

УДК 550.4+551.76+551.86 (571.63)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРЕМНЕЙ ТАУХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА СИХОТЭ-АЛИНЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2014 г. И. В. Кемкин, Р. А. Кемкина

Представлено академиком А.И. Ханчуком 14.12.2013 г.

Поступило 06.08.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565214120159

В соответствии с геологическими данными последних 25 лет [1–5], строение Сихотэ-Алинской складчатой области интерпретируется как результат активного взаимодействия в мезозое–кайнозое континентальной (Палеоазиатской) и океанической (Палеотихоокеанской) литосферных плит. Формирование ее структуры обусловлено субдукцией последней и частичной аккрецией фрагментов ее 1-го и 2-го слоев к восточной окраине Палеоазии, а в отдельные эпизоды и латеральным скольжением в сочетании с процессами надсубдукционного и внутриплитного магматизма.

Строение Сихотэ-Алиня в целом представляется как пакет многократно чередующихся тектонических пластин, сложенных интенсивно дислоцированными океаническими (пелагические, гемипелагические отложения и фрагменты симантов), приконтинентальной области седиментации (терригенные породы) и хаотическими (субдукционный меланж) образованиями. При этом кремневые, кремнисто-глинистые и терригенные породы, на основании того что в пределах разных тектонических пластин наблюдаются постепенные седиментационные переходы между всеми литологическими разностями от кремней до песчаников, интерпретируются как фрагменты первичных разрезов осадочного чехла разновозрастных участков океанической плиты, именуемых Oceanic Plate Stratigraphy Sequences [6], т.е. совокупность отложений океанической плиты, накопившихся на ней в ходе ее дрейфа от ме-

ста зарождения (зона спрединга) до места захоронения (зона субдукции).

Полученные авторами геохимические характеристики кремнисто-глинистых пород показывают, что формировались они в различных фациальных обстановках. Накопление кремней началось в прилегающей к спрединговому хребту зоне. Дальнейшее кремненакопление осуществлялось в пределах абиссальной равнины, а самая верхняя часть разреза, представленная кремнистыми аргиллитами, накапливалась в краевой части палеоокеана, непосредственно примыкающей к приконтинентальной области седиментации. Геохимические данные свидетельствуют об океаническом происхождении кремнисто-глинистых пород и убедительно подтверждают аккреционную модель строения Сихотэ-Алиня.

В данной работе приведены первые данные по распределению РЗЭ в кремнях Таухинского террейна позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы Сихотэ-Алиня и вычисленной величине Се-аномалии, являющейся надежным индикатором обстановки седиментации и накопления морских донных осадков [7–9].

Механизм поступления РЗЭ в морские донные осадки хорошо изучен и объясняется главным образом адсорбцией их из морской воды, а в приконтинентальных областях седиментации – и включением в осадки терригенных и рудных частиц. Тем не менее данные изучения распределения РЗЭ в морских донных осадках показывают некоторое увеличение суммарного содержания РЗЭ в направлении от континентальных окраин в пелагические области [8–10]. Это объясняется высокими скоростями седиментации в приконтинентальных частях океанов и, как результат этого, – малым периодом экспозиции осадка с растворенными в морской воде РЗЭ и соответственно их адсорбции. Однако на фоне общего увеличения содержания РЗЭ в осадках по направлению к центральным частям океанов в поведе-

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Дальневосточный федеральный университет,
Владивосток*

нии Се наблюдается прямо противоположная тенденция. Относительно низкие содержания Се пелагических осадков обусловлены окислением его в обогащенных кислородом водах центральных частей океанов, переходом в четырехвалентную плохо растворимую фазу и выпадением из водной толщи. Напротив, в водах приконтинентальных частей океанов, обогащенных растворенным $C_{орг}$, преобладают восстановительные условия, что не способствует сколько-нибудь существенному окислению Се. В пределах спрединговых хребтов в океанах, где морские воды подвержены влиянию гидротермальных металлонесных растворов, концентрации Се еще ниже, чем в водах абиссальных районов, за счет сорбции его оксигидроксидами Fe, Mn и других металлов.

На основании многочисленных данных по распределению РЗЭ в современных донных осадках и древних кремнисто-глинистых породах в [7, 8] рассчитаны средние величины Се-аномалии для различных океанических фациальных зон. Так, для пелагических осадков, накапливающихся в 400-километровой зоне от спрединговых хребтов, величина Се-аномалии изменится от 0.14 до 0.36 и в среднем составляет 0.29. Для осадков абиссальных районов средняя величина составляет 0.55 (0.23–1.06), а для приконтинентальных областей седиментации – 1 (0.90–1.20), т. е. слабо отрицательная и положительная.

С целью получения неопровержимых подтверждений океанической природы кремневых образований Сихотэ-Алиня в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС) на спектрометре Agilent 7500С (аналитик М.Г. Блохин) были выполнены определения содержаний РЗЭ и элементов-примесей в кремнях и кремнисто-глинистых породах, слагающих нижний структурный уровень Таухинского террейна. Кроме того, здесь же для этих пород методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (аналитики Г.А. Горбач, Е.А. Ткалина, Н.В. Хуркало) определены основные петрогенные элементы.

Фрагмент разреза Oceanic Plate Stratigraphy Sequence обнажен в борту безымянного ручья – правого притока р. Беневка, в 6 км выше по течению от впадения ее в р. Киевка (рис. 1). Здесь на толеитовых базальтах СОХ-типа залегают кремни, постепенно переходящие выше по разрезу в глинистые кремни, а затем в кремнистые аргиллиты, которые, в свою очередь, также постепенно сменяются аргиллитами, далее алевролитами и, наконец, переслаиванием алевролитов и песчаников. Результаты геохимического изучения данных пород представлены в табл. 1 и на рис. 2, 3.

Как видно из приведенных данных, величина отрицательной Се-аномалии (Se/Se^*) в ряду кремнь – кремнистый аргиллит закономерно уменьшается от 0.34 до 0.92, свидетельствуя о том, что накопление этих пород осуществлялось в пелагической области палеоокеана, но в разных ее частях. Самая нижняя часть кремневого разреза (первые 4 м) накапливалась в пределах 400-километровой зоны от спредингового хребта. Вышележащие кремни (около 3 м) в соответствии с величиной Se/Se^* формировались в пелагиали, но в непосредственной близости от 400-километровой зоны. На это также указывает расположение соответствующих точек (проб) на диаграммах $Fe_2O_3/TiO_2-Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ и $Fe_2O_3/(100 - SiO_2)-Al_2O_3/(100 - SiO_2)$ [9]. Для наращивающих разрез далее кремней и сменяющих их глинистых кремней (следующие 18 м) по величине Se/Se^* последовательно реконструируется обстановка пелагиали и переходной части пелагиали к приконтинентальной области седиментации. Это также отчетливо фиксируется на диаграммах (рис. 2, 3). Последним 12-ти м кремневого разреза, в пределах которых глинистые кремни постепенно сменяются кремнистыми аргиллитами, по геохимическим характеристикам соответствует часть палеоокеана, непосредственно примыкающая к приконтинентальной области седиментации (вероятно, зона перегиба и верхняя часть океанического склона желоба). Для пород этой части разреза отмечается слабовыраженная отрицательная Се-аномалия и расположение в области перекрытия полей пелагической и приконтинентальной седиментации на диаграммах соотношения основных петрогенных элементов (рис. 2, 3). В качестве еще одного свидетельства океанической природы кремней можно привести диаграмму $La_n/Ce_n-Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ [9], где пробы также сгруппировались в три области (рис. 4), хотя недостаточно высокие содержания La в кремнях нижней части разреза делают картину не столь выразительной.

Таким образом, результаты геохимического изучения кремней – убедительное дополнение литолого-стратиграфических и фаунистических критериев определения фациальных обстановок процесса кремненакопления. На основании значений Se/Se^* и других геохимических характеристик (соотношения основных петрогенных элементов между собой и с РЗЭ) определены фациальные обстановки накопления кремнисто-глинистых пород. Эти данные показывают, что накопление кремней Беневского разреза осуществлялось на первых этапах в прилегающей к спрединговому хребту зоне, затем в пределах абиссальной равнины, а завершилось в краевой части палеоокеана, непосредственно примыкающей к приконтинентальной области седиментации. Полученные геохимические

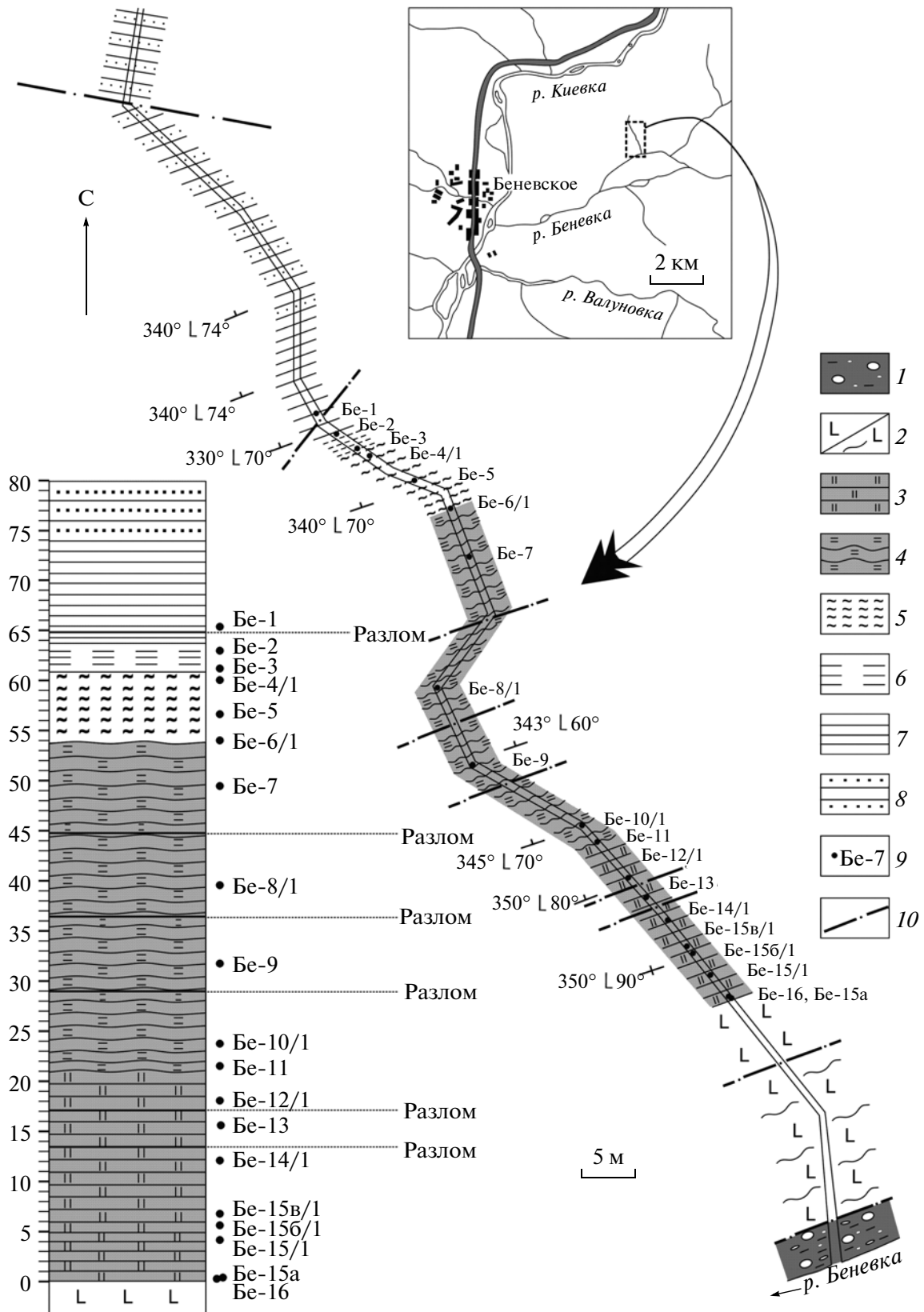


Рис. 1. Фрагмент кремневого разреза на правом берегу р. Бенежка [11]. 1 – субдукционный меланж; 2 – базальты, катклазированные базальты; 3 – плитчатые кремни; 4 – глинистые кремни; 5 – кремнистые аргиллиты; 6 – аргиллиты, алевроаргиллиты; 7 – алевролиты; 8 – переслаивание песчаников и алевролитов; 9 – места отбора проб на радиоляррии и геохимический анализ; 10 – разрывные нарушения.

Таблица 1. Геохимические характеристики кремней Бенеvского разреза

Компонент	Проба								
	Бе-15/1	Бе-15б/1	Бе-15в/1	Бе-14/1	Бе-12/1	Бе-10/1	Бе-8/1	Бе-6/1	Бе-4/1
SiO ₂ , %	76.20	76.27	83.10	82.92	82.40	70.93	69.61	67.09	66.73
TiO ₂	0.32	0.11	0.13	0.24	0.21	0.46	0.62	0.62	0.61
Al ₂ O ₃	4.09	3.46	3.32	5.85	5.04	9.90	13.05	14.66	14.90
Fe ₂ O ₃ (tot)	13.41	10.62	9.84	7.13	7.35	6.14	6.03	7.01	6.86
MnO	1.39	3.21	0.58	0.29	0.19	0.08	0.09	0.12	0.09
MgO	0.87	1.09	0.45	0.54	0.85	0.97	1.61	2.21	2.05
CaO	0.41	0.88	0.44	0.32	0.57	0.12	0.20	0.53	0.63
Na ₂ O	0.24	0.12	0.59	0.81	0.74	1.10	1.41	1.51	2.02
K ₂ O	0.60	0.37	0.73	1.40	1.27	2.53	3.40	3.42	3.04
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.05	0.07	0.02	0.05	0.07	0.07	0.09
H ₂ O	0.60	0.03	0.22	0.10	0.80	0.95	0.80	0.00	0.00
ппп	1.70	3.57	0.18	0.90	1.00	6.30	3.60	3.20	3.20
Сумма	99.90	99.78	99.64	100.57	100.43	99.52	100.50	100.42	100.22
La, г/т	20.77	11.49	9.09	16.13	11.11	23.86	32.28	22.28	26.54
Ce	16.49	13.95	13.98	22.69	17.48	46.66	71.68	49.78	59.08
Pr	5.10	3.25	2.12	2.55	1.69	5.62	8.41	6.30	7.23
Nd	19.85	13.05	8.38	9.93	6.22	20.66	30.92	23.56	26.48
Sm	3.36	2.57	1.77	1.97	1.17	3.80	5.28	4.39	4.54
Eu	0.65	0.63	0.42	0.43	0.25	0.78	1.12	0.88	0.85
Gd	2.53	2.26	1.65	1.79	1.05	3.42	4.52	3.91	4.08
Tb	0.31	0.34	0.23	0.22	0.13	0.39	0.54	0.47	0.52
Dy	1.61	1.82	1.19	1.11	0.61	2.00	2.74	2.41	2.95
Ho	0.30	0.36	0.21	0.21	0.11	0.35	0.50	0.46	0.58
Er	0.79	0.96	0.59	0.58	0.27	1.09	1.40	1.32	1.67
Tm	0.12	0.14	0.08	0.08	0.04	0.17	0.21	0.19	0.24
Yb	0.78	0.83	0.58	0.50	0.29	1.13	1.41	1.32	1.64
Lu	0.10	0.11	0.07	0.07	0.04	0.15	0.19	0.18	0.22
Се-аномалия	0.34	0.49	0.69	0.75	0.85	0.87	0.94	0.91	0.92

характеристики однозначно свидетельствуют, что кремневые породы – океанические образования, а не отложения окраинно-континентального моря или прибрежных лагун, как это представляется в [12–14]. Кроме того, геохимические материалы в совокупности с данными о возрасте пород и скорости седиментации позволяют с определенной долей условности оценить и размеры бассейна накопления кремневых осадков. Например, часть рассматриваемого кремневого разреза, фиксирующая переход от кремней к глинистым кремням (интервал между пробами Бе-12/1 и Бе-11), составляет порядка 4 м, а время, в течение которого

они накопились, согласно данным радиоляриевового анализа, ~2 млн лет. Следовательно, скорость кремневого накопления составляла около 2 мм в 1000 лет. Учитывая величину Се-аномалии в пробе Бе-15/1, можно предполагать, что первые 4 м кремневого разреза накопились в ходе перемещения данного участка океанической плиты от центра спрединга на 400 км. Если допустить, что скорость седиментации существенно не менялась, то эти 4 м также накопились за 2 млн лет. Это означает, что за 2 млн лет океаническая плита прошла 400 км и, следовательно, скорость движения океанической плиты составляла около 20 см/год,

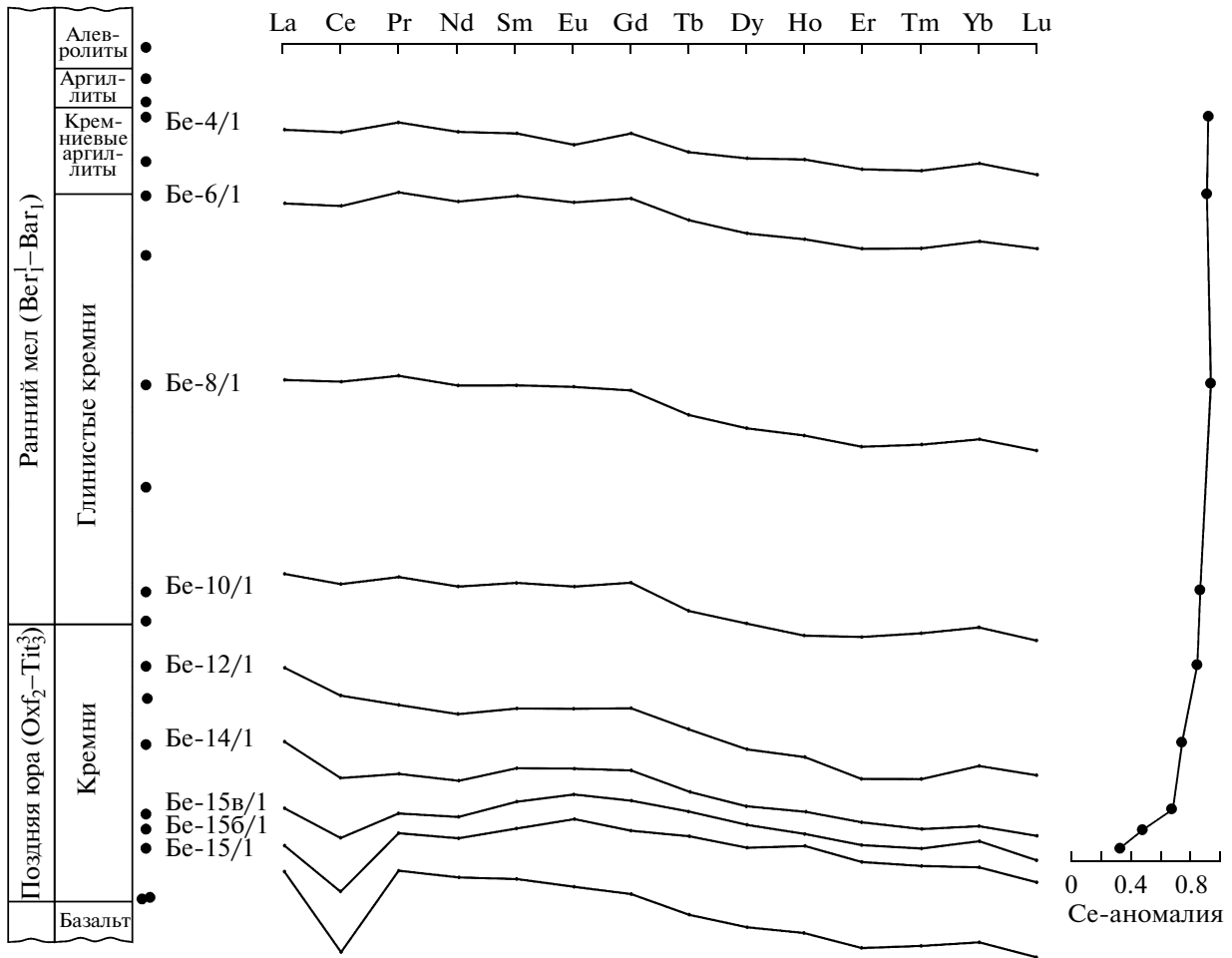


Рис. 2. Нормированные к NASC (северо-американский композитный сланец) спектры РЗЭ в кремнях Беневоского разреза и величина Се-аномалии.

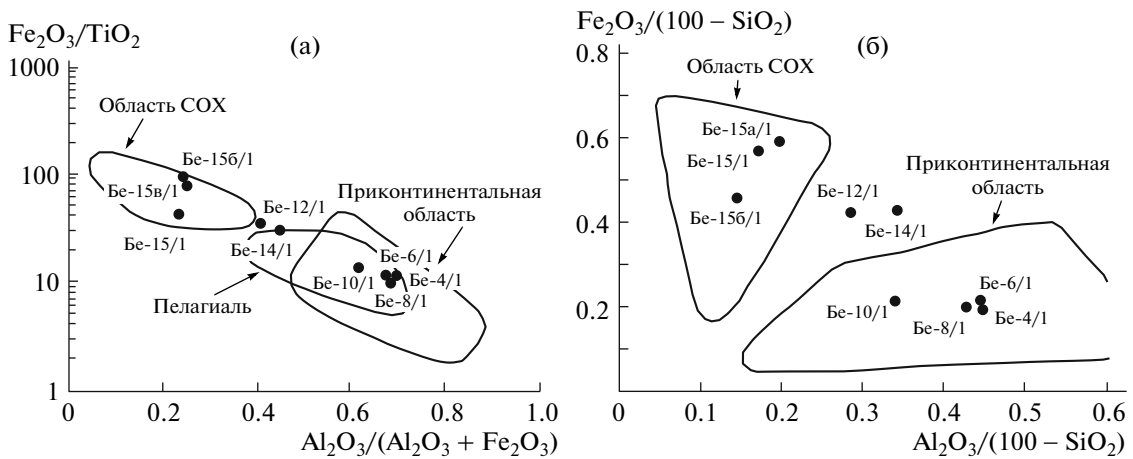


Рис. 3. Диаграммы соотношения основных петрогенных элементов и положение на них кремней Беневоского разреза.

что, кстати, согласуется с данными [15] для раннего мела. Общее время кремненакопления, согласно опять же данным радиоляриевое анализа,

13–14 млн лет. Отсюда следует, что палеоокеаническая плита прошла расстояние от центра спрединга до зоны субдукции (приконтинентальной

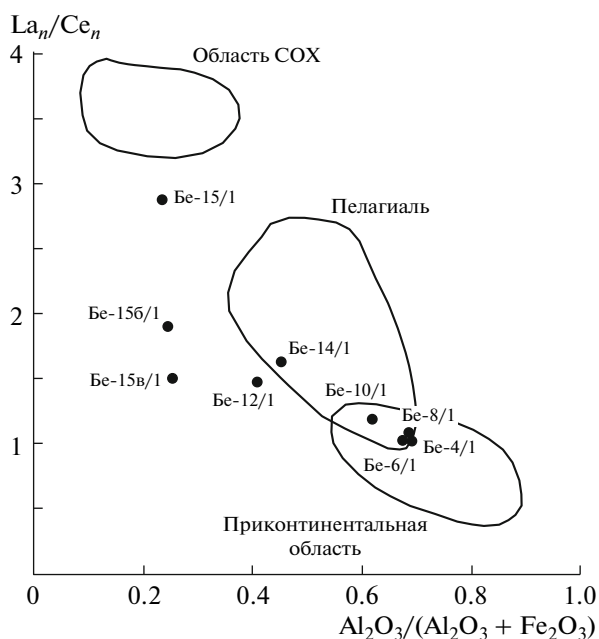


Рис. 4. Диаграммы соотношения основных петрогенных элементов и РЗЭ и положение на них кремней Беневого разреза.

области седиментации) около 3000 км, а это примерно 1/3 ширины современного Тихого океана на траверсе Токио—Лос-Анжелес.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Президента РФ № НШ-500.2012.5 и гранта ДВО РАН № 12-3-А-08-150.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
2. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Тихоокеанская окраина Азии. М.: Наука, 1989. С. 218–254.
3. Ханчук А.И., Кемкин И.В. // Вестн. ДВО. 2003. № 6. С. 94–108.
4. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1, Кн. 2. 572 с.
6. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. // Tectonophysics. 1990. V. 181. № 1/2. P. 179–205.
7. Murray R.W., Buchholz ten Brink M.R., Jones D.L., Gerlach D.C., Russ G.P. III // Geology. 1990. V. 18. P. 268–271.
8. Murray R.W., Buchholz ten Brink M.R., Gerlach D.C., Russ G.P. III, Jones D.L. // Geochim. et cosmochim. acta. 1991. V. 55. P. 1875–1895.
9. Murray R.W. // Sediment. Geol. 1994. V. 90. P. 213–232.
10. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 310 с.
11. Kemkin I.V., Taketani Y. // Island Arc. 2008. V. 17. № 4. P. 517–530.
12. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
13. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В. Триас и юра Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2008. Кн. 2. С. 103–124.
14. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В. // ДАН. 2012. Т. 444. № 4. С. 412–416.
15. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 206. P. 1–59.