

УДК 551.242.3(571.65)

## О ГЕТЕРОГЕННОСТИ СОСТАВОВ ОСТРОВОДУЖНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КРОНОЦКОГО И КАМЧАТСКОМЫССКОГО СЕКМЕНТОВ КРОНОЦКОЙ ПАЛЕОДУГИ (КАМЧАТКА)

© 2008 г. С. Г. Сколотнев, Н. В. Цуканов, Д. П. Савельев, А. В. Федорчук

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 04.11.2006 г.

Поступило 09.11.2006 г.

При изучении офиолитов, распространенных в покровно-складчатых структурах полуостровов Камчатский Мыс и Кроноцкий (Восточные полуострова), являющихся фрагментами Кроноцкой палеодуги позднемелового–эоценового возраста [1, 2], были установлены отличия в составе их ультраосновных членов, свидетельствующие о гетерогенности фундамента этой дуги [3, 4]. Новые данные по составу позднемеловых эффузивов Восточных полуостровов, рассматриваемые в этой работе, указывают на определенные различия в их составе, что позволяет сопоставить их с наблюдающейся неоднородностью фундамента.

На п-ове Камчатский Мыс выделяются два блока: Африканский, представляющий собой сложно построенный аккреционный комплекс, включающий серпентитовый меланж, и Столбовской, в котором породы имеют преимущественно моноклиналиное залегание [5]. В Африканском блоке островодужные образования представлены туфогенными отложениями кампан-маастрихтского возраста [6] нижнесмагинской и нижнепикежской подсвит. В этом же блоке присутствуют аллохтонные образования в виде тектонических пластин и олистоплаков, сложенных железистыми аргиллитами, известняками и яшмами альб-сеноманского возраста [5, 9] (верхнесмагинская подсвита по [9] или африканский комплекс по [3]), с которыми ассоциируют базальты. Среди этих базальтов выделяются океанические толеиты N-MORB-типа и щелочные базальты океанических островов (OIB) [7, 8]. В устье р. 1-я Непропускная в поле развития отложений смагинской свиты картирован тектонический блок, сложенный ост-

роводужными базальтами и андезито-базальтами и их брекчиями.

Столбовской блок образован вулканогенными и туфогенно-осадочными образованиями столбовской серии [9]. Эффузивы присутствуют в разрезе нижнетарховской подсвиты позднемаастрихтского возраста, которая залегает в низах видимого разреза, и в баклановской свите эоценового возраста [9, 10]. Между двумя этапами излияния эффузивов в эоцене имело место накопление конгломератов и гравелитов, в том числе сложенных серпентинитами (рифовская свита).

На Кроноцком полуострове низы видимого разреза представлены эффузивными и туфогенно-осадочными породами каменистовской свиты коньяк-маастрихтского возраста [11]. Эти образования разбиты на тектонические пластины, разделенные серпентинитовым меланжем. Стратиграфически выше располагаются эффузивы и туфы кроноцкой серии эоценового возраста [10, 11]. В раннеэоценовых конгломератах этой серии отмечаются серпентиниты.

Таким образом, в обоих сегментах Кроноцкой палеодуги выделяются два этапа вулканической активности: позднемеловой и эоценовый. Между маастрихтом и эоценом имели место тектонические движения, приведшие к выведению на поверхность верхнемантийных пород.

Каменистовская свита на Кроноцком полуострове охарактеризована образцами, отобранными с побережья между р. Каменистой и мысом Кроноцким, а кроноцкая серия – из обнажений по ручьям Буй и Неудобный. Изученные верхнемеловые и эоценовые базальты, за исключением обр. 9903/13 (мыс Кроноцкий), по всем петрогеохимическим параметрам близки между собой, как это ранее было установлено С.А. Хубуная [12]. Они подразделяются на два типа: высокоглиноземистые и железистые, которые являются дифференциатами первых. Для обоих типов свойственны низкие концентрации  $K_2O$  и  $P_2O_5$ , высокоглиноземистые различия характеризуются повышенными содержаниями  $Al_2O_3$  и  $CaO$ , а железистые – по-

Геологический институт  
Российской Академии наук, Москва  
Институт океанологии им. П.П. Ширшова  
Российской Академии наук, Москва  
Институт вулканологии и сейсмологии  
Российской Академии наук,  
Петропавловск-Камчатский

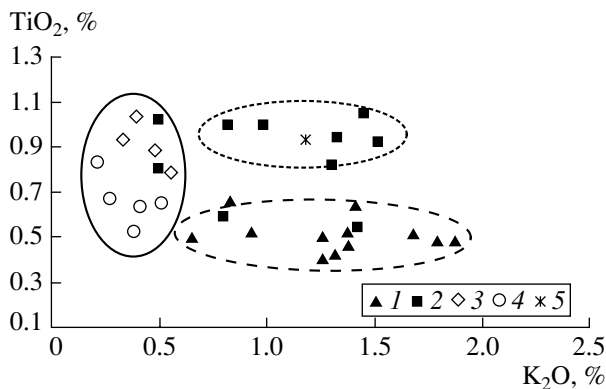
**Таблица 1.** Химический состав (мас. %) островодужных базальтов и андезитов полуостровов Камчатский Мыс (1–22) и Кроноцкий (23–32)

№ п.п.	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
1	276	49.10	0.48	17.50	10.50	0.16	8.19	4.90	3.33	1.79	0.16	3.84	100.00
2		52.18	0.51	13.11	8.95	0.22	9.93	9.16	1.27	1.68	0.08	2.89	99.98
3		51.43	0.48	16.43	9.33	0.18	6.52	4.81	3.88	1.88	0.22	3.72	99.40
4	КМ64б	49.99	0.42	14.38	8.63	0.17	9.60	8.35	2.89	1.32	0.08	3.20	99.03
5	КМ145/6	52.02	0.50	16.70	8.63	0.14	4.88	8.88	4.00	0.65	0.16	2.87	99.43
6	КМ62	48.48	0.52	18.01	10.14	0.20	6.77	5.43	4.66	1.38	0.05	3.37	99.01
7	КМ151/1	45.94	0.64	18.30	13.01	0.14	7.97	5.68	1.15	1.41	0.04	4.33	98.61
8	КМ64а	45.72	0.52	17.45	9.92	0.13	5.86	11.58	2.75	0.93	0.11	4.10	99.07
9	КМ62б	48.50	0.46	17.03	8.96	0.16	6.34	6.88	4.91	1.38	0.21	4.27	99.10
10	КМ62а	47.18	0.50	16.82	9.83	0.17	8.07	6.88	3.55	1.26	0.14	4.62	99.02
11	КМ62v	51.64	0.40	17.40	7.86	0.16	5.86	6.34	4.82	1.26	0.17	3.25	99.16
12	КМ150/1	50.90	0.66	16.14	9.37	0.15	5.83	9.19	2.10	0.83	0.07	3.84	99.08
13	308	49.50	0.82	14.70	13.50	0.34	7.20	6.30	3.70	1.30	0.05	2.70	100.11
14	308/1	55.00	1.02	13.88	12.46	0.19	4.30	4.67	4.90	0.50	0.13	2.23	99.28
15	308/2	54.00	0.59	15.23	7.77	0.17	5.25	5.71	6.20	0.80	0.23	2.33	99.05
16	КМ68	50.36	1.00	16.36	12.62	0.17	5.73	6.15	3.55	0.82	0.14	2.53	99.43
17	КМ67v	53.56	0.80	16.04	11.81	0.23	5.08	5.25	3.94	0.50	0.09	1.60	98.90
18	КМ68а	51.99	0.54	15.88	7.40	0.15	6.09	7.96	4.29	1.42	0.24	2.95	98.91
19	КМ68g	57.84	0.92	14.82	9.64	0.17	3.61	4.89	3.88	1.52	0.13	1.68	99.10
20	КМ615	47.35	0.94	20.05	9.13	0.15	3.96	10.81	4.07	1.33	0.05	2.14	99.98
21	КМ614	47.78	1.05	18.79	8.99	0.13	4.16	11.08	4.02	1.45	0.10	2.44	99.99
22	КМ67b	50.29	1.00	16.00	11.36	0.25	6.12	6.80	3.33	0.98	0.10	2.66	98.89
23	9905/2	47.50	0.84	18.70	11.80	0.51	5.20	12.10	1.92	0.22	0.11	1.02	99.90
24	9905/8	50.30	0.93	16.30	11.90	0.16	5.39	10.50	2.48	0.34	0.12	1.60	100.00
25	9905/7	49.30	1.04	15.50	13.90	0.19	5.65	9.42	2.27	0.40	0.09	2.10	99.90
26	9907/10	46.90	0.89	16.20	13.50	0.24	6.27	8.43	3.36	0.49	0.06	3.44	99.90
27	9907/16	47.60	0.65	16.10	12.10	0.18	7.73	10.10	2.29	0.51	0.09	2.62	99.90
28	9902/9	49.90	0.68	18.30	11.00	0.17	4.49	11.10	1.93	0.27	0.08	2.06	99.90
29	9902/18	46.60	0.53	19.80	10.00	0.16	6.14	9.01	3.80	0.38	0.05	3.35	99.90
30	9902/22	46.90	0.64	19.20	10.20	0.16	4.93	8.12	4.77	0.41	0.05	4.54	100.00
31	9902/23	48.80	0.79	16.10	12.40	0.19	5.76	6.09	5.40	0.56	0.09	3.72	100.00
32	9903/13	53.50	0.93	15.60	9.94	0.11	6.72	5.49	3.48	1.18	0.05	2.95	100.00

Примечание. 1–12 – из нижнетарховской подсвиты Столбовского блока; 13–22 – из тектонического блока вблизи устья р. 1-й Непропусковой (Африканский блок); 23–27 – кроноцкая серия: 23 – нижнее течение руч. Буй, 24, 25 – среднее течение руч. Буй, 26, 27 – среднее течение руч. Незаметный, 28–32 – каменистовская свита: 28 – гора Росомашья, 29 – гора Росыпь, 30, 31 – скала Опасная, 32 – мыс Кроноцкий. 1, 13–15 – образцы М.Е. Бояриновой, 2, 3 – данные взяты из работы [12], 4–12, 16–22 – образцы А.В. Федорчука, 23–32 – образцы С.Г. Сколотнева. Анализы выполнены традиционным методом мокрой химии в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН. 23, 27–30 – высокоглиноземистые базальты, 24–26, 32 – ферробазальты. FeO\* = 0.9Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO.

вышненным содержанием оксидов FeO и TiO<sub>2</sub> (табл. 1, рис. 1). По геохимическим параметрам эти два типа не отличаются друг от друга. Для них характерны низкие концентрации РЗЭ с распределением, близким к хондритовому, при незначительном обеднении легких РЗЭ относительно средних и тяжелых (табл. 2, рис. 2), что характер-

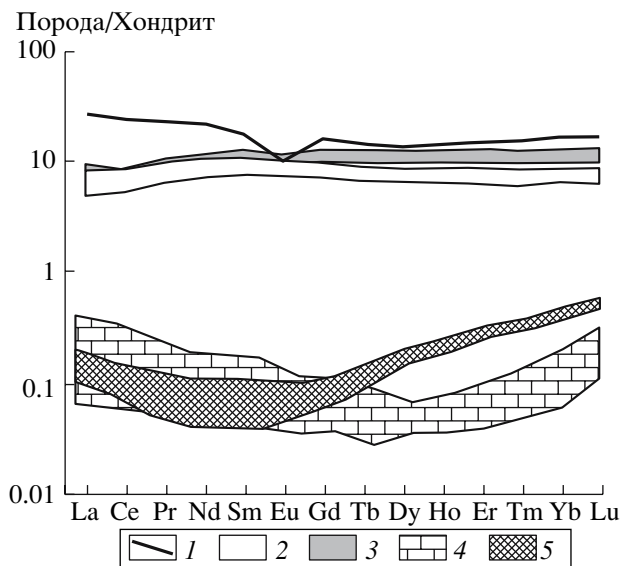
но для производных толеитовых расплавов. Спайдер-диаграммы (расширенные спектры редких элементов) этих толеитов имеют типоморфные признаки островодужного магматизма: глубокие минимумы высокозарядных элементов (HFSE): Nb, Ta, Zr, Ti и более высокие относительно РЗЭ концентрации крупноионных несовместимых



**Рис. 1.** Вариационная диаграмма  $K_2O$ – $TiO_2$  для островодужных вулканитов полуостровов Камчатский Мыс и Кроноцкий. 1–5 – вулканиты: 1 – нижнетарховской подсвиты, 2 – из тектонического блока в устье р. 1-й Непропускной, 3 – ферробазальты каменистовской свиты и кроноцкой серии, 4 – высокоглиноземистые базальты каменистовской свиты и кроноцкой серии, 5 – обр. 9903/13. Оконтурены поля вулканитов Кроноцкого полуострова (сплошная линия), нижнетарховской подсвиты (пунктирная линия), из блока в устье р. 1-й Непропускной (штриховая линия).

элементов (LILE): K, Ba, U, Rb (рис. 3). На спайдер-диаграммах также наблюдается минимум Th, а у высокоглиноземистых разностей и интенсивный максимум Sr. Согласно [12], эти толеиты относятся к высокоглиноземистым плагиотолейтам, которые характеризуют наиболее ранний этап развития интраокеанической дуги, заложившейся на энсиматическом основании.

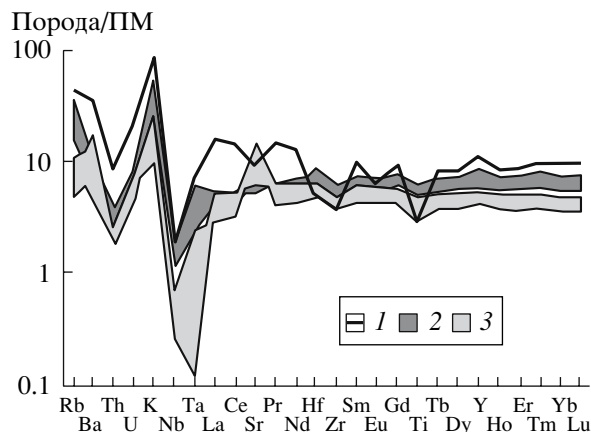
Верхнемеловые базальты, андезито-базальты и андезиты п-ова Камчатский Мыс (табл. 1) отличаются от базальтов Кроноцкого полуострова более высоким содержанием  $K_2O$  и более низким содержанием глинозема, в свою очередь, нижнетарховские эффузивы имеют заметно более низкие содержания  $TiO_2$ , чем базальты у р. 1-я Непропускная (см. рис. 1). По этим показателям базальт 9903/13 с мыса Кроноцкий близок к последним. В целом верхнемеловые эффузивы п-ова Камчатский Мыс обнаруживают большие вариации состава (см. табл. 1, рис. 1). На различных дискриминантных диаграммах они попадают в поля составов и толеитовой, и известково-щелочной, и бонинитовой серий. Однако низкие концентрации в них хрома, никеля и РЗЭ (см. табл. 2), а также характер распределения РЗЭ (см. рис. 2) и спайдер-диаграмм (см. рис. 3) однозначно указывают на их принадлежность к островодужным толеитам. Спектры РЗЭ и спайдер-диаграммы отличаются от таковых для высокоглиноземистых плагиотолейтов Кроноцкого полуострова в среднем более высоким уровнем концентраций РЗЭ, HFSE и LILE. Наиболее существенные отличия наблюдаются у обр. 276 (нижнетарховский базальт). Это заметно более



**Рис. 2.** Спектры распределения РЗЭ изученных вулканитов. 1 – спектр РЗЭ для обр. 276; 2 – поле базальтов Кроноцкого полуострова; 3 – поле вулканитов р. 1-й Непропускной, 4 – поле гарцбургитов из офиолитов Кроноцкого полуострова по данным [4]; 5 – поле гарцбургитов из офиолитов п-ова Камчатский Мыс по данным [3]. При нормировании элементов по составу хондрита использовались данные N.M. Evensen et al. (1978 г.).

высокие абсолютные концентрации несовместимых элементов и особенно LILE, обогащение легких РЗЭ относительно средних и тяжелых, на его спайдер-диаграмме отрицательные аномалии Sr, Zr и Hf, а также положительная аномалия Y.

Нами не были изучены эоценовые базальты баклановской свиты, однако, по данным С.А. Хубуная [12], они являются полными аналогами вы-



**Рис. 3.** Спайдер-диаграммы изученных вулканитов. 1–3 – то же, что и на рис. 2. ПМ – примитивная мантия. При нормировании элементов по составу примитивной мантии использовались данные A.W. Hofmann (1988 г.).

**Таблица 2.** Содержание элементов-примесей (г/т) в островодужных базальтах и андезитах полуостровов Камчатский Мыс и Кроноцкий

Элемент	Обр. 276	Обр. 308/1	Обр. 308/3	Обр. 9905/2	Обр. 9907/16	Обр. 9902/9	Обр. 9902/18	Обр. 9902/23	Обр. 9903/13
Ba	186	32	53	38	52	24	84	66	43
Rb	25.5	8.5	20.4	2.7	4.7	5.2	3.2	5.8	15.9
Cs	0.18	0.15	0.27	0.10	0.04	0.07	0.21	0.24	0.06
Th	0.59	0.16	0.24	0.16	0.14	0.12	0.14	0.17	0.25
U	0.44	0.15	0.14	0.12	0.08	0.14	0.09	0.11	0.11
Ta	0.23	0.18	0.08	0.02	0.04	0.00	0.07	0.01	0.10
Nb	1.21	1.11	0.63	0.57	0.15	0.21	0.38	0.36	1.05
La	8.81	2.88	2.27	2.31	2.26	2.25	1.61	2.72	2.98
Ce	20.68	7.50	5.80	6.28	6.27	6.22	4.62	7.35	7.40
Sr	168	94	143	258	201	233	249	110	134
Pr	3.03	1.36	1.01	1.07	1.09	1.10	0.84	1.26	1.17
Nd	13.88	7.39	5.42	5.82	5.90	5.98	4.47	6.72	6.20
Zr	36	49	32	37	32	36	30	40	52
Hf	1.09	1.51	1.03	1.20	1.01	1.21	0.98	1.27	1.70
Sm	3.57	2.55	1.90	1.92	1.80	1.92	1.49	2.14	2.05
Eu	0.81	0.88	0.68	0.78	0.68	0.68	0.56	0.72	0.79
Gd	4.26	3.48	2.71	2.59	2.25	2.44	1.94	2.56	2.71
Tb	0.69	0.62	0.47	0.43	0.38	0.42	0.32	0.43	0.48
Dy	4.57	4.13	3.22	2.87	2.45	2.73	2.16	2.79	3.18
Y	37	29	20	19	16	17	14	18	19
Ho	1.07	0.94	0.73	0.65	0.53	0.61	0.48	0.62	0.71
Er	3.25	2.77	2.10	1.89	1.53	1.73	1.36	1.80	2.09
Tm	0.52	0.43	0.32	0.28	0.22	0.26	0.20	0.27	0.31
Yb	3.47	2.71	2.08	1.78	1.42	1.64	1.34	1.74	2.07
Lu	0.54	0.43	0.32	0.28	0.22	0.26	0.20	0.27	0.32
V	309	376	411	410	310	281	240	336	262
Zn	49	97	101	89	65	75	61	82	103
Cu	5	27	46	114	13	85	82	108	37
Ni	8	4	6	8	5	6	4	6	10
Cr	11	10	12	25	17	10	18	12	26
Be	0.34	0.39	0.28	0.27	0.28	0.35	0.25	0.47	0.98
Co	32	32	40	38	38	33	34	35	34
Ga	18	18	18	19	16	19	18	16	18
Mo	0.13	0.51	0.29	0.53	0.39	0.58	0.72	0.53	0.37

Примечание. Определения выполнены методом ICP-MS в ИМГРЭ РАН, Москва (аналитик Д.З. Журавлев).

сокоглиноземистых плагиотолитов Кроноцкого полуострова.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлены существенные различия в составе верхнемеловых вулканитов и идентичность в составе эоценовых эффузивов Восточных полуостровов. Верхнемеловые вулканиты п-ова Камчатский Мыс относятся к толеитовой серии, а

п-ова Кроноцкий – к высокоглиноземистой плагиотолитовой серии. Следовательно, в различных сегментах Кроноцкой палеодуги в позднем мелу существовали различные физико-химические условия в зоне магмогенерации толеитовых расплавов. Пестрота составов островодужных пород п-ова Камчатский Мыс указывает на гетерогенность состава мантийного клина, подвергав-

шегося частичному плавлению в надсубдукционной области данного сегмента палеодуги. Специфика их химического состава указывает на то, что эта гетерогенность обусловлена присутствием в зоне плавления обогащенного материала, источником которого могли являться верхнемантийные породы, сформировавшиеся ранее в пределах океанской плиты при плавлении глубинного плюма, на что указывают находки щелочных базальтов в верхнесмагинской подсвите. Более высокие содержания LILE в камчатскомых вулканитах свидетельствуют о большей степени дегидратации корового компонента, которая происходит в зоне субдукции, что может быть следствием более высокой температуры. С этим утверждением коррелируются данные о содержании РЗЭ и их распределении в гарцбургитах реститовой природы Восточных полуостровов (см. рис. 2) [3, 4]. Гарцбургиты Камчатского Мыса сформировались при гораздо более высоких степенях частичного плавления, т.е. при более высоких температурах. Более высокие температуры в мантийном клине под Камчатскомых сегментом могут быть связаны с поглощением в зоне субдукции спредингового хребта, разделявшего в позднем мелу плиты Кула и Пацифик [13, 14].

После поглощения спредингового хребта в эоцене на всем протяжении дуги происходила субдукция Тихоокеанской плиты и условия магмогенерации в мантийном клине стали соответствовать условиям выплавления высокоглиноземистых плагиотолитов, которые, по-видимому, являются фоновыми для данного участка этой плиты.

Таким образом, в результате проделанной работы установлены различия в составах позднемеловых вулканитов Кронцкой палеодуги, распространенных в двух разных сегментах, и идентичность состава эоценовых островодужных эффузивов в пределах этих сегментов. Различия в составе позднемеловых вулканитов, вероятно, были обусловлены присутствием обогащенного материала в зоне магмогенерации в мантийном клине и более высокотемпературными условиями в зоне субдукции под Камчатскомых сегментом дуги. Эти феномены связываются нами с влиянием

плюмовой активности на формирование океанской литосферы, в пределах которой произошло заложение зоны субдукции, и субдуцированием спредингового хребта, разделявшего плиты Кула и Пацифик.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ(грант 05–05–64158).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шапиро М.Н. // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–97.
2. Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н. и др. // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
3. Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В. и др. // ДАН. 2001. Т. 380. № 5. С. 652–655.
4. Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В. и др. // ДАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 349–353.
5. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Под ред. Ю.М. Пуцаровского. М.: Наука, 1993. 272 с.
6. Федорчук А.В., Вишневецкая В.Н., Извеков И.Н., Румянцева И.С. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27–33.
7. Федорчук А.В. // ДАН. 1989. Т. 306. № 4. С. 944–947.
8. Савельев Д.П. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 2. С. 16–19.
9. Бояринова М.Е. Государственная геологическая карта РФ, 1:200 000. Восточно-Камчатская серия, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 190 с.
10. Щербинина Е.А. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 60–70.
11. Разницин Ю.Н., Хубуня С.А., Цуканов Н.В. // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
12. Хубуня С.А. Высокоглиноземистая плагиотолитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
13. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1987. V. 206. P. 1–59.
14. Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R. // J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2006. DOI 10.1007/Soo531-006-0080-z.