

ДАТИРОВАНИЕ СИЕНИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ (СКОРОСТЬ ВЫВЕДЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ АККРЕЦИОННЫХ СТРУКТУР НА ПОВЕРХНОСТЬ)

© 2004 г. Дж. К. Хоуриган*, А. В. Соловьев**, Г. В. Леднева**, Дж. И. Гарвер***, М. Т. Брэнндон****, П. В. Райнер****

*Стэнфордский Университет, Стэнфорд, США

**Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180, Москва, Старомонетный пер., 22e-mail: solov@ilran.ru

***Юнион Колледж, Скенектади, США

****Йельский Университет, Нью-Хевен, США

Поступила в редакцию 13.03.2002 г.

Проведено изотопное термохронологическое изучение циркона (U/Pb – SHRIMP и трековое датирование) и апатита (трековое и (U–Th)/He датирование) из сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки. Исследование позволило установить время внедрения интрузии и количественно оценить скорости их выведения на поверхность. Возраст кристаллизации интрузий, согласно данным U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов, соответствует концу мела – началу палеогена (63.0 ± 0.6 и 70.4 ± 0.7 млн. лет). Начиная с 25 млн. лет назад по ныне, скорость остывания интрузий, связываемая нами с их выведением на поверхность, изменялась в пределах от $4^\circ\text{C}/\text{млн. лет}$ до $20^\circ\text{C}/\text{млн. лет}$. Если принять геотермический градиент за $30^\circ\text{C}/\text{км}$, то скорость эксгумации интрузий с конца олигоцена по ныне варьировала в интервале от 0.18 км/млн. лет до 0.67 км/млн.

ВВЕДЕНИЕ

Количественная оценка скоростей выведения комплексов на поверхность в пределах конвергентных областей является одной из наиболее актуальных проблем современной геодинамики. Такая оценка стала возможной с появлением новых, высокоточных методов датирования различных минералов и развитием концепции температур закрытия изотопных систем в разных минералах. Термохронология – метод реконструкции термальной истории геологических комплексов по кажущимся изотопным возрастам, широко применяется при изучении тектонических процессов. К сожалению, в России исследования такой направленности единичны, прежде всего, из-за отсутствия в лабораторной базе. Нами были датированы циркон (U/Pb – SHRIMP и трековое датирование) и апатит (трековое и (U–Th)/He датирование), выделенные из сиенитов восточного склона Срединного хребта Камчатки. Это позволило, установить время кристаллизации интрузий и количественно оценить скорости их выведения на поверхность. Таким образом, на примере сиенитовых массивов показаны методические аспекты изучения процессов обнажения в конвергентных областях.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИНТРУЗИЙ СИЕНИТОВ В СТРУКТУРЕ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

На восточном склоне Срединного хребта Камчатки выделяются три докайнозойских структурных комплекса (снизу вверх): 1) высокометаморфизованные породы ядра (колпаковский комплекс); 2) метаморфические породы чехла (малкинский комплекс: шихтинская, андриановская, хейванская, химкинская свиты); 3) неметаморфизованные вулканогенные и осадочные отложения меловой островодужной системы (ирунейская и кирганинская свиты). В Срединном хребте метатерригенная шихтинская свита (камчатская серия) по надвику [1] перекрывается метавулканогенной андриановской свитой. На отложения андриановской свиты надвинуты верхнемеловые островодужные комплексы (ирунейская и кирганинская свиты), фрагментами подводных каналов которых часто считаются многофазные дунит-клинопироксенитовые и клинопироксен-габбровые массивы (например, Левоандриановский массив, рис. 1) [2].

Интрузии сиенитов, развитые в пределах восточных склонов Срединного хребта Камчатки, прорывают метаморфизованные в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях туфогенно-терригенные и вулканогенно-терригенные толщи островодужной природы (андриановская свита) проблематичного возраста, а также многофазные

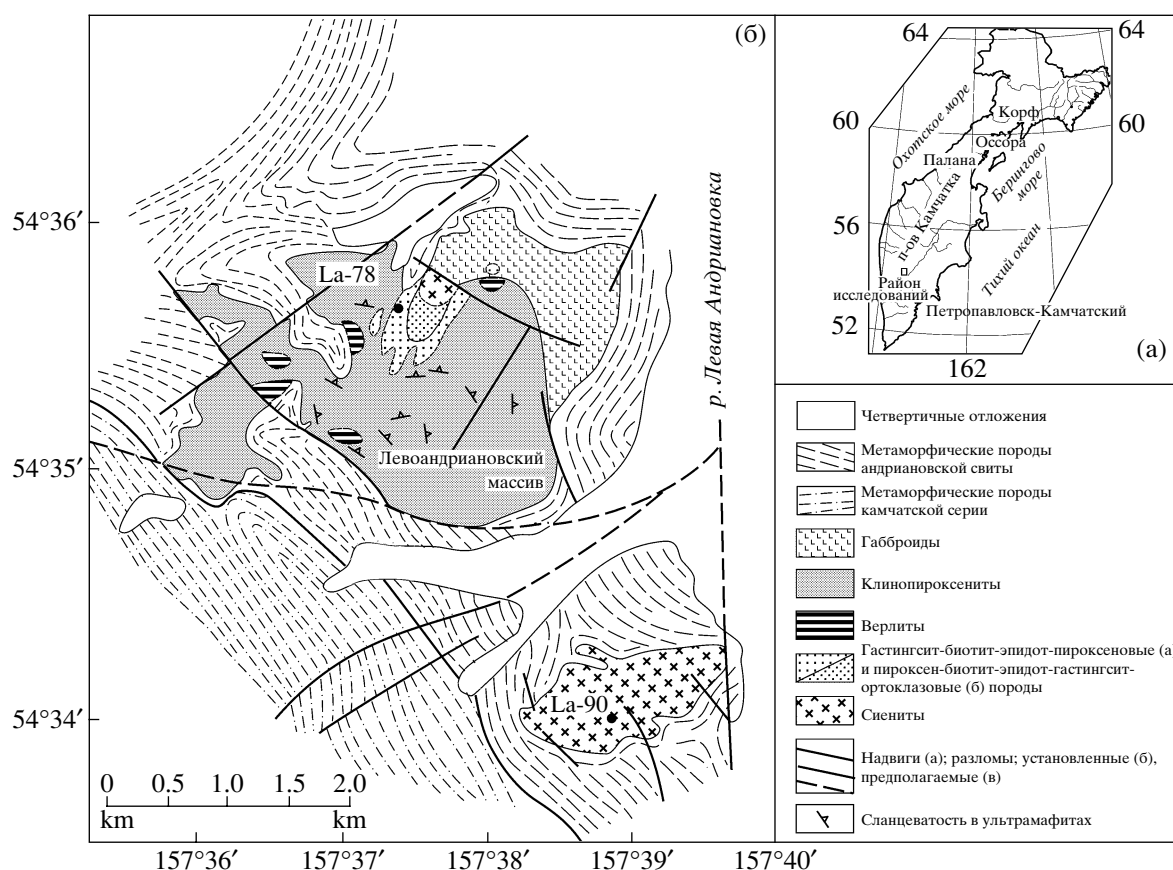


Рис. 1. Схема геологического строения Левоандриановского массива и сиенитовых интрузий восточного склона Среднего хребта Камчатки (по [2] с учетом данных М.Н. Шапиро).

массивы дунит–клинопироксенит и клинопироксенит–габбрового составов [2]. В краевых частях интрузии сиенитов расланцованы (устное сообщение М.Н. Шапиро), что позволяет предполагать, что их внедрение происходило до метаморфического события, с которым связано изменение пород андриановской свиты. Метаморфизованные островодужные отложения (андриановская свита) образуют серию тектонических пластин, находятся в аллохтонном залегании и надвинуты на гнейсы камчатской серии [1]. Протолитом гнейсов камчатской серии служили раннеэоценовые осадки, сформированные в окраинно-континентальной обстановке [3].

Изученные нами образцы были отобраны из двух интрузий сиенитов в среднем и верхнем течении р. Левая Андриановка (рис. 1). Один из них (образец LA-90) из массива апосиенитов, прорывающего метаморфизованные в амфиболитовой фации туфо-терригенные отложения андриановской свиты; другой (образец LA-78) – из интрузивного тела сиенитов среди клинопироксенитов ультрабазит-базитового Левоандриановского массива (рис. 1). Образец LA-90 – гастингсит-пироксенит-ортоклазовый сиенит-фенит трахито-

идной структуры. Образование этих пород связывается с автометасоматическим преобразованием амфиболовых сиенитов при 500–550°C на постмагматической стадии становления массива [2]. Образец LA-78 – гастингсит-биотит-эпидот-альбит-пироксен-калишпатовая порода, представляющая собой продукт реакционного взаимодействия щелочного “сиенитового” расплава и клинопироксенитов Левоандриановского массива [2].

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ

Развитие методов изотопной геохронологии привело к появлению понятий – истинный возраст, кажущийся возраст и температура закрытия изотопной системы (например, [4]¹). Истинный возраст породы (минерала) соответствует интервалу времени между ее формированием и настоящим временем. Под формированием для магматичес-

¹ В западной научной литературе данным понятиям и различным аспектам, с ними связанным, посвящены сотни публикаций. Для российских читателей дается ссылка на современную работу, в которой рассматриваются данные понятия и рассчитанную на широкий круг специалистов.

ких пород понимают время кристаллизации, для осадочных – время осадконакопления (или литификации). Сложнее дело обстоит с метаморфическими породами, для которых следует различать возраст протолита и возраст метаморфизма. Кажущийся возраст – это возраст породы (минерала), полученный каким-либо изотопным методом и отличающийся от истинного возраста. Температура закрытия (или температура блокирования) изотопной системы – это температура, при которой скорость потерь того или иного изотопа за счет диффузии становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления [5]. Значение кажущегося возраста, измеренное при датировании, представляет собой промежуток времени с момента, когда исследуемый минерал последний раз остыл ниже температуры закрытия изотопной системы, при условии, что с этого момента изотопная система оставалась закрытой. Разные изотопные системы в различных минералах и породах имеют разные температуры закрытия (например, [4–7]). Таким образом, становится возможным, датируя разные минералы из одной породы разными геохронологическими методами, реконструировать историю ее остывания (термотектоническую историю).

В нашем исследовании были датированы циркон (U/Pb (SHRIMP), трековое датирование) и апатит (трековое датирование, $(U-Th)/He$). Цирконы и апатиты были выделены из двух образцов сиенитов (рис. 1; обр. LA-78, LA-90) в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН по стандартной методике.

U/Pb (SHRIMP) датирование циркона

U/Pb изотопная система в цирконах имеет высокую температуру закрытия, оцениваемую как $>900^\circ C$ [8]. Считается, что возраст магматического циркона, измеренный U/Pb методом, определяет время внедрения интрузивных пород, а U/Pb система весьма устойчива к термальным воздействиям.

Около 50 зерен циркона было отобрано из каждого образца. Цирконы из образца и цирконы стандарта AS57 [9] помещались в эпоксидную смолу и полировались. Зерна циркона проверялись на отсутствие трещин и включений в отраженном и проходящем свете при увеличении 20х. Для изучения зональности и внутренней структуры полированных цирконов использовался катодоллюминесцентный детектор, смонтированный на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600 (рис. 2, 3).

Изотопные измерения проводились на SHRIMP-RG (Sensitive High Resolution Ion Micro-Probe – Reverse Geometry – чувствительный ионный зонд высокого разрешения – обратная геометрия) в микроаналитическом центре Станфорд-USGS по стандартной методике [10]. Пучок отрицательно заряженных ионов кислорода диаметром $\sim 30 \mu m$ используется для ионизации вещества анализируемого кристалла. Каждое измерение состояло из пяти циклов, причем после четырех или пяти измерений для кристаллов с неизвестным возрастом проводилось измерение возрастного стандарта AS57. Концентрации урана и тория калибровались по SL13 [11].

Для возрастов, приведенных в табл. 1, проведена ^{207}Pb -корректировка, которая базируется на допущении, что в незначительно дискордантных цирконах присутствует простая смесь обычного и радиогенного свинца. Измеренное отношение $^{207}Pb/^{206}Pb$ используется для корректировки обычного свинца. Возраста рассчитаны экстраполяцией измеренных данных на конкордию вдоль линии, соответствующей модельному составу обычного свинца [12] при аппроксимации для возраста единичных зерен. Изучение катодоллюминесцентных имиджей зерен показало, что в них отсутствуют ядра ксенокристаллитов (рис. 2а, 3а).

Цирконы в образце LA-78 представлены крупными ($\sim 200-400 \mu m$) зональными идиоморфными кристаллами (рис. 2а). Возраст, рассчитанный по средневзвешенному значению ^{207}Pb , скорректированному по $^{206}Pb/^{238}U$ возрастам, для 14 датированных зерен равен 63.0 ± 0.6 млн. лет ($\pm 1\sigma$) (рис. 2б). СКВО = 0.86 показывает, что разброс данных связан с аналитическими неточностями. Возраст одного зерна с высокими содержаниями урана и тория был отбракован.

Цирконы в образце LA-90 представлены мелкими ($\sim 100 \mu m$) зональными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами (рис. 3а). Возраст, рассчитанный по средневзвешенному значению ^{207}Pb , скорректированному по $^{206}Pb/^{238}U$ возрастам, для 15 датированных зерен соответствует 70.4 ± 0.7 ($\pm 1\sigma$) млн. лет (рис. 3б). Разброс данных связан только с аналитическими неточностями, так как СКВО = 0.60.

Таким образом, возраст кристаллизации цирконов в двух образцах соответствует 63.0 ± 0.6 и 70.4 ± 0.7 млн. лет и отражает время внедрения сиенитовых интрузий.

Трековое датирование циркона и апатита

Трековое датирование основано на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (U^{238}), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [13–15]. Подсчет треков в минералах можно проводить при помощи оптического микроскопа, так как их размер может быть увеличен путем химического травления определенным реагентом [5, 16]. Накопление треков в минерале с течением времени – процесс,

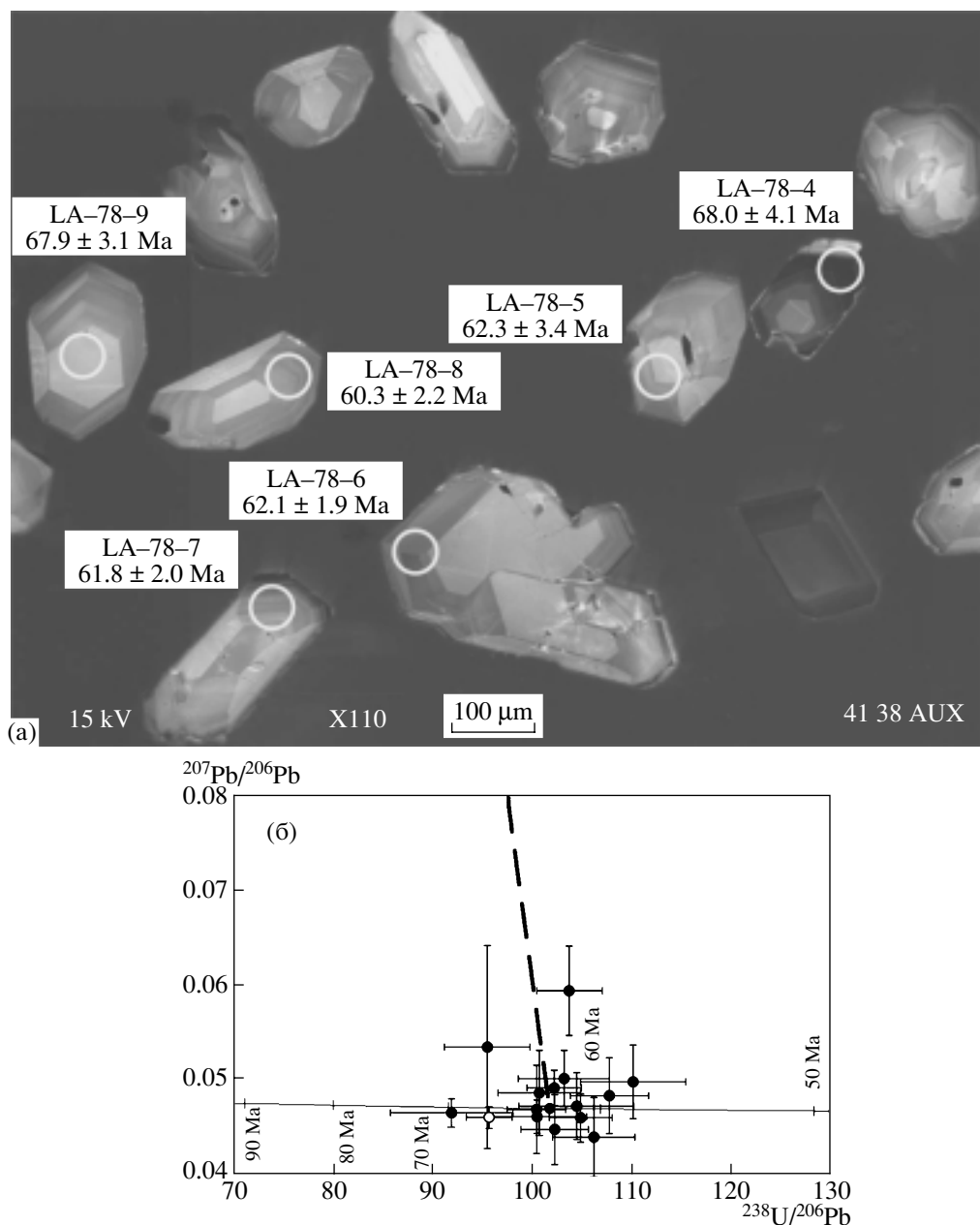


Рис. 2. а – катодолуминесцентные имиджи кристаллов циркона из образца LA-78 с номерами датированных зерен. Белыми кружками показаны точки анализов. Ма – возраст в млн. лет ($\pm 1\sigma$).

б – График Тера-Вассербурга для образца LA-78. Горизонтальная сплошная линия – конкордия. Пунктирная линия – линия смещения радиогенного свинца (рассчитанного как взвешанное значение ^{207}Pb -корректированных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов) и модельного обычного свинца [12]. Некорректированные изотопные отношения показаны с ошибкой ($\pm 1\sigma$). Ма – возраст в млн. лет.

аналогичный накоплению радиогенных изотопов в результате радиоактивного распада. Отжиг (исчезновение) треков в большинстве минералов происходит при температуре более 300°C .

Отжиг треков зависит от двух параметров: времени и температуры. Температура отжига треков в апатите и цирконе была изучена лабораторно, эксперименты показали, что треки в апа-

тите исчезают при значительно более низкой температуре, чем треки в цирконе [16]. Для описания процесса отжига треков используется понятие “зона частичного отжига” (PAZ – partial annealing zone). Зона частичного отжига – это температурный интервал, в котором существующие в минерале треки отжигаются лишь частично. Нижний и верхний температурные пределы определяются по количеству отожденных треков и

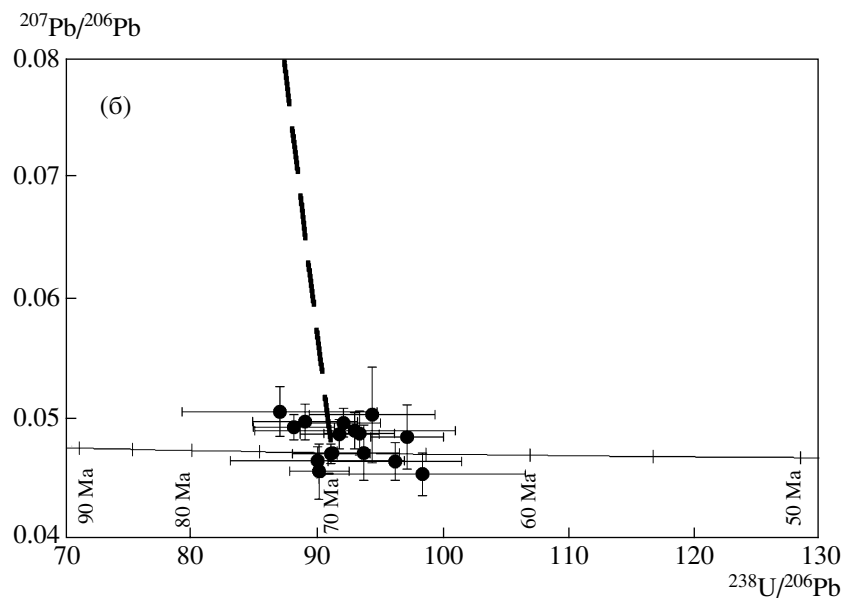
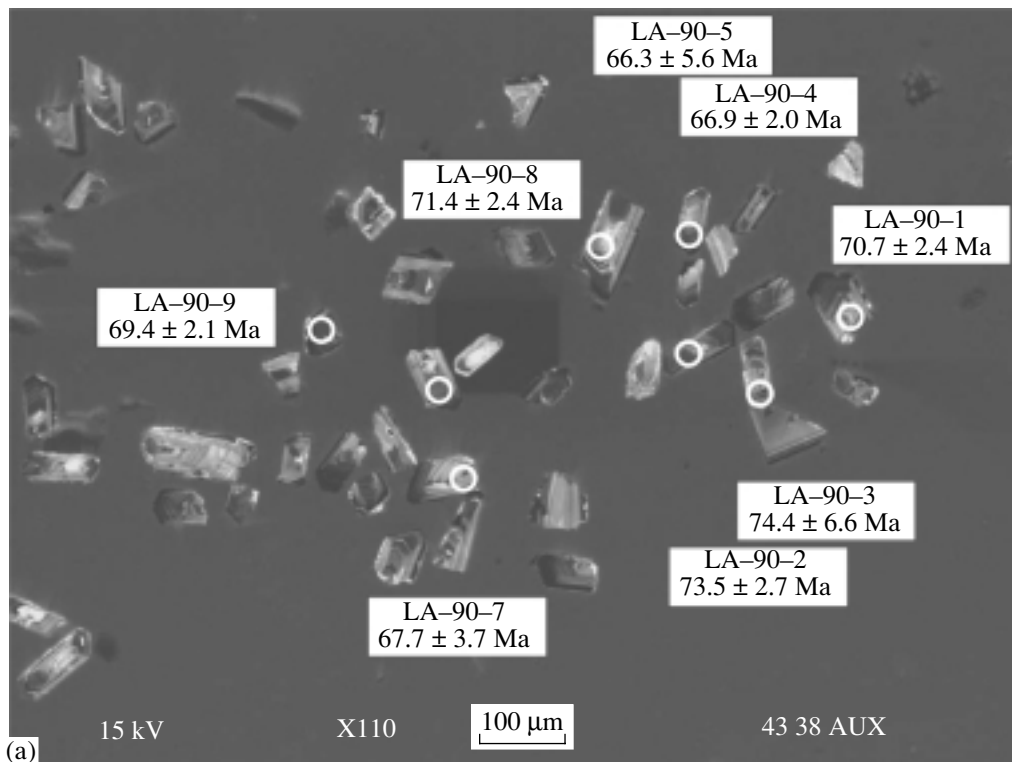


Рис. 3. а – катодолуминесцентные имиджи кристаллов циркона из образца LA-90 с номерами датированных зерен. Белыми кружками показаны точки анализов. Ма – возраст в млн. лет ($\pm 1\sigma$).

б – График Тера-Вассербурга для образца LA-90. Горизонтальная сплошная линия – конкордия. Пунктирная линия – линия смещения радиогенного свинца (рассчитанного как взвешанное значение ^{207}Pb -корректированных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов) и модельного обычного свинца [12]. Некорректированные изотопные отношения показаны с ошибкой ($\pm 1\sigma$). Ма – возраст в млн. лет.

соответствуют 10% и 90%. Так для природного циркона зона частичного отжига ограничивается интервалом от 180° до 240°C при времени прогрева от 1 до 25 млн. лет, а для апатита – от 40° до 120°C. Нижний предел зоны частичного отжига

определяет температуру, при которой треки только начинают отжигаться. Если принять, что средний температурный градиент, характерный для континентальной коры, составляет 25° С/км и средняя поверхностная температура около 10°C,

Таблица 1. U/Pb возраст единичных зерен циркона из сиенитовых интрузий Срединного хребта (Камчатка)

Номер зерна	U г/г	Th г/г	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Возраст ($\pm 1\sigma$)*
La-78-1	1703	1945	1.14	0.0468 ± 0.0015	91.98 ± 6.16	70.8 ± 4.7
La-78-2	438	184	0.42	0.0504 ± 0.0030	103.28 ± 4.59	62.8 ± 2.8
La-78-3	1046	973	0.93	0.0494 ± 0.0019	102.28 ± 2.72	63.5 ± 1.7
La-78-4	4566	3260	0.71	0.0464 ± 0.0011	95.74 ± 2.30	68.0 ± 1.6
La-78-5	303	184	0.61	0.0475 ± 0.0035	104.53 ± 5.78	62.2 ± 3.4
La-78-6	620	457	0.74	0.0463 ± 0.0025	104.96 ± 3.16	62.1 ± 1.9
La-78-7	283	105	0.37	0.0597 ± 0.0047	103.82 ± 3.29	61.8 ± 2.0
La-78-8	238	108	0.45	0.0486 ± 0.0040	107.85 ± 3.96	60.3 ± 2.2
La-78-9	95	37	0.38	0.0538 ± 0.0107	95.54 ± 4.29	67.6 ± 3.1
La-78-10	242	152	0.63	0.0472 ± 0.0047	100.49 ± 2.95	64.8 ± 1.9
La-78-11	426	215	0.50	0.0451 ± 0.0037	102.33 ± 3.38	63.8 ± 2.1
La-78-12	256	154	0.60	0.0489 ± 0.0045	100.81 ± 4.16	64.4 ± 2.7
La-78-13	397	181	0.46	0.0501 ± 0.0039	110.23 ± 5.30	58.9 ± 2.8
La-78-14	1417	957	0.68	0.0464 ± 0.0018	100.56 ± 4.99	64.8 ± 3.2
La-78-15	197	75	0.38	0.0443 ± 0.0042	106.27 ± 4.13	61.5 ± 2.4
Усредненный возраст				63.0 ± 0.6 млн. лет, СКВО = 0.86, $n = 14/15$		

La-90: циркон из интрузии сиенитов (рис. 1, 3)

Номер зерна	U г/г	Th г/г	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Возраст ($\pm 1\sigma$)
La-90-1	2010	967	0.48	0.0490 ± 0.0012	91.81 ± 3.12	70.7 ± 2.4
La-90-2	2543	1175	0.46	0.0496 ± 0.0010	88.20 ± 3.21	73.5 ± 2.7
La-90-3	1300	711	0.55	0.0508 ± 0.0021	87.04 ± 7.75	74.4 ± 6.6
La-90-4	616	177	0.29	0.0487 ± 0.0027	97.16 ± 2.88	66.9 ± 2.0
La-90-5	1166	315	0.27	0.0456 ± 0.0018	98.37 ± 8.36	66.3 ± 5.6
La-90-6	722	180	0.25	0.0459 ± 0.0023	90.20 ± 2.37	72.2 ± 1.9
La-90-7	1640	537	0.33	0.0467 ± 0.0016	96.20 ± 5.29	67.7 ± 3.7
La-90-8	3533	1597	0.45	0.0473 ± 0.0008	91.14 ± 3.08	71.4 ± 2.4
La-90-9	702	117	0.17	0.0474 ± 0.0023	93.74 ± 2.81	69.4 ± 2.1
La-90-10	1750	1111	0.63	0.0500 ± 0.0015	89.08 ± 4.17	72.8 ± 3.4
La-90-11	642	182	0.28	0.0506 ± 0.0040	94.40 ± 5.01	68.6 ± 3.6
La-90-12	2939	1001	0.34	0.0499 ± 0.0012	92.13 ± 2.95	70.4 ± 2.3
La-90-13	1499	798	0.53	0.0493 ± 0.0015	93.03 ± 7.96	69.8 ± 5.9
La-90-14	2459	2862	1.16	0.0468 ± 0.0012	90.04 ± 6.90	72.3 ± 5.5
La-90-15	1075	648	0.60	0.0491 ± 0.0018	93.37 ± 2.81	69.5 ± 2.1
Усредненный возраст				70.40 ± 0.7 млн. лет, СКВО = 0.60, $n = 15/15$		

* Возрасты индивидуальных зерен, рассчитанные по средневзвешенному значению ^{207}Pb , скорректированному по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастам.

то неотожженные треки сохраняются в апатите до глубины около 1.2 км, а в цирконе – до 7 км [17, 18].

Другое важное понятие, применяемое при трековом датировании, - “эффективная температура закрытия”. Закрытие трековой системы происходит во время охлаждения породы в пределах зоны частичного отжига на рубеже эффективной тем-

пературы закрытия, этот момент фиксирует трековый возраст образца. Эффективная температура закрытия соответствует температуре, при которой становится устойчивым более чем 50% треков [16]. Если принять, что образец монотонно остывает в условия типичных для геологических процессов (скорость около $10^\circ \text{C}/\text{млн. лет}$), то

Таблица 2. Трековые датировки циркона и апатита из сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта (Камчатка)

Номер образца	Минерал	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i	ρ_d	n	χ^2	Возраст	-1σ	$+1\sigma$	$U \pm 2se$	Длина треков	(n)
LA-78	циркон	5.43	1568	8.82	2547	2.64	20	76.6	25.3	-1.2	+1.3	405.2 ± 29.3	11.89 ± 1.29	(20)
LA-78	апатит	0.092	54	0.803	472	28.5	45	29.5	18.4	-2.5	+2.7	11.2 ± 1.2		
LA-90	циркон	10.4	743	16.9	1211	2.62	12	79.6	24.9	-1.4	+1.5	784.7 ± 65.7	13.06 ± 2.04	(11)
LA-90	апатит	0.061	59	0.529	511	29.0	36	79.4	18.9	-2.4	+2.7	7.3 ± 0.7		
LA-90A	циркон	10.0	1050	17.0	1779	2.59	20	90.9	23.8	-1.2	+1.3	795.3 ± 61.4		

Примечание.: ρ_s – плотность треков спонтанного деления ^{238}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$), N_s – количество подсчитанных треков спонтанного деления, ρ_i – плотность треков индуцированного деления ^{238}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$), ρ_d – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановая слюда) ($\text{см}^{-2} \times 10^5$), n – количество датированных зерен, χ^2 – хи-квадрат вероятность в процентах.

эффективная температура закрытия для циркона будет соответствовать $225^\circ\text{--}240^\circ\text{C}$ [17], а для апатита – $105^\circ\text{--}117^\circ\text{C}$ [19].

Определение трековых возрастов циркона и апатита проведено в лаборатории Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США). Минералы датированы с использованием метода внешнего детектора треков [16]. Зерна циркона были впрессованы в две пластинки FEP Teflon^{MT} размером $2 \times 2 \text{ см}^2$, а зерна апатита – эпоксидную смолу на стекле. Лабораторные препараты обдирались на абразивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст ($9 \mu\text{м}$ и $1 \mu\text{м}$), и пасты Al_2O_3 $0.3 \mu\text{м}$ на конечной стадии. Химическое травление циркона производилось составом NaOH-KOH при температуре 228°C в течение 15 час (первая пластинка) и 25 час (вторая пластинка). Апатит протравлен 5M HNO_3 в течение 20 сек при комнатной температуре. Лабораторные препараты с зернами минералов покрывались детектором (низкоурановая слюда) и облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{15} нейтрон/ см^2 для циркона и 8×10^{15} нейтрон/ см^2 для апатита (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-5 для циркона, CN-1 для апатита). Травление слюды проводилось концентрированной HF в течение 15 минут при температуре 22°C . ζ -фактор [16] для циркона, вычисленный по 12 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф) равнялся 310.66 ± 6.47 ($\pm 1\sigma$). ζ -фактор [16] для апатита, вычисленный по 4 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф) равнялся 112.49 ± 7.53 ($\pm 1\sigma$). При подсчете треков использовался микроскоп Olympus VN-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение $1562.5 \times$, сухой метод. Для вычисления возраста зерен (табл. 2) использована программа М.Т. Брэндона (Йельский университет, США) – Zetaage 4.7.

Трековое датирование циркона показало (табл. 2), что последнее остывание сиенитовых ин-

трузий ниже $233 \pm 6^\circ\text{C}$ [17] произошло 24–25 млн. лет назад, а ниже $111 \pm 6^\circ\text{C}$ [19], согласно данным по апатиту (табл. 2), интрузии остыли на рубеже 18–19 млн лет назад.

(U-Th)/He датирование

(U-Th)/He датирование базируется на α -распаде ^{235}U , ^{238}U и ^{232}Th . Основным дочерним продуктом распада этих нуклидов является He. Способность кристаллической решетки твердых материалов удерживать He, прежде всего, зависит от температуры [20]. При монотонном остывании со скоростью $10^\circ\text{C}/\text{млн}/\text{лет}$ потери He в кристаллах апатита прекращаются при температуре ниже $65 \pm 5^\circ\text{C}$ [21], что соответствует температуре закрытия системы (U-Th)/He. Таким образом, (U-Th)/He возраста соответствуют времени остывания породы ниже температуры $65 \pm 5^\circ\text{C}$.

(U-Th)/He датирование проводилось в лаборатории Йельского Университета (Нью-Хевен, США). Из каждого образца было датировано по две навески идиоморфных кристаллов апатита без включений и трещин. Замеры размеров зерен были использованы для корректировки потерь He в соответствии с [22]. Апатит из сиенитовых интрузий имеет (U-Th)/He возраст около 8 млн лет, то есть массивы остыли ниже температуры 65°C в позднем миоцене.

Таблица 3. Результаты (U-Th)/He датирования апатита из сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта (Камчатка)

Номер образца	Номер навески	Скорректированный возраст, млн. лет	Ошибка ($\pm 2\sigma$)
LA-78	1	7.20	0.86
	2	7.98	0.96
LA-90	1	9.04	1.08
	2	8.64	1.03

ОБСУЖДЕНИЕ

Становление сиенитовых интрузий

Сиенитовые интрузии восточного склона Срединного хребта Камчатки, прорывающие метаморфизованные толщи островодужной природы (андриановская свита), согласно данным U/Pb (SHRIMP) датирования, кристаллизовались в конце позднего мела – палеоцене (70.4 ± 0.7 и 63.0 ± 0.6 млн. лет). Кроме того, известны данные Rb/Sr датирования. Семь проанализированных проб (4 валовые пробы и 3 монофракции клинопироксена) из Левоандриановского массива образуют тренд, соответствующий возрасту 65.75 ± 0.68 млн. лет и первичному изотопному составу стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703540 \pm 0.00006$, СКВО = 0.18 анализа [23, 24].

Краевые части сиенитовых интрузии расланцованы (устное сообщение М.Н. Шапиро), по-видимому, их внедрение происходило до метаморфического события, с которым связано изменение пород андриановской свиты. Многофазные дунит-клинопироксенитовые и клинопироксен-габбровые массивы (например, Левоандриановский массив, рис. 1) часто считаются фрагментами подводных каналов верхнемеловых островодужных комплексов (ирунейская и кирганикская свита) [25], в современной структуре надвинутых на метаморфиты андриановской свиты. Формирование ирунейской свиты сантон(?)–кампан-маастрихтского возраста и кирганикской свиты позднекампан(?)–датского возраста связывают с эволюцией островной дуги и окраинного моря, отделявшего ее от континентальной окраины [26]. Согласно палеомагнитным данным островная дуга находилась на значительном расстоянии к югу от своего современно-

менного положения [27]. Таким образом, отложения ирунейской и кирганикской, а, возможно, андриановской свит в конце мела – палеоцене располагались южнее, и внедрение сиенитовых массивов произошло в основании перемещавшейся к северу островной дуги.

Коллизия меловой островной дуги с Евразийской окраиной или Западно-Камчатской микроплитой [28] в центральной Камчатке произошла в конце палеоцена – раннем эоцене [29]. Островодужные комплексы андриановской свиты и прорывающие их интрузии сиенитов были обдуцированы на отложения континентальной окраины (камчатская серия).

Пост-коллизийное обнажение сиенитовых интрузий

Начиная с эоценового времени интрузии сиенитов, по-видимому, находились *in situ*, и их дальнейшая эволюция определялась выведением на поверхность за счет воздымания и эрозии горного сооружения. В табл. 4 сведены термохронологические данные и приведены температуры закрытия различных изотопных систем. Согласно данным трекового датирования циркона и апатита остывание массивов ниже температуры $233 \pm 6^\circ\text{C}$ произошло около 25 млн. лет назад, а ниже $111 \pm 6^\circ\text{C}$ – 19 млн. лет назад (рис. 4). Если остывание было монотонным, то его скорость в интервале между 25 и 19 млн. лет составила $\sim 20^\circ\text{C}/\text{млн. лет}$. Гипотетически принимая геотермический градиент за $30^\circ\text{C}/\text{км}$, можно рассчитать, что изотерма 233°C находится на глубине около 8 км, а 111°C – на 4 км. Значит, за 6 млн. лет (разница между тре-

Таблица 4. Сводная таблица термохронологических данных для сиенитовых интрузий Срединного хребта (Камчатка)

Геохронологическая система	Номер образца	Возраст ($\pm\sigma$), млн. лет	Температура закрытия изотопных систем
Апатит – (U-Th)/He	LA-78	7.20 ± 0.43	$65 \pm 5^\circ\text{C}$ [21]
		7.98 ± 0.48	
	LA-90	9.04 ± 0.54	
Апатит-трековое датирование	LA-78	18.4 ± 2.7	$111 \pm 6^\circ\text{C}$ [19]
	LA-90	18.9 ± 2.7	
	LA-90A	23.8 ± 1.3	
Циркон-трековое датирование	LA-78	25.3 ± 1.3	$233 \pm 6^\circ\text{C}$ [17]
	LA-90	24.9 ± 1.5	
	LA-90A	23.8 ± 1.3	
Rb/Sr – изохрона по валовым пробам и монофракциям клинопироксена (Беляцкий и др., 2002)		65.75 ± 0.68	$\sim 700 \pm 50^\circ\text{C}$ [7]
Циркон – U/Pb (SHRIMP)	LA-78	63.0 ± 0.6	$>900^\circ\text{C}$ [8]
	LA-90	70.4 ± 0.7	

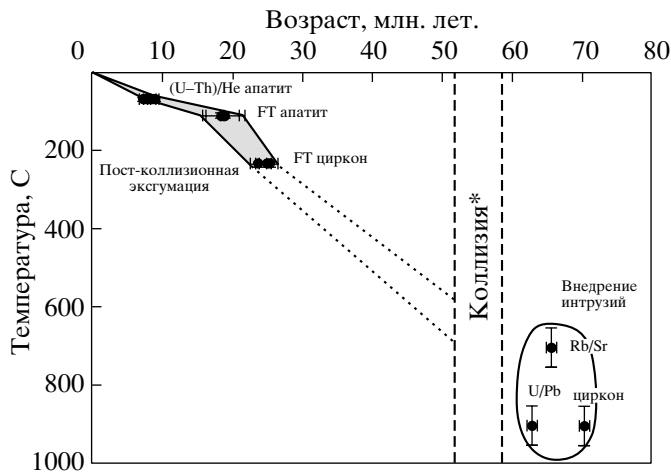


Рис. 4. Термохронологическая и тектоническая история сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки. Возраст коллизии меловой островной дуги в центральной Камчатке по [29]. Сводные данные приведены в табл. 4.

ковыми возрастными циркона и апатита) интрузии были выведены ближе к поверхности на 4 км, что соответствует скорости обнажения 0.67 км/млн. лет. Использование термохронологической пары: трековый возраст апатита – (U–Th)/He возраст апатита, для аналогичных расчетов показывает, что скорость остывания массивов в интервале 19 и 8 млн. лет составляла 4°C/млн. лет, а скорость обнажения – 0.18 км/млн. лет. Вычисления для пары: (U–Th)/He возраст апатита – современность, принимая среднюю температуру земной поверхности на 10°C, дают в интервале 8 и 0 млн. лет скорость остывания – 7°C/млн. лет, а скорость выведения компонентов на поверхность – 0.25 км/млн. лет.

Таким образом, с конца олигоцена воздымание Срединного хребта Камчатки происходило, по-видимому, за счет андерплейтинга, связанного с субдукцией Тихоокеанской плиты под Камчатку. Скорость андерплейтинга, вероятно, была близка к скорости обнажения, оцененной в интервале от 0.18 км/млн. лет до 0.67 км/млн. лет.

ВЫВОДЫ

1. На примере сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки показана возможность количественной оценки скоростей выведения комплексов на основе термохронологического анализа.

2. Время внедрения сиенитовых интрузий, согласно данным U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов, соответствует концу мела – началу палеогена (63.0 ± 0.6 и 70.4 ± 0.7 млн. лет).

3. Начиная с 25 млн. лет назад по ныне, скорость остывания интрузий, связываемая нами с их выведением на поверхность, изменялась в пределах от 4°C/млн. лет до 20°C/млн. лет.

4. Гипотетически принимая геотермический градиент за 30°C/км, скорость выведения компонентов на поверхность с конца олигоцена по ныне варьировала в интервале от 0.18 км/млн. лет до 0.67 км/млн. лет.

Авторы признательны Н.А. Богданову, М.Н. Шапиро и Г.Е. Бондаренко за плодотворные дискуссии относительно предмета статьи. Работа проведена при частичной поддержке РФФИ (01-05-64019), Национального научного фонда (США) OPP-9911910.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рухтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
2. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
3. Hourigan J.K., Brandon M.T., Garver J.I., Soloviev A.V. A comparison of detrital zircon grain-age distribution from the Ukelayat Group and the Kamchatskiy Complex: implication for the origin of the Sredinniy Range, Kamchatka // 7th Zonenshain International Conference on plate tectonics. Moscow: Scientific World, 2001. P. 504.
4. Интерпретация геохимических данных // Под ред. Е.В.Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
5. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. С. 353–375.
6. Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contribs. Mineral. and Petrol. 1973. V. 40. P. 259–274.
7. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geologic time scale, 1989 edition. Cambridge University Press: Cambridge, 1990. 263 p.
8. Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Diffusion of U, Th and Pb in natural zircons // Nature. 1997. V. 390. № 6656. P. 159–162.
9. Paces J.B., and Miller J.D. Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota; geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagnetic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // Journal of Geophysical Research B. Solid Earth and Planets. 1993. V. 98. V. 8. P. 13.997–14.013.
10. Muir R.J., Ireland T.R., Weaver S.D., Bradshaw J.D. Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids; Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica // Chemical Geology. 1996. V. 127. № 1–3. P. 191–210.
11. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

12. *Cumming G. L., Richards J.R.* Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 28. № 2. P. 155–171.
13. *Price P.B., Walker R.M.* Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // *Jour. Geophys. Res.* 1963. V. 68. P. 4847–4862.
14. *Fleischer R.L., Price P.B., Walker, R.M.* Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications // University of California Press, Berkeley. 1975. 605 p.
15. *Шуколюков Ю.А., Крылов И.Н., Толстухин И.Н., Овчинникова Г.В.* Треки осколков деления урана в мусковите // *Геохимия*. 1965. № 3. С. 291–301.
16. *Wagner G.A., Van Den Haute P.* Fission-Track Dating // Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 1992. 285 p.
17. *Brandon, M.T., Vance J.A.* Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // *American Journal of Science*. 1992. V. 292. P. 565–636.
18. *Brandon M.T., Roden-Tice M.K., Garver J.I.* Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, NW Washington State // *Geological Society of America Bulletin*. 1998. V. 110. № 8. P. 985–1009.
19. *Laslett G. M., Green P. F., Duddy I. R., Gleadow A.J.W.* Thermal annealing of fission tracks in apatite // *Chemical Geology. Isotope Geoscience Section*. 1987. V. 65. № 1. P. 1–13.
20. *Reiners P.W.* (U–Th)/He chronometry experiences a renaissance // *Eos*. 2002. V. 83. P. 21–27.
21. *Farley K.A.* Helium diffusion from apatite; general behavior as illustrated by Durango fluorapatite // *Journal of Geophysical Research. B. Solid Earth and Planets*. 2000. V. 105. № 2. P. 2903–2914.
22. *Farley K.A., Wolf R.A., Silver L.T.* The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. № 21. P. 4223–4229.
23. *Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г., Сляднев Б.И.* Особенности строения и состава дунит-клинопироксенитовых массивов южной части Срединно-Камчатского хребта // *Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки*. М.: Научный мир, 2001. С. 87–105.
24. *Беляцкий Б.В., Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г.* Первые данные изотопного датирования дунит-клинопироксенитового зонального массива центральной Камчатки // *ДАН*. 2002. Т. 382. № 2. С. 235–237.
25. *Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г.* Геохимия позднемиоценовых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 2. С. 189–208.
26. *Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др.* Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // *Геотектоника*. 1994. № 1. С. 81–96.
27. *Коваленко Д.В., Ширяевский Е.В., Злобин В.Л., Носорев А.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Малкинского выступа (Камчатка) // *Физика Земли*. 2000. № 6. С. 1–14.
28. *Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // *Геотектоника*. 2002. № 1. С. 1–15.
29. *Konstantinovskaia E.A.* Geodynamics of the Early Eocene Arc-Continent collision reconstructed from the Kamchatka orogenic belt (NE Russia) // *Tectonophysics*. 2000. V. 325 (1/2). P. 87–105.