

## ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ КРЕМНИЕВЫХ ПОРОД ТАУХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА СИХОТЭ-АЛИНЯ (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

И. В. Кемкин

*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 11 февраля 2019 г.

**Аннотация:** приводятся результаты сравнительного геохимического изучения кремней и кремнисто-глинистых пород, слагающих тектоно-седиментационные комплексы разных структурных уровней Таухинского террейна. Показано, что разновозрастные части кремнисто-терригенных разрезов нижнего и среднего структурных уровней характеризуются значительными отличиями как в содержании, так и в распределении основных петрогенных окислов, микро- и редкоземельных элементов, что обусловлено накоплением их в разных океанских фациальных зонах. По совокупности геохимических данных установлено, что формирование разрезов тектоно-седиментационных комплексов осуществлялось в постепенно сменяющих друг друга океанских фациальных зонах, начиная с области спредингового хребта, затем в пелагиале и завершилось в приконтинентальной области седиментации.

**Ключевые слова:** геохимия, кремни, седиментационные обстановки, Сихотэ-Алинь.

### DEPOSITIONAL ENVIRONMENT OF FORMATION OF THE CHERTY ROCKS OF THE SIKHOTE-ALIN TAUKHA TERRAIN (ON GEOCHEMICAL DATA)

**Abstract:** the results of a comparative geochemical study of the cherts and siliceous-clayey rocks composing the tectono-sedimentary complexes of the Taukhinsky terrain different structural levels are presented. It is shown that same-aged portions of the cherty-terrigenous sections of the lower and middle structural levels of the terrane are characterized by significant differences in both the content and distribution of the main petrogenic oxides, micro- and rare-earth elements, which is due to their accumulation in a different oceanic facies zones. From set of the geochemical data, it is established that the formation of sections of the tectono-sedimentary complexes was carried out within the successively replacing each other oceanic facial zones, starting from the spreading ridge area, then in the pelagial and completed in the continental-margin sedimentation area.

**Keywords:** geochemistry, cherts, deposition environment, Sikhote-Alin.

#### Введение

Сихотэ-Алинская складчатая область характеризуется широким развитием террейнов древних аккреционных призм [1–3]. Последние представляют собой сильно дислоцированные тектоно-седиментационные комплексы, образованные многократно чередующимися тектоническими пластинами разнофациальных и разновозрастных отложений, сформированных изначально в удаленных друг от друга седиментационных обстановках – пелагической и приконтинентальной областях. Образование аккреционных призм, на основании структурных и литолого-биостратиграфических данных слагающих их образований, связывается с субдукцией океанической литосферы и последовательной аккрецией фрагментов ее осадочного чехла к

основанию континентального или островодужного склона [2]. Не менее показательным, но мало еще используемым аргументом последовательного приращения к окраине континента фрагментов чехла разновозрастных (т.е. разно удаленных от зоны спрединга) участков океанической плиты является геохимическая характеристика аккрезированных образований.

Благодаря данным более чем 40-летних геохимических исследований по характеру распределения химических элементов в водах и донных осадках Мирового океана накоплен огромный материал, на основании которого четко идентифицируются различные фациальные обстановки океанической седиментации. Анализ данных по распределению химических элементов в осадках различных океанских зон позволил

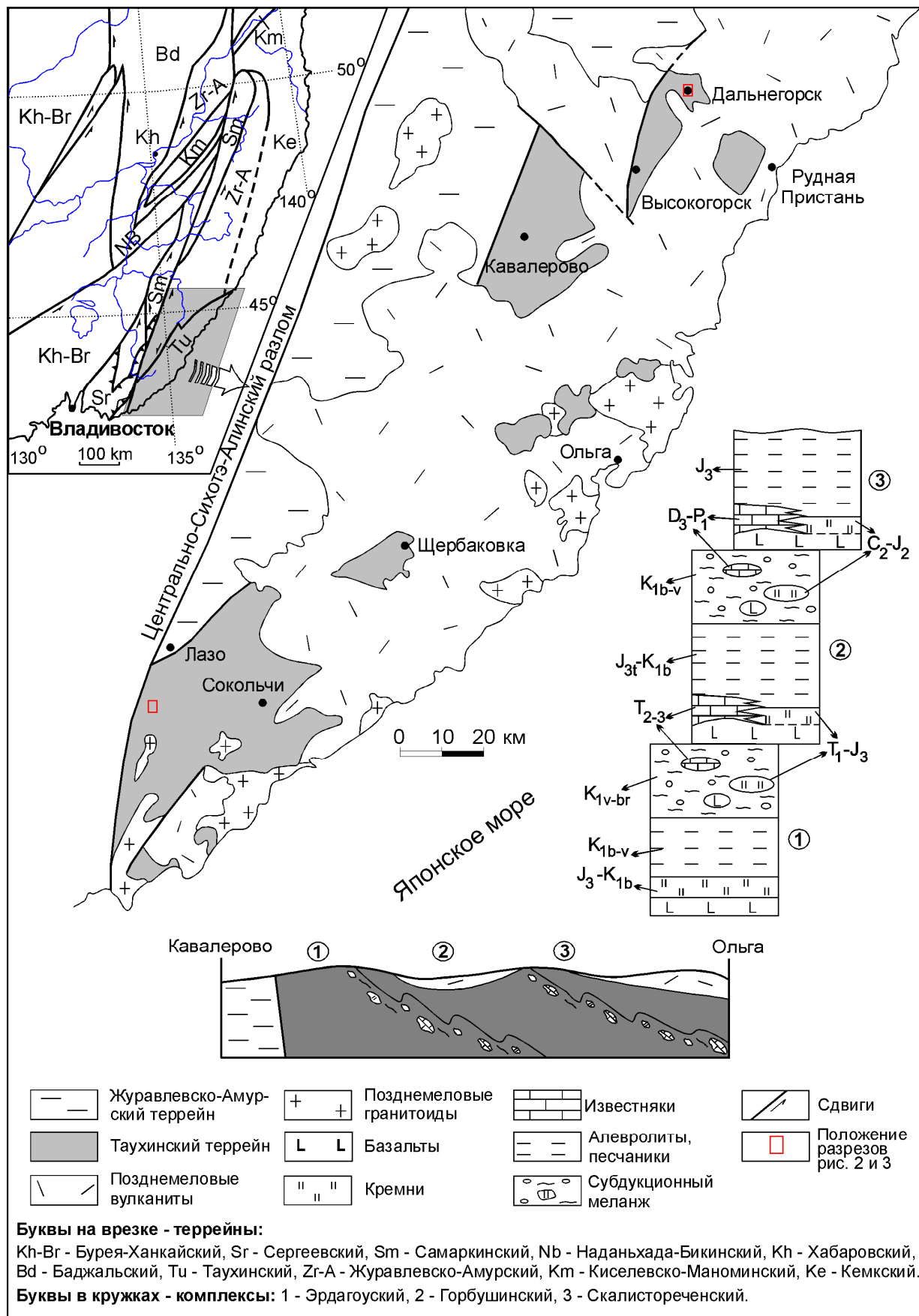


Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточной части Сихотэ-Алиня и генерализованный разрез Таухинского террейна (по [11] с дополнениями).

разработать ряд петрохимических модулей и использующих их дискриминационных диаграмм, на которых четко обособлены индивидуальные поля приконтинентальной, пелагической и околосрединговой областей седиментации [4–9].

В статье приводятся результаты сравнительного геохимического изучения кремневых пород, слагающих разные структурные уровни Таухинского террейна, которые убедительно демонстрируют, что формирование первичных разрезов этих тектоно-седиментационных комплексов осуществлялось в последовательно сменяющихся в направлении от спредингового хребта к окраине континента океанских фациальных зонах.

#### **Краткая характеристика объектов исследования**

Таухинский террейн представляет собой фрагмент позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы, сформировавшейся в результате последовательной аккреции к окраине Палеоазиатского континента разнофациальных образований Палеоокеана (фрагменты палеогайотов и осадочного чехла абиссальной равнины) в ходе субдукции океанической литосферы [1–3]. В современной структуре Сихотэ-Алиня он слагает юго-восточную часть орогена, а выходы его картируются в изолированных эрозионных «окнах» среди позднемеловых вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского Вулканического пояса (рис. 1). По совокупности структурных и литолого-биостратиграфических данных в составе террейна выделено три разновозрастных тектоно-седиментационных комплекса [2, 10, 11], слагающих разные его структурные уровни и отражающих последовательность процесса субдукции и частичной аккреции Палеотихоокеанской плиты.

**Эрдагуский комплекс** (нижняя структурная единица) сложен толеитовыми базальтами и залегающими на них кремнями и глинистыми кремнями позднеюрско-раннеберриассового возраста, постепенно переходящими выше по разрезу в ранне-среднеберриасские кремнистые аргиллиты, затем позднеберриас-валанжинские терригенные породы и валанжин-баремские хаотические образования (субдукционный меланж). Мощность базальтов и кремней немногим более 150 м, а мощность терригенных пород в пределах пластин 350–700 м. Мощность хаотических горизонтов в различных районах изменяется от 100–200 м до 400 м. Типовой разрез Эрдагуского комплекса изучен на правом берегу р. Беневка и представлен на рис. 2.

**Горбушинский комплекс** (средняя структурная единица) состоит из средне-позднетриасовых известняков (400–500 м мощностью), залегающих на высокотитанистых щелочных базальтах и четырехкратно повторяющейся кремнисто-терригенной последовательности, сложенной раннетриас-позднеюрскими кремнями и глинистыми кремнями (~ 100 м), которые постепенно сменяются среднекimmer-

ридж-среднетриасовыми кремнистыми аргиллитами, и, далее, алевро-аргиллитами, алевролитами и песчаниками позднего триаса-берриаса и берриас-валанжинскими хаотическими образованиями. Мощность терригенных пород в различных пластинах составляет 300–500, реже 750 м. Мощность хаотических горизонтов составляет 100–400 м. Типовой разрез Горбушинского комплекса обнажен на левом берегу р. Рудная в г. Дальнегорске и представлен на рис. 2.

**Скалистореченский комплекс** (верхняя структурная единица) образован позднедевонско-раннепермскими известняками (~ 400 м), ассоциирующими с высокотитанистыми щелочными базальтами, кремнями и глинистыми кремнями, возраст которых в разрозненных обнажениях изменяется от каменноугольного до среднеюрского, и перекрывающими их позднеюрскими терригенными породами. Истинная мощность кремней и терригенных пород ввиду фрагментарности их выходов не установлена.

#### **Методы исследований**

Геохимические исследования кремней и кремнисто-глинистых пород выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН. Для анализов были использованы дубликаты образцов, которые первоначально были отобраны для микрофаунистического изучения. Породы дробились в щековой дробилке до размера 0,5–1 см. Затем просматривались под биноклем с целью исключения обломков, содержащих прожилки, заполненные более поздними минералами. Отобранные кремневые обломки истирались и просеивались через стандартные для геохимического анализа сита. Содержания РЗЭ и элементов-примесей определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС) на спектрометре Agilent 7500С (аналитик Блохин М. Г.). Определения основных петрогенных элементов (за исключением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ) выполнены методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (аналитики Горбач Г. А., Ткалина Е. А., Хуркало Н. В.). Содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  были определены стандартным гравиметрическим методом (аналитики Каминская В. Н., Залевская В. Н.). Детальные описания аналитических методик приведены в [12]. Относительная погрешность определения содержаний для главных окислов составляет 2–5%, для РЗЭ и элементов-примесей – 5–10%.

#### **Результаты исследований**

Наиболее полные разрезы, с сохранившимися первичными постепенными литологическими переходами от кремней к терригенным породам, в Таухинском террейне изучены в составе Горбушинского и Эрдагуского комплексов (рис. 2). Геохимические характеристики кремневых пород этих комплексов представлены в таблицах 1–4.

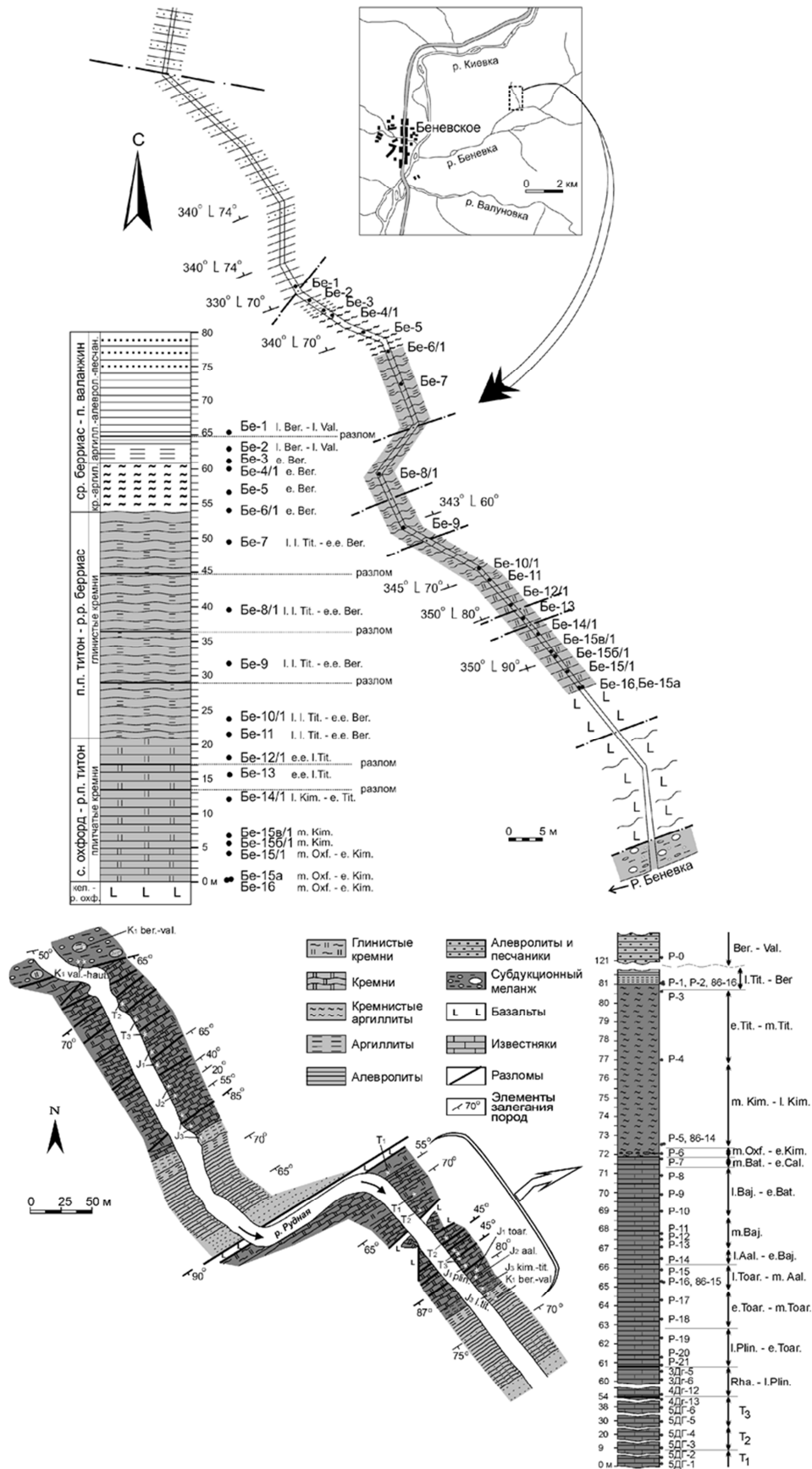


Рис. 2. Строение Эрдагоского (на правом берегу р. Беневка) и Горбушинского (на левом берегу р. Рудная в г. Дальнегорск) комплексов (береговые обнажения).

Содержания основных (петрогенных) и микроэлементов в кремневых породах Горбушинского комплекса

Элемент	Образец													
	P-3	P-4	P-13	P-16a	p-17ч	p-20ч	p-21ф	3Дг-6	3Дг-9а	5Дг-6	5Дг-5	5Дг-4	5Дг-3	РААС
SiO <sub>2</sub> wt%	82,30	77,90	91,70	85,70	89,75	83,21	90,70	85,80	89,50	90,52	85,64	92,76	89,95	62,8
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,41	0,11	0,19	0,16	0,25	0,06	0,07	0,12	0,06	0,13	0,03	0,07	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,70	11,12	3,36	4,35	3,54	5,18	0,96	2,81	3,29	2,15	3,86	1,00	1,66	18,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Σ)	2,43	3,34	2,47	5,84	4,00	8,15	7,42	8,85	4,25	6,28	8,54	5,81	7,28	6,5
MnO	0,08	0,14	0,23	0,44	0,23	0,62	0,04	0,38	0,26	0,10	0,13	0,10	0,05	0,1
MgO	0,99	1,41	0,35	1,06	0,45	0,92	0,10	0,67	0,48	0,30	0,59	0,10	0,32	2,2
CaO	1,17	0,71	0,34	0,56	0,43	0,39	0,20	1,05	0,71	0,12	0,17	0,05	0,18	1,3
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,20	0,03	0,01	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,04	1,2
K <sub>2</sub> O	1,95	2,67	0,69	0,35	0,87	0,77	0,26	0,10	0,73	0,39	0,70	0,18	0,43	3,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,06	0,19	0,39	0,21	0,26	0,03	0,70	0,43	0,08	0,11	0,03	0,03	0,2
H <sub>2</sub> O	не обн.	0,30	не обн.	не обн.	0,42	0,49	0,7	0,50	0,85	0,03	0,13	не обн.	0,03	н.о.
ппп	2,20	2,10	0,10	1,10	0,23	0,08	не обн.	не обн.	не обн.	0,10	0,13	0,08	0,07	н.о.
Σ (сумма)	100,38	100,36	99,56	100,00	100,34	100,36	100,51	100,96	100,66	100,13	100,14	100,15	100,11	н.о.
Li ppm	28,15	50,49	14,43	44,70	13,36	39,04	1,81	27,45	14,54	22,13	47,53	14,67	10,55	75
Be	1,35	1,77	0,79	0,55	0,70	0,37	0,18	0,15	0,30	0,34	0,91	0,20	0,27	н.о.
Sc	6,16	8,35	7,62	13,03	7,8	5,6	1,2	10,7	8,5	2,70	4,78	1,50	1,65	16
V	47,59	58,56	48,49	60,71	37,05	38,3	50,75	57,6	20,7	18,87	33,47	18,39	17,91	150
Cr	323,6	186,6	811,4	601,9	26,25	47,5	56,55	68,35	35,05	62,96	79,78	67,61	87,47	110
Co	7,35	5,11	9,53	18,65	6,60	17,91	4,62	9,50	12,41	4,88	6,11	4,34	4,67	23
Ni	20,04	20,09	41,25	55,42	34,77	35,85	35,77	53,24	44,31	28,75	35,61	17,52	22,50	55
Cu	20,09	27,90	31,94	201,7	72,09	46,49	80,49	37,78	71,39	59,64	87,03	65,46	49,82	50
Zn	25,61	72,83	19,03	242,8	17,71	20,80	24,37	58,43	24,23	49,61	136,67	37,98	122,99	85
Ga	9,97	13,33	4,79	7,24	4,85	6,55	1,87	5,38	5,00	3,67	6,06	2,09	2,81	20
As	7,41	1,69	3,33	28,72	15,35		8,78	50,78	17,21	2,67	47,64	5,29	3,13	н.о.
Rb	95,24	134,74	34,50	17,54	39,58	27,22	11,32	4,32	31,29	16,59	33,13	8,19	17,23	160
Sr	108,3	70,10	48,44	22,18	40,6	40,7	20,15	31,85	44,35	29,22	31,87	13,06	20,60	200
Y	15,76	14,76	18,92	22,50	14,87	15,67	1,48	17,06	26,23	3,43	5,61	1,80	3,39	27
Zr	25,43	31,31	8,01	7,83	26,44	45,88	15,24	16,46	27,73	5,78	8,08	4,69	11,19	210
Nb	6,41	7,21	1,60	2,71	2,49	4,55	1,33	1,26	1,97	1,39	3,11	0,98	1,84	19
Cd	0,05	0,09	0,04	1,21	0,02	0,03	0,26	0,59	0,04	0,07	0,69	0,56	0,21	н.о.
Sn	1,94	1,99	1,21	1,14	10,44	3,03	3,98	4,08	2,58	0,56	1,59	0,52	0,79	4
Cs	14,62	22,23	9,85	4,44	10,05	6,39	2,80	1,28	8,67	4,44	5,91	1,83	4,93	15
Ba	585,8	544,3	417,9	178,0	465,25	423,7	190,65	99,55	469,75	354,5	226,1	131,8	272,5	650
Hf	0,74	0,89	0,27	0,22	1,13	2,00	0,52	0,56	1,16	0,13	0,19	0,11	0,22	5
Ta	0,39	0,50	0,09	0,17	0,23	0,47	0,10	0,10	0,21	0,10	0,23	0,06	0,12	н.о.
Tl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,42	0,40	0,28	0,05	0,36	0,24	0,40	0,14	0,21	н.о.
Pb	19,04	29,06	6,67	124,1	2,44	7,42	33,27	23	5,76	4,00	31,29	23,50	15,45	20
Th	5,72	6,40	1,61	2,12	2,20	3,50	0,79	1,12	2,30	1,01	2,43	0,65	1,24	14,6
U	1,13	0,92	0,18	0,11	0,32	0,43	0,62	1,36	0,50	0,50	0,33	1,03	1,12	3,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,782	0,769	0,576	0,427	0,469	0,389	0,115	0,241	0,436	0,255	0,311	0,147	0,186	н.о.
MnO/TiO <sub>2</sub>	0,257	0,345	2,067	2,276	1,467	2,544	0,612	5,279	2,120	1,842	1,006	2,873	0,666	н.о.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	8,318	8,221	22,56	30,46	25,69	33,20	125,5	123,6	34,35	113,3	63,99	167,0	102,6	н.о.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(100-SiO <sub>2</sub> )	0,137	0,151	0,298	0,408	0,390	0,485	0,799	0,623	0,405	0,662	0,594	0,802	0,724	н.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(100-SiO <sub>2</sub> )	0,491	0,503	0,404	0,304	0,345	0,309	0,103	0,198	0,313	0,227	0,269	0,138	0,165	н.о.
Ti/V	36,80	41,59	13,54	18,93	25,20	38,42	6,981	7,447	35,85	17,59	23,89	11,34	23,74	н.о.
V/Y	3,020	3,968	2,563	2,698	2,491	2,444	34,28	3,377	0,789	5,504	5,968	10,21	5,281	н.о.

Примечание: н.о. – не определялось, не обн. – не обнаружено.

Таблица 2

Содержания основных (петрогенных) и микроэлементов в кремневых породах Эрдагоуского комплекса

Элемент	Образец									
	Бе-15/1	Бе-15b/1	Бе-15c/1	Бе-14/1	Бе-12/1	Бе-10/1	Бе-8/1	Бе-6/1	Бе-4/1	РААС
SiO <sub>2</sub> wt%	76,20	76,27	83,10	82,92	82,40	70,93	69,61	67,09	66,73	62,8
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,11	0,13	0,24	0,21	0,28	0,62	0,62	0,61	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	3,46	3,32	5,85	5,04	9,90	13,05	14,66	14,90	18,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Σ)	13,41	10,62	9,84	7,13	7,35	6,14	6,03	7,01	6,86	6,5
MnO	1,39	3,21	0,58	0,29	0,19	0,14	0,09	0,12	0,09	0,1
MgO	0,87	1,09	0,45	0,54	0,85	0,97	1,61	2,21	2,05	2,2
CaO	0,41	0,88	0,44	0,32	0,57	0,12	0,20	0,53	0,63	1,3
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,12	0,59	0,81	0,74	1,10	1,41	1,51	2,02	1,2
K <sub>2</sub> O	0,60	0,37	0,73	1,40	1,27	2,53	3,40	3,42	3,04	3,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,06	0,05	0,07	0,02	0,05	0,07	0,07	0,09	0,2
H <sub>2</sub> O	0,60	0,03	0,22	0,10	0,80	0,95	0,80	не обн.	не обн.	н.о.
ппп	1,70	3,57	0,18	0,90	1,00	6,30	3,60	3,20	3,20	н.о.
Σ (сумма)	99,90	99,78	99,64	100,57	100,43	99,41	100,50	100,42	100,22	н.о.
Li ppm	6,93	21,04	8,71	7,19	6,65	12,07	19,80	34,24	37,33	75
Be	0,70	0,42	0,70	0,66	0,55	0,76	1,78	2,21	2,71	н. о.
Sc	5,8	4,55	3,4	7	4,9	9,9	14,1	13,3	13,7	16
V	112,7	78,6	31,15	38,3	49,15	73,65	93,9	107,4	94,9	150
Cr	81,8	53,1	69,65	54,6	58,35	56,75	66,85	74,4	94,7	110
Co	9,21	21,80	13,88	10,04	6,09	7,71	8,85	14,96	13,22	23
Ni	98,49	168,04	60,39	42,31	32,63	33,30	32,97	46,35	53,39	55
Cu	178,19	73,14	69,74	46,75	29,77	28,32	23,82	35,77	50,34	50
Zn	47,32	103,28	38,02	31,52	26,21	40,15	60,03	84,08	87,63	85
Ga	3,11	5,49	4,62	7,06	3,95	11,32	16,19	19,48	20,04	20
As	4,45	5,81	8,87	11,88	1,80	6,83	6,11	3,82	3,34	н.о.
Rb	11,76	12,81	27,22	40,20	29,14	75,79	109,59	116,59	112,29	160
Sr	41,4	41,65	52,6	56,3	61,95	46,65	60,15	70,85	86,05	200
Y	4,68	6,51	4,51	4,32	2,09	7,98	10,89	11,55	14,88	27
Zr	77,72	5,16	30,88	51,53	43,33	54,97	140,57	149,23	166,88	210
Nb	4,56	1,92	2,35	3,80	3,56	7,73	12,74	12,60	13,36	19
Cd	0,01	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,16	0,07	0,06	н.о.
Sn	0,20	2,24	17,06	3,20	2,50	3,10	4,11	3,13	9,15	4
Cs	1,38	1,70	1,42	2,49	2,82	5,16	9,52	10,31	10,81	15
Ba	591	611,5	1057	556	620,8	577	954	659	556,5	650
Hf	2,33	1,16	1,10	1,90	1,74	2,28	5,83	5,70	6,70	5
Ta	0,42	0,20	0,24	0,44	0,29	0,50	1,27	1,36	1,52	н.о.
Tl	0,18	0,18	0,24	0,42	0,22	0,62	0,85	0,62	0,59	н.о.
Pb	22,8	24,62	29,54	3,09	9,77	13,70	16,31	14,68	22,35	20
Th	2,65	2,03	2,21	3,38	2,38	7,96	10,88	9,84	12,19	14,6
U	0,68	0,35	0,58	0,51	0,49	1,40	1,93	1,82	1,87	3,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,23	0,25	0,25	0,45	0,40	0,62	0,68	0,67	0,69	н.о.
MnO/TiO <sub>2</sub>	4,361	2,842	4,536	1,223	0,879	0,471	0,151	0,188	0,148	н.о.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	42,10	94,11	77,09	29,72	34,86	13,30	9,69	11,28	11,16	н.о.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (100-SiO <sub>2</sub> )	0,56	0,45	0,58	0,42	0,42	0,21	0,20	0,21	0,21	н.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (100-SiO <sub>2</sub> )	0,17	0,15	0,20	0,34	0,29	0,34	0,43	0,45	0,45	н.о.
V/Y	24,08	12,07	6,91	8,87	23,52	9,23	8,62	9,30	6,38	н.о.
Ti/V	17,02	8,389	25,02	37,57	25,61	22,79	39,58	34,61	38,53	н.о.

Примечание: н.о. – не определялось, не обн. – не обнаружено.

Содержания РЗЭ в кремневых породах Горбушинского комплекса

Элемент, мг/кг (ppm)	Образец												
	P-3	P-4	P-13	P-16a	p-17ч	p-20ч	p-21ф	3Дг-6	3Дг-9a	5Дг-6	5Дг-5	5Дг-4	5Дг-3
La	29,15	25,15	11,53	12,07	12,45	13,96	1,24	7,43	18,32	4,54	7,53	3,46	6,99
Ce	59,94	52,74	27,10	27,38	25,11	27,34	2,54	12,58	31,10	7,16	12,53	5,54	9,37
Pr	6,03	5,40	3,21	3,17	3,05	3,27	0,35	1,72	4,42	0,93	1,86	0,82	1,18
Nd	21,25	19,22	13,57	12,93	12,72	13,53	1,36	7,43	18,78	3,67	6,76	2,42	3,84
Sm	3,86	3,51	3,11	3,01	2,97	3,25	0,30	1,73	4,18	0,80	1,33	0,54	0,85
Eu	0,68	0,63	0,71	0,74	0,70	0,89	0,11	0,57	0,99	0,24	0,28	0,13	0,18
Gd	3,71	3,26	3,49	3,79	3,33	4,18	0,27	2,65	5,08	0,82	1,25	0,53	0,82
Tb	0,52	0,46	0,49	0,58	0,49	0,61	0,05	0,44	0,72	0,12	0,20	0,08	0,12
Dy	2,92	2,73	2,94	3,65	2,78	3,17	0,29	2,87	4,18	0,66	1,17	0,39	0,66
Ho	0,59	0,53	0,60	0,68	0,52	0,56	0,06	0,57	0,82	0,12	0,23	0,07	0,12
Er	1,55	1,45	1,35	1,69	1,30	1,44	0,19	1,54	2,16	0,32	0,62	0,17	0,33
Tm	0,22	0,21	0,19	0,19	0,15	0,17	0,03	0,21	0,26	0,04	0,08	0,02	0,05
Yb	1,46	1,41	0,99	1,13	0,83	1,13	0,21	1,19	1,60	0,26	0,51	0,14	0,27
Lu	0,20	0,20	0,13	0,14	0,11	0,12	0,03	0,16	0,21	0,04	0,07	0,02	0,04
∑ (сумма)	132,09	116,89	69,41	71,14	66,52	73,63	7,03	41,10	92,83	19,71	34,44	14,32	24,81
Ce/Ce*	0,981	0,983	0,968	0,964	0,887	0,881	0,833	0,767	0,752	0,756	0,729	0,717	0,698
La <sub>n</sub> /Ce <sub>n</sub>	1,109	1,088	0,970	1,005	1,131	1,165	1,117	1,347	1,343	1,445	1,371	1,426	1,703
Lu <sub>n</sub> /La <sub>n</sub>	0,464	0,529	0,731	0,748	0,575	0,584	1,737	1,427	0,755	0,574	0,656	0,411	0,411
La <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub>	1,928	1,728	1,125	1,036	1,447	1,201	0,584	0,604	1,109	1,718	1,427	2,377	2,471

Таблица 4

Содержания РЗЭ в кремневых породах Эрдагоуского комплекса

Элемент, мг/кг (ppm)	Образец									
	Бе-15/1	Бе-15b/1	Бе-15c/1	Бе-14/1	Бе-12/1	Бе-10/1	Бе-8/1	Бе-6/1	Бе-4/1	
La	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	
∑ (сумма)	72,76	51,76	40,36	58,26	40,46	110,08	161,20	117,45	136,62	
Ce/Ce*	0,34	0,49	0,69	0,75	0,85	0,87	0,94	0,91	0,92	
La <sub>n</sub> /Ce <sub>n</sub>	2,87	1,88	1,48	1,62	1,45	1,17	1,03	1,02	1,02	
Lu <sub>n</sub> /La <sub>n</sub>	0,318	0,613	0,504	0,282	0,240	0,414	0,391	0,547	0,558	
La <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub>	2,59	1,34	1,53	3,13	3,71	2,04	2,22	1,64	1,57	

**Основные петрогенные окислы**

Доминирующим компонентом в кремнях и кремнисто-глинистых породах, что вполне очевидно, является SiO<sub>2</sub>, содержание которого постепенно уменьшается от 92,76 и 83,10 вес. % в кремнях до 77,9 и 66,73

вес. % в кремнистых аргиллитах (здесь и далее первые значения соответствуют Горбушинскому комплексу, вторые – Эрдагоускому). Значительно меньшие содержания SiO<sub>2</sub> в кремнистых аргиллитах вполне закономерны, так как накапливаются они в

периферийных частях океана, куда в значительном объеме поступает тонкая терригенная взвесь (эти породы состоят на 60% и более из глинистых терригенных минералов, 10–15% алевритовых частиц и до 25% раковин радиолярий). В кремнях нижних частей изученных разрезов также отмечаются вариации содержания  $\text{SiO}_2$  (от 92,76–85,64 до 83,1–76,2 вес. %), но обусловлено это, скорее всего тем, что первые кремни накапливались на незначительном удалении от спредингового хребта, где процесс седиментации сопровождался поступлением в осадок некоторого дополнительного количества оксигидроксидов железа и марганца, продуцируемых гидротермальными металлоносными растворами. Подтверждением этого являются окислы  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , концентрации которых изменяются в диаметрально противоположных направлениях. В ряду кремнистые аргиллиты – глинистые кремни – кремни содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  постепенно снижается от 11,12 и 14,9 до 1,0 и 3,32 вес. %, в то время как содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в этом же направлении, наоборот, возрастает с 2,43 и 6,86 до 8,54 и 13,41 вес. % (табл. 1 и 2).

Аналогичным трендом распределения характеризуется и другая пара основных окислов –  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MnO}$ . Содержание  $\text{TiO}_2$  изменяется от 0,41 и 0,62 в кремнистых аргиллитах до 0,03 и 0,11 вес. % в кремнях нижних частей разрезов, а  $\text{MnO}$  от 0,08 и 0,09 до 0,26 и 3,21 вес. % соответственно. Содержания других главных окислов очень низки и в большинстве анализов кремней и глинистых кремней не превышают 1 вес. %, и только для кремнистых аргиллитов отмечаются несколько повышенные по сравнению с кремнями значения  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  (от 1,41 до 3,42 вес. %, см. табл. 1 и 2), что, очевидно, обусловлено присутствием глинистой составляющей в последних.

На основе многочисленных данных геохимического изучения донных осадков Мирового океана установлено, что некоторые элементы практически немобильны в ходе диагенетического фракционирования и процессах гипергенеза и метаморфизма, а величины их содержаний в осадочных породах являются индикаторами разных седиментационных обстановок [4, 13–20]. В частности, высокие содержания  $\text{Al}$ ,  $\text{Ti}$  и  $\text{K}$  (т.е. компоненты алюмосиликатных минералов) обусловлены включением в осадок терригенных частиц, тогда как высокие содержания  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{V}$  и др. связываются с влиянием гидротермальных металлоносных растворов, обусловленных вулканической деятельностью в зонах спрединговых хребтов.

Наиболее информативными петрохимическими модулями для идентификации фациальных обстановок считаются  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}/\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/100-\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/100-\text{SiO}_2$  и некоторые другие [4–9]. Согласно [4, 21], величина отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$  в диапазоне 0,55–0,9 соответствует приконтинентальной области седиментации, 0,35–0,7 – пелагической (open-ocean), а менее 0,35 – примыкающей к спрединговому хребту зоне (в пределах 400 км). Рассчитанные значения  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3+$

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  для кремневых пород обоих комплексов показывают, что накопление кремней осуществлялось в пределах всей площади пелагиали и даже в околоспрединговой зоне, а кремнистых аргиллитов в области приконтинентальной седиментации (рис. 3а). Расположение фигуративных точек кремней, слагающих низы разрезов комплексов, в околоспрединговой зоне обусловлено относительно высоким содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (см. табл. 1 и 2), что связано, скорее всего, с более интенсивным влиянием гидротермальных металлоносных растворов, распространявшимся на большие расстояния от спредингового хребта. Например, данные геохимического изучения донных осадков вдоль профиля 598 (DSDP, site 598) показали, что влияние гидротермальных металлоносных растворов распространяется на расстоянии 1140 км от Восточно-Тихоокеанского поднятия [22]. Высокие содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в кремнях низов разрезов также обусловили расположение их фигуративных точек в околоспрединговой области и на диаграммах  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3/100 - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3/100 - \text{SiO}_2$  (рис. 3в и г), хотя на других диаграммах (см. далее) они попадают в область пелагиали.

Согласно данным [6, 23, 24], величина отношения  $\text{MnO}/\text{TiO}_2$  также является четким индикатором принадлежности к определенным океанским фациальным зонам. Значение этого отношения в донных осадках менее 0,5 характеризует приконтинентальную область, тогда как более 0,5 – пелагиаль. На рис. 3б видно, что фигуративные точки кремневых пород обоих комплексов расположены, главным образом, в поле пелагической области седиментации и только пробы кремнистых аргиллитов и одна проба глинистых кремней попали в поле приконтинентальной области седиментации.

#### Элементы-примеси

Анализ содержаний микроэлементов (табл. 1 и 2) в кремневых породах обоих комплексов показывает, что концентрации их значительно ниже средних значений верхней континентальной коры (РААС – по старшей версии среднего сланца), что подтверждает их накопление за пределами приконтинентальной области седиментации. Например, количества  $\text{Zr}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Th}$ , присутствие которых в донных осадках обусловлено привнесением обломков тяжелых минералов в терригенной взвеси, в кремнях в 5–45, 1,5–37, 4,5–45 и 2,3–22,5, соответственно, раз меньше, чем в РААС. В кремнистых аргиллитах концентрации этих элементов несколько выше, но также меньше чем в РААС в 1,5–2, 1,4–1,5, 1,1–1,2 и 1,2–1,4 раза соответственно. Это свидетельствует о накоплении рассматриваемых пород на значительном удалении от источников терригенного материала. Напротив, содержания, например,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ , поступление которых в осадок в большей мере обусловлено влиянием гидротермальных металлоносных растворов заметно превышают (от 1,2 до 3 и более, по отдельным пробам, раз) значения РААС. При этом, для отдельных элементов



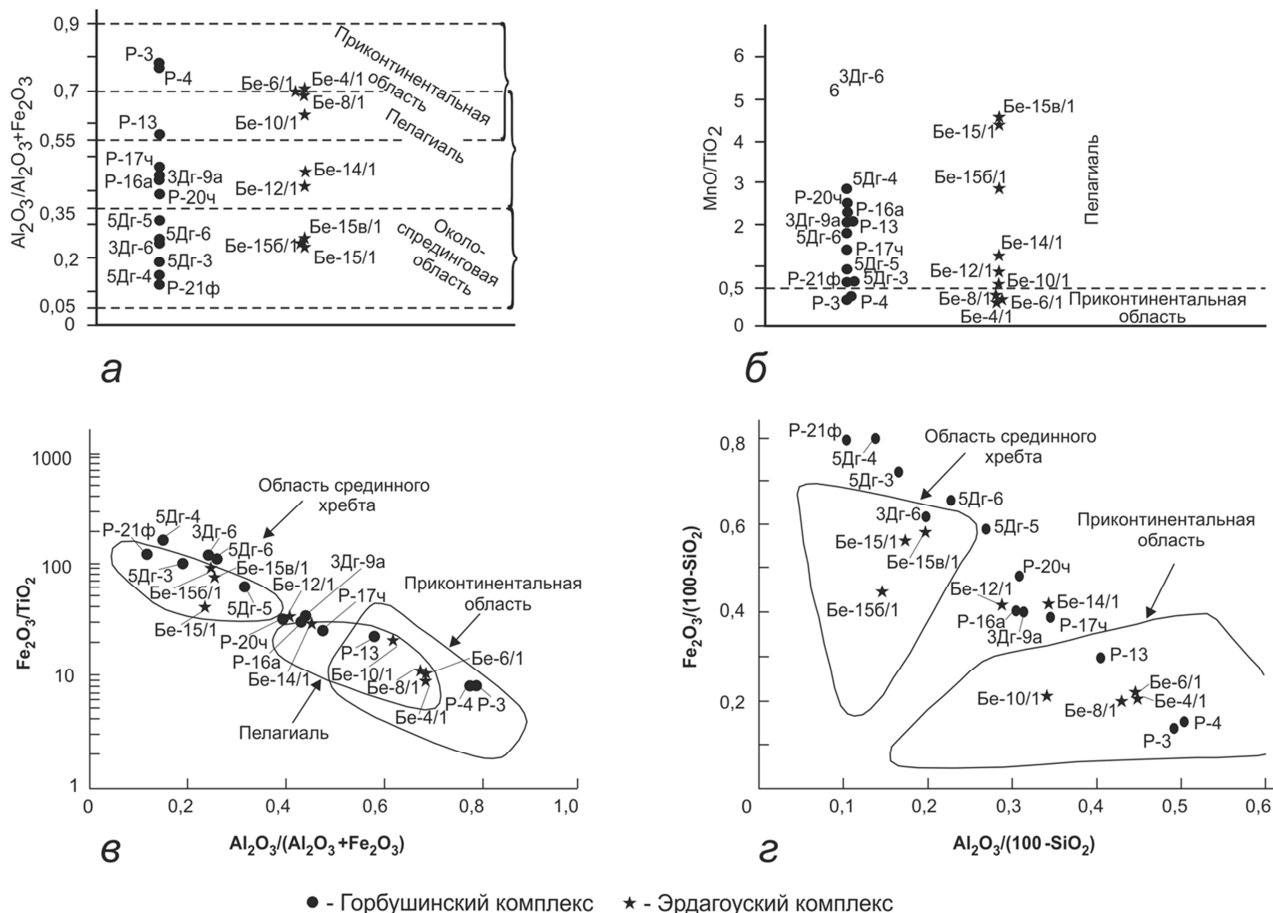


Рис. 3. Диаграммы отношений основных петрогенных окислов (по [4]) и положение на них фигуративных точек кремневых пород Эрдагоуского и Горбушинского комплексов.

отмечается закономерное изменение их количеств (увеличение либо уменьшение) от собственно кремней к кремнистым аргиллитам. Например, значения Zr и Rb, содержание которых связано с терригенным привнесом, уменьшаются в ряду кремнистый аргиллит – кремль от 31,31 и 134,74 для Горбушинского комплекса и 166,88 и 112,29 ppm для Эрдагоуского до 4,69 и 8,19 и 5,16 и 11,76 ppm, соответственно, указывая на то, что кремни накапливались значительно дальше в пелагиали, чем кремнистые аргиллиты. Напротив, содержания, например, Си и Ni, наоборот, плавно увеличиваются в этом направлении от 20,09 и 20,04 ppm для Горбушинского комплекса и 50,34 и 53,39 для Эрдагоуского до 71,39 и 53,24 и 178,19 и 168,04 ppm, соответственно, показывая, что кремнистые аргиллиты накапливались на много дальше от центра спрединга, чем кремни.

Подтверждением этому служат и рассчитанные величины отношений Ti/V и V/Y, широко используемые для реконструкций фациальных обстановок [23, 25, 26]. Согласно этим авторам, значения отношения  $Ti/V \geq 40$ , а  $V/Y \leq 2$  характеризуют приконтинентальную область седиментации, в то время как для около-спрединговой зоны эти отношения составляют –  $Ti/V \leq 7$ , а  $V/Y \geq 2$ . Для зоны пелагиали величина  $Ti/V$  отношения располагается в интервале 7–40, а  $V/Y$  сов-

падает с таковой околоспрединговой. На диаграммах отношений этих микроэлементов (рис. 3а и б) фигуративные точки исследуемых пород располагаются в поле пелагической зоны седиментации. Исключение составляет одна проба кремней (3Дг-9а), попавшая в поле приконтинентальной седиментации по причине несколько высокого содержания Y.

### Редкоземельные элементы

В виду немобильности редкоземельных элементов (РЗЭ) в ходе диагенеза, гипергенеза и метаморфизма, величины их содержаний в морских донных осадках считаются надежными индикаторами седиментационных фациальных обстановок [4, 7, 18, 19, 21, 22, 26, 27]. Одним из информативных показателей является содержание Се, выраженное в виде величины цериевой аномалии ( $Се/Се^*$ ). Этот параметр, согласно данным [4, 26–31], существенно отличен для разных океанских фациальных зон. Для пелагических осадков, накапливающихся в 400 км зоне от спрединговых хребтов, величина  $Се/Се^*$  изменяется от 0,03 до 0,36 – резко проявленная отрицательная аномалия. Для осадков абиссальных районов значения  $Се/Се^*$  от 0,23 до 0,96 – умеренная отрицательная аномалия. Для приконтинентальных областей седиментации значение  $Се/Се^*$  в диапазоне 0,90–1,30, слабо отрицательная и

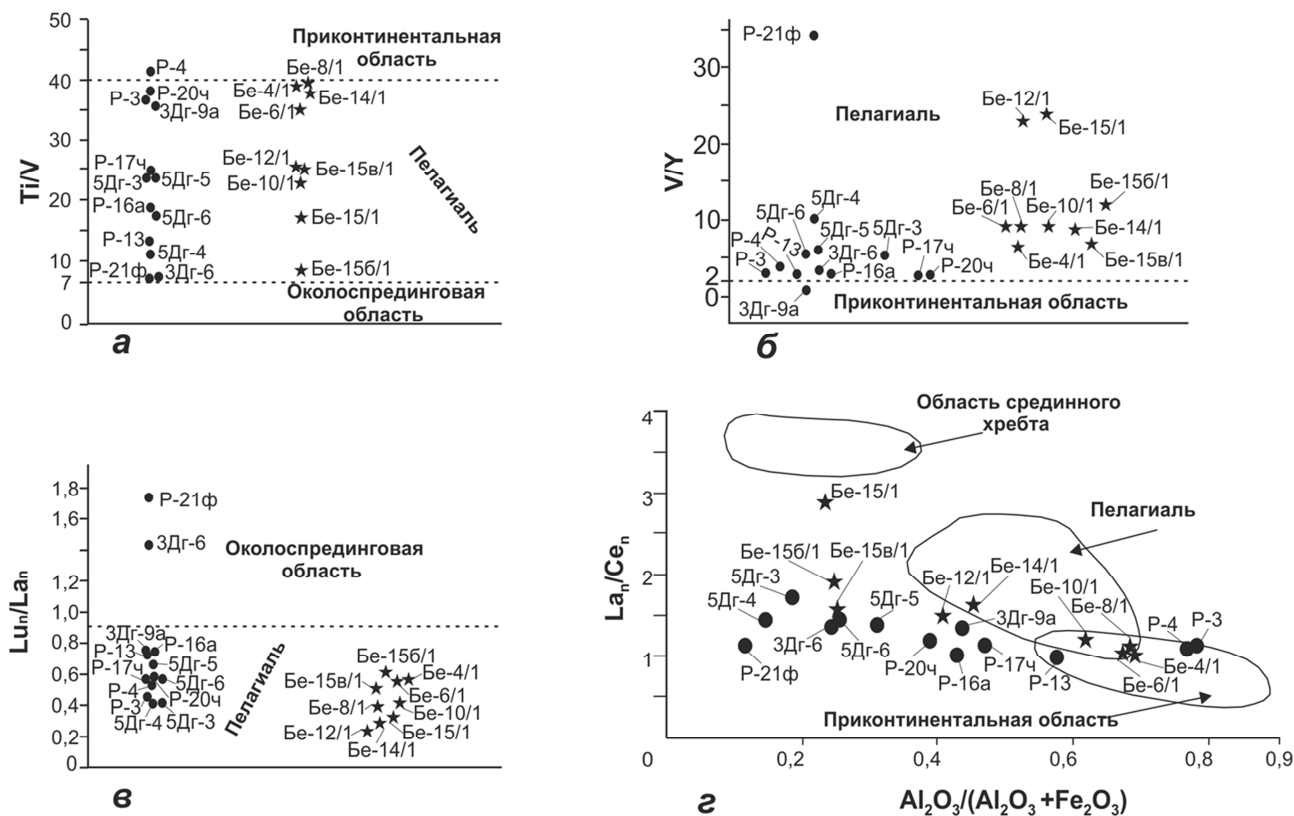


Рис. 4. Диаграммы отношений  $Ti/V$ ,  $V/Y$ ,  $Lu_n/La_n$  и  $La_n/Ce_n$  (по [4, 26]) и положение на них фигуративных точек кремневых пород Эрдагуского и Горбушинского комплексов.

положительная. Такое распределение Ce обусловлено его окислением в обогащенных  $O_2$  водах центральных частей океанов, переходом в  $Ce^{4+}O_2^{2-}$  (плохо растворимую фазу) и выпадением из водной толщи. В пределах спрединговых хребтов, где морские воды подвержены влиянию гидротермальных металлоносных растворов, концентрации Ce еще ниже, чем в водах абиссальных районов, за счет сорбции его оксигидроксидами Fe, Mn и других металлов.

Рассчитанные величины  $Ce/Ce^*$  для кремней Горбушинского и Эрдагуского комплексов находятся в пределах 0,698–0,983 и 0,34–0,94 соответственно (табл. 3 и 4), что однозначно свидетельствует о накоплении их в пелагиале, при этом, для первых метров кремневого разреза Эрдагуского комплекса это зона, непосредственно примыкающая к спрединговому хребту. Для кремнистых аргиллитов значения  $Ce/Ce^*$  0,981–0,983 и 0,91–0,92, что указывает на периферийную зону океана, примыкающую к приконтинентальной области седиментации. Следует также отметить, что величина цериевой аномалии не просто отличается в разных литологических группах пород, а постепенно уменьшается вверх по стратиграфическому разрезу обоих комплексов (табл. 3 и 4), что свидетельствует о перемещении соответствующих участков океанического дна в сторону континента.

Другой спецификой РЗЭ является меньшая адсорбционная активность «тяжелых» представителей этой группы (от гольмия до лютеция) при взаимодействии с взвешенными в морской воде частицами и

оксигидроксидами Fe и Mn. Это сказывается на «утяжелении» состава РЗЭ в донных осадках по мере удаления от краевых частей океанов к центральным, т.е. происходит относительное обогащение осадка тяжелыми РЗЭ против легких. Относительная деплетированность легких РЗЭ обычно определяется нормированными к NASC отношениями некоторых крайних членов лантаноидного ряда, например,  $La_n/Yb_n$  и  $Lu_n/La_n$  [26, 32–35]. В частности, согласно [25] величина отношения  $Lu_n/La_n$  в осадках в непосредственной близости от спредингового хребта составляет 1,55 и постепенно снижается до 0,87 при переходе от околоспрединовой зоны к пелагиали. В собственно пелагиале величина этого отношения снижается до 0,37, а в приконтинентальной области снова увеличивается до 1,27. Для большинства проб рассматриваемых комплексов рассчитанные значения  $Lu_n/La_n$  отношений (табл. 3 и 4) находятся в интервале 0,41–0,75 (для Горбушинского) и 0,24–0,61 (для Эрдагуского), что указывает на накопление их в пелагиале (рис. 4в). Исключение составляют две пробы (P-21ф и 3Дг-6) с значениями  $Lu_n/La_n$  равными 1,74 и 1,43, что указывает на большую степень деплетированности легких РЗЭ в них по сравнению с другими кремнями. Очевидно, это также связано с высокими содержаниями  $Fe_2O_3$  в этих кремнях, обусловленными более интенсивным влиянием металлоносных растворов в районе их накопления. Известно, что оксигидроксидами Fe и Mn, равно как и поверхностный слой взвешенных органических и неорганических частиц более интен-

сивно адсорбируют легкие РЗЭ [36].

Не менее показательным индикатором океанских фациальных обстановок, является отношение нормированных к NASC содержаний La и Ce, т.е.  $La_n/Ce_n$  [4]. В частности, для кремневых пород, накопившихся в приконтинентальной части океана, величина отношения  $La_n/Ce_n$  составляет 0,5–1,33, в пелагической области – 1,0–2,5, а в околоспредиговой зоне – 3,0–4,0. На дискриминационной диаграмме  $La_n/Ce_n - Al_2O_3/Al_2O_3+Fe_2O_3$  (рис. 4з) фигуративные точки кремневых пород обоих комплексов последовательно (т.е. стратиграфически) распределились от околоспредиговой области седиментации до приконтинентальной, но по причине не столь высоких содержаний La в кремнях нижних частей разрезов, они расположены несколько ниже соответствующих фациальных полей, околоспредиговой Р. В. Марри [4] по данным изучения кремней Францисканского комплекса.

### Обсуждение

Результаты геохимического изучения кремней показывают, что разновозрастные части кремневых разрезов обеих структурных единиц Таухинского террейна накапливались в пелагической области палеоокеана, но на разноудаленных от спредигового хребта участках океанической плиты. Так, например, для триас-среднеюрской (по келловей) части разреза Горбушинского комплекса отчетливо фиксируется последовательная смена фациальных обстановок (см. рис. 3а, в, г и 4з) от прилегающей к околоспредиговой зоне (в раннем триасе) через пелагиаль до периферической части палеоокеана (в келловее), расположенной рядом с приконтинентальной областью седиментации. А для участка океанической плиты, соответствующего Эрдагоускому комплексу, геологическая история началась только в позднекелловейско-раннеоксфордское время. На этот момент Эрдагоуский участок океанической плиты располагался еще в пределах спредигового хребта. Об этом свидетельствуют линзы кремней, содержащие позднекелловей-раннеоксфордские радиолярии, и гематитовые залежи (металлоносные осадки), расположенные между базальтовыми потоками, слагающими основание разреза Эрдагоуского комплекса [37]. В раннекиммериджское время Эрдагоуский участок океанической плиты располагался уже в околоспредиговой зоне (в 400 км от хребта), на что указывают геохимические характеристики первых четырех метров кремней, залегающих на базальтах. А Горбушинский участок в это время максимально приблизился к приконтинентальной области, на что указывают не только геохимические характеристики пород среднекиммериджской части разреза Горбушинского комплекса (см. обр. Р-4 на рис. 3, 4з), но и их литологические особенности. На рубеже раннего и среднего киммериджа отмечается смена фациальных условий осадконакопления – доминирующее кремненакпление сменяется терригенной седиментацией, т.е. глинистые кремни постепенно переходят в кремнистые аргиллиты (рис. 2).

В период со среднего киммериджа по начало позднего титона океаническая плита продолжала перемещаться в сторону Палеоазиатского континента. Эрдагоуский участок этой плиты передвинулся из околоспредиговой зоны (см. обр. Бе-15/1 на рис. 3, 4з) в пелагическую область (см. обр. Бе-12/1 на рис. 3, 4з), в то время как Горбушинский участок достиг конвергентной границы, переместившись непосредственно в область приконтинентальной седиментации (см. обр. Р-3 и Р-4 на рис. 3, 4а и з). В разрезе Горбушинского комплекса (рис. 2) это также четко фиксируется изменением литологического состава, т.е. сменой кремнистых аргиллитов аргиллитами и алевроаргиллитами (образец Р-3 отобран в 40 см ниже контакта кремнистых аргиллитов и аргиллитов).

В берриас-валанжинское время Горбушинский участок океанической плиты субдуцировался и частично аккретировался к юго-восточной окраине Палеоазиатского континента. Эрдагоуский участок в этот временной интервал, следуя общему движению палеоокеанической плиты, продолжал менять свое положение относительно океанских фациальных зон, переместившись вначале из области пелагической седиментации в периферийную часть океана, непосредственно примыкавшую к области приконтинентальной седиментации (см. обр. Бе-10/1, Бе-8/1 на рис. 3а, б, в и 4з), а затем и в собственно область приконтинентальной седиментации (обр. Бе-6/1, Бе-4/1 на рис. 3 и 4а и з). В разрезе Эрдагоуского комплекса это также отчетливо фиксируется и сменой литологических разностей пород (см. рис. 2), т.е. кремни начала позднего титона (обр. Бе-12/1) сменяются вверх по разрезу вначале позднетитон-раннеберриасскими глинистыми кремнями (обр. Бе-10/1, Бе-8/1) и, далее, средне-позднеберриасскими кремнистыми аргиллитами (обр. Бе-6/1, Бе-4/1). В конце валанжина – начале готерива (на это указывает возраст песчано-алевролитовой части разреза комплекса) рассматриваемый участок океанической плиты достиг конвергентной границы и повторил судьбу Горбушинского участка, будучи субдуцированным и частично аккретированным к юго-восточной окраине Палеоазиатского континента.

### Заключение

Результаты сравнительного геохимического изучения кремневых пород из разновозрастных тектоно-стратиграфических комплексов Таухинского террейна позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы Сихотэ-Алиня показали, что накопление их осуществлялось в последовательно сменяющихся друг друга фациальных зонах океана. Для каждого комплекса установлено, что процесс накопления кремневого осадка начинался в прилегающей к спредиговому хребту зоне, затем продолжался в пределах абиссальной равнины, а завершился в краевой части палеоокеана, непосредственно примыкавшей к приконтинентальной области седиментации, где он постепенно замещался накоплением гемипелагических и, далее,

терригенных осадков. Эти данные убедительно свидетельствуют о перемещении океанического дна, в пределах которого накапливались кремневые осадки, от зоны спрединга к окраине палеоконтинента и дальнейшей последовательной аккреции фрагментов осадочного чехла разновозрастных (т.е. разноудаленных от центра спрединга) его участков по мере субдукции океанической коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчук. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – кн.1. – 572 с.
2. Кемкин, И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое / И. В. Кемкин. – М.: Наука, 2006. – 258 с.
3. Kemkin, I. V. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin / I. V. Kemkin, A. I. Khanchuk, R. A. Kemkina // Journal of Geodynamics. – 2016. – Vol. 102. – P. 202–230.
4. Murray, R. W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications / R.W. Murray // Sediment. Geology. – 1994. – Vol. 90. – P. 213–232.
5. Halamič, J. Geochemistry of Triassic Radiolarian Cherts in North-Western Croatia / J. Halamič, V. Marchig, Š. Goričan // Geologica Carpathica. – 2011. – Vol. 52. – №6. – P. 327–342.
6. Differences in geochemical features between Permian and Triassic cherts from the Southern Chichibu terrane, southwest Japan: REE abundances, major element compositions and Sr isotopic ratios / T. Kunimaru [et al.] // Sedimentary Geology. – 1998. – Vol. 119. – P. 195–217.
7. Kato, Y. Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: implications for an oceanic redox change / Y. Kato, K. Nakao, Y. Isozaki // Chemical Geology. – 2002. – Vol. 182. – P. 15–34.
8. Du, Y. Sedimentary geochemistry of chert from the Middle–Upper Ordovician in Shihuigou area, North Qilian orogenic belt and its tectonic implication / Y. Du, J. Zhu, S. Gu // Frontier Earth Science China. – 2007. – Vol. 1. – №1. – P. 30–36.
9. Thassanapak, H. Geochemistry of Middle Triassic Radiolarian Cherts from Northern Thailand: Implication for Depositional Environment / H. Thassanapak, M. Udchachon, C. Chonglakmani // Journal of Earth Science. – 2011. – Vol. 22. №6. – P. 688–703.
10. Кемкин, И. В. Юрско-раннемеловая биостратиграфия кремнистых и терригенных отложений Дальнегорского рудного района (Южный Сихотэ-Алинь) / И. В. Кемкин, Р. А. Кемкина // Тихоокеанская геология. – 1998. – Т. 17. – №1. – С. 59–76.
11. Кемкин, И. В. Таухинский террейн Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия формирования / И. В. Кемкин, Р. А. Кемкина // Геотектоника. – 2000. – №5. – С. 71–79.
12. Barcelo, D. Comprehensive analytical chemistry. Volume XLI. / Ed. D. Barcelo. – Amsterdam: Elsevier Science, 2003. – 1286 p.
13. Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorous, uranium and thorium in deep sea sediments / E. Bonatti [et al.] // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1971. – V. 35. – P. 189–201.
14. Brueckner, H. K. Chemical and Sr isotopic variations during diagenesis of Miocene siliceous sediments of the Monterey Formation, California / H. K. Brueckner, W. S. Snyder // Journal Sediment. Petrol. – 1985. – Vol. 55. – P. 553–568.
15. Taylor, S. R. The Continental Crust: Its Composition and Evolution / S. R. Taylor, S. M. McLennan. – Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. – 312 p.
16. Hein, J. R. Bacterially mediated diagenetic origin for chert-hosted manganese deposits in the Franciscan Complex, California Coast Ranges / J. R. Hein, R. A. Koski // Geology. – 1987. – Vol. 15. – P. 722–726.
17. Brueckner, H. K. Diagenetic controls on the structural evolution of siliceous sediments in the Golconda Allochthon, Nevada, U.S.A / H. K. Brueckner, W. S. Snyder, M. Boudreau // Journal Struct. Geol. – 1987. – Vol. 9. – P. 403–417.
18. Дубинин, А. В. Геохимия редкоземельных элементов в осадках и конкрециях Гватемальской котловины Тихого океана: влияние процессов раннего диагенеза / А. В. Дубинин // Геохимия. – 1994. – № 8–9. – С. 1335–1345.
19. Дубинин, А. В. Редкоземельные элементы в процессах раннего диагенеза осадков Тихого океана / А. В. Дубинин // Литология и полезные ископаемые. – 1998. – № 4. – С. 346–354.
20. Geochemical characteristic and sedimentary environments of cherts from Kumishi ophiolitic mélange in Southern Tianshan / C. Zhang [et al.] // Acta Petrol. Sinica. – 2006. – Vol. 22. – № 1. – P. 57–64.
21. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert / D. Chen [et al.] // Sediment. Geol. – 2006. – Vol. 183. – №(3/4). – P. 203–216.
22. Ruhlin, D. E. The rare-earth element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: Examination of a seawater scavenging mechanism / D. E. Ruhlin, R. M. Owen // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1986. – Vol. 50. – P. 393–400.
23. Geochronology and Geochemistry of the Radiolarian Cherts of the Mada'er Area, Southwestern Tianshan: Implications for Depositional Environment / J. Kang [et al.] // Acta Geologica Sinica. – 2011. – Vol. 85. – No 4. – P. 801–813.
24. Sugisaki, R. Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic / R. Sugisaki, K. Yamamoto, M. Adachi // Nature. – 1982. – Vol. 298. – P. 644–647.
25. Li, X. Geochemistry of the Late Paleozoic radiolarian cherts within the NE Jiangxi ophiolite mélange and its tectonic significance / X. Li // Science in China. – Ser. D. – 2000. – Vol. 43. – № 6. – P. 617–624.
26. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments / R.W. Murray [et al.] // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1991. – Vol. 55. – P. 1875–1895.
27. Rare earths elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale / R.W. Murray [et al.] // Geology. – 1990. – Vol. 18. – P. 268–272.
28. Стрекопытов, С. В. Общие закономерности поведения редкоземельных элементов в пелагических осадках Тихого океана / С. В. Стрекопытов, А. В. Дубинин, И. И. Волков // Литология и полезные ископаемые. – 1999. – № 2. – С. 133–145.
29. Shimizu, H. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation / H. Shimizu, A. Masuda // Nature. – 1977. – Vol. 266. – P. 346–348.
30. Sholkovitz, R. Rare earth elements in marine sediments and geochemical standards / R. Sholkovitz // Chem. Geol. – 1990. – Vol. 88. – P. 333–347.
31. Toyoda, K. Rare earth elements of Pacific pelagic sediments / K. Toyoda, Y. Nakamura, A. Masuda // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1990. – Vol. 54. – P. 1093–1103.
32. Дубинин, А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А. В. Дубинин. – М.: Наука, 2006. – 310 с.
33. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron

formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics / Y. Kato [et al.] // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1998. – Vol. 62. – №21/22. – P. 3475–3497.

34. Hydrothermal scavenging of rare-earth elements in the ocean / C. R. German [et al.] // *Nature.* – 1990. – Vol. 345. – P. 516–518.

35. *Elderfield, H.* The rare earth elements in seawater / H. Elderfield, M. J. Greaves // *Nature.* – 1982. – Vol. 296. – P. 214–219.

36. *Sholkovitz, E. R.* Ocean particle chemistry: the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater / E. R. Sholkovitz, W. M. Landing, B. L. Lewis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1994. – Vol. 58. – P. 1567–1579.

37. *Симаненко, В. П.* Базальты эрдагоуской свиты Приморья и геодинамические условия их формирования / В. П. Симаненко, В. В. Голозубов, И. В. Кемкин // *Тихоокеанская геология.* – 1999. – Т. 18. – № 5. – С. 82–89.

*Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Дальневосточный федеральный университет», г. Владивосток*

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук (ДВГИ ДВО РАН), г. Владивосток*

*Кемкин Игорь Владимирович, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геологии, геофизики и геоэкологии Инженерной школы ДВФУ, зав. лаб. ДВГИ ДВО РАН  
E-mail: kemkin@fegi.ru; Тел.: +7 (4232) 31 71 32*

*Far Eastern Federal University, Vladivostok*

*Far Eastern Geological Institute of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences (FEGI FEB RAS), Vladivostok*

*Kemkin I. V., Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor of the Geology, Geophysics and Geoecology Department, School of Engineering FEFU, Head of the Laboratory of the FEGI FEB RAS*

*E-mail: kemkin@fegi.ru*

*Tel: +7 (4232) 31 71 32*