

УДК 553.055+553.43+553.462

Сu–Мо-ПОРФИРОВЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР ЭРДЭНЭТУИН-ОБО (МОНГОЛИЯ) КАК ОТРАЖЕНИЕ ПЕРМО-ТРИАСОВОГО СУПЕРПЛЮМА

© 2004 г. А. П. Берзина, академик Н. Л. Добрецов, В. И. Сотников, В. А. Пономарчук

Поступило 18.06.2004 г.

В последние годы обоснована плюмовая природа крупномасштабного пермо-триасового магматизма Северной и Центральной Азии [1, 2]. С учетом этих представлений в данном сообщении рассматривается возможная связь развития Сu–Мо-порфирового магматического центра Эрдэнэтуин-Обо с Сибирским суперплюмом. Рудообразующие системы порфирового типа характерны для активных континентальных окраин с хорошо выраженными надсубдукционными магматическими поясами. В областях плюмовой активности такие системы, кроме пермо-триасовых [1], практически не отмечались. Более того, формирование адакитовой магмы, потенциальной на Сu–Мо-порфировое оруденение, часто связывается с плавлением океанической коры при ее субдукции под континент и одним из факторов, подтверждающих последнее, считается отсутствие этой магмы в горячих точках [3].

Магматический центр Эрдэнэтуин-Обо (МЦЭ) [4] с крупнейшим в Центральной Азии одноименным Сu–Мо-порфировым месторождением находится в области развития вулканоплутонических образований пермо-триасового возраста, прослеживающейся в субширотном направлении от Центрального и Южного Казахстана через юг Монголии, север Китая до Приморья и Северной Кореи [1]. МЦЭ приурочен к выделенному в Северной Монголии позднепалеозойскому–раннемезозойскому магматическому ареалу, сформированному в результате взаимодействия мантийного плюма с литосферой в условиях континентальной окраины [2]. Плюмовая активность зафиксирована здесь проявлением внутриплитного магматизма с развитием по периферии ареала рифтогенного пояса с базальтовыми и бимодальными базальт-трахит-пантеллеритовыми ассоциациями и щелочными гранитоидами.

МЦЭ локализован в Северо-Монгольской рифтогенной зоне, наложенной на активную кон-

тинентальную окраину среднего–позднего палеозоя. Он расположен в центре Орхон-Селенгинского прогиба, наиболее крупной пермо-триасовой вулканоогенной структуры Северной Монголии (площадью более 50000 км², мощность эффузивов свыше 10 км). Нижняя часть вулканоогенной толщи сложена известково-щелочными эффузивами дифференцированной серии (P₁–P₂). Она перекрывается трахибазальтовой серией (P₂–T), которая параллелизуется по возрасту и составу с базальтами бимодальной ассоциации [5]. Последняя выполняет грабен в западном приразломном борту прогиба.

В районе Эрдэнэтуин-Обо дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая толща вмещает Эрдэнэтский гранитоидный pluton селенгинского комплекса, становление которого по данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования происходило в интервале 258–247 млн. лет. Эродированные гранитоиды plutона перекрываются эффузивами трахибазальтовой серии. Позднее формировались интрузивные комплексы: шивотинский (небольшие тела габбро, монцодиоритов, гранитов) – 244–239 млн. лет и рудоносный порфировый (штоки, дайки преимущественно гранодиорит-порфиров) – 234–220 млн. лет. В целом магматизм Эрдэнэтского района сопоставим во времени с проявлением сибирских траппов и ассоциирующих гранитоидов (255–225 млн. лет) [1] и плюмового магматизма в Северной и Восточной Монголии (265–230 млн. лет) [2]. Геохронологические данные дают основание рассматривать МЦЭ как долгоживущую систему, функционировавшую в условиях взаимодействия плюма с активной континентальной окраиной.

Влияние плюма на развитие магматизма МЦЭ подтверждается сходством петрогеохимических характеристик развитых здесь разновозрастных мафитов с базитами бимодальной серии Северной Монголии и сибирскими траппами. Аналогия между последними магматическими образованиями отмечалась В.В. Ярмолюком и В.И. Коваленко [2]. По содержанию порообразующих компонентов базальты и габброиды МЦЭ наиболее близки к субщелочным базальтам сибирских

Институт геологии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск

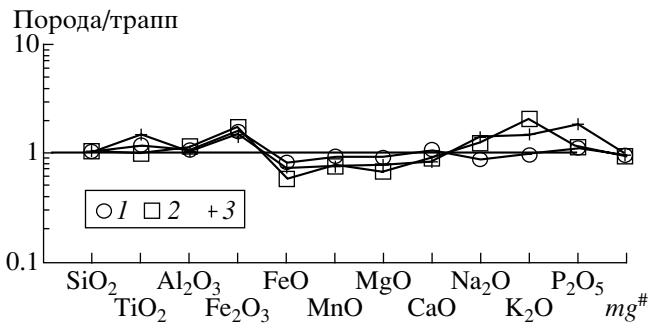


Рис. 1. Нормированные по составу субщелочного базальта сибирских траппов [6] содержания породообразующих компонентов и $mg\#$ для базитов магматического центра Эрдэнэтуин-Обо. Дифференцированная (1) и трахибазальтовая (2) серии по [5]; 3 – габбро селенгинского комплекса. $mg\# = Mg/(Mg + Fe)$.

траппов (рис. 1). Относительно последних во всех мафитах выше окисленность железа, а в трахибазальтовой серии и габброидах селенгинского комплекса повышены также содержания щелочей. Первое можно связывать с магмообразованием в условиях повышенной обводненности литосферы континентальной окраины, а второе, вероятно, с возрастанием роли глубинного (плюмового) вещества от раннего этапа магматизма МЦЭ к позднему.

Отмечается определенная общность максимумов (Ba, U, K) и минимумов (Rb, Th, Nb, Ta, Hf, Ti) на спайдер-диаграммах (рис. 2) мафитов МЦЭ, базитов бимодальной ассоциации и сибирских траппов. Согласно [2], низкие концентрации высокозарядных элементов в базитах бимодальной ассоциации и сибирских траппах обусловлены обедненностью их общего плюмового источника. Относительно этих магматических образований нормированные содержания Nb, Ta, Zr, Hf в мафитах МЦЭ значительно ниже (рис. 2). Это, по-видимому, объясняется, наряду с обедненностью плюмового источника, устойчивостью рутила и магнетита вместо ильменита при магмообразовании в условиях повышенной флюидонасыщенности литосферы континентальной окраины.

Как и в случае с щелочами, отмечается последовательное во времени обогащение мафитов МЦЭ редкими элементами (рис. 2). По их нормированным содержаниям к базитам бимодальной ассоциации и субщелочному базальту сибирских траппов наиболее приближены габбро селенгинского комплекса.

По петрохимическим характеристикам и первичному изотопному составу Sr (0.7039–0.7044) мафиты МЦЭ соответствуют производным высокоглиноземистой базальтовой магмы. Последняя не является первичной мантийной выплавкой, а образуется в процессе частичного плавления метабазитов или дифференциации пикрит-базальтовых магм [8]. Вероятность последнего процесса в

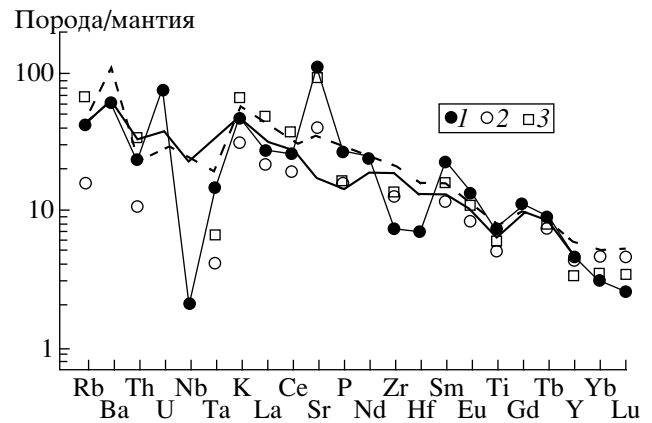


Рис. 2. Спайдер-диаграммы для базитов магматического центра Эрдэнэтуин-Обо. Дифференцированная и трахибазальтовая серии по [5], субщелочной базальт сибирских траппов по [6], базиты бимодальной серии по [2]. Нормировано по составу примитивной мантии [7]. 1 – габбро селенгинского комплекса; 2, 3 – дифференцированная (2) и трахибазальтовая (3) серии; жирная линия – сибирский трапп, штриховая – бимодальная серия.

формировании базальтоидной магмы МЦЭ подтверждается как развитием в Орхон-Селенгинском прогибе расслоенных перидотит-габбровых массивов, одновозрастных с мафитами селенгинского комплекса [9], так и отмеченным выше сходством петрохимических характеристик базальтоидов этого района с сибирскими траппами, являющимися производными пикритовой магмы [10].

Спектры REE (рис. 3а) свидетельствуют о разномглубинных уровнях источников базальтоидной магмы: малоглубинном (спектры с небольшим наклоном) для базальтов дифференцированной серии и габбро шивотинского комплекса и глубинном, в области устойчивости граната (спектры с фракционированными тяжелыми REE), для трахибазальтовой серии и габбро селенгинского комплекса. Габбро шивотинского комплекса обогащены редкими землями относительно базальта дифференцированной серии, что свидетельствует о формировании расплавов этих магматитов на близких глубинах, но из разных по составу источников.

Среди магматитов МЦЭ в интрузивных комплексах доминируют, а в дифференцированной вулканогенной серии играют существенную роль породы среднего и умеренно кислого состава с мантийными редкоземельными и изотопными (Sr) метками, что предполагает развитие крупных очагов родоначальной базальтоидной магмы на границе кора–мантия. Расплавы, отделяющиеся от такого очага, эволюционируют по составу при движении на верхние горизонты земной коры. При этом, по-видимому, преобладающая часть базальтоидной магмы кристаллизуется в самом очаге, на-

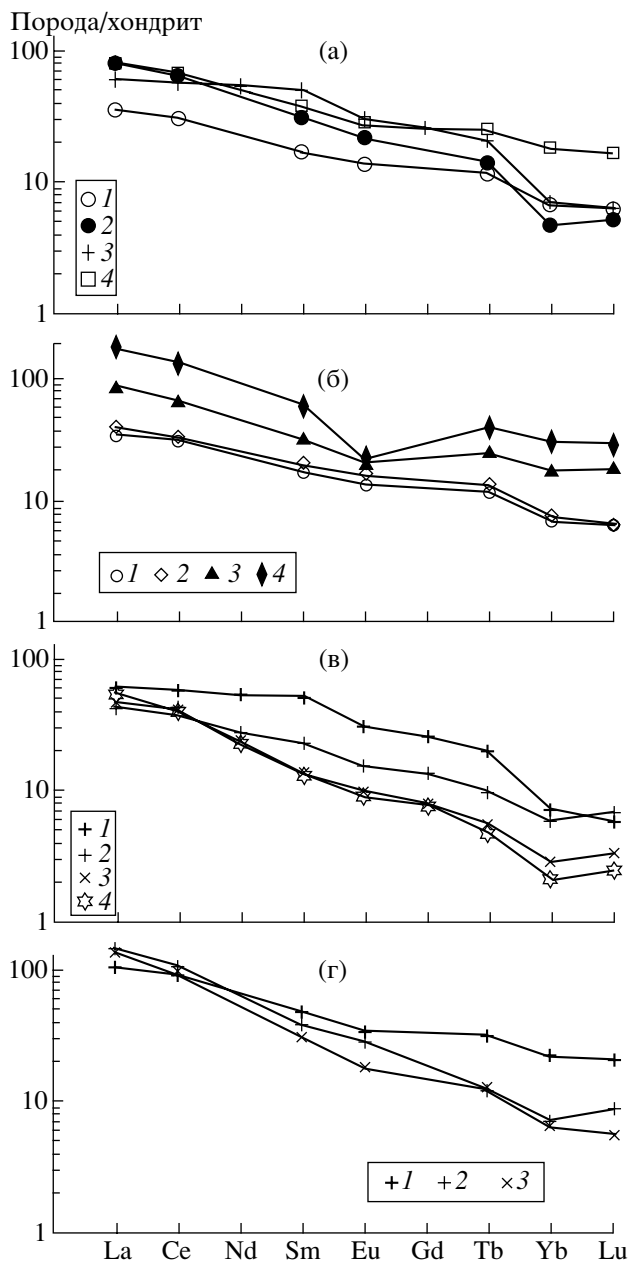


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов для пород магматического центра Эрдэнэтуин-Обо. Нормировано по составу хондрита [11]. а: 1, 2 – базальт дифференцированной (1) и трахибазальт бимодальной (2) серий, 3, 4 – габбро селенгинского (3) и шивотинского (4) комплексов. б – дифференцированная серия: 1 – базальт, 2 – андезит, 3 – дацит, 4 – риолит. в: 1 – габбро, 2 – монцодиорит, 3 – гранодиорит селенгинского комплекса; 4 – гранодиорит-порфир рудоносного комплекса. г – шивотинский комплекс: 1 – габбро, 2 – монзонит, 3 – граносиенит.

рашивая снизу мафическую земную кору (магматическая аккреция). Этот процесс, наиболее эффективный в области взаимодействия литосферы и плюма [12], приводит к образованию на границе ко-

ра–мантия широкой переходной зоны, в которой с глубиной происходит постепенная трансформация базальтоидов в амфиболит, гранатовый амфиболит и эклогитоподобные породы, при частичном плавлении которых образуются расплавы трондземитового типа [13].

Эволюция расплава при формировании вулканогенной дифференцированной серии в значительной степени была обусловлена фракционной кристаллизацией (и частично ассимиляцией) базальтоидной магмы при ее движении к поверхности. Об этом, в частности, свидетельствуют повышение содержаний REE в ряду базальт–андезит–дацит–риолит и проявление отрицательной Eu-аномалии на спектрах (рис. 3б).

В отличие от вулканогенной дифференцированной серии в интрузивных комплексах (селенгинском, шивотинском) нормированные содержания REE с ростом кремнекислотности пород уменьшаются (рис. 3в, 3г). Корреляционные соотношения породообразующих и примесных элементов, как и распределение REE, не подтверждают ведущую роль кристаллизационной дифференциации при формировании гранитоидной магмы селенгинского комплекса. По геохимическим характеристикам отрицается также влияние на этот процесс ассимиляции вмещающих пород и смешения магм. Можно предполагать, что формирование гранитоидной магмы связано с частичным плавлением закристаллизовавшегося в основании нижней коры базальтоидного очага, производными которого были мафиты МЦЭ.

Согласно геохимическим характеристикам, образование гранитоидной магмы имело место в области устойчивости амфибола, граната и неустойчивости плагиоклаза. Глубина ее формирования увеличивалась от ранней стадии к поздней (от монцодиоритов к гранодиоритам и гранодиорит-порфирам рудоносного комплекса). Показателями неустойчивости плагиоклаза являются высокие содержания Sr (до 1500 ppm) в гранитоидах и отсутствие отрицательной Eu-аномалии на спектрах REE. На равновесие расплава с амфиболом и гранатом указывают спектры REE гранитоидов, крутопадающие в области средних и тяжелых REE. Уменьшение нормированных содержаний REE от монцодиоритов к гранодиоритам (рис. 3в) свидетельствует об увеличении амфибола и граната в кристаллическом остатке, а следовательно, и глубины области частичного плавления.

Ближкие нормированные содержания легких REE в монцодиоритах и гранодиоритах указывают на то, что их источники были разными не только по глубине, но и по составу, так как при одном составе источника количество REE должно быть выше в гранодиоритовой магме, образующейся при меньших степенях плавления относительно монцодиоритовой.

Гранитоиды МЦЭ по таким петрогеохимическим характеристикам, как трондьемитовый тренд дифференциации, высокие содержания Na_2O (>4 мас. %), Al_2O_3 (15 мас. % при 70% SiO_2), Sr (>900 ppm), низкие Yb (<1 ppm), высокие отношения La/Yb (около 50), близки к трондьемит-тоналит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, широко распространенной в архее и в меньшей степени в фанерозойских магматических дугах. Согласно экспериментальным данным [3, 13], архейские ТТГ и их фанерозойские эквиваленты, включая адакиты и Na-гранитоиды, образуются при 10–40% частичном плавлении гидратированного метабазальта и равновесны с кристаллическим остатком плагиоклаз + амфибол (\pm ортопироксен, ильменит) при 8 кбар, гранат + амфибол (\pm клинопироксен, ильменит) при 16 кбар и гранат + клинопироксен \pm рутил при более высоком давлении. Геохимическое моделирование на основе экспериментальных данных и изучения природных образований показало [3], что гранитоиды, образующиеся в процессе частичного плавления метабазитов в присутствии амфибола и граната, обеднены средними и тяжелыми REE. Таким образом, давление при формировании гранитоидного расплава МЦЭ, очевидно, составляло не менее 16 кбар, что соответствует мощности коры около 50–60 км [1, 8]. По геофизическим данным [14] в Эрдэнэтском районе мощность составляет 45 км, в период действия плюма, после коллизии Сибирского и Сино-Корейского континентов [2] она могла быть больше.

Для хорошо изученного однотипного по составу и геохимическим характеристикам с Эрдэнэтским плутоном гранитоидного батолита Cordillera Blanca (Перу) [13] предложена геодинамическая модель, включающая магматическую аккрецию и утолщение коры (>50 км), плавление базальтоидов в основании коры и образование трондьемитового расплава с кристаллическим остатком, содержащим амфибол и гранат.

С учетом изложенного выше можно предполагать, что источником расплавов для гранитоидов селенгинского и рудоносного порфинового ком-

плексов МЦЭ были метабазальты в основании коры, утолщенной в результате предшествующей коллизии и многократного поступления глубинной базитовой магмы. Последняя формировалась в ареале плюма, входящего в систему нижнемантийных плюмов, существовавших в пермо-триасовое время на обширной территории Азии [1].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04–05–64238, 03–05–64533, 02–05–64627).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1243–1261.
2. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305–1320.
3. Martin H. // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
4. Берзина А.П., Сотников В.И. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1374–1390.
5. Гаврилова С.П., Оролмаа Д. В кн.: Вулкано-плутонические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1991. С. 73–128.
6. Альмухамедов Ф.И., Медведев А.Я., Курда Н.П. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1575–1587.
7. Sun S.-S., McDonough M.F. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
8. Рябчиков И.Д. В кн.: Магматические горные породы. М.: Наука, 1987. Т. 6. С. 349–372.
9. Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1577.
10. Золотухин В.В., Малюк Б.И. Проблемы петрологии ассоциирующихся вулканогенных базитов и ультрабазитов древних платформ и их никеленосности. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2001. 242 с.
11. Boyton W.F. In: Rare Earth Element Geochemistry. L.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
12. Грачев А.Ф. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 618–654.
13. Petford N., Atherton M. // J. Petrol. 1996. V. 37. № 6. P. 1491–1521.
14. Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.П. и др. // Физика Земли. 1988. № 7. С. 33–42.