

КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.93:[546.35+546.42].02:552.322

УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ БАЗИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ И ИХ РОЛЬ  
В ПОНИМАНИИ ГЕНЕЗИСА ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ

С.В. Ефремов, В.Д. Козлов

*Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

На основе анализа генетических взаимоотношений оловоносных гранитоидов с ультракалиевым базитовым магматизмом показано, что ответственным за металлогеническую специализацию гранитоидов является геохимически-специализированный резервуар, расположенный в мантийной части континентальной литосферы (метасоматизированная мантия). Образование гранитоидов хорошо объясняется моделью бинарного смешения первичных расплавов, производных метасоматизированной мантии, с веществом континентальной коры.

На основе геохимических исследований разновозрастного базитового магматизма региона показано, что специализированный литосферный источник образовался в средневерхнеюрское время и существовал, как минимум, до конца верхнего мела, перекрывая обе оловоносные металлогенические эпохи, проявленные на Чукотке.

*Оловоносные гранитоиды, ультракалиевые базиты.*

ULTRAPOTASSIC BASITES IN THE CENTRAL CHUKCHI REGION AND THEIR ROLE  
IN GENESIS OF Sn-BEARING GRANITOIDS

S.V. Efremov and V.D. Kozlov

Analysis of the genetic relationship of Sn-bearing granitoids with ultrapotassic basic magmatism showed that their metallogeny was determined by the geochemistry of a specific reservoir localized in the continental lithosphere mantle (metasomatized mantle). The granitoid formation is well explained by binary model of mixing of primary melts (products of the metasomatized mantle) with the continental crustal material.

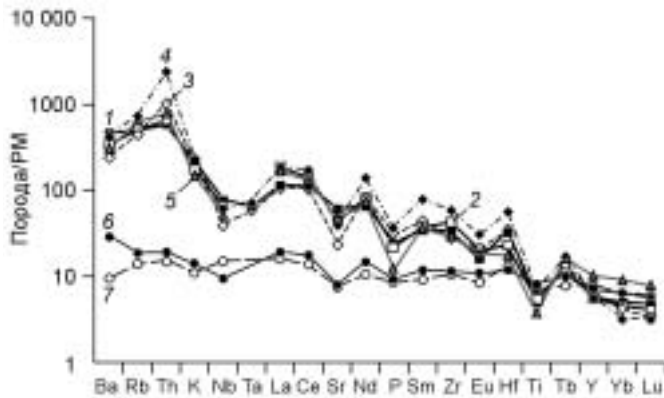
Geochemical studies of basic magmatism of different ages showed that the specific lithosphere reservoir formed in the Middle-Late Jurassic and existed at least till the late Late Cretaceous, i.e., in both tin metallogenic epochs of the Chukchi region.

*Sn-bearing granitoids, ultrapotassic basites*

Чукотская оловоносная провинция является одной из крупнейших в пределах России. Общепризнанным фактом является то, что практически все промышленные объекты этого региона ассоциируют с проявлениями мезозойского гранитоидного магматизма. Выполненное ранее геохимическое изучение этих гранитоидов показало их специализацию в отношении олова и других гранитофильных элементов [Дудкинский и др., 1997].

Оловоносный гранитоидный магматизм в пределах Центральной Чукотки проявился в три этапа (144, 127, 85 млн лет), сопряженных с наиболее интенсивными тектоническими преобразованиями (субдукция, коллизия, рифтогенез) [Ефремов и др., 2000]. Однако, несмотря на различное геодинамическое положение, геохимическая специфика этих гранитоидов довольно близка, что само по себе является необычным. Их геохимический спектр типичен для магматитов конвергентных геологических границ [Дудкинский и др., 1997; Ефремов и др., 2000], т. е. согласно всем имеющимся геохимическим критериям они должны рассматриваться как „субдукционные“, что противоречит имеющимся геологическим данным.

Такая выдержанность геохимических особенностей на значительном временном отрезке (60 млн лет) свидетельствует о существовании единого геохимически-специализированного резервуара, поставлявшего вещество на разных этапах геологического развития региона. Учитывая, что вещество континентальной коры эволюционирует во времени под воздействием тектонических преобразований, таким устойчивым резервуаром может быть литосферная мантия. И нам представляется наиболее вероятным, что вещество литосферной мантии ответственно за геохимическую специализацию оловоносных гра-



**Рис. 1. Геохимические спектры базитов и оловоносных гранитоидов Центральной Чукотки.**

PM — примитивная мантия, по [McDonough, Sun, 1995]. Для магматитов Чукотки на диаграмме приведены средние данные: 1–4 — ультракалийевые базиты: 1, 2 — Чукотки: 1 — ( $J_3-K_1$ ) — 12 обр., 2 — ( $K_2$ ) — 14 обр.; 3 — Испании, по [Benito et al., 1999], 4 — Тибета, по [Miller et al., 1999]; 5 — гранитоиды Певекского массива Чукотки — 18 обр.; 6 — толеитовые базальты ( $T_1$ ) Чукотки — 4 обр.; 7 — N-MORB [McDonough, Sun, 1995]. Анализы выполнены методом ICP MS, в лаборатории Института геохимии СО РАН (г. Иркутск), аналитик Е.В. Смирнова.

гранитоидов Центральной Чукотки. Наиболее очевидные факты, свидетельствующие об этом, рассмотрены в данной статье.

Характерной особенностью оловоносных гранитоидов Центральной Чукотки является их тесная ассоциация с базитовым магматизмом, производные которого участвуют в строении гранитоидных plutонов, образуют рои даек в их экзоконтакте, слагают вулканические покровы, реже образуют самостоятельные массивы, отнесенные нами к ранней фазе (РФ) гранитоидного комплекса [Дудкинский и др., 1993]. Выделяются два возрастных этапа базитового магматизма. Первый этап проявлен наиболее широко, слагает интрузивные и эффузивные геологические тела различной морфологии и сопровождается внедрением наиболее ранних гранитоидов (144 млн лет). По минеральному составу эти породы соответствуют лампрофирам (минеттам), меламонцонитам, меламонцодиоритам. Второй этап представлен дайковым комплексом и предваряет внедрение наиболее поздних гранитоидов (85 млн лет). По минеральному составу эти породы соответствуют лампрофирам (минетты, керсантиты).

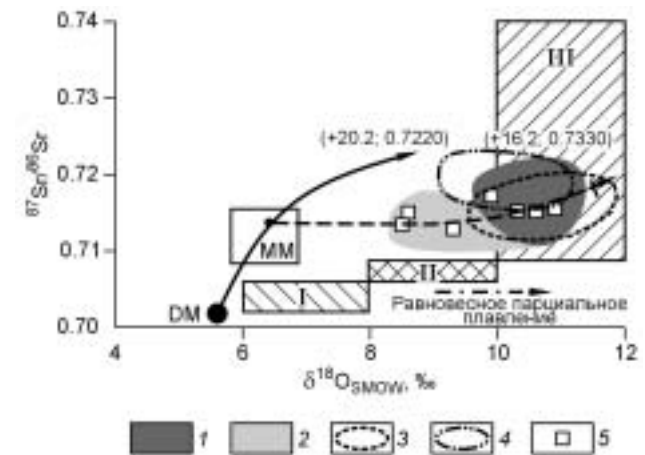
На начальной стадии геохимического изучения эти базиты были отнесены нами к шошонит-латитовой серии [Дудкинский и др., 1993]. Однако последующие прецизионные геохимические исследования показали, что большая часть из них по своей вещественной характеристике соответствует орогенной ультракалийевой серии в классификации С.Ф. Фоули [Foley et al., 1987].

Согласно преобладающей точке зрения, эти магматиты появляются на завершающей стадии или после коллизии, следующей за закрытием океанического бассейна, а их наиболее вероятным источником является обогащенный флогопитом резервуар, расположенный в мантийной части континентальной литосферы (метасоматизированная мантия) [Venturelly et al., 1984; Benito et al., 1999; Miller et al., 1999; и др.]. Магмы, образовавшиеся из подобного источника, обладают рядом специфических свойств, позволяющих легко идентифицировать их производные. Они выражены в аномальном обогащении некогерентными элементами, со значительным преобладанием относительных концентраций элементов с большим радиусом иона над высокозаряженными катионами, легких редкоземельных элементов над тяжелыми, имеют относительный недостаток Eu, низкий  $\epsilon_{Nd}$ , повышенный  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , без заметного увеличения  $\delta^{18}O$ . В качестве иллюстрации этих особен-

ностей элементов с большим радиусом иона над высокозаряженными катионами, легких редкоземельных элементов над тяжелыми, имеют относительный недостаток Eu, низкий  $\epsilon_{Nd}$ , повышенный  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , без заметного увеличения  $\delta^{18}O$ . В качестве иллюстрации этих особен-

**Рис. 2. Изотопная характеристика оловоносных гранитоидов Центральной Чукотки.**

1, 2 — неогеновые вулканы юго-востока Испании [Benito et al., 1999]: 1 — ультракалийевые, 2 — шошонит-латитовые и высококалийевые известково-щелочные; 3 — ультракалийевые магматиты Юго-Западного Тибета [Miller et al., 1999]; 4 — ультракалийевые базиты Чукотки; 5 — точки составов гранитоидов Певекского и Палянского массивов Центральной Чукотки. I—III — составы протолитов гранитоидов разного генезиса [Whalen et al., 1996]: I — I-тип, II — смешанный тип, III — S-тип; DM — деплетированная мантия, MM — метасоматизированная мантия, по [Benito et al., 1999]. Стрелки — фрагменты модели, по [Benito et al., 1999], объясняющей образование шошонит-латитовых и высококалийевых известково-щелочных пород ю.-в. Испании: сплошная линия — кривая контаминации литосферной мантии метасоматизирующим флюидом, выделившимся при рециклинге океанической литосферы, важную роль в которой играли пелагические осадки, штриховая — парциального плавления метасоматизированного мантийного источника и контаминации полученного расплава веществом континентальной коры, штрихпунктирная — направление эволюции составов при равновесном парциальном плавлении. Цифры в скобках — модельные составы метасоматизирующего флюида и континентальной коры [Benito et al., 1999].



ностей на рис. 1 и 2 приведены средние составы ультракалиевых базитов Испании [Benito et al., 1999] и Западного Тибета [Miller et al., 1999]. На этих же диаграммах даны составы разновозрастных ультракалиевых базитов Центральной Чукотки ( $J_3$ — $K_1$ ,  $K_2$ ), гранитоидов (монцодиориты, гранодиориты) Певекского и Палянского массивов ( $J_3$ — $K_1$ ).

Как наглядно иллюстрирует диаграмма подобия (см. рис. 1), разновозрастные ультракалиевые базиты Центральной Чукотки образуют конформные кривые с ультракалиевыми базитами Испании и Тибета и по своим геохимическим свойствам вполне соответствуют этому классу пород. Об этом же свидетельствуют изотопные данные (см. рис. 2), по которым отмечается значительное перекрытие полей составов ультракалиевых базитов всех трех регионов. Следовательно, согласно принципу аналогии, источником ультракалиевых базитов Центральной Чукотки должны являться метасоматизированные породы литосферной мантии региона.

Оловоносные гранитоиды Певекского массива также образуют конформную кривую с ультракалиевыми базитами, приведенными на диаграмме, практически повторяя кривую состава ассоциирующих с ними ультракалиевых базитов  $J_3$ — $K_1$ . Этот факт указывает на единую геохимическую специализацию разновозрастных базитов и гранитоидов Центральной Чукотки. Учитывая тесную ассоциацию гранитоидов с базитовым магматизмом [Дудкинский и др., 1993, 1997; Ефремов и др., 2000], а также то, что базальтоидные магмы имеют мантийный генезис, источником такой специализации вряд ли могли быть породы континентальной коры региона. Основываясь на вышесказанном, мы можем вполне обоснованно предположить, что ответственным за геохимическую специализацию оловоносных гранитоидов региона является геохимически специализированный резервуар, расположенный в литосферной мантии.

Об этом же свидетельствуют данные, приведенные на диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $\delta^{18}\text{O}$  (см. рис. 2), где точки составов гранитоидов Палянского и Певекского массивов лежат в полях первичных и контаминированных магм, образовавшихся за счет разной степени плавления метасоматизированного литосферного мантийного источника. Гранитоидные магмы, образовавшиеся при равновесном парциальном плавлении коровых протолитов ( $I$ ,  $S$  и „смешанного“ типов), не могут одновременно обладать подобными изотопными (см. рис. 2) и геохимическими характеристиками (см. рис. 1). Теоретически изотопные характеристики могут быть получены при контаминации магмы  $I$ -типа веществом континентальной коры с очень высокими  $\text{Rb}/\text{Sr}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , однако при этом мы вряд ли достигнем аналогичного уровня обогащения этих расплавов некогерентными элементами.

Таким образом, геохимические особенности и изотопная характеристика оловоносных гранитоидов Центральной Чукотки свидетельствует об участии вещества метасоматизированного литосферного мантийного источника в их генезисе.

Механизм образования подобных гранитоидных магм может быть проиллюстрирован с помощью численной модели, использованной в работе [Benito et al., 1999] для объяснения генезиса магматитов шошонит-латитовой и высококалиевой известково-щелочной серий, тесно ассоциирующих с ультракалиевыми базитами. Согласно модели, фрагменты которой приведены на рис. 2, магмы, сформировавшие Певекский и Палянский гранитоидные массивы, образовались в результате усвоения первичным расплавом корового вещества. При этом сам первичный расплав образовался за счет парциального плавления метасоматизированного мантийного источника.

Время образования и длительность существования обогащенного мантийного резервуара под Центральной Чукоткой можно оценить, используя геохимическую характеристику разновозрастных базитов — производных литосферной мантии. Наиболее ранними представителями базитового магматизма являются силлы толеитовых базальтов ( $T_1$ ), геохимическая характеристика которых соответствует N-MORB (см. рис. 1), свидетельствуя о том, что состав литосферной мантии под Центральной Чукоткой на это время мало отличался от состава деплетированной мантии (DM). Однако следующий этап базитового магматизма ( $J_3$ — $K_1$ ) уже фиксирует наличие обогащенного резервуара, расположенного в литосферной мантии (см. рис. 1). Его формирование произошло на временном отрезке  $T_1$ — $J_3$  и, вероятно, связано с зоной субдукции, существовавшей на южной границе Чукотского микроконтинента в среднее—позднеюрское время. Наиболее поздний этап базитового магматизма, проявленного в регионе ( $K_2$ ), также свидетельствует о присутствии обогащенного мантийного резервуара под Центральной Чукоткой (см. рис. 1). Таким образом, длительность его существования превышала 60 млн лет и перекрывала обе оловоносные металлогенические эпохи, проявленные в регионе [Ефремов и др., 2000], косвенно свидетельствуя об ответственности этого источника за металлогеническую специализацию гранитоидов.

Полученные нами результаты позволяют с новых позиций взглянуть на генезис оловоносных гранитоидов Центральной Чукотки и причины их металлогенической специализации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 05-05-64052-а).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д.** Геохимические черты мезозойских гранитоидов повышенной основности восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Тихоокеанская геология, 1993, № 6, с. 74—84.

**Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В.** Петролого-геохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (7), с. 1202—1215.

**Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандмирова Г.П.** Rb/Sr возрасты гранитоидов Центральной Чукотки — новый взгляд на историю геологического развития региона // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 6, с. 816—819.

**Benito R., Lopez-Ruiz J., Cebria J.M., Hertogen G., Doblas M., Oyarzun R., Demaiffe D.** Sr, O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain // Lithos, 1999, № 46, p. 733—802.

**Foley S.F., Venturelly G., Green D.H., Toscani I.** The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenesis models // Earth Sci. Rev. 1987, № 24, p. 81—134.

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

**Miller C., Schuster R., Klotzli U., Frank W., Purtscheller F.** Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis // J. Petrol., 1999, v. 40, № 9, p. 1399—1424.

**Venturelly G., Capedri S., Di Battestini G., Grawford G., Kogarko L.N.** The ultrapotassic rocks from southeastern Spain // Lithos, 1984, № 17, p. 37—54.

**Whalen J.B., Jenner G.A., Longstaffe F.G., Rebert F., Gariepy C.** Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians // J. Petrol., 1996, v. 37, № 6, p. 1463—1489.

*Рекомендована к печати 10 мая 2006 г.  
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию  
14 декабря 2005 г.*