

УДК 551.242.3(571.65)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ОФИОЛИТОВ КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

© 2003 г. С. Г. Сколотнев, В. Крамер, Н. В. Цуканов, В. Сейферт,
М. Циммер, Д. П. Савельев, Р. Фрайтаг

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 04.11.2002 г.

Поступило 11.11.2002 г.

Природа офиолитовых комплексов покровно-складчатого обрамления Тихого океана до настоящего времени остается актуальной проблемой [1]. Тектонически расчлененные офиолитовые комплексы часто пространственно связаны с островодужными образованиями, участвующими в аккреционно-коллизивной структуре Северо-Востока России. До настоящего времени являются дискуссионными вопросы корреляции различных фрагментов офиолитовых комплексов и соответственно условий их формирования. Авторами проведено изучение офиолитов п-ова Кроноцкий на Восточной Камчатке, являющегося фрагментом эоценовой островной дуги, которая была аккрецирована к Камчатской окраине в кайнозойское время. В результате полевых исследований в 1999 г. получены новые геолого-геохимические и минералогические данные по офиолитам, позволяющие высказать новую точку зрения на их генезис.

Офиолиты Кроноцкого п-ова представлены преимущественно серпентинитовым меланжем с глыбами и блоками перидотитов, габброидов, амфиболитов, базальтов, долеритов, плагиигранитов, родингитов и офикальцитов. Здесь же закартирован крупный (площадью до 12 км²) массив слабо серпентинизированных гарцбургитов (мощностью до 300 м) с линзовидными телами дунитов [2, 3]. Тектоническая пластина серпентинитового меланжа разделяет вулканогенно-туфогенные островодужные комплексы каменистской свиты (K₂sp-km-m) и кроноцкой серии (P₂) и погружается в юго-восточном направлении под углом 20°–30° (рис. 1). Галька серпентинизированных перидотитов отмечена в туфоконгломератах кроноцкой серии в устье ручья 2-е Ущелье [2]. Каменист-

ская свита и кроноцкая серия сложены базальтами с шаровой отдельностью, которые переслаиваются с гиалокластитами, различными туфами, туффитами и туфосилицитами (рис. 1). Породы каменистской свиты слагают антиклинальную складку и являются относительным автоттоном, на который надвинут серпентинитовый меланж и вулканогенно-туфогенные образования кроноцкой серии.

В ходе совместных российско-германских геологических работ в 1999 г. на Кроноцком п-ове для изучения химического состава отобраны образцы пород из блоков и крупных пластин, залегающих в серпентинитовом меланже: перидотитов, габброидов, долеритов и амфиболитов. Так же были проанализированы образцы базальтов из серпентинитового меланжа, отобранные при геологической съемке [3].

Перидотиты по минеральному составу авторы классифицируют как клинопироксен содержащие (около 5%) гарцбургиты. Оливин в значительной мере замещен серпентином, однако имеются и незамещенные реликтовые зерна. Составы изученных минералов из гарцбургитов варьируют незначительно. Клинопироксен (Fs₄₋₅) имеет TiO₂ = 0.03–0.07%, Al₂O₃ = 3.39–4.60%, Cr₂O₃ = 1.02–1.34%; ортопироксен (Fs₁₀₋₁₁) – TiO₂ = 0.03–0.07%, Al₂O₃ = 3.33–3.70%, Cr₂O₃ = 0.63–0.81%; оливин – Fo₉₀; шпинель – Mg# = 67–70, Cr₂O₃# = 23–32. Особенности состава сближают изученные перидотиты с умеренно деплетированными реститами, наиболее широко распространенными в пределах срединно-океанических хребтов [4]. Наиболее показательны в этом отношении хромистость шпинелей (рис. 2) и глиноземистость ортопироксенов. На основании этих данных ранее нами сделан вывод [5], что гарцбургиты характеризуют океаническую литосферу, сформировавшуюся в условиях срединно-океанических хребтов. Однако полученные позднее результаты определения РЗЭ в этих перидотитах показали, что спектры распределения РЗЭ располагаются заметно ниже

Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской Академии наук, Москва

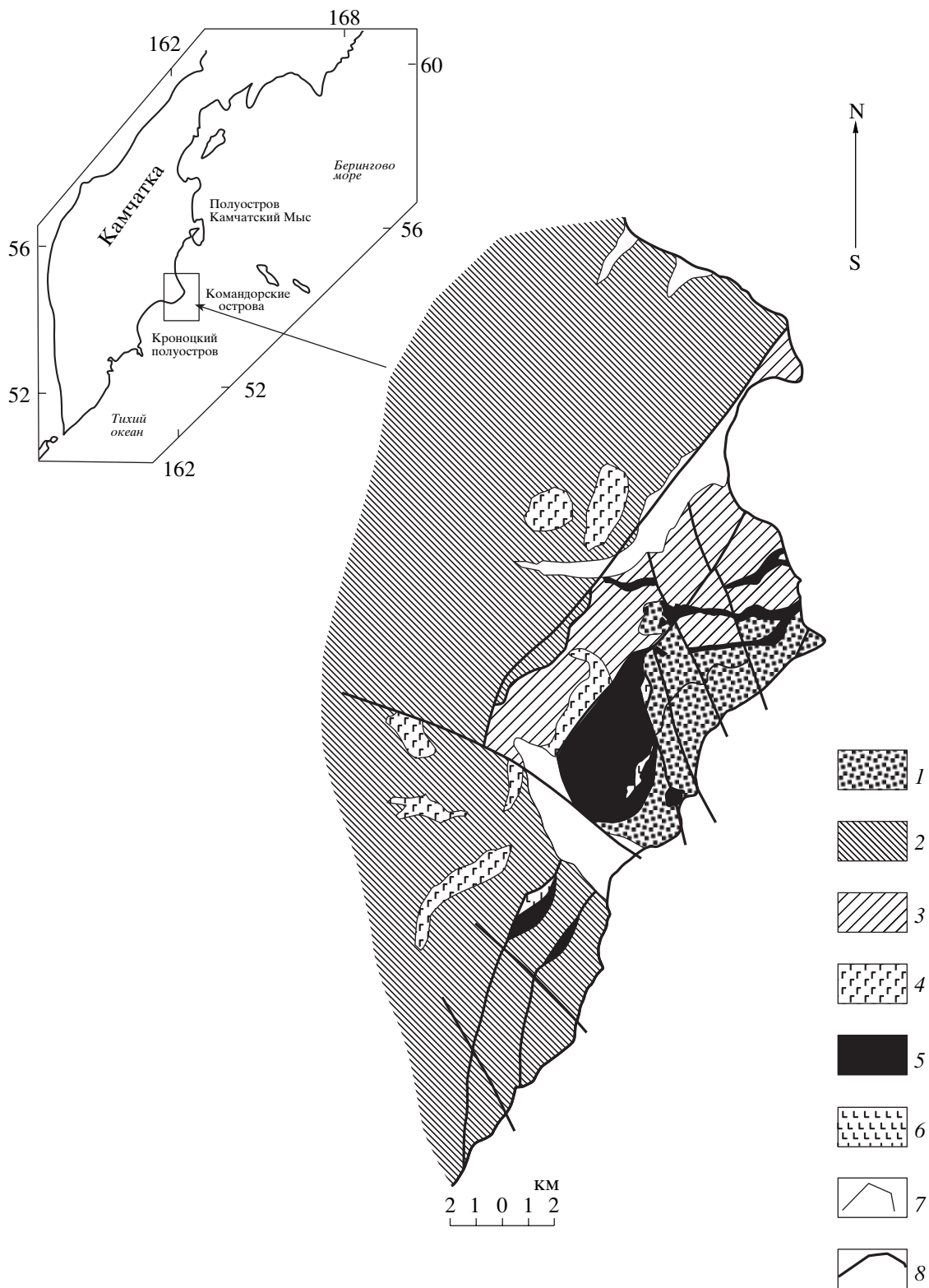


Рис. 1. Геологическая схема восточной части Кроноцкого п-ова (составлена с использованием материалов [2, 3]). 1, 2 – образования кроноцкой серии (P_2): 1 – вулканогенные и туфогенно-осадочные породы кубовской свиты, 2 – туфогенно-терригенные образования козловской свиты, 3 – каменистая свита (K2 sp-km-m), 4 – габбро, 5 – серпентинизированные перидотиты и серпентинитовый меланж, 6 – базальты, 7 – геологические границы, 8 – разрывные нарушения.

таковых для океанских абиссальных перидотитов (рис. 3) и имеют другую форму. У перидотитов Кроноцкого п-ова наблюдается повышение концентраций легких РЗЭ над концентрациями средних РЗЭ. Такая особенность спектров РЗЭ характерна для перидотитов, сформировавшихся в надсубдукционных условиях [6–9]. Если перидотиты Кроноцкого п-ова имеют надсубдукционное происхождение, то необходимо объяснить высокие содержания алюминия в шпинели и ортопироксене. С нашей точки зрения, эти особенности минерального состава, по-видимому, обусловлены тем, что кристаллизующиеся в ходе частичного плавления шпинель и ортопироксен находились в равновесии с высокоглиноземистым базальтовым расплавом. Все базальты, распространенные на Кроноцком п-ове, относятся к высокоглиноземистым разностям. При этом в работе [10] показано, что первичные выплавки этих базальтов имели также высокоглиноземистый состав. Таким образом, если это объяснение верно, то очевидно, что высокоглиноземистые базальты и перидотиты из серпентинитового меланжа генетически связаны между собой.

В перидотитах нередко наблюдаются дайки габбро-пегматитов и иногда пироксенитов. У пироксенитов и габбро-пегматитов характер распределения РЗЭ очень близок к таковому у перидотитов, однако абсолютные концентрации этих элементов несколько более высокие (рис. 3). Это свидетельствует о том, что особенности спектра распределения РЗЭ в перидотитах обусловлены процессом частичного плавления, а не какими-либо более поздними вторичными процессами. Пироксениты и габбро-пегматиты кристаллизовались из расплавов очень близких к первичным выплавкам. Габбро-пегматиты имеют положительную аномалию европия, что говорит о доминировании в них плагиоклаза, а пироксенит – отрицательную аномалию европия, поскольку плагиоклаз в них отсутствует. Габбро-пегматиты по составу являются габбро-норитами с преобладанием ортопироксена над клинопироксеном. Породы участками перекристаллизованы в гранобластовый агрегат, сцементированный неправильными выделениями титаномагнетита с $TiO_2 = 2.26\%$. Темноцветные минералы в значительной мере замещены актинолитом и актинолитовой роговой обманкой. Сохранившиеся реликты минералов имеют следующие составы: плагиоклаз – An_{90} , клинопироксен – Fs_{25-30} с $TiO_2 = 0.04\%$, $Al_2O_3 = 1.39\%$, $Cr_2O_3 = 0-0.01\%$; ортопироксен – Fs_{40-45} с $TiO_2 = 0.05-0.08\%$, $Al_2O_3 = 0.99-2.11\%$, $Cr_2O_3 = 0-0.11\%$. Наблюдающееся странное соотношение между составами минералов – очень основной плагиоклаз и сильно железистые пироксены, по-видимому, находит объяснение в том, что первичными выплавками габбро-пегматитов

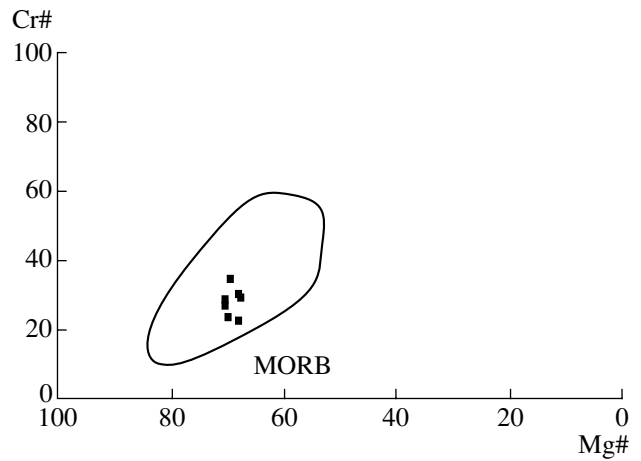


Рис. 2. Зависимость хромистости шпинелей от их магнезиальности в перидотитах Кроноцкого п-ова. Линией окружено поле составов шпинелей из перидотитов MORB-типа согласно работе [4].

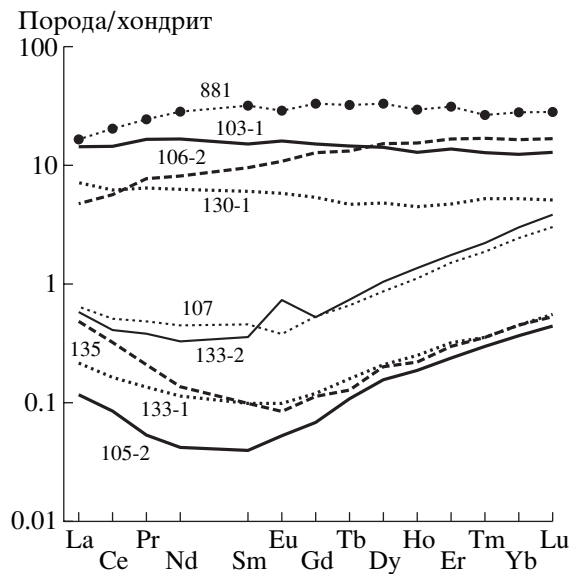


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в породах офиолитовой ассоциации Кроноцкого п-ова. Образцы: 881 – базальт, 103-1 – амфиболит, 106-2 – гигантозернистое габбро, 130-1 – долерит, 107 – пироксенит, 133-2 – габбро-пегматит, 135, 133-1, 105-2 – перидотиты. Нормирование произведено согласно [14].

были высокоглиноземистые базальты, для которых по данным [10] также характерны повышенные концентрации железа.

Изученные габброиды из глыб в серпентинитовом меланже представлены мелкозернистым (образец 103-3) и гигантозернистым (образец 106-2) габбро и оливинным флазер-габбро (образец s2-34). В мелкозернистом габбро клинопироксен (Fs_{12}) имеет $TiO_2 = 0.26\%$, $Al_2O_3 = 2.09\%$, $Cr_2O_3 = 0.24\%$; а плагиоклаз – An_{80} . Часть клинопироксенов за-

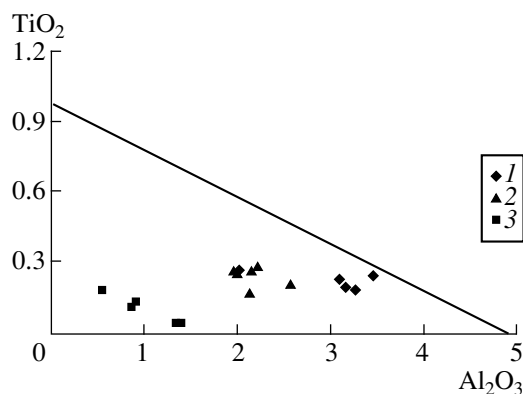


Рис. 4. Зависимость содержания TiO_2 от концентрации Al_2O_3 в клинопироксенах из пород офиолитовой ассоциации, развитых на Кроноцком п-ове. Точками указаны составы клинопироксенов из перидотитов (1), габброидов (2) и габбро-пегматитов (3). Линия согласно работе [11] разделяет поля надсубдукционных (ниже) и океанических толеитовых (выше) габброидов.

мещена актинолитом и хлоритом, плагиоклаз частично альбитизирован и калишпатизирован. Рудный минерал редок. Во флазер-габбро сохранились порфиорокласты плагиоклаза (An_{90}) и клинопироксена, которые более магнезиальные и кальциевые, чем в мелкозернистых габбро. Составы необластов и порфиорокластов у этих минералов близки. Необласты оливина имеют состав – Fo_{78} . Неправильные выделения ильменита цементируют необласты. Из вторичных минералов широко развиты хлорит, пренит, гибшит. В гигантозернистом габбро состав минералов не изучен.

Изученные амфиболиты из глыб в серпентинитовом меланже обладают тонкополосчатой текстурой и гранобластовой структурой. В одном из них (образец s2-35) состав плагиоклаза варьирует от An_{60} до An_{50} , амфибол представлен железистым паргаситом с умеренными концентрациями $TiO_2 = 0.95\text{--}1.60\%$ и $Na_2O = 1.17\text{--}1.65\%$, а рудный минерал – ильменитом с $TiO_2 = 41\text{--}49\%$, титаномагнетитом с $TiO_2 = 9.64\%$ и магнетитом. Сохранились редкие реликты клинопироксена, который более железистый, чем клинопироксен из выше охарактеризованных габбро: Fs_{20} с $TiO_2 = 0.11\%$, $Al_2O_3 = 0.87\%$, $Cr_2O_3 = 0.06\%$, что, по-видимому, свидетельствует о том, что протолитом для амфиболитов было габбро более дифференцированное, чем описанные выше.

Составы клинопироксенов из изученных габброидов, габбро-пегматитов и амфиболитов по уровню титанистости и глиноземистости на диаграммах [10] попадают в поле составов клинопироксенов из надсубдукционных габброидов (рис. 4).

Содержание РЗЭ измерено в гигантозернистом габбро (образец 106-2) и в одном из амфиболитов (образец 103-1). В первом случае спектр

распределения РЗЭ аналогичен спектрам для габбро, кристаллизовавшихся из деплетированных океанических толеитов, во втором случае он также близок к ним, но имеет линию спектра, приближающуюся к прямой на уровне 20 хондритовых норм (см. рис. 3).

Таким образом, геохимическое и минералогическое изучение показывает, что среди габброидных включений в меланже имеются разные типы. Одни из них сформировались в надсубдукционных условиях, другие, – по-видимому, в условиях срединно-океанического хребта.

Распределение РЗЭ в одном из долеритов, характеризующем крупный блок пород, состоящий из даек и находящийся в серпентинитовом меланже в устье р. Неудобной, характеризуется постепенным подъемом от тяжелых РЗЭ к легким РЗЭ (см. рис. 3). Это позволяет соотнести долериты с толеитовыми расплавами Т-типа MORB.

Базальты из серпентинитового меланжа, образующие южнее р. Большой, по геохимическим характеристикам близки к производным толеитовых расплавов N-типа MORB (см. рис. 3).

Изучение вещественного состава и анализ геологического положения изверженных пород, заключенных в серпентинитовом меланже, позволяют высказать новый взгляд на происхождение офиолитов Кроноцкого п-ова. Судя по характеру распределения РЗЭ, изученные перидотиты и когенетичные с ними дайки пироксенитов и габбро-пегматитов сформировались в надсубдукционных условиях. Особенности состава минералов в перидотитах, а именно высокая глиноземистость шпинели и ортопироксена, не характерная для рестилов, кристаллизующихся в надсубдукционных условиях, а также высокая железистость пироксенов при высокой основности плагиоклаза в габбро-пегматитах позволяют предположить, что данные перидотиты формировались в равновесии с высокоглиноземистыми расплавами. Высокоглиноземистые толеитовые плагиобазальты островодужной природы широко распространены среди верхнемеловых и палеогеновых образований Кроноцкого п-ова. Можно предположить, что эти базальты образовались при плавлении выше описанных гарцбургитов и могут быть объединены с ними в единый офиолитовый комплекс, сформировавшийся в специфических островодужных условиях, в частности, на начальных этапах формирования этой дуги. По-видимому, к этому же комплексу относятся те габброиды и амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже, у которых клинопироксены имеют пониженную титанистость и глиноземистость. С учетом присутствия обломков серпентинитов в конгломератах кроноцкой серии эоценового возраста становится очевидным, что когенетичными перидотитам могут являться базальты каменист-

ской свиты ($K_2cn-km-m$). Соответственно и возраст данного офиолитового комплекса может быть оценен как коньяк-кампанский. Очевидно, эти офиолиты формировались в основании интраокеанической вулканической дуги и затем в результате тектонических процессов были выведены на поверхность в виде протрузий и тектонических покровов. При этом продолжался активный вулканизм, ось которого, вероятно, сместилась во внутренние области дуги. Тектонические деформации продолжались и в последующие этапы, поскольку серпентинитовый меланж нарушает строение эоценовой кроноцкой серии.

Часть габброидов и амфиболитов, долериты и базальты по геохимическим особенностям, имеющие сродство с океаническими толеитами N- и T-типа MORB, по-видимому, представляют фрагменты другого офиолитового комплекса, сформировавшегося в условиях либо срединно-океанического хребта, либо в областях задугового спрединга. Нами возраст этого офиолитового комплекса оценивается предположительно как альб-сеноманский на основании следующих данных. Вулканогенные образования п-овов Кроноцкий и Камчатский Мыс являются фрагментами единой эоценовой вулканической дуги [12]. На п-ове Камчатский Мыс в офиолитовых комплексах встречены породы, геохимически близкие к таковым на Кроноцком п-ове и являющиеся производными толеитовых расплавов N- и T-типа MORB. Среди них в работе [13] выделены два генетически различных офиолитовых комплекса. Наиболее древний из них – африканский комплекс альб-сеноманского возраста, сформировался в условиях срединно-океанического хребта, а происхождение палеоцен-эоценового каменского комплекса связано с обстановкой задугового или интрадугового спрединга. На Кроноцком п-ове отсутствуют геологические данные, которые бы указывали, что в палеоцен-эоценовое время имел место или интрадуговой спрединг. Учитывая это, мы предполагаем, что, вероятно, породы, распространенные в виде отдельных блоков в серпентинитовом меланже Кроноцкого п-ова, производные толеитовых расплавов N- и T-типа MORB генетически и по возрасту близки к породам африканского офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс. В соответствии с этим предположением возраст другого офиолитового комплекса, развитого на Кроноцком п-ове, – альб-сеноманский, и сформировался он в условиях срединно-океанического хребта.

ВЫВОДЫ

В восточной части Кроноцкого п-ова выделены два генетически различных офиолитовых

комплекса, состоящие из тектонически дезинтегрированных фрагментов.

Более древний ($K_1-2al-sm?$) офиолитовый комплекс формировался в условиях срединно-океанического хребта и представлен в виде блоков в серпентинитовом меланже, сложенных габброидами, долеритами и базальтами, являющимися производными деплетированных и слабо обогащенных расплавов океанических толеитов.

Верхнемеловой ($K_2cn-km-m?$) офиолитовый комплекс имеет надсубдукционную природу и образован перидотитами и габброидами, слагающими блоки в серпентинитовом меланже, а также широко распространенными на полуострове высокоглиноземистыми плагиотолеитовыми базальтами.

Авторы выражают благодарность Н.И. Селиверстову за помощь в организации проведения работ и дирекции Кроноцкого биосферного заповедника за предоставленную возможность работать в его пределах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 02-05-64060 и 02-05-64652).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Книппер А.Л., Савельева Г.Н., Шараськин А.Я.* Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Науч. мир, 2001. С. 250–283.
2. *Разницин Ю.Н., Хубуня С.А., Цуканов Н.В.* // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
3. *Бояринова М.Е.* Геологическая карта Кроноцкого полуострова. 1:200000. СПб., 2001.
4. *Bonatti E.* // J. Geophys. Res. 1997. V. 108. P. 10039–10054.
5. *Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В. и др.* Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 326–329.
6. *Kay R.W., Senchal R.G.* // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 5. P. 964–970.
7. *Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А. и др.* // Петрология. 1993. № 4. Т. 1. С. 348–378.
8. *Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В. и др.* // Петрология. 1993. № 4. Т. 1. С. 379–412.
9. *Bloomer S.H., Taylor B., MacLeod C.J. et al.* // Geophys. Monograph. 1995. V. 88. P. 1–30.
10. *Хубуня С.А.* Высокоглиноземистая плагиотолитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
11. *Злобин С.К., Закариадзе Г.С.* // Геохимия. 1985. № 11. С. 1567–1577.
12. *Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н. и др.* // Геотектоника, 2000. № 2. С. 65–84.
13. *Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В. и др.* // ДАН. 2001. Т. 380. № 5. С. 652–655.
14. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.