слабодеплетированной мантии, не исключают возможности влияния плюмовой компоненты при формировании габброидов селенгинского комплекса. В шивотинских габбро, комагматах вулканитов позднепалеозойской внутриплитной активности, геохимические характеристики первичной магмы частично преобразованы в процессе эволюции расплава в коровых камерах.

На основании распределения REE в базитах МЦЭ установлено, что эволюция магмы при подъеме к поверхности сопровождалась фракционированием амфибола. При этом происходило перераспределение рудных элементов в минералах, их концентрирование в амфиболсодержащих породах, из которых впоследствии металлы были мобилизованы поздними расплавами и флюидами. Эволюция базальтоидного магматизма селенгинского, шивотинского и порфирового комплексов рассматривается как рудоподготовительный этап, в значительной степени обеспечивавший продуктивность МЦЭ.

Известково-щелочной магматизм, внутриплитный магматизм, геохимия базальтоидного магматизма, геохимия редкоземельных и высокозарядных элементов, фракционирование амфибола, магматический центр, плюм, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, Cu-Mo-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо, Северная Монголия.

**BASITES OF THE POLYCHRONOUS MAGMATIC CENTER WITH THE ERDENETIYN-OVOO
PORPHYRY Cu-Mo DEPOSIT (northern Mongolia): PETROGEOCHEMISTRY,
 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ GEOCHRONOLOGY GEODYNAMIC POSITION, AND RELATION WITH ORE FORMATION**

A.P. Berzina, V.O. Gimon, I.V. Nikolaeva, S.V. Palesskii, and A.V. Travin

The magmatic center (MC) with the Erdenetiyn-Ovoo porphyry Cu-Mo deposit includes the following intrusive complexes: Selenga, ore-bearing porphyry, Shivota, and post-ore dike. The MC formed at 260—200 Ma. The geologic evolution of northern Mongolia in that period was much determined by the effect of

mantle plume, which showed two periods of activity: Late Paleozoic and Early Mesozoic. The long multistage evolution of the MC was due to its localization on the periphery of the Late Paleozoic and Early Mesozoic areas of the plume effect. The Shivota and post-ore basites are considered to be comagmatic to the Late Permian-Early Triassic trachyandesite-basalt and Late Triassic-Early Jurassic trachyandesite series, respectively, which are similar to the products of Late Paleozoic and Early Mesozoic within-plate magmatism in northern Mongolia. The Selenga complex, which formed before the Shivota one, and the porphyry complex, which formed before the post-ore dike one, are differentiated gabbro-granite series. Gabbro-granitoid magmatism was initiated by the melting of rocks of continental lithosphere under the action of plume. Later on, during the plume ascent to the surface and the lithosphere thinning, the conditions favoring the lithosphere breakthrough and within-plate basaltoid magmatism were created.

In geochemical features (high contents of LILE and LREE, low contents of HFSE and HREE) the studied basites are similar to the products of subduction magmatism. But this contradicts the geologic position of basites formed after the completion of subduction during the transition of the region to the rifting stage and during the rifting. The mantle metasomatized during the preceding subduction is regarded as the main source of basites. The high contents of alkalis and LREE in the volcanics of the post-ore dike complex and the REE patterns similar to the OIB ones evidence the influence of the plume on the magma formation. The high contents of incompatible trace elements and the Nd isotope composition corresponding to the weakly depleted mantle do not exclude the possible plume effect during the formation of the Selenga complex gabbroids. The geochemical features of the Shivota gabbros, comagmatic to volcanics produced during the Late Paleozoic within-plate activity, are partly transformed during the melt evolution in crustal chambers.

The REE patterns of the MC basites evidence that the evolution of ascending magma was accompanied by the fractionation of amphibole. During this process, ore elements were redistributed into mineral and concentrated in amphibole-containing rocks, from which metals were later mobilized by late melts and fluids. The evolution of basaltoid magmatism of the Selenga, Shivota, and porphyry complexes is regarded as a stage preliminary to the ore formation, which was considerably responsible for the MC productivity.

Calc-alkalic magmatism, within-plate magmatism, geochemistry of basaltoid magmatism, REE and HFSE geochemistry, fractionation of amphibole, magmatic center, plume, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, Erdenetiyn-Ovoo porphyry Cu-Mo deposit, northern Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Cu-Mo-порфировые рудообразующие системы относятся к классу мантийно-коровых. Месторождения этого типа локализируются в центрах многократного проявления базитового и гранитоидного магматизма, тесно ассоциируя во времени и пространстве с гранитоидами. Последнее определило большой интерес исследователей рудных районов к изучению гранитоидов, тогда как базитам должно уделяться внимание. Вместе с тем базиты являются источником ценной информации о глубинных процессах, способствующих развитию рудообразующих мантийно-коровых систем. Эти образования представляют большой интерес в связи с активно развиваемыми в последнее время представлениями о мантийных плюмах и их влиянии на геологические процессы, в том числе на формирование рудных месторождений [Pirajno, 2000; Добрецов и др., 2001; Борисенко и др., 2006].

Северо-Монгольская Cu-Mo-порфировая провинция, включающая крупнейшее в Центральной Азии месторождение Эрдэнэтуин-Обо, сформировалась в позднем палеозое—раннем мезозое [Сотников и др., 1985]. Оруденение тесно ассоциирует в пространстве и времени с известково-щелочными гранитоидами порфирового типа. В это время Северная Монголия и прилегающие районы были охвачены процессами внутриплитной активности с широким развитием базальтового, бимодального и щелочного магматизма [Ярмлюк, Коваленко, 1991; Ярмлюк и др., 1999; Воронцов и др., 2007]. Близкие пространственно-временные отношения известково-щелочного гранитоидного магматизма, сопровождающегося Cu-Mo-порфировым оруденением, с щелочно-базитовым и бимодальным, фиксирующим внутриплитную активность, отмечаются и в других регионах [Ludington et al., 1996; Oppinger et al., 1997; Берзина, Борисенко, 2008].

Магматический центр Эрдэнэтуин-Обо (МЦЭ) включает территорию одноименного рудного поля, характеризующегося длительным многоимпульсным развитием магматизма. Интрузивный магматизм, представленный селенгинским, шивотинским, порфировым рудоносным и пострудным дайковым комплексами, согласно геохронологическим датировкам, проявился в интервале 260—200 млн лет. Базиты селенгинского и порфирового комплексов ассоциируют с гранитоидами, образуя с ними дифференцированные габбро-гранитные серии. Интрузии базитов шивотинского и пострудного комплексов ассоциируют с вулканогенными образованиями трахиандезит-базальтовой серии поздней перми—раннего триаса и трахиандезитовой серии позднего триаса—ранней юры и рассматриваются как их комагматы. Вулканогенные серии, вмещающие шивотинские и пострудные интрузии, сопоставляются с производными рифтогенного магматизма позднего палеозоя и раннего мезозоя Северной Монголии [Гаврилова, Оролмаа, 1991].

При изучении базитов с целью получения информации о процессах, происходящих на нижних уровнях мантийно-коровых рудообразующих систем, эволюции базитовой магмы и ее роли в рудообразовании весьма информативны геохимические исследования. В этом плане особый интерес представляют данные по распределению микроэлементов в породах. На примере МЦЭ они частично обсуждались ранее [Берзина, Сотников, 2007] на основе небольшого количества имевшегося оригинального и литературного материала. В настоящей статье рассматриваются новые геохимические данные, полученные при изучении расширенной коллекции базитов с использованием современного прецизионного метода — масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Скорректированы также временные соотношения базитов разных комплексов на основе новых геохронологических датировок.

Изучение разновозрастных базитов МЦЭ проводилось с целью установить: 1 — источники и особенности эволюции базальтоидной магмы при формировании селенгинского и рудоносного порфирирового комплексов, развитие которых завершилось формированием порфирирового оруденения; 2 — временные соотношения порфирирового рудоносного и пострудного дайкового комплексов; 3 — влияние внутриплитной активности на развитие рудообразующего магматизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЦЭ

МЦЭ расположен в Орхон-Селенгинском прогибе, крупнейшей структуре позднепалеозойского—раннемезозойского Северо-Монгольского вулканоплутонического пояса. Вулканиды и ассоциирующие с ними плутоны формировались в широком временном интервале от ранней перми до позднего триаса—ранней юры включительно (рис. 1). При изучении магматизма большим коллективом исследователей была установлена временная и пространственная направленность в его развитии. Ранний магматизм, соответствующий режиму активной континентальной окраины, характеризуется развитием дифференцированного комплекса вулканогенных образований (P), представленными известково-щелочными и субщелочными породами с возрастанием в них вверх по разрезу содержания кремнезема. Позднее широко проявился внутриплитный магматизм, трассируемый основными и кислыми породами щелочного ряда и субщелочными базальтами, объединяемыми в бимодальный комплекс [Ярмолук, Коваленко, 1991].

Выделяются два этапа внутриплитного магматизма: позднепалеозойский и раннемезозойский [Ярмолук, Коваленко, 2003]. Производные позднепалеозойского этапа широко развиты в прогибе и в прилегающих на западе районах, при этом возраст магматических образований омолаживается с запада на восток от позднепермского до позднепермско-раннетриасового. Переход от геодинамического режима континентальной окраины к рифтогенному позднепалеозойскому сопровождался коллизионными процессами и становлением многочисленных небольших плутонов габброидов и крупных гранитоидных массивов селенгинского комплекса, широко распространенных в Северной Монголии и прилегающих районах. Раннемезозойский внутриплитный магматизм, широко проявленный на юго-западе и востоке Орхон-Селенгинского прогиба, трассируется развитием бимодальной ассоциации, включающей трахиандезитобазальты, трахибазальты, трахиандезиты и субщелочные граниты верхнего триаса—нижней юры [Воронцов и др., 2007]. Развитие внутриплитного магматизма в Северной Монголии связывается с позднепалеозойским и раннемезозойским рифтогенезом, инициированным воздействием пермотриасового плюма на литосферу окраины Сибирского континента [Ярмолук, Коваленко, 2003].

МЦЭ (рис. 2) включает многофазный Эрдэнэтский плутон селенгинского комплекса и локализованные в нем штоки и дайки полиритмичного порфирирового рудоносного комплекса.

Рис. 1. Распространение позднепалеозойских и раннемезозойских магматических ассоциаций в Орхон-Селенгинском прогибе и положение магматического центра с месторождением Эрдэнэтуин-Обо (с использованием [Карта..., 1989; Geological..., 1999]).

1 — вулканиды активной континентальной окраины (P); 2, 3 — интрузивные ассоциации (P₂): 2 — габброидов, 3 — гранитоидов; 4–6 — рифтогенные ассоциации: 4 — вулканогенная позднепалеозойская (P₂–T₁), 5 — вулканогенная раннемезозойская (T₃–J₁), 6 — субщелочных и щелочных гранитов (T₃–J₁); 7 — разломы; 8 — магматический центр Эрдэнэтуин-Обо.

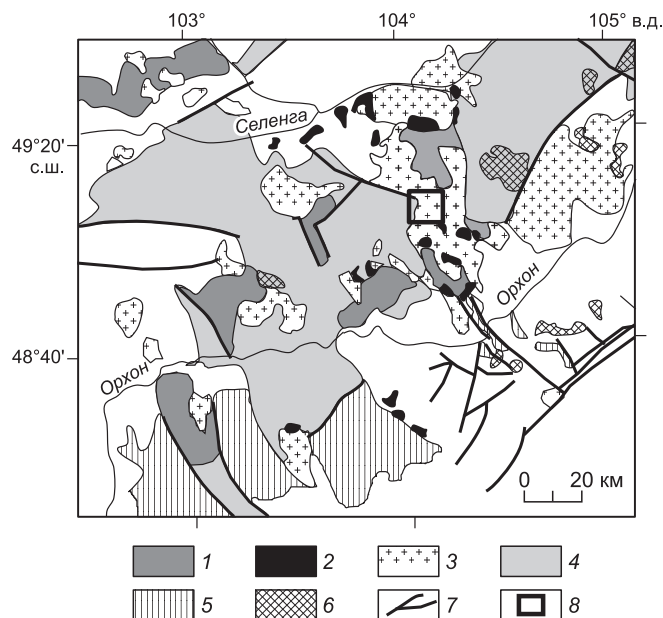




Рис. 2. Геологическая схема магматического центра Эрдэнэтуин-Обо (с использованием [Гаврилова, Оролмаа, 1991]).

1 — четвертичные образования; 2 — дайки базитов пострудного комплекса; 3 — трахиандезитовая серия с телами трахириолитов (T_3-J_1); 4 — трахиандезит-базальтовая серия (P_2-T_1); 5 — рудоносный порфировый комплекс; 6–9 — селенгинский комплекс: 6 — лейкограниты, 7 — монцограниты, 8 — гранодиориты, 9 — габбро, монцогаббро, монцодиориты; 10 — базальт-андезит-риолитовая серия (P); 11, 12 — породы складчатого фундамента: 11 — метаморфические, 12 — интрузивные.

Эрдэнэтский pluton сложен габброидами, гранодиоритами, монцогранитами и лейкогранитами. С гранитоидами ассоциирует бедное оруденение, представленное кварц-пирит-халькопиритовыми жилами.

Становление селенгинских габброидов произошло близко по времени с расположенным к югу от МЦЭ Номгонским дифференцированным троктолит-анортозит-габбровым массивом с Cu-Ni-ЭПГ минерализацией [Изох и др., 1990]. Массив сформировался в условиях активной континентальной окраины. Согласно Sm-Nd изохроне габброноритов расслоенной серии, возраст Номгонского массива составляет 256 ± 21 млн лет [Изох и др., 1998]. Медная минерализация массива отражает ранние металлогенические процес-

сы, связанные с субдукцией, как благоприятные для развития более позднего масштабного Cu-Mo-порфирового оруденения [Сотников и др., 2006].

Гранитоиды массива прорывают вулканиты дифференцированной серии и перекрываются субшелочными вулканитами трахиандезит-базальтовой серии (P_2-T_1) — возрастного аналога бимодального комплекса [Гаврилова, Оролмаа, 1991], соответствующего раннему этапу рифтогенеза. Предполагается, что формирование серии связано с теми же магматическими процессами, которые вызвали образование пород бимодального комплекса. По геологическим данным, становление Эрдэнэтского массива предшествовало проявлению вулканитов трахиандезит-базальтовой серии и, согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологическим датировкам (258.6 ± 3.3 и 247.2 ± 3.7 млн лет по гранитоидам), отвечающим поздней перми—раннему триасу [Сотников и др., 2005], произошло близко с ними по времени.

Среди вулканитов трахиандезит-базальтовой серии отмечаются небольшие массивы габброидов шивотинского комплекса (за пределами площади, показанной на рис. 2). По геохимическим характеристикам габброиды близки к вмещающим вулканитам и рассматриваются как их комагматы [Гаврилова, Оролмаа, 1991]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки габброидов (244.6 ± 1.0 — 239.3 ± 1.4 млн лет) отвечают первой половине среднего триаса [Сотников и др., 2005].

В развитии рудоносного порфирового комплекса выделяются пять ритмов [Гаврилова и др., 1989]. Промышленное Cu-Mo-порфировое оруденение ассоциирует с гранодиорит-порфирами первого и второго ритмов. Становление гранодиорит-порфиров сопровождалось неоднократным внедрением многочисленных даек монцодиорит- и диорит-порфиров мощностью до 3—5 м. Геохронологические $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения (гранодиорит-порфиров первого ритма 234.6 ± 1.7 млн лет, гранодиорит-порфиров второго ритма — 225.3 ± 1.0 — 220.3 ± 5.8 млн лет) в целом отвечают второй половине среднего триаса—первой половине позднего триаса.

Многочисленные дайки трахиандезибазальтов, трахибазальтов, андезибазальтов пострудного дайкового комплекса трассируют площадь МЦЭ, образуя широкий пояс северо-западного простирания. Эти дайки рассматриваются как подводящие каналы распространенных на флангах МЦЭ позднетриасовых—раннеюрских вулканитов [Гаврилова, Оролмаа, 1991], отвечающих раннемезозойскому этапу внутриплитного магматизма.

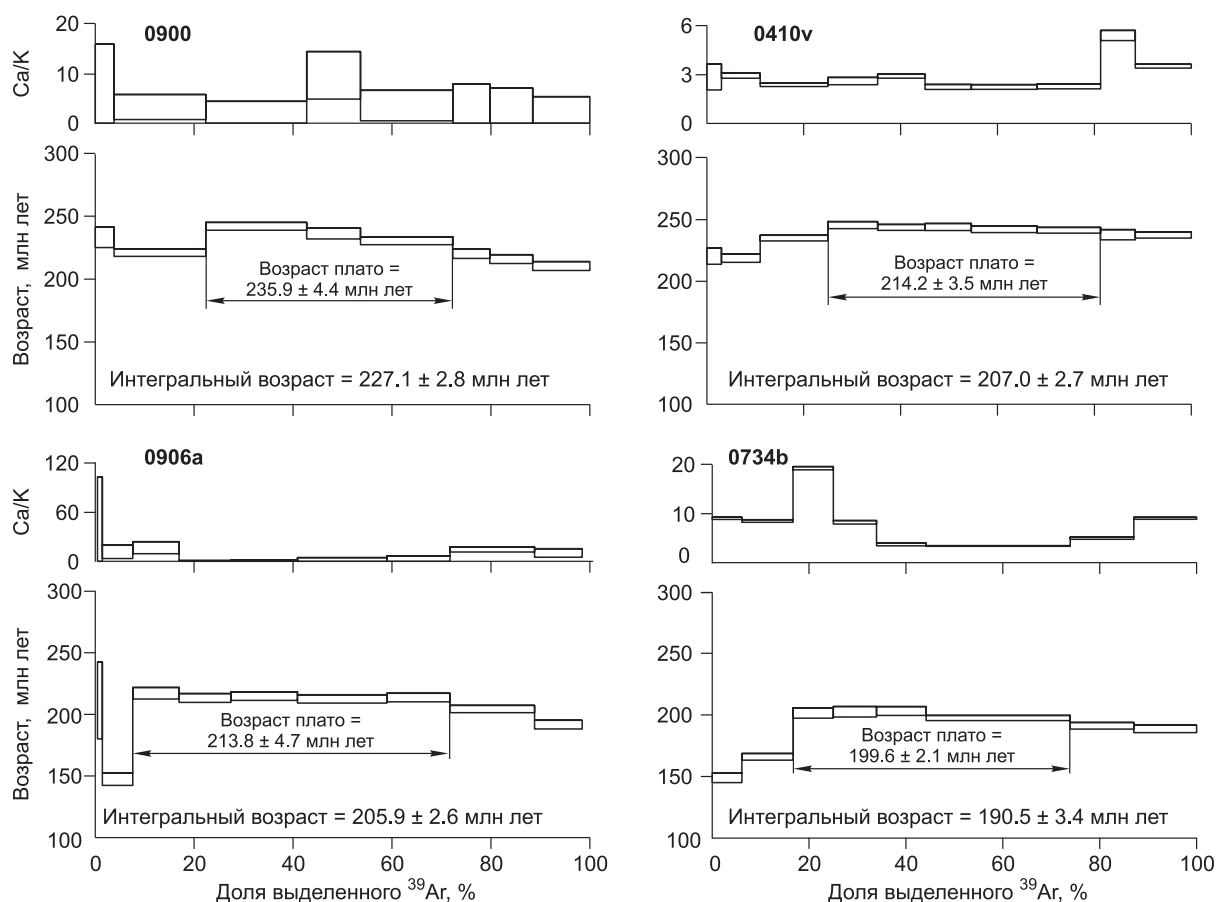


Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастние и Ca/K спектры валовых образцов монцодиоритовых порфиров (0900, 0410v, 0906a) рудоносного комплекса и трахидолеритов (0734b) пострудного дайкового комплекса.

С целью уточнения возрастных взаимоотношений порфирового и пострудного дайкового комплексов было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование по валовым образцам монцодиорит-порфиров рудоносного комплекса и трахидолеритов пострудных даек.

Навески валовых пород совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11 был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа НИИ ЯФ (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

Проанализированные образования включают монцодиорит-порфиры даек, внедрившихся до (обр. 0900) и после (0410v, 0906a) рудоносных гранодиорит-порфиров, и трахидолериты (0734b) пострудных даек. Во всех полученных возрастных спектрах (рис. 3) после нескольких низкотемпературных ступеней с относительно пониженными значениями возраста наблюдаются плато, характеризующиеся от 50 % (0900) до 65 % (0906a) выделенного ^{39}Ar , что позволяет считать их полноценными. После плато в спектрах всех образцов при высоких температурах наблюдается некоторое понижение значений возраста.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст даек монцодиорит-порфиров (0900), предшествовавших гранодиорит-порфирам, составляет 235.9 ± 4.4 млн лет. Для поздних даек (0410v, 0906a) получены совпадающие значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (214.2 ± 3.5 млн лет и 213.8 ± 4.7 млн лет соответственно). Определенный ранее K/Ar возраст по плагиоклазу обр. 0410v (203 ± 8 млн лет) [Травин, 1994; Сотников и др., 1995] согласуется в пределах ошибки с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценками. На основе двух совпадающих $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок можно считать,

что возраст поздних даек монцодиорит-порфиритов рудоносного комплекса составляет 214 ± 3 млн лет (среднее взвешенное по двум датировкам). Возраст трахидолеритов пострудной дайки (0734b) составляет 199.6 ± 2.1 млн лет. Согласно полученным данным, внедрение поздних даек рудоносного комплекса произошло близко по времени с проявлением раннемезозойского внутримитного магматизма в Северной Монголии.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ

Габброиды селенгинского комплекса, включающие габбро, монцогаббро, монцодиориты и монцониты, развиты по периферии Эрдэнэтского массива. Эти породы встречаются также в виде останцов и ксенолитов среди гранитоидов. Габбро содержат 60—70 % плагиоклаза, 15—30 % амфибола, 5—7 % магнетита. Отмечаются пироксен, биотит, калишпат, сфен, апатит. Амфибол представлен чермакитом и магнезиальной роговой обманкой. В монцодиоритах уменьшается содержание (%) амфибола, увеличиваются количества биотита (5—10) и калишпата (3—5).

Шивотинские габбро сложены плагиоклазом (60—70 %), пироксеном (5—20), амфиболом (10—25). Амфибол замещает пироксен по периферии зерен и встречается в интерстициях между кристаллами плагиоклаза, магнетит составляет 1—2 %. Отмечаются калишпат, биотит, сфен, апатит, содержание которых увеличивается в монцодиоритах.

Породы повышенной основности рудоносного комплекса представлены менее примитивными образованиями, сформировавшимися при дифференциации базальтовой магмы: микродиоритами и монцодиорит-порфиритами. Микродиориты — мелкозернистые породы, сложенные плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом. Содержания темноцветных минералов варьируют от 5 до 40 %. Количество магнетита достигает 5—7 %. В порфиритах среди вкрапленников (10—50 %) отмечаются плагиоклаз, магнезиальная роговая обманка, биотит. Основная масса раскристаллизована.

Трахидолериты и трахиандезибазальт-порфириты пострудного дайкового комплекса представляют полнокристаллические образования порфириковой структуры. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, интерстиционными пироксеном, оливином, рудными минералами, реже амфиболом. Фенокристы представлены плагиоклазом, оливином, пироксеном, иногда амфиболом. Калишпат встречается в виде мелких ксеноморфных выделений среди микролитов плагиоклаза. Магнетит составляет 1—5 % породы и представлен мелкими зернами, равномерно рассеянными по всей породе.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

В 40 образцах базитов, представляющих четыре интрузивных комплекса в районе месторождения Эрдэнэтуин-Обо, были определены содержания породообразующих элементов и 30 микроэлементов в Аналитическом центре коллективного пользования ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Анализ породообразующих элементов проведен с использованием метода рентгеновской флюоресценции (XRF). Определение микроэлементов выполнено методом ИСП-МС на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Химическая пробоподготовка включала сплавление образцов с особо чистым метаборатом лития, стабилизацию полученного после выщелачивания раствора, применение общего коэффициента разбавления до 60 000 раз. При расчете концентраций использовалась внешняя градуировка в сочетании с внутренним стандартом для учета влияния матрицы и изменений параметров плазмы на аналитический сигнал. Пределы обнаружения микроэлементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Относительное стандартное отклонение анализа составляет в среднем 2—7 % в зависимости от элементов и уровней их содержания. Правильность методики подтверждена сравнением результатов, полученных для наиболее достоверно аттестованных международных стандартных образцов (BHVO-1, BCR-1, G-2), с принятыми значениями.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И ПРИМЕСНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ БАЗАЛЬТОИДНОЙ МАГМЫ

Базитовые ассоциации МЦЭ характеризуются в хронологической последовательности. Содержания породообразующих и примесных элементов представительных пород отражены в таблице и на рис. 4, 5. В тексте и на графиках содержания петрогенных оксидов приведены в мас.% в пересчете на 100 % сухого вещества.

Селенгинский комплекс. Среди монцогаббро по петрогеохимическим характеристикам выделяются две разновидности, представленные обр. 0830а и 1058d. Фигуративные точки этих образований расположены на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ в поле субщелочных пород, а на диаграмме $\text{K}_2\text{O}\text{—SiO}_2$ вблизи линии, разделяющей известково-щелочную и высококалийную известково-щелочную серии. В обр. 0830а отмечаются повышенные концентрации (мас.%) TiO_2 (1.67), Fe_2O_3 (10.74), MgO (5.11), P_2O_5

**Химический состав представительных пород базитовых ассоциаций МЦЭ
(оксиды в мас.%, микроэлементы в г/т)**

| Компонент | Селенгинский комплекс | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------|-------|----------------|-------|-----------------|--------|--------|
| | Монцогаббро | | Монцодиориты-I | | Монцодиориты-II | | |
| | 0830a | 1058d | 0749b | 0797a | 0797g | 0797b | 0748a |
| SiO ₂ | 49.89 | 51.39 | 54.34 | 56.21 | 54.25 | 54.14 | 56.15 |
| TiO ₂ | 1.63 | 1.23 | 1.22 | 1.01 | 1.63 | 1.79 | 1.68 |
| Al ₂ O ₃ | 17.95 | 18.90 | 17.90 | 18.23 | 15.85 | 13.78 | 14.43 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.48 | 8.13 | 8.44 | 7.82 | 10.43 | 12.47 | 11.15 |
| MnO | 0.12 | 0.24 | 0.12 | 0.12 | 0.19 | 0.20 | 0.14 |
| MgO | 4.98 | 4.29 | 5.47 | 5.84 | 5.38 | 6.00 | 5.37 |
| CaO | 7.08 | 7.55 | 3.36 | 2.80 | 3.81 | 4.66 | 3.83 |
| Na ₂ O | 4.44 | 4.71 | 5.08 | 4.84 | 4.18 | 3.42 | 4.05 |
| K ₂ O | 1.47 | 1.63 | 2.20 | 1.74 | 2.77 | 1.88 | 1.45 |
| P ₂ O ₅ | 0.59 | 0.31 | 0.32 | 0.38 | 0.33 | 0.37 | 0.34 |
| П.п.п. | 1.41 | 1.34 | 1.87 | 0.93 | 1.06 | 1.37 | 1.58 |
| Сумма | 100.04 | 99.71 | 100.31 | 99.93 | 99.89 | 100.10 | 100.17 |
| Sc | 24 | 16.3 | 18.5 | 12.8 | 40 | 26 | 24 |
| V | 201 | 144 | 158 | 110 | 323 | 234 | 161 |
| Cr | 58 | 278 | 20 | 8.8 | 34 | 27 | 20 |
| Co | 21 | 18.2 | 15.1 | 16.1 | 35 | 25 | 18.1 |
| Ni | 42 | 23 | 27 | 16.7 | 23 | 28 | 17.6 |
| Rb | 30 | 50 | 58 | 29 | 33 | 35 | 28 |
| Ba | 568 | 464 | 867 | 699 | 599 | 782 | 496 |
| Sr | 1985 | 1320 | 1 239 | 1 026 | 439 | 685 | 692 |
| Zr | 73 | 109 | 161 | 137 | 479 | 345 | 477 |
| Hf | 2.4 | 3.4 | 4.1 | 3.5 | 12.4 | 8.9 | 13.2 |
| Nb | 3.6 | 3.2 | 4.9 | 4.6 | 13.8 | 8.6 | 10.9 |
| Ta | 0.23 | 0.16 | 0.35 | 0.24 | 0.68 | 0.63 | 0.65 |
| Y | 23 | 18.1 | 13.4 | 17.5 | 41 | 30 | 28 |
| Th | 2.4 | 1.20 | 2.1 | 1.66 | 4.2 | 4.4 | 6.6 |
| U | 0.64 | 0.50 | 1.05 | 0.50 | 1.48 | 2.1 | 2.3 |
| Pb | 13.4 | 15.6 | 7.8 | 8.5 | 8.9 | 9.6 | 14.8 |
| La | 19.5 | 12.0 | 18.7 | 26 | 25 | 23 | 23 |
| Ce | 49 | 28 | 38 | 53 | 65 | 54 | 55 |
| Pr | 8.4 | 4.4 | 5.3 | 6.8 | 10.2 | 7.9 | 8.1 |
| Nd | 39 | 20 | 21 | 26 | 45 | 33 | 34 |
| Sm | 8.4 | 4.6 | 4.1 | 4.6 | 9.9 | 7.0 | 7.2 |
| Eu | 2.3 | 1.46 | 1.26 | 1.42 | 1.20 | 1.09 | 1.00 |
| Gd | 6.8 | 4.4 | 3.4 | 4.1 | 9.1 | 6.2 | 6.6 |
| Tb | 0.90 | 0.63 | 0.50 | 0.58 | 1.32 | 0.96 | 0.94 |
| Dy | 4.5 | 3.4 | 2.5 | 3.2 | 7.6 | 5.2 | 5.5 |
| Ho | 0.83 | 0.63 | 0.50 | 0.64 | 1.51 | 1.02 | 1.07 |
| Er | 2.1 | 1.84 | 1.32 | 1.80 | 4.1 | 2.9 | 3.0 |
| Tm | 0.29 | 0.27 | 0.19 | 0.26 | 0.60 | 0.45 | 0.47 |
| Yb | 1.73 | 1.65 | 1.26 | 1.67 | 3.9 | 2.9 | 3.1 |
| Lu | 0.23 | 0.24 | 0.18 | 0.25 | 0.56 | 0.42 | 0.46 |

(0.61), а также Ni (42 г/т). Содержания крупноионных элементов (LILE) Ba и Sr — высокие: 568 и 1985 г/т соответственно. Концентрации высоkozарядных элементов (HFSE): Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U и Y — низкие. Сумма редких земель (REE) составляет 144 г/т. Спектр REE — дифференцированный: с положительным, близким к субгоризонтальному наклоном спектра легких редких земель (LREE) и крутым отрицательным наклоном спектров средних (MREE) и тяжелых (HREE) редких земель (см. рис. 5). Отношение $(La/Yb)_n$ составляет 7.7. В монцогаббро 1058d относительно 0830a повышены содержания кремнезема,

| Компонент | Шивотинский | | | | Порфиновый | | | |
|--------------------------------|-------------|--------|--------|-------|-----------------------|--------|--------|-------|
| | Монцогаббро | | | | Монцодиорит-порфириты | | | |
| | 1040b | 1040v | 1040 | 1040a | 1036g | 0964j | 0964z | 0906z |
| SiO ₂ | 45.35 | 49.59 | 51.75 | 53.20 | 53.71 | 54.81 | 55.37 | 56.42 |
| TiO ₂ | 2.38 | 1.27 | 0.97 | 1.17 | 1.02 | 1.04 | 1.05 | 1.12 |
| Al ₂ O ₃ | 15.23 | 19.32 | 16.63 | 17.58 | 18.42 | 18.79 | 18.98 | 19.09 |
| Fe ₂ O ₃ | 17.28 | 10.64 | 8.34 | 8.98 | 8.58 | 7.52 | 7.14 | 4.25 |
| MnO | 0.25 | 0.14 | 0.17 | 0.15 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.03 |
| MgO | 6.04 | 3.72 | 6.36 | 4.45 | 2.29 | 2.34 | 2.36 | 3.71 |
| CaO | 8.79 | 8.74 | 7.49 | 6.53 | 4.02 | 4.10 | 4.14 | 5.26 |
| Na ₂ O | 2.94 | 4.22 | 4.67 | 4.60 | 5.48 | 5.60 | 5.65 | 4.94 |
| K ₂ O | 1.14 | 0.96 | 1.88 | 1.71 | 3.27 | 3.33 | 3.37 | 2.74 |
| P ₂ O ₅ | 0.10 | 0.34 | 0.20 | 0.29 | 0.35 | 0.36 | 0.36 | 0.29 |
| П.п.п. | 0.94 | 1.13 | 1.58 | 1.34 | 2.20 | 2.25 | 2.27 | 1.86 |
| Сумма | 100.45 | 100.07 | 100.04 | 99.99 | 99.47 | 100.27 | 100.83 | 99.71 |
| Sc | 60 | 8.6 | 26 | 21 | 15.4 | 6.06 | 5.38 | 7.54 |
| V | 621 | 93 | 213 | 197 | 146 | 105 | 98 | 119 |
| Cr | 174 | 10.5 | 324 | 147 | 45 | 246 | 240 | 33 |
| Co | 49 | 14.8 | 33 | 23 | 15.9 | 16.3 | 16.8 | 8.1 |
| Ni | 28 | 19.2 | 66 | 30 | 11.7 | 42 | 50 | 19.3 |
| Rb | 21 | 47 | 34 | 32 | 88 | 70 | 59 | 79 |
| Ba | 278 | 715 | 630 | 686 | 763 | 938 | 903 | 629 |
| Sr | 744 | 1 647 | 1 284 | 1 443 | 1523 | 1089 | 1282 | 928 |
| Zr | 50 | 133 | 107 | 167 | 166 | 120 | 103 | 125 |
| Hf | 1.62 | 3.2 | 3.4 | 4.6 | 4.3 | 2.6 | 2.5 | 4.2 |
| Nb | 2.3 | 3.5 | 4.0 | 3.5 | 6.4 | 2.1 | 2.1 | 4.8 |
| Ta | 0.21 | 0.33 | 0.37 | 0.27 | 0.39 | 0.20 | 0.15 | 0.27 |
| Y | 18.9 | 12.3 | 19.5 | 15.8 | 17.0 | 12.8 | 9.3 | 10.5 |
| Th | 0.64 | 3.2 | 2.5 | 4.4 | 3.0 | 1.32 | 1.13 | 3.9 |
| U | 0.21 | 1.21 | 0.72 | 1.36 | 1.26 | 0.74 | 0.61 | 2.0 |
| Pb | 6.3 | 15.6 | 16.1 | 8.6 | 25 | 5.2 | 5.9 | 5.6 |
| La | 5.5 | 17.9 | 17.8 | 17.0 | 23 | 20 | 17.9 | 20 |
| Ce | 13.7 | 38 | 44 | 38 | 50 | 39 | 34 | 43 |
| Pr | 2.4 | 5.1 | 6.8 | 5.7 | 6.5 | 5.0 | 4.3 | 5.8 |
| Nd | 11.7 | 20 | 27 | 23 | 25 | 19.6 | 16.3 | 22 |
| Sm | 3.1 | 3.6 | 5.2 | 4.6 | 4.8 | 3.5 | 2.8 | 4.0 |
| Eu | 1.09 | 1.15 | 1.41 | 1.41 | 1.32 | 0.90 | 0.77 | 0.97 |
| Gd | 3.4 | 2.9 | 4.5 | 4.0 | 4.1 | 2.8 | 2.2 | 2.9 |
| Tb | 0.57 | 0.38 | 0.64 | 0.58 | 0.56 | 0.38 | 0.32 | 0.40 |
| Dy | 3.4 | 2.2 | 3.7 | 3.2 | 3.2 | 1.98 | 1.66 | 2.3 |
| Ho | 0.70 | 0.38 | 0.70 | 0.58 | 0.63 | 0.38 | 0.32 | 0.40 |
| Er | 1.92 | 1.15 | 2.0 | 1.54 | 1.63 | 0.96 | 0.83 | 1.07 |
| Tm | 0.27 | 0.17 | 0.34 | 0.23 | 0.23 | 0.13 | 0.11 | 0.15 |
| Yb | 1.66 | 1.15 | 2.1 | 1.54 | 1.57 | 0.83 | 0.77 | 0.96 |
| Lu | 0.23 | 0.16 | 0.32 | 0.22 | 0.22 | 0.13 | 0.11 | 0.13 |

щелочей, глинозема и понижены концентрации совместимых элементов (за исключением Cr), а также Ba, Sr, Th, U, Y и особенно REE. Сумма редких земель составляет 84 г/т. Наклон спектра REE относительно монцогаббро 0830a менее крутой: $(La/Yb)_n \approx 5.0$. Петрогеохимические характеристики в целом свидетельствуют о том, что материнские магмы монцогаббро 0830a и 1058d в разной степени обогащены литофильными элементами-примесями.

Содержания SiO₂ (~50 %), MgO (~5 %), Ni (<50 г/т), коэффициенты магнезиальности ($mg = 0.5$) рассматриваемых монцогаббро значительно ниже минимальных значений первичных базальтоидных

| Порфировый | | | Пострудный дайковый | | | |
|---------------------|-------|--------|---------------------|-------|----------------------------|--------|
| Монцодиорит-порфиры | | | Трахидолериты | | Трахиандезибазальт-порфиры | |
| 0906b | 0906a | 0410v | 0421 | 0896z | 0888d | 0897 |
| 57.28 | 58.67 | 56.57 | 48.58 | 48.94 | 50.63 | 51.42 |
| 1.12 | 1.00 | 0.72 | 1.61 | 1.64 | 1.74 | 1.66 |
| 16.93 | 16.89 | 19.31 | 18.23 | 18.25 | 17.98 | 17.50 |
| 7.07 | 7.43 | 6.40 | 10.30 | 9.60 | 8.90 | 8.82 |
| 0.03 | 0.04 | 0.09 | 0.14 | 0.19 | 0.13 | 0.16 |
| 4.15 | 3.72 | 2.85 | 6.68 | 4.46 | 4.86 | 4.78 |
| 5.17 | 4.67 | 5.45 | 5.23 | 5.55 | 7.82 | 7.45 |
| 3.54 | 3.26 | 5.11 | 3.82 | 5.17 | 3.81 | 4.05 |
| 2.94 | 2.42 | 2.08 | 3.20 | 3.49 | 2.05 | 2.14 |
| 0.25 | 0.24 | 0.25 | 0.61 | 0.65 | 0.68 | 0.66 |
| 1.35 | 1.52 | 1.66 | 1.64 | 1.98 | 1.39 | 1.65 |
| 99.82 | 99.86 | 100.49 | 100.02 | 99.93 | 99.98 | 100.28 |
| 4.44 | 6.25 | 19.98 | 8.56 | 8.36 | 11.12 | 10.89 |
| 68 | 115 | 208 | 162 | 139 | 145 | 133 |
| 25 | 352 | 252 | 158 | 46 | 89 | 77 |
| 7.3 | 17.4 | 21 | 28 | 20 | 22 | 22 |
| 10.9 | 59 | 34 | 82 | 27 | 34 | 33 |
| 46 | 76 | 15.6 | 76 | 49 | 18.8 | 19.0 |
| 360 | 813 | 436 | 1 098 | 1 753 | 931 | 947 |
| 644 | 1345 | 1053 | 1 282 | 1 545 | 1 294 | 1 225 |
| 65 | 123 | 105 | 134 | 180 | 226 | 230 |
| 2.1 | 3.0 | 3.5 | 4.1 | 6.0 | 6.6 | 6.7 |
| 1.80 | 2.7 | 3.5 | 6.8 | 7.7 | 12.9 | 13.1 |
| 0.10 | 0.27 | 0.20 | 0.34 | 0.54 | 0.81 | 0.67 |
| 5.1 | 18.4 | 16.8 | 15.3 | 18.8 | 24 | 23 |
| 2.2 | 3.2 | 2.4 | 4.4 | 5.7 | 4.1 | 4.5 |
| 0.85 | 1.22 | 0.58 | 1.19 | 1.69 | 1.27 | 1.26 |
| 1.36 | 4.1 | 2.4 | 7.8 | 4.2 | 22 | 7.2 |
| 6.1 | 33 | 15.1 | 32 | 42 | 42 | 38 |
| 12.9 | 70 | 33 | 72 | 87 | 87 | 81 |
| 1.80 | 9.4 | 4.9 | 10.4 | 12.8 | 11.6 | 11.0 |
| 7.5 | 36 | 20 | 41 | 52 | 44 | 42 |
| 1.47 | 6.4 | 4.2 | 7.4 | 9.6 | 7.6 | 7.1 |
| 0.45 | 1.21 | 1.33 | 1.99 | 2.5 | 2.0 | 1.91 |
| 1.27 | 4.6 | 3.6 | 4.9 | 6.9 | 5.7 | 5.8 |
| 0.20 | 0.70 | 0.59 | 0.73 | 0.99 | 0.86 | 0.79 |
| 0.93 | 3.6 | 3.5 | 3.3 | 4.6 | 4.6 | 4.6 |
| 0.20 | 0.64 | 0.65 | 0.53 | 0.73 | 0.86 | 0.86 |
| 0.47 | 1.72 | 1.83 | 1.33 | 1.86 | 2.4 | 2.3 |
| 0.073 | 0.22 | 0.26 | 0.19 | 0.28 | 0.36 | 0.32 |
| 0.40 | 1.28 | 1.70 | 1.13 | 1.46 | 2.1 | 2.0 |
| 0.062 | 0.17 | 0.23 | 0.15 | 0.22 | 0.32 | 0.30 |

Примечание. Fe₂O₃ — общее железо.

магм, равновесных с перидотитом (MgO — 8 %, Ni — 400 г/т, mg* — 68—75 [Best, Christiansen, 2001]), что свидетельствует о фракционировании оливина. Крутые отрицательные наклоны спектров MREE и HREE указывают на присутствие соответственно амфибола и граната либо в кристаллическом остатке при плавлении источника, либо в кумуляте при фракционной кристаллизации расплава. В водосодержа-

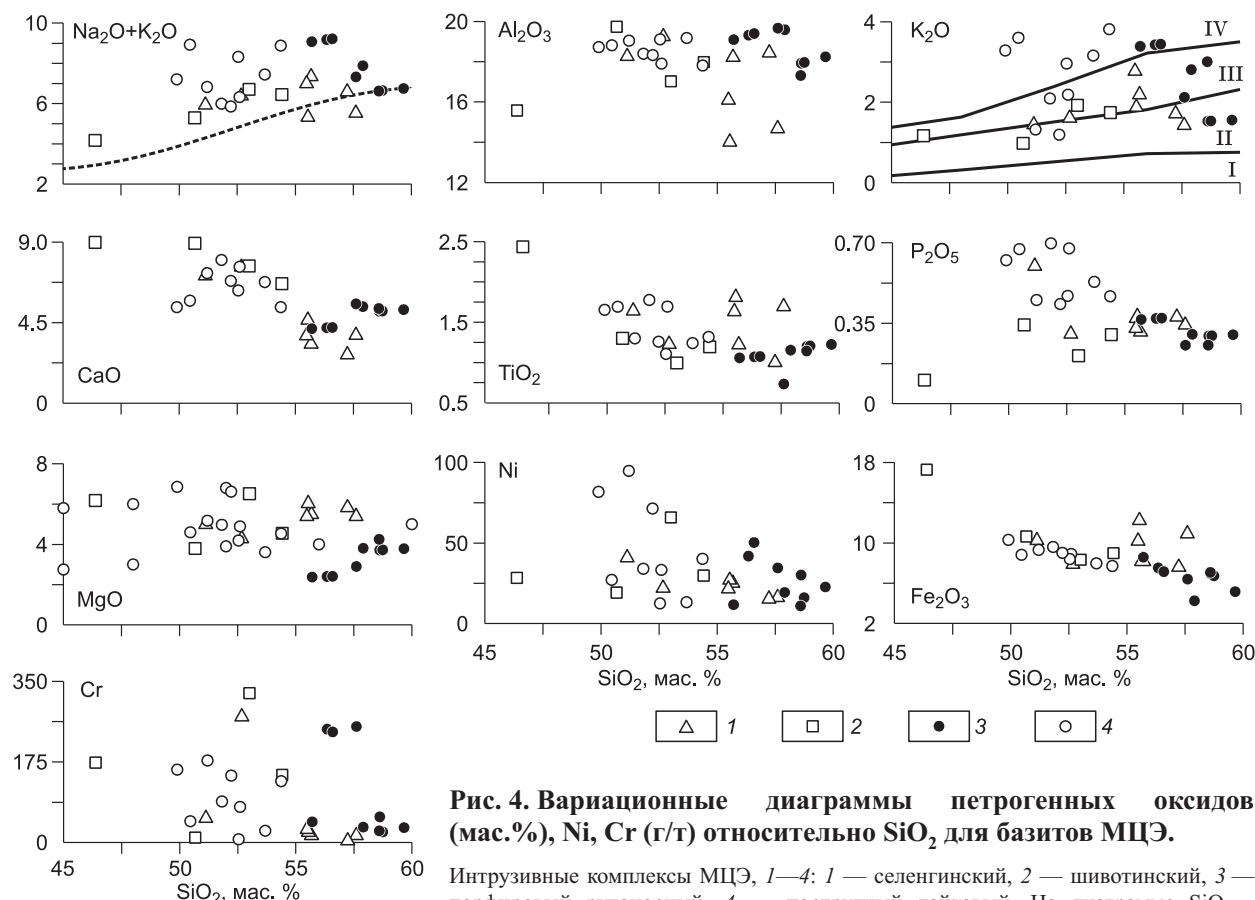


Рис. 4. Вариационные диаграммы петрогенных оксидов (мас.%), Ni, Cr (г/т) относительно SiO₂ для базитов МЦЭ.

Интрузивные комплексы МЦЭ, 1–4: 1 — селенгинский, 2 — шивотинский, 3 — порфировый рудоносный, 4 — пострудный дайковый. На диаграмме SiO₂—(Na₂O + K₂O) кривая разделяет поля субщелочных пород и нормальной щелочности, по Куно [Rickwood, 1989]. На диаграмме SiO₂—K₂O поля магматических серий, по [Rickwood, 1989]: I — толеитовой, II — известково-щелочной, III — высококальциевой известково-щелочной, IV — шошонитовой.

щих базальтах, обычных для континентальных окраин, фракционирование MREE обусловлено присутствием амфибола [Davidson et al., 2007]. Роль редких земель как индикаторов участия амфибола и граната в эволюции базальтоидной магмы показана в работах [Castillo et al., 1999; Macpherson et al., 2006; Rodriguez et al., 2007; Davidson et al., 2007].

Среди монцодиоритов выделяются две группы. Монцодиориты-I, тесно ассоциирующие с монцогаббро 0830a и 1058d, представлены обр. 0797a и обр. 0749b соответственно. От монцогаббро к монцодиоритам с уменьшением содержаний феррических оксидов повышаются количества сиалических, а также Ba, Zr, Hf, Nb, Ta. Среди REE возрастают количества легких и уменьшаются концентрации средних и тяжелых элементов. Уменьшение отношения MREE/LREE с 0.8 в монцогаббро до 0.5 в монцодиоритах указывает на то, что эволюция магматического расплава сопровождается фракционированием амфибола. Изменение наклона спектра HREE в ассоциации 0830a—0797a до субгоризонтального в монцодиоритах, по-видимому, связано с уменьшением глубины, с которой поступала монцодиоритовая магма.

Все вышеизложенное позволяет предполагать важную роль фракционирования амфибола при формировании габброидной ассоциации селенгинского комплекса. Низкие содержания HFSE в породах этой ассоциации в какой-то степени могут быть обусловлены их перераспределением в амфибол при кристаллизации расплава. Отсутствие отрицательной аномалии Eu на спектрах REE и положительные пики Sr на спайдер-диаграммах свидетельствуют о том, что дифференциация расплавов происходила в отсутствие плагиоклаза. В экспериментальных работах кристаллизация амфибола в базальтовом андезите отмечалась при давлении 8 кбар [Grove et al., 2003], что соответствует условиям средней коры. Крутой наклон спектра в области HREE в монцогаббро 0830a позволяет предполагать, что в примитивных расплавах фракционирование амфибола могло происходить совместно с гранатом, т.е. на уровне нижней коры.

Важная роль фракционирования амфибола при дифференциации базальтоидной магмы отмечалась в ряде работ. Согласно [Allen, Voetlicher, 1983], при подъеме водосодержащей базальтоидной магмы из мантии осаждение амфибола начинается, как только расплав попадает в поле стабильности минерала, т.е. при давлении 27 кбар (на глубине около 100 км). Массовое осаждение амфибола происходит на границе

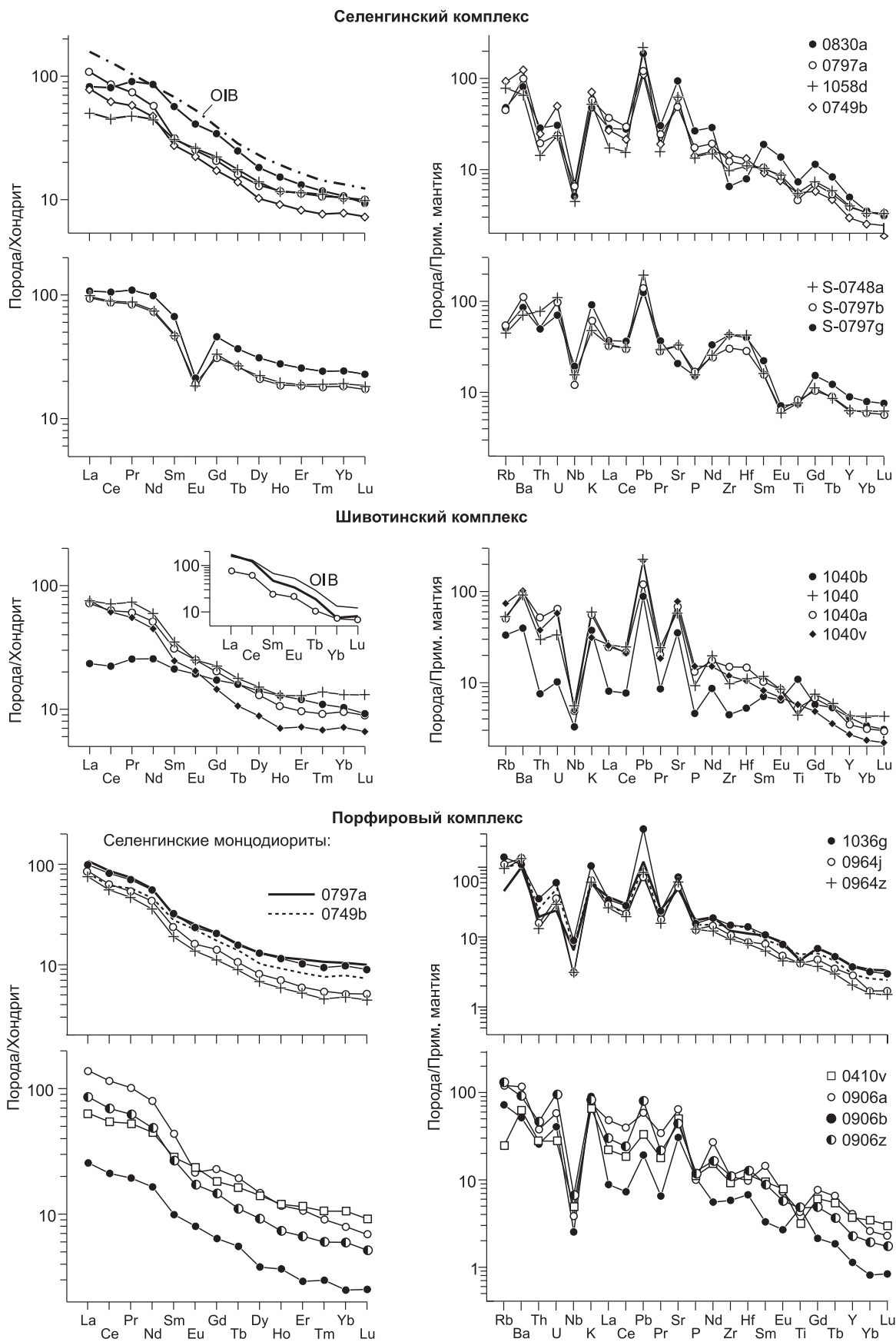


Рис. 5. Начало

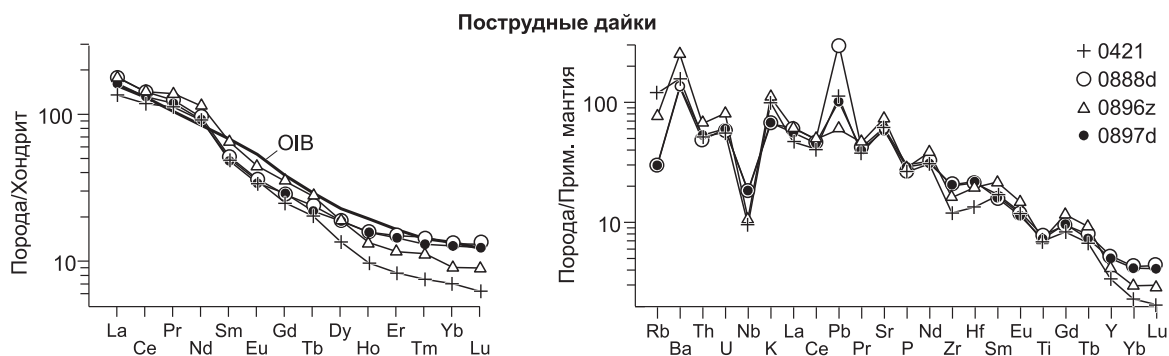


Рис. 5. Спектры редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы базитов МЦЭ.

Нормирование по [McDonough, Sun, 1995].

На врезке показаны спектры REE: базальтов трахиандезит-базальтовой серии, по [Гаврилова, Оролмаа, 1991] — жирная линия, монцогаббро 1040v — тонкая линия.

мантия—кора при внедрении расплава в холодную кору, где он кристаллизуется изобарически [Barclay, Carmichael, 2004]. При этом вязкость расплава увеличивается, что препятствует его дальнейшему подъему. Осаждение амфибола более эффективно в базальтовых магмах по сравнению с андезитовыми, так как состав первых позволяет кристаллизоваться амфиболу в большем объеме [Barclay, Carmichael, 2004]. Ряд исследователей предполагает, что в районах широкого развития гранитоидов ассоциирующие с ними базальтоиды доминируют на нижних горизонтах [Annen et al., 2006]. Такое предположение подтверждается распределением редкоземельных элементов в магматических породах [Castillo et al., 1999; Davidson et al., 2007; Rodríguez et al., 2007]. В свете изложенного, характер спектров REE габброидов селенгинского комплекса позволяет предполагать важную роль амфибола в эволюции базальтоидной магмы, ее преимущественную кристаллизацию на глубине и в связи с этим ограниченное распространение базитов на современном эрозионном уровне.

Монцодиориты-II (0797b, 0797g, 0748a), не сопровождающиеся развитием габбро, относительно монцодиоритов-I характеризуются повышенными количествами TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO, REE и HFSE (см. таблицу, рис. 4) и низкими концентрациями Al_2O_3 , Na_2O , Sr. Сумма REE составляет 145.5—185.2 г/т. Спектры пологие ($(La/Yb)_n$: 4.4—5.2) с отрицательной аномалией Eu (Eu/Eu^* : 0.38—0.49). На спайдер-диаграммах отсутствует или слабо выражен Sr пик. Эти характеристики позволяют предполагать, что монцодиориты-II кристаллизовались из остаточных, обогащенных некогерентными элементами расплавов, сформировавшихся в процессе фракционирования плагиоклаза в малоглубинных условиях. Возможно также, что источником материнских расплавов монцодиоритов-II были предшествующие базиты с незначительным содержанием плагиоклаза.

Шивотинский комплекс. Габброиды комплекса рассматриваются как комагматы трахиандезит-базальтовой вулканогенной серии поздней перми—раннего триаса [Гаврилова, Оролмаа, 1991]. Диапазоны содержаний SiO_2 и значений mg^* исследованных габброидов составляют 45—54 мас.% и 0.60—0.40 соответственно. Примитивные монцогаббро (1040b) с минимальным количеством SiO_2 и повышенными содержаниями феррических оксидов характеризуются высокими концентрациями совместимых микроэлементов (см. таблицу). Исключение составляет Ni (28 г/т), низкая концентрация которого, по-видимому, вызвана ранним фракционированием оливина, что согласуется с низким значением mg^* (0.40). Содержания Sr, Ba, REE, HFSE в этих габбро низкие (см. таблицу, рис. 4). Сумма REE составляет 47.9 г/т. Спектр REE — пологий: $(La/Yb)_n$ — 2.3. На спайдер-диаграмме хорошо выражена положительная аномалия Ti.

С повышением кремнезема в габброидах (1040v, 1040, 1040a) увеличиваются содержания Rb, Ba, Sr, HFSE (см. таблицу, рис. 4, 5). Сумма REE повышается до 116.2 г/т (обр. 1040) преимущественно за счет возрастания количества LREE. Наклон спектров REE — крутой: значение $(La/Yb)_n$ увеличивается до 10.6 (обр. 1040v).

На врезке диаграммы распределения REE в габброидах шивотинского комплекса (см. рис. 5) приведены спектры базальтов трахиандезит-базальтовой серии по данным [Гаврилова, Оролмаа, 1991], монцогаббро 1040v и OIB. Спектры базальтов и монцогаббро практически субпараллельны, что предполагает их генетическую общность. Различия в содержании REE этих пород могут быть обусловлены проявлением в разной степени фракционирования минералов. При этом вместе с амфиболом в монцогаббровой магме, по-видимому, кристаллизовался магнетит. В связи с высокими коэффициентами распределения La и Ce между магнетитом и базальтовым расплавом [Rollinson, 1993] кристаллизация минерала

способствовала обеднению остаточного расплава легкими землями. В целом распределение REE в шивотинских габбро и вулканитах трахиандезит-базальтовой серии, на наш взгляд, в значительной степени обусловлено особенностями эволюции расплавов при подъеме к поверхности. Развитие интрузивного магматизма происходило в условиях, препятствующих подъему магмы, что приводило к ее остановке и кристаллизации в промежуточных камерах.

Спектры базальтов трахиандезит-базальтовой серии и OIB близки в области LREE, но различаются в области MREE и HREE. Последнее, очевидно, обусловлено, фракционированием амфибола при подъеме трахиандезит-базальтовой магмы, характерным для магматических процессов в обогащенной водой литосфере континентальной окраины [Davidson et al., 2007]. Вместе с тем фракционирование минерала проявилось в меньшей степени относительно комагматичного монцогаббрового расплава.

Порфиновый комплекс. Базитовая ассоциация порфинового комплекса представлена дифференцированными образованиями (микродиоритами и монцодиорит-порфиритами), близкими по составу к монцодиоритам селенгинского комплекса. Примитивные расплавы порфинового комплекса, по-видимому, не достигали приповерхностных уровней. Как отмечалось выше, это может быть обусловлено кристаллизацией базальтоидной магмы при внедрении в охлажденную кору.

Концентрации SiO_2 в порфиритах составляют 53—58 мас.%. Коэффициенты mg^* варьируют от 39 до 50. Относительно селенгинских пород с близкими содержаниями кремнезема, монцодиорит-порфириты характеризуются (см. рис. 4) повышенными концентрациями совместимых микроэлементов (Ni, Cr) и пониженными TiO_2 , MgO, Fe_2O_3 . На диаграммах SiO_2 —($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и SiO_2 — K_2O фигуративные точки монцодиорит-порфиритов разбросаны. Часть из них ложится вблизи селенгинских пород, а другая — сдвинута в область повышенной щелочности и располагается вблизи фигуративных точек пострудных даек.

Диапазоны содержаний LILE, REE и HFSE монцодиорит-порфиритов ранних даек (1036g, 0964j, 0964z) перекрываются с монцодиоритами (0749b и 0797a) селенгинского комплекса. Аналогичны спектры REE и спайдер-диаграммы этих образований (см. рис. 5). В порфиритах сумма REE (82.5—123 г/т) близка к селенгинским монцодиоритам, а наклон спектров более крутой: отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ варьирует от 10.2 (близкого к монцодиоритам) до 16.6. Вышеизложенное позволяет предполагать, что монцодиорит-порфириты рудоносного комплекса и селенгинские монцодиориты являются дифференциатами близких по составу базальтовых расплавов, возможно, формировавшихся из общего источника или близких по составу источников.

Поздние дайки монцодиорит-порфиритов представлены обр. 0906z, 0906b, 0906a и 0410v. Монцодиорит-порфириты 0906z близки по распределению микроэлементов к ранним дайкам (см. рис. 5). В обр. 0906b содержания REE низкие (сумма 33.8 г/т), но общий вид спектра аналогичен обр. 0906z. Порфириты 0906a характеризуются высоким содержанием REE (169.8 г/т), спектром с отрицательной Eu аномалией и крутым наклоном: отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ составляет 17.6. Спайдер-диаграммы монцодиорит-порфиритов в целом по общему виду между собой близки. В обр. 0906b, в отличие от других, отмечается положительная аномалия Ti на спайдер-диаграмме. Приведенные данные свидетельствуют о сходстве распределения микроэлементов в породах ранних и поздних даек рудоносного комплекса, что предполагает длительную активность общего базальтоидного источника, энергетически обеспечивавшего развитие гранитоидного рудоносного магматизма. Обр. 0410v отличается от рассмотренных выше положим наклоном спектра REE $(\text{La}/\text{Yb})_n$ — 6.0) и хорошо выраженной отрицательной аномалией Rb, что, очевидно, связано с некоторой спецификой формирования материнской магмы, в частности, меньшей роли фракционирования амфибола в ее эволюции.

Пострудные дайки трахидолеритов и трахиандезитбазальт-порфиритов. Для этих образований характерен узкий диапазон содержаний SiO_2 (48—52 мас.%) и повышенная щелочность. На диаграмме SiO_2 — K_2O фигуративные точки составов пород расположены преимущественно в поле шошонитовой серии. При близких содержаниях SiO_2 с габброидами селенгинского и шивотинского комплексов в них отмечаются более высокие содержания TiO_2 , MgO, P_2O_5 , Sr, Ni. Концентрации Nb, Ta, Zr, Hf повышаются до 13.1, 0.81, 230, 6.7 г/т соответственно. Сумма REE варьирует в диапазоне 136—223 г/т. Спайдер-диаграммы даек во многом аналогичны предшествующим габброидам.

Спектры REE трахиандезитбазальт-порфиритов 0888d, 0897d по общему виду близки к OIB. В области MREE отмечается вогнутость, что позволяет предполагать реститовый амфибол при выплавлении магмы или его фракционирование из расплава. В трахидолеритах 0421 и 0896z, в отличие от предыдущих спектров, отмечается крутой наклон в области HREE, что указывает на присутствие граната в источнике.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ИСТОЧНИКИ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Интрузивный магматизм МЦЭ проявился в широком временном интервале, включающем поздний палеозой—ранний мезозой (по геохронологическим данным 260—200 млн лет). В это время территория Северной Монголии была охвачена рифтогенезом, инициированным воздействием мантийного плюма на

континентальную литосферу [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Положение МЦЭ соответствует периферии ареалов внутриплитного магматизма: южной в позднепалеозойском ареале и северной — в раннемезозойском ареале. В пределах МЦЭ внутриплитная активность фиксируется развитием базальтоидного магматизма, представленного: в позднем палеозое вулканитами трахиандезит-базальтовой серии и комагматичными габброидами шивотинского комплекса, в раннем мезозое — вулканитами трахиандезитовой серии и комагматичными субщелочными базальтоидами пострудного дайкового комплекса. Базальтоидному магматизму позднепалеозойского и раннемезозойского этапов внутриплитной активности предшествовало развитие габбро-гранитного магматизма, представленного соответственно селенгинским и порфиоровым комплексами. Подобная ситуация отмечается и в других регионах, в частности, в районе развития Cu-Mo-порфиоровых месторождений на западе Северной Америки [Oppliger et al., 1997; Murphy et al., 1998]. При этом проявление непрерывных габбро-гранитных серий связывается с плавлением литосферной мантии, вызванным воздействием на нее плюма. Позднее при подъеме плюма к поверхности и утонении литосферы создавались условия для ее прорыва и развития внутриплитного магматизма.

Невысокие содержания фемических оксидов и совместимых микроэлементов, а также пониженные значения mg^* даже наиболее примитивных базитов МЦЭ свидетельствуют о том, что их материнские расплавы формировались в процессе дифференциации мантийных магм. При эволюции базальтоидные расплавы наследуют распределение наиболее несовместимых микроэлементов и их отношения, что дает возможность установить их источники и особенности развития глубинных процессов [Коваленко и др., 2007]. На спайдер-диаграммах базитов интрузивных комплексов МЦЭ (см. рис. 5) фиксируются положительные Ba, U, K, Pb, Sr, Nd, Sm, Gd и отрицательные Th, Nb, La, Ce, Pr, P, Zr, Hf, Ti аномалии и последовательное уменьшение нормированных по примитивной мантии содержаний в ряду LILE—LREE—HFSE—HREE. Такое распределение микроэлементов свойственно образованиям, формирующимся в зонах субдукции. Становление интрузивного магматизма МЦЭ началось в конце субдукции и продолжалось при рифтогенезе, проявившемся в Северной Монголии в широком временном интервале. При этом источники базитов, формировавшихся в широком временном интервале и разных геодинамических режимах, сохранили геохимические характеристики мантии, метасоматизированной при субдукции.

Для установления природы мантийного источника используются индикаторные парные отношения некогерентных элементов. На диаграмме Nb/Th—Ti/Yb (рис. 6) базиты МЦЭ локализируются вблизи базальта островной дуги IAB, источником которого является мантия, метасоматизированная в процессе субдукции. Состав метасоматизированной мантии определяется в значительной степени природой (магматической, флюидной) наложенного процесса. Известно, что во флюидах Ba — легко подвижный элемент, а Th менее подвижный. В связи с этим парные отношения этих элементов, например с La, служат индикаторами роли флюида или расплава в преобразовании мантии. На диаграмме Ba/La—Th/La видно, что базиты МЦЭ характеризуются высокими отношениями Ba/La и низкими Th/La, что позволяет рассматривать флюид как доминирующий агент, вызвавший метасоматическое преобразование мантии в процессе субдукции.

Положение базитов МЦЭ на диаграмме Zr/Nb—Ce/Pb между модельными источниками метасоматизированной мантии и примитивной (PM) служит основанием для предположения возможного участия последней в магмообразовании. С этим согласуются геохимические особенности монцогаббро 0830a, кристаллизовавшихся, как отмечалось выше, из расплава, наиболее глубоких и обогащенных лито-

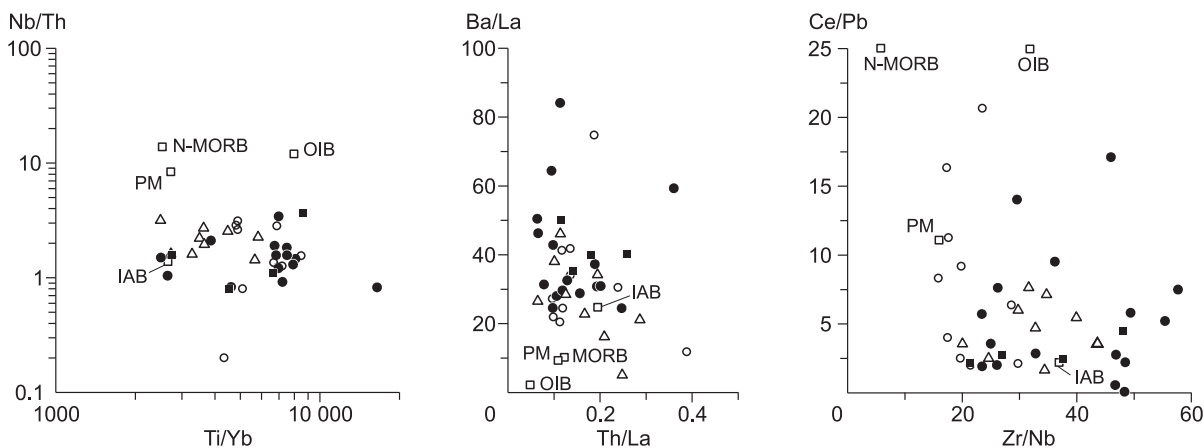


Рис. 6. Диаграммы Nb/Th—Ti/Yb, Ba/La—Th/La и Ce/Pb—Zr/Nb для базитов МЦЭ.

Усл. обозн. см. на рис. 4. Показаны модельные мантийные источники: деплетированной (N-MORB), обогащенной (OIB), по [Sun, McDonough, 1989], метасоматизированной (IAB), по [Hickey et al., 1986], мантий.

фильными микроэлементами. Оценка $\varepsilon_{Nd}(T)$ этих пород, равная 2.5, соответствует слабодеплетирующей мантии. По этому значению монцогаббро 0830а близки к базальтам сибирских траппов — производных Сибирского пермотриасового плюма, оценка ε_{Nd} которого составляет 1.8 ± 0.7 [Sharma et al., 1992].

По таким геохимическим характеристикам, как содержания щелочей, литофильных элементов, особенно LREE и HFSE, базиты пострудных даек близки к базальтам раннемезозойской бимодальной серии Северной Монголии, по [Воронцов и др., 2007], формирование которых происходило в условиях взаимодействия плюма и метасоматизированной мантии. Как отмечалось выше, спектры REE трахидолеритов и трахиандезитобазальт-порфиритов пострудных даек аналогичны базальтам OIB (см. рис. 5). Все это указывает на то, что плюм оказывал влияние на развитие пострудного дайкового комплекса.

В качестве индикатора глубины магмообразования используется отношение $(Tb/Yb)_n$, которое, по [Wang et al., 2002], выше 1.8 в магмах, формирующихся в присутствии граната, и ниже 1.8 в менее глубоких расплавах, равновесных со шпинелью. Оценки $(Tb/Yb)_n$ в селенгинских монцогаббро, обогащенных (0830а) и обедненных (1058d) микроэлементами, составляют 2.3 и 1.7 соответственно. Эти характеристики дают основание для предположения, что обогащенная и обедненная микроэлементами базальтоидная магма поступала с глубинных уровней, соответствующих устойчивости граната и шпинели. На более высоком гипсометрическом уровне, согласно минимальному отношению $(Tb/Yb)_n$ — 1.49, происходило формирование базальтоидного расплава, генерировавшего монцогаббро шивотинского комплекса. В трахидолеритах дайкового комплекса $(Tb/Yb)_n$ варьирует от 1.7 до 3.0, что позволяет предполагать присутствие граната в источнике.

О СВЯЗИ БАЗИТОВ С РУДООБРАЗОВАНИЕМ

Многочисленное проявление базальтоидного магматизма в палеозое—начале мезозоя в Северной Монголии сопровождалось наращиванием мафической коры. Внедрение поздних базальтоидных расплавов вызывало плавление ранее образовавшегося андерплейтинга с формированием расплавов, материнских для гранитоидов селенгинского и порфирикового комплексов [Берзина, Сотников, 2007]. Таким образом, при формировании МЦЭ базальтоидная магма выступала как тепловой носитель, энергетически обеспечивавший длительное развитие гранитоидного магматизма и связанной с ним флюидной системы, эволюция которой завершилась крупномасштабным рудообразованием.

Широкое развитие амфибола в породах интрузивных комплексов и характерные крутые спектры REE свидетельствуют о том, что на всех этапах развития МЦЭ эволюция базитовых расплавов контролировалась фракционированием амфибола. Как отмечалось выше, при подъеме базальтовой магмы, формирующейся при плавлении обводненной при субдукции литосферной мантии, осаждение амфибола происходит в широком глубинном диапазоне, включающем границу мантия—кора, нижнюю и среднюю кору [Davidson et al., 2007]. Этот процесс сопровождается формированием пород с высоким содержанием амфибола (до 70 %), часто отмечаемых в виде ксенолитов габбро среди эффузивов. Габбро с содержанием амфибола более 50 об.% отмечаются и в пределах МЦЭ. Давление, определенное по содержанию алюминия в амфиболе, составило около 7 кбар, что соответствует глубине около 20 км. С амфиболом ассоциирует магнетит, содержания которого в этих монцогаббро превышает 5 об.%.

При кристаллизации магмы амфибол и тесно ассоциирующий с ним магнетит являются основными концентраторами меди [Lowenstern et al., 1991]. Имеются единичные данные по коэффициентам распределения меди в минералах пород повышенной основности. Максимальные значения коэффициента в андезитах составляют в амфиболе 16 [Luh, Carmichael, 1980], в магнетите — 1.6 [Ewart, Griffin, 1994]. В амфиболе из ксенолита габбро в лавах вулкана Редаубт (Аляска) содержание Cu достигает 761 г/т [Nye et al., 1994]. На МЦЭ, по-видимому, наиболее благоприятные условия для формирования насыщенных амфиболом пород с концентрированием в них меди создавались при становлении селенгинского и порфирикового комплексов. В условиях многократного и полиритмичного развития магматизма такие породы вовлекались поздними расплавами и/или флюидами в эндогенный процесс, способствуя повышению рудоносного потенциала магматической системы. Широко проявленное фракционирование амфибола при эволюции базальтоидной магмы, на наш взгляд, сыграло решающую роль в мобилизации и концентрировании рудных компонентов и, очевидно, этот процесс можно рассматривать как подготовительный этап в развитии рудообразующей системы МЦЭ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование МЦЭ произошло в интервале 260—200 млн лет на фоне многократного проявления базальтоидного и гранитоидного магматизма. Селенгинский и порфириковый рудоносные комплексы включают базальтоидные и гранитоидные ассоциации, образующие дифференцированные габбро-гранитные серии. Шивотинский и пострудный дайковый комплекс представлены интрузивными телами, комагматичными вулканогенным сериям преимущественно базальтоидного состава. Последние сопоставляются

с производными внутриплитного магматизма, широко проявившегося в Северной Монголии в позднем палеозое и раннем мезозое в связи с активностью мантийного плюма. Становление селенгинского комплекса предшествовало шивотинскому, а порфирирового комплекса — развитию пострудного дайкового. Повторяющаяся смена во времени габбро-гранитного магматизма базальтоидным внутриплитным отражает влияние плюма на развитие селенгинского и порфирирового магматизма. Плюм, воздействуя на литосферу в условиях, неблагоприятных для прорыва, инициировал ее плавление и развитие селенгинского и порфирирового магматизма. В дальнейшем подъеме плюма к поверхности и связанное с этим утонение литосферы обусловили широкое развитие рифтогенеза и внутриплитного магматизма.

Геохимические характеристики (высокие содержания LILE, LREE, низкие HFSE, HREE) свидетельствуют о том, что источником базитов в целом была мантия, метасоматизированная субдукционными флюидами. Высокие содержания литофильных микроэлементов в базитах пострудного дайкового комплекса и вулканитах трахиандезибазальтовой серии, а также спектры REE, аналогичные базальтам ОВ, свидетельствуют об участии также плюмовой компоненты в их формировании. В шивотинских габбро, комаматах вулканитов позднепалеозойской внутриплитной активности, геохимические характеристики первичной магмы в значительной степени преобразованы в процессе эволюции расплава во внутрикоровых камерах. Возможность участия плюмовой компоненты предполагается также и при формировании обогащенных микроэлементами габбро селенгинского комплекса.

Установлено, что в пределах нижней и средней коры эволюция базальтовых магм сопровождалась фракционированием амфибола и магнетита, основных минералов, концентрирующих рудные элементы при кристаллизации базальтоидов. При этом процессе происходит перераспределение рудных элементов из расплава в амфибол и магнетит, рудные элементы из которых мобилизуются поздними расплавами и флюидами. Эволюция базальтоидной магмы при становлении селенгинского, шивотинского и порфирирового комплексов рассматривается как важный рудоподготовительный этап, способствовавший в значительной степени формированию продуктивности МЦЭ.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензенту д.г.-м.н. А.Э. Изоху и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00664, 08-05-00733).

ЛИТЕРАТУРА

Берзина А.П., Сотников В.И. Особенности формирования Cu-Mo-порфирирового магматического центра Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия) в области влияния пермотриасового плюма // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 185—203.

Берзина А.П., Борисенко А.С. Cu-Mo-порфирировое оруденение и мантийные плюмы // Докл. АН, 2008, т. 422, № 5, с. 655—659.

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.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандмирова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской—Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология, 2007, т. 15, № 1, с. 37—60.

Гаврилова С.П., Оролмаа Д. Пермские ассоциации вулканогенных и интрузивных пород между речья Орхона и Селенги // Вулкано-плутонические ассоциации Центральной Монголии / Ред. В.И. Коваленко. М., Наука, 1991, с. 73—128.

Гаврилова С.П., Максимюк И.Е., Оролмаа Д. Медно-молибден-порфирировое месторождение Эрдэнэтийн-Овоо (МНР). М., ИМГРЭ, 1989, 40 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 269 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. М-6: 1:1 500 000 / Ред. А.Л. Яншин. Совмест. совет.-монгольская геол. экспед. АН СССР и АН МНР. Новосибирск, ГУГК СССР, 1989.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Два типа источников магм редкометалльных щелочных гранитоидов // Геология рудных месторождений, 2007, т. 49, № 6, с. 506—534.

Сотников В.И., Берзина А.П., Жамсран М., Гарамжав Д., Болд Д. Меднорудные формации МНР. Новосибирск, Наука, 1985, 217 с. (Труды советско-монгольской научн.-исслед. геолог. экспедиции, вып. 43).

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.П., Травин А.В. Геохронологические рубежи магматизма медно-молибден-порфирического месторождения Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (3), с. 78—89.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П. Cu-Mo-порфирическое месторождение Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, факторы крупномасштабного рудообразования // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (6), с. 633—644.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.П., Гимон В.О. Магматические и металлогенические предшественники рудоносного порфирического магматизма в медно-молибденовых рудных узлах // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1277—1285.

Травин А.В. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфирических рудно-магматических систем (юг Сибири, Монголия): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 1994, 20 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М., Наука, 1991, 263 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.

Ярмолюк В.В., Самойлов В.С., Иванов В.Г., Воронцов А.А., Журавлев Д.З. Состав и источники базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии // Геохимия, 1999, № 10, с. 1027—1042.

Allen J.C., Boettcher A.L. The stability of amphibole in andesite and basalt at high pressures // Amer. Miner., 1983, v. 68, p. 307—314.

Annen C., Blundy J.D., Sparks R.S.J. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones // J. Petrol., 2006, v. 47, № 3, p. 505—539.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol., 1996, v. 129, p. 307—324.

Barclay J., Carmichael I.S.E. A hornblende basalt from Western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility // J. Petrol., 2004, v. 45, № 3, p. 485—506.

Best M.G., Christiansen E.H. Igneous petrology. Malden, Blackwell Science, 2001, 458 p.

Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to source of adakites and other lavas in a complex arc setting // Contr. Miner. Petrol., 1999, v. 134, p. 33—51.

Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. Amphibole «sponge» in arc crust? // Geology, 2007, v. 35, № 9, p. 787—790.

Geological map of Mongolia. Scale 1:1 000 000 Ed.-in-chief: Academician O.Tomurtogoo. Institute of Geology and Mineralogy Resources of Mongolian Academy of Sciences. Mineral Resources Authority of Mongolia. Ulaanbaatar, 1999.

Grove T.L., Elkins-Tanton L.T., Parman S.W., Chatterjee N., Müntener O., Gaetani G.A. Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends // Contr. Miner. Petrol., 2003, v. 145, p. 515—533.

Ewart A., Griffin W.L. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks // Chem. Geol., 1994, v. 117, № 1—4, p. 251—284.

Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C., Lopes-Escobar L. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°—41° S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust // J. Geophys. Res., 1986, v. 91, № B6, p. 5963—5983.

Lowenstern J.B., Mahood G.A., Rivers M.L., Sutton S.R. Evidence for extreme partitioning copper into a magmatic vapor phase // Science, 1991, v. 252, p. 1405—1409.

Ludington S., Cox D.P., Leonard K.R., Moring B.C. Cenozoic volcanic geology of Nevada / Ed. D.A. Singer. An analysis of Nevada's metal-bearing mineral resources: Nevada Bureau of Mines and Geology, 1996. Open-File Report 96-2-5. <http://www.nbmg.unr.edu/dox/ofr962/c5.pdf>

Luhr J.F., Carmichael I.S.E. The Colima volcanic complex, Mexico.1: post-caldera andesites from Volcano Colima // Contr. Miner. Petrol., 1980, v. 71, p. 343—372.

Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines // Earth Planet. Sci. Lett., 2006, v. 243, № 3—4, p. 581—593.

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Murphy J.B., Oppliger G.L., Brimhall G.H., Hynes A. Plume-modified orogeny: an example from the western United States // *Geology*, 1998, v. 26, p. 731—734.

Nye C.J., Reid Mary R., Avery V.F., Francis D.M. Geochemistry of the 1989—1990 eruption of Redoubt volcano, Part I: Whole rock major and trace element chemistry // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1994, v. 62, p. 429—452.

Oppliger G.L., Murphy J.B., Brimhall G.H. Is the ancestral Yellowstone hotspot responsible for the Tertiary «Carlin» mineralization in the Great Basin of Nevada? // *Geology*, 1997, v. 25, p. 627—630.

Pirajno F. Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 2000, 556 p.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: Longman Group UK Ltd., 1993, 352 p.

Rodriguez C., Selles D., Dungan M., Langmuir C., Leeman W. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longavi Volcano (36.2° S; Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile) // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, № 2, p. 2033—2061.

Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: implications for the plume-source characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 113, p. 365—381.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. London, Special Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.

Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B1. 10.1029/2001JB000209.

*Рекомендована к печати 26 февраля 2009 г.
В.Н. Шарповым*

*Поступила в редакцию 17 июля 2008 г.,
после доработки — 9 февраля 2009 г.*