

УДК 552.4

ПРИРОДА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ (ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА Nd В ПОРОДАХ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ)

© 2013 г. Академик А. И. Ханчук, Н. Н. Крук, В. В. Голозубов, В. П. Ковач,
П. А. Серов, В. В. Холоднов, В. И. Гвоздев, С. А. Касаткин

Поступило 26.12.2012 г.

DOI: 10.7868/S0869565213220179

Исследования изотопного состава Nd в породах континентальной коры являются эффективным инструментом оценки специфики механизмов и возраста корообразующих процессов [1]. Модельный Nd-возраст в первом приближении отражает время формирования континентальной коры из мантийного источника или другими словами, время трансформации океанической коры в континентальную. Nd-изотопная систематика осадочных пород, слагающих верхние уровни континентальной коры, позволяет оценить средний модельный возраст и возможные палеографические источники их сноса, а также (при отсутствии палеонтологических данных) определить нижнюю возрастную границу осадконакопления. Использование двустадийных Nd-модельных возрастов гранитоидов в совокупности с результатами геохимических и петрологических исследований позволяет получить аналогичную информацию о глубинных областях континентальной коры (уровнях генерации гранитоидных расплавов). В ряде случаев комбинация этих подходов дает возможность реконструировать состав, природу и механизмы формирования континентальной коры отдельных блоков (террейнов) и крупных складчатых поясов [2].

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск
Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Геологический институт Кольского научного центра
Российской Академии наук, Апатиты Мурманской обл.
Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской Академии наук,
Екатеринбург*

В нашей работе приведены данные по изотопному составу Nd в осадочных и магматических породах Южного Приморья, включая мезозойские аккреционные сооружения Сихотэ-Алиня и обрамляющие их блоки докембрийской и раннепалеозойской консолидации (рис. 1).

Сихотэ-Алинская система состоит из террейнов — фрагментов аккреционных призм средней юры — берриаса и неокома, раннемеловых террейнов — фрагментов присдвиговых турбидитовых бассейнов и островных дуг (рис. 1). Формирование терригенного матрикса аккреционных призм началось приблизительно в келловее и закончилось в конце раннего мела [3]. Более древние отложения представлены аллохтонными ранне-среднеюрскими кремнисто-глинистыми толщами, триасовыми и палеозойскими кремнями, базальтами, офиолитовыми габбро и гипербазитами. Наблюдаемая тектоностратиграфическая последовательность указывает на формирование аккреционных призм на океанической коре в обстановке, аналогичной современным глубоководным желобам.

В раннем мелу началась деформация Сихотэ-Алинских террейнов, вызванная перемещением по сдвигам системы Тан-Лу [3], в результате чего юрская аккреционная призма приобрела характерный S-образный изгиб (рис. 1). Деформации привели к быстрому утолщению первичной коры, появлению гранитно-метаморфического слоя и образованию континентальной коры мощностью 30–40 км [3]. Таким образом, судя по геологическим данным, весь процесс формирования континентальной литосферы Сихотэ-Алиня, начиная от накопления “первичных” вулканогенно-осадочных толщ и заканчивая становлением коры континентального типа, занял всего 50–60 млн лет (средняя юра—альб).

Определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) и ГИ КНЦ РАН (Апатиты) по методикам, описанным в [5], [6] соответственно. При

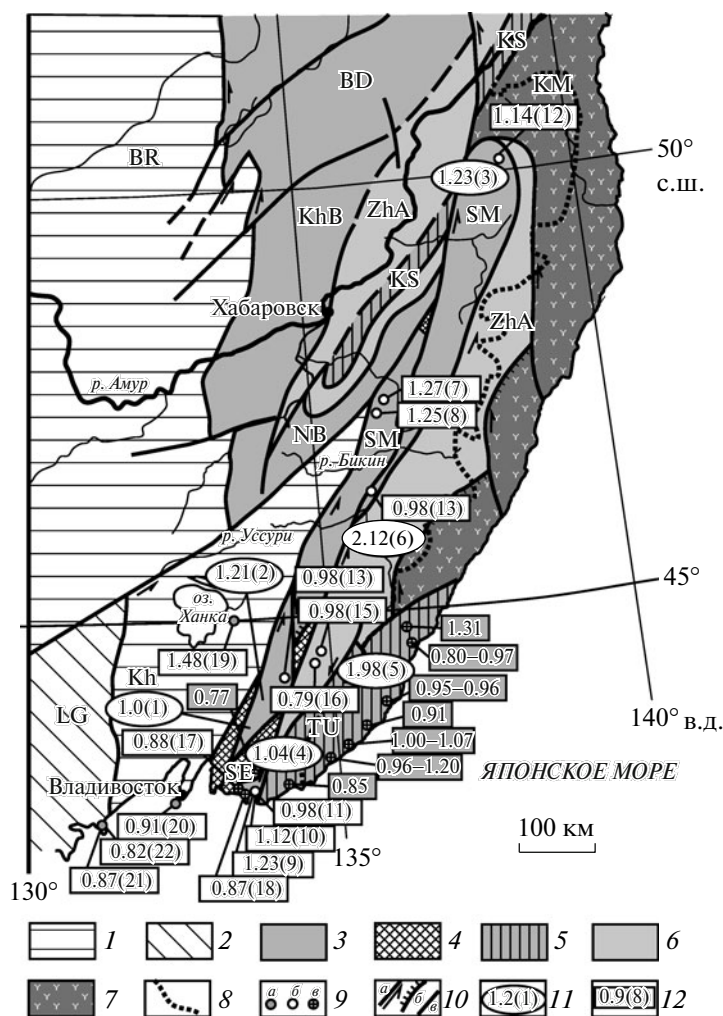


Рис. 1. Террейновая схема Южного Приморья [3] с изменениями с вынесенными Nd-изотопными характеристиками пород континентальной коры. 1 – Докембрийские–раннепалеозойские террейны и супертеррейны (BR – Бурей-Цзямусинский, Kh – Ханкайский); 2 – палеозойские террейны (LG – Лаоелин-Гродековский); 3, 4 – юрские террейны: 3 – аккреционных призм (SM – Самаркинский, NB – Наданьхада-Бикинский, KhB – Хабаровский, BD – Баджальский), 4 – фрагменты докембрийских–раннепалеозойских террейнов, вовлеченные в структуру юрской аккреционной призмы (SG – Сергеевский); 5–7 – меловые террейны: 5 – аккреционных призм (TU – Таухинский, KS – Киселевско-Маноминский), 6 – турбидитовых бассейнов трансформной континентальной окраины (ZhA – Журавлевско-Амурский), 7 – островных дуг и/или задуговых бассейнов (KM – Кемский); 8 – западная граница распространения поздне меловых надсубдукционных вулканоплутонических ассоциаций Восточно-Сихотэ-Алинского пояса; 9 – гранитоидные интрузии (вне масштаба): а – домеловые, б – раннемеловые, в – поздне меловые–палеогеновые; 10 – главные разломы: а – сдвиги (стрелки – направления перемещений), б – надвиги, в – прочие; 11, 12 – значения модельных Nd-возрастов, млрд лет (11 – осадочные породы, 12 – гранитоиды, в скобках – порядковые номера проб в табл. 1). Значения модельных возрастов в прямоугольниках, залитых серым [4].

расчете величин $\varepsilon_{Nd}(t)$ и модельных возрастов $t_{Nd(DM)}$ использованы современные значения CHUR [7] – ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и DM [8] – ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород были рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты $t_{Nd(DM-2)}$ [9] с использованием среднекорового отношения $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ [10].

Мезозойские осадочные породы Сихотэ-Алия изучены в пределах трех террейнов: Самаркинской, Таухинской аккреционных призм и Журавлевского синсдвигового турбидитового бассейна. Детальная характеристика геологического строения перечисленных террейнов и литологии слагающих их толщ приведена в [3, 11].

Песчаники и алевриты турбидитового матрикса Самаркинской аккреционной призмы по петрохимическому составу отвечают преимущественно кислым грауваккам и глинистым слан-

Таблица 1. Sm–Nd-изотопные данные для пород континентальной коры Южного Приморья

№ пп	№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2σ _{изм})	ε _{Nd} (0)	t, Ma	ε _{Nd} (t)	t _{Nd} (DM)	t _{Nd} (DM2)
Мезозойские осадочные породы Сихотэ-Алиня										
1	8-888/6	3.31	17.2	0.1161	0.512518 ± 5	-2.3	100	-1.3	998	1025
2	8-874	6.26	31.5	0.1201	0.512408 ± 5	-4.5	150	-3.0	1209	1208
3	8-09-18/1	6.70	35.6	0.1139	0.512342 ± 5	-5.8	150	-4.2	1235	1305
4	8-08-18/1	4.59	23.8	0.1167	0.512489 ± 2	-2.9	150	-1.4	1041	1072
5	8-10-13/5	3.36	19.4	0.1047	0.511728 ± 2	-17.8	130	-16.2	1983	2284
6	8-10-12/1	3.60	21.0	0.1038	0.511618 ± 3	-19.9	130	-18.4	2118	2460
Раннемеловые гранитоиды Сихотэ-Алиня										
7	8-11-55/1	5.57	28.0	0.1202	0.512367 ± 2	-5.3	125	-4.1	1277	1275
8	C-381г	4.84	23.8	0.1231	0.512386 ± 3	-4.9	125	-3.7	1285	1247
9	8-02-26	3.63	15.6	0.1407	0.512407 ± 2	-4.5	102	-3.8	1553	1233
10	8-08-11	6.06	32.2	0.1136	0.512458 ± 2	-3.5	102	-2.4	1056	1121
11	8-08-6	3.42	18.5	0.1114	0.512546 ± 4	-1.8	102	-0.7	902	976
12	8-09-1/1	5.23	24.4	0.1297	0.512455 ± 2	-3.6	105	-2.7	1262	1143
13	8-871-1	2.96	18.1	0.0987	0.512532 ± 6	-2.1	100	-0.8	821	984
14	8-10-8/1	4.14	22.2	0.1126	0.512544 ± 4	-1.8	100	-0.8	915	979
15	A-117	3.92	20.7	0.1148	0.512546 ± 3	-1.8	105	-0.7	933	979
16	ГВ-158	2.98	15.1	0.1193	0.512662 ± 4	0.5	105	1.5	790	795
Позднемеловые гранитоиды Сихотэ-Алиня										
17	8-881/2	2.83	16.2	0.1059	0.512599 ± 4	-0.8	96	0.4	780	882
18	8-02-1	8.04	35.4	0.1374	0.512626 ± 4	-0.2	75	0.3	1048	867
Домеловые гранитоиды докембрийских и палеозойских террейнов Южного Приморья										
19	8-10-21/2	4.95	24.4	0.1223	0.512246 ± 4	-7.6	460	-3.3	1507	1481
20	8-11-57/1	3.89	17.1	0.1376	0.512646 ± 4	0.2	490	3.9	1011	913
21	8-10-30/3	5.51	31.3	0.1064	0.512593 ± 2	-0.9	250	2.0	793	872
22	8-10-33/2	2.92	14.3	0.1229	0.512647 ± 4	0.2	250	2.5	847	828

Примечание. 1–4 – Самаркинская аккреционная призма, алевропесчаники турбидитового матрикса; 5 – Таухинская аккреционная призма, аркозовый песчаник; 6 – Журавлевский сдвиговый турбидитовый бассейн, аркозовый песчаник; 7 – Шивкинский массив, крупнозернистый биотитовый меланогранит; 8 – шток Лермонтовского месторождения, среднезернистый биотитовый меланогранит; 9–11 – Успенский массив: 9 – гранат-биотитовый лейкогранит, 10 – биотитовый гранодиорит, 11 – биотит-амфиболовый гранит; 12 – Гобиллинский массив, биотитовый меланогранит; 13 – Центральный шток месторождения Восток-2, среднезернистый биотитовый меланогранит; 14 – Лампохезский массив, среднезернистый биотитовый гранит; 15 – Березовский массив, биотит-амфиболовый монцодиорит; 16 – Порубский массив, биотитовый гранодиорит; 17 – Врангелевский массив, биотитовый гранодиорит; 18 – массив м. Овсенко, биотитовый лейкогранит; 19 – Шамаковский массив, биотитовый гранит; 20 – Островорусский массив, амфиболовый кварцевый монцодиорит; 21, 22 – Гамовский массив: 21 – биотит-амфиболовый гранодиорит, 22 – биотитовый лейкогранит. Возраст гранитоидных интрузий принят по [10, 12–14] и неопубликованным авторским данным.

цам. Их модельные Nd-возрасты $t_{Nd(DM)}$ (табл. 1; анализы 1–4; рис. 1) лежат в интервале 1.0–1.25 млрд. лет. Песчаники Таухинской аккреционной призмы и Журавлевского турбидитового бассейна характеризуются более “зрелым” составом (преобладают аркозы и лититы) и имеют модельные возрасты $t_{Nd(DM)} = 2.0–2.1$ млрд лет (табл. 1; анализы 5, 6; рис. 1).

Меловые гранитоиды Сихотэ-Алиня изучены в пределах Самаркинского и Журавлевского террейнов. Раннемеловые гранитоиды, локализованные в

Самаркинском террейне, представлены породами глиноземистой и известково-щелочной серий [3]. Для первых характерны $\epsilon_{Nd}(t) = -3.7...-4.1$ и модельные возрасты $t_{Nd(DM-2)} = 1.2–1.3$ млрд лет (табл. 1, анализы 7–9), в то время как изотопные характеристики вторых демонстрируют более широкие вариации ($\epsilon_{Nd}(t) = -0.8...-2.7$; $t_{Nd(DM-2)} = 1.0–1.2$ млрд лет (табл. 1, анализы 10–14)). Раннемеловые гранитоиды Таухинского террейна относятся преимущественно к умеренно-щелочной серии и характеризуются более радиогенным соста-

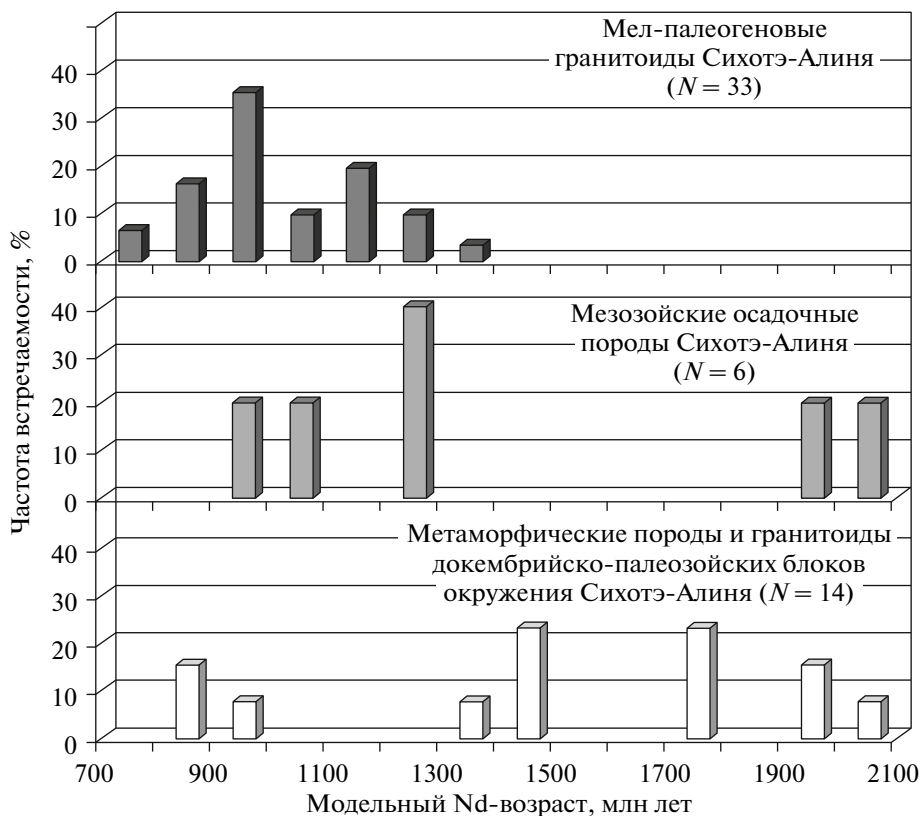


Рис. 2. Гистограммы распределения модельных Nd-возрастов гранитоидов, метаморфических и осадочных пород Сихотэ-Алиня и докембрийско-палеозойских блоков его окружения. При построении гистограмм дополнительно использованы данные [4, 15].

вом Nd $\epsilon_{Nd}(t) = +1.5 \dots -0.7$; $t_{Nd(DM-2)} = 0.8-1.0$ млрд лет (табл. 1, анализы 15, 16). Сходный изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(t) = +0.3 \dots +0.4$; $t_{Nd(DM-2)} = 0.87-0.88$ млрд лет (табл. 1, анализы 17, 18) характерен для поздне меловых гранитоидов, проявленных на крайнем юге Сихотэ-Алиня, в зоне сочленения с окружающими раннепалеозойскими блоками (рис. 1).

Домеловые гранитоиды докембрийских-раннепалеозойских блоков окружения Сихотэ-Алиня изучены на примере Ханкайского и Лаоелин-Гродекского террейнов. Изотопный состав гранитоидов обнаруживает значительные вариации, зависящие от типа пород и природы вмещающих блоков. Так, ордовикские известково-щелочные гранитоиды Шмаковского массива в Ханкайском террейне характеризуются $\epsilon_{Nd}(t) = -3.3$ и $t_{Nd(DM-2)} = 1.5$ млрд лет (табл. 1, анализ 19). Одновозрастные им умеренно-щелочные гранитоиды о-ва Русский характеризуются значительно более высокими значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ (+3.9) и молодым модельным возрастом (0.9 млрд лет; табл. 1, анализ 20). Еще более радиогенный состав неодима ($\epsilon_{Nd}(t) = +2.0 \dots +2.5$; $t_{Nd(DM-2)} = 0.83-0.87$ млрд лет) зафиксирован в позднепалеозойских гранитоидах

Лаоелин-Гродекского террейна (табл. 1, анализы 21, 22).

Обобщение приведенных в нашей работе и полученных в ходе предшествующих исследований [4, 15] данных по изотопному составу Nd в породах Южного Приморья позволяет конкретизировать выводы, сделанные на основе геологических сведений [3], и получить информацию о природе и источниках вещества аккреционной коры Сихотэ-Алиня.

Результаты изучения изотопного состава Nd в метаморфических комплексах юга Дальнего Востока России [15] свидетельствуют, что для докембрийских-раннепалеозойских метапелитов региона характерны модельные возрасты $t_{Nd(DM)} = 1.5-2.0$ млрд лет, в то время как метабазиты характеризуются модельным возрастом 1.3-1.7 млрд лет. Для палеозойских гранитоидов, прорывающих древние блоки окружения Сихотэ-Алиня, модельные возрасты $t_{Nd(DM-2)}$ изменяются в широких пределах (0.83-1.5 млрд лет). Как следствие синхронный размыв этих блоков мог обеспечить (при наличии дополнительного источника ювенильного материала, представленного островодужными базальтами) формирование осадочных толщ с Nd-изотопными характеристиками,

соответствующими породам Самаркинской аккреционной призмы ($t_{Nd(DM)} = 1.0-1.3$ млрд лет). Однако аркозовые осадки Таухинского и Журавлевского террейнов, обладающие $t_{Nd(DM)} = 2.0-2.1$ млрд лет, не могли быть образованы за счет размыва этих геологических комплексов, что демонстрирует рис. 2. Для этих пород необходимо предполагать другие, более “зрелые” в изотопном отношении, источники осадочного материала. Судя по резким различиям комплексов раннемеловой фауны, описанных в отложениях этих террейнов (бореальные комплексы в Журавлевском и тетические в Таухинском [3, 11]), источники кластического материала для этих толщ были географически разобщены: в первом случае возможным источником сноса была восточная оконечность Сибирского кратона, во втором – комплексы восточной окраины Сино-Корейского кратона или его палеозойского обрамления.

Сопоставление изотопного состава Nd в мезозойских гранитоидах Сихотэ-Алиня и осадочных породах верхней коры вмещающих их террейнов (рис. 2) свидетельствует, что модельные возрасты гранитоидов соответствуют модельным возрастам верхнекоровых осадков соответствующих блоков (для плюмазитовых гранитоидов) либо демонстрируют более молодые значения (для известково-щелочных и умеренно-щелочных разностей). Этот факт указывает на отсутствие на глубинных уровнях коры Сихотэ-Алиня изотопно более “древних” (в сравнении с осадками верхней коры) субстратов. Напротив, систематическое повышение $\epsilon_{Nd}(t)$ и омоложение модельного возраста в известково-щелочных гранитоидах (в сравнении с осадочными породами и S-гранитами, имеющими метаосадочный источник) свидетельствуют о том, что осадочные толщи подстилаются геологическими комплексами, обогащенными радиогенным неодимом, а следовательно, – имеющими ювенильную природу. Таким образом, результаты проведенных изотопных исследований подтверждают выводы, полученные при детальном геологическом изучении аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня, указывая на отсутствие древнего домезозойского фундамента под его складчатыми сооружениями.

ВЫВОДЫ

1. Формирование мезозойских осадочных толщ Сихотэ-Алиня произошло за счет поступления осадочного материала с геологических блоков различной природы. Наряду с докембрийскими и палео-

зойскими геологическими комплексами окружения Сихотэ-Алиня, вероятно, присутствовали также образования восточной части Сибирского и Сино-Корейского кратонов.

2. Складчатые сооружения Сихотэ-Алиня подстилаются комплексами ювенильной коры. Домезозойский сиалический фундамент в регионе отсутствует.

Работа выполнена при финансовой поддержке президиума СО РАН (ИП № 79), президиума ДВО РАН (проект № 12-I-0-ОНЗ-07), президиума УрО РАН (проект № 12-С-5-1022) и РФФИ (проект № 10-05-00486).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 3–17.
2. Kruk N., Rudnev S., Vladimirov A., et al. // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 928–948.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 979 с.
4. Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю. // ДАН. 2010. Т. 435. № 3. С. 365–368.
5. Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 417–444.
6. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
7. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
8. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
9. Keto L.S., Jacobsen S.B. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.
10. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Evolution and Composition. L.: Blackwell, 1985. 312 p.
11. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 230 с.
12. Крук Н.Н., Валуй Г.А., Голозубов В.В. и др. В сб.: Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 187–189.
13. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А. и др. // ДАН. 2008. Т. 420. № 5. С. 664–668.
14. Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А. // ДАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 516–520.
15. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В. и др. // В сб.: Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. Хабаровск: Изд-во ИТИГ ДВО РАН, 2011. С. 66–68.