

УДК 552.32(550.93)

## “ВЕРХНИЕ БАЗАЛЬТЫ” ВОСТОЧНО-ЧУКОТСКОГО СЕГМЕНТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА: ПРОДОЛЬНАЯ МИГРАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ИЛИ НАЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕГО МАГМАТИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ?

© 2021 г. П. Л. Тихомиров<sup>1,2,\*</sup>, И. Е. Лебедев<sup>1</sup>, А. М. Пасенко<sup>1</sup>, Ф. Люилье<sup>3</sup>,  
Д. В. Алексеев<sup>4</sup>, В. Э. Павлов<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН Ю.А. Костицыным 07.09.2021 г.

Поступило 07.09.2021 г.

После доработки 09.09.2021 г.

Принято к публикации 09.09.2021 г.

Новые U–Pb- и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-даты, полученные для вулканитов Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса, соответствуют интервалу 76–71 млн лет, что частично выходит за временные рамки, установленные для данной провинции. Этот факт может быть объяснен миграцией активности Охотско-Чукотского пояса и/или наложением более позднего вулканического события.

*Ключевые слова:* Охотско-Чукотский пояс, изотопная геохронология, U–Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, миграция вулканизма

**DOI:** 10.31857/S268673972112015X

Различные аспекты геохронологии Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) — одной из крупнейших окраинно-континентальных магматических провинций фанерозоя — дискутируются с 1950-х годов, когда систематическое геологическое исследование территории Северо-Востока Азии стало поставлять материал для региональных обобщений. До начала 1990-х годов главным источником информации о возрасте субэаральных вулканогенных толщ были отпечатки ископаемой флоры [2, 4, 5]. Использование прецизионных методов изотопного датирования (U–Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) позволило в 2000-е — 2010-е годы выйти на новый уровень изучения ОЧВП, предоставив возможность датировать комплексы, лишённые определяемых растительных остатков, и

при этом избегать неопределённости, связанных с оценкой возраста палеофлоры [4, 8].

В настоящее время считается, что формирование ОЧВП протекало в интервал 106–74 млн лет назад, примерно с середины альба до середины кампана [1, 8]. При этом в период 79–74 млн лет назад формировались толщи так называемых “верхних базальтов” [2] — вулканитов основного или контрастного (базальт-риолитового) состава, как правило, слагающих пологие щитовые постройки и венчающие разрез всех крупных сегментов ОЧВП. В конце 1970-х годов Н.И. Филатовой было высказано предположение, что “верхние базальты” ОЧВП не связаны с субдукционной тектоно-магматической системой (как большая часть разреза вулканического пояса), а являются продуктом наложенного рифтогенного события [10]. Вопрос о природе этих образований в настоящее время остается открытым, поскольку известны аргументы как в пользу генетической связи “верхних базальтов” с ОЧВП, так и против подобной связи (данная проблема детально обсуждается в работе [8]). При сохраняющемся дефиците фактических данных можно допустить, что “верхние базальты” ОЧВП полигенны, т.е. часть их является продуктом эволюции тектоно-магматической системы ОЧВП, а часть связана с наложенными рифтогенезом.

В этом аспекте весьма важны надежные определения изотопного возраста “верхних базаль-

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта  
Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup> Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило  
Дальневосточного отделения Российской академии наук,  
Магадан, Россия

<sup>3</sup> Университет Ludwig Maximilian, Мюнхен, Германия

<sup>4</sup> Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева,  
Сибирское отделение Российской академии наук,  
Новосибирск, Россия

\*E-mail: petr\_tikhomirov@mail.ru

**Таблица 1.** Результаты определения изотопного возраста “верхних базальтов” северной части ОЧВП (Центрально-Чукотский и Восточно-Чукотский сегменты)

№ пробы	Географическая привязка	Свита	Метод анализа	Возраст, млн лет ( $\pm 1\sigma$ )	Порода	Ссылка
412-14	р. Энмываам (верховья)	энмываамская	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (вал)	$67.0 \pm 0.9$	базальт	[16]
432-4	р. Энмываам (верховья)	энмываамская	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (вал)	$73.7 \pm 0.5$	базальт	[16]
ПН-29-263	р. Короткая	нунлигранская	U–Pb (циркон)	$67.0 \pm 0.9$	пантеллерит	[7]
906	р. Короткая (верховья)	нунлигранская	U–Pb (циркон)	$72.4 \pm 0.4$	туф риолита	эта статья
1011	р. Короткая (верховья)	леурваамская(?)	U–Pb (циркон)	$75.9 \pm 0.7$	игнимбрит риолита	эта статья
12/13	р. Короткая (верховья)	нунлигранская	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (плагиоклаз)	$71.3 \pm 1.4$	базальт	эта статья

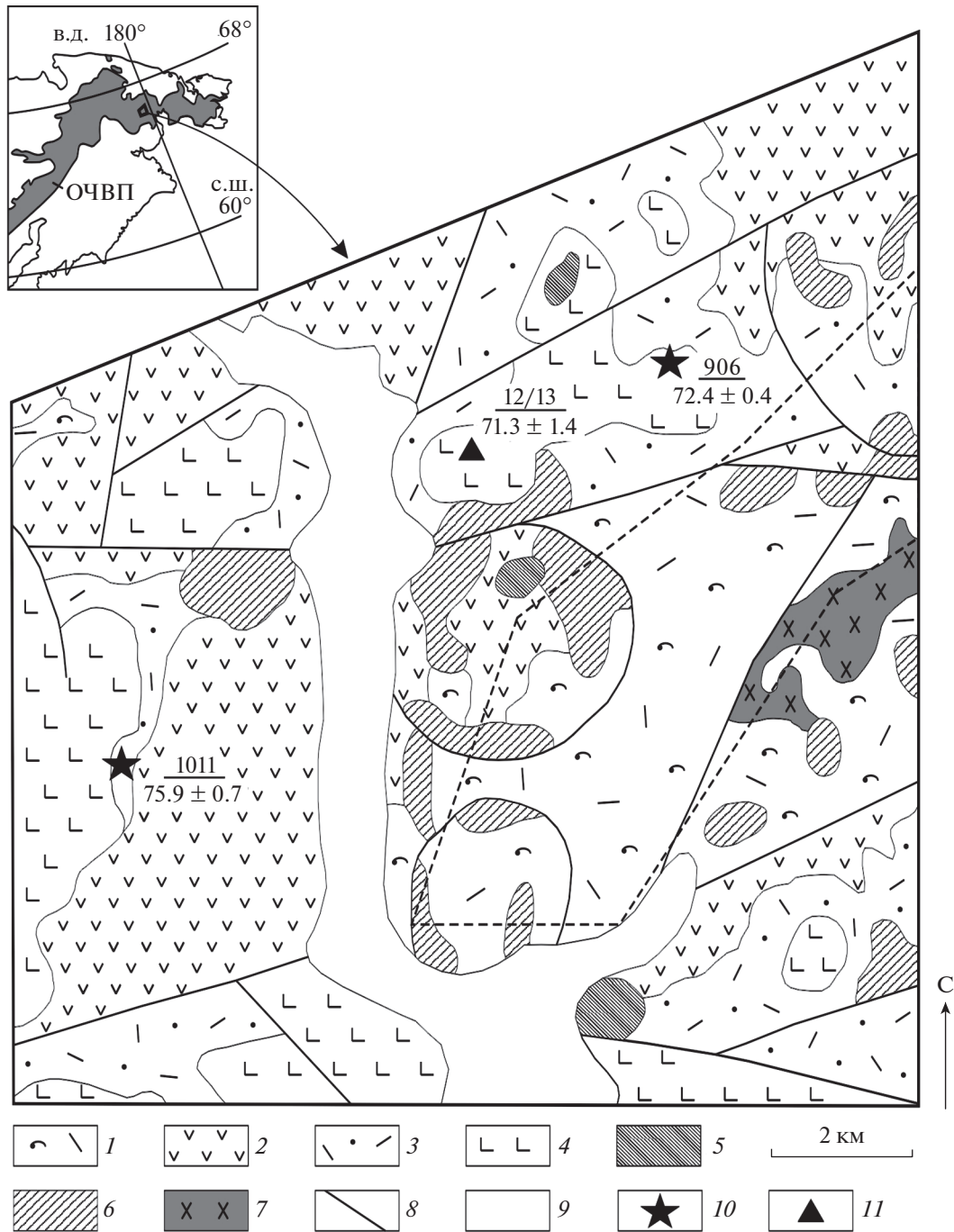
тов” ОЧВП. На данный момент наиболее изучены в этом плане породы мыгдыкитской свиты Охотского сегмента ОЧВП, которые в подавляющем большинстве показывают  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - и U–Pb-изотопный возраст в интервале 79–74 млн лет [12, 13]. Сведения о возрасте “верхних базальтов” северной (чукотской) части ОЧВП относительно скудны и менее определены. Список опубликованных определений приведен в табл. 1 вместе с результатами, полученными при подготовке настоящей статьи.

Материалы для настоящей публикации собраны сотрудниками ИФЗ РАН в 2019 и 2020 г. в районе месторождения Валунистое (верховья р. Короткая, бассейн р. Канчалан). Схема геологического строения района работ приведена на рис. 1. Детально изучены верхняя часть разреза существенно кремнекислых толщ (леурваамская свита) и весь доступный на данном участке разрез “верхних базальтов” (нунлигранская свита). Для изотопного датирования использованы три образца: (1) обр. 1011 ( $66^{\circ}23'54.00''$  с.ш.;  $177^{\circ}31'1.15''$  в.д.) – риолитовый игнимбрит из верхней части разреза леурваамской(?) свиты, непосредственно из-под подошвы базальтов нунлигранской свиты; (2) обр. 906 ( $66^{\circ}26'42.01''$  с.ш.;  $177^{\circ}40'23.44''$  в.д.) – пепловый риолитовый туф из средней части разреза нунлигранской свиты; и (3) обр. 12/13 ( $66^{\circ}25'59.51''$  с.ш.;  $177^{\circ}36'53.7''$  в.д.) – авгитовый базальт нунлигранской свиты. Из образцов 906 и 1011 извлечены цирконы для U–Pb-датирования, из обр. 12/13 – мономинеральная фракция плагиоклаза для  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования.

Подготовка образцов для извлечения мономинеральных фракций выполнялась на оборудовании ЦКП “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ РАН. Извлечение мономинеральных фракций произведено по стандартной методике, с использованием тяжелых жидкостей

и с последующей ручной дочисткой под биноклем. U–Pb-датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в [14], с использованием стандартов TEMORA и 91500. Интенсивность первичного пучка  $\text{O}^{2-}$  составляла 4 нА, размер анализируемого участка –  $20 \times 25$  мкм. В обоих образцах проанализированы по 14 зерен циркона.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование плагиоклаза, выделенного из образца 12/13, выполнено в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) по методике, описанной в [9]. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы “Микромасс” и на многоколлекторном масс-спектрометре “Argus” GV-Instruments. Обработка аналитических результатов выполнена с помощью программного комплекса IsoplotR 4.2 [17].

Результаты определения возраста навесок приведены в табл. 2 и на рис. 2. Небольшое отклонение изотопных отношений U и Pb от конкордантных, вероятно, связано с присутствием примеси обыкновенного свинца. В обр. 906 один точечный анализ заметно отличается от остальных повышенной долей нерадиоогенного  $^{206}\text{Pb}$  (9%) и пониженным отношением  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ . Этот анализ исключен из расчета возраста пробы. В этом же образце изотопные отношения в целом характеризуются повышенной дисперсией (СКВО = 2.6), что, возможно, связано с гидротермальными изменениями пород на фланге рудного поля (рис. 1). U–Pb-возраст циркона из обр. 1011 составил  $75.9 \pm 0.7$  ( $2\sigma$ ) млн лет, из обр. 906 –  $72.4 \pm 0.4$  млн лет, возраст  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  плато для плагиоклаза из обр. 12/13 –  $71.3 \pm 1.4$  млн лет.



**Рис. 1.** Схема геологического строения верховьев р. Короткая (бассейн р. Канчалан) (по [3], с изменениями и дополнениями). 1 – амгеньская толща (туфы и игнимбриты риолитов и дацитов); 2 – экитыкинская свита (лавы и туфы андезитов и кварцевых латитов); 3 – леурваамская свита (лавы, туфы и игнимбриты риолитов и трахириолитов, прослой вулканомиктовых осадочных пород); 4 – нуллигранская свита (лавы базальтов и андезибазальтов, отдельные горизонты лав и туфов риолитов и трахириолитов); 5–6 – субвулканические тела (5 – основного состава, 6 – кремнекислого состава); 7 – мелкозернистые диориты; 8 – разрывные нарушения; 9 – четвертичные отложения; 10–11 – точки отбора проб на изотопное датирование (10 – U–Pb, 11 –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ; числитель – номер пробы, знаменатель – изотопный возраст  $\pm 2\sigma$ , млн лет). Пунктиром показаны примерные границы рудного поля Валунистое.

С учетом изотопных дат, опубликованных ранее (табл. 1), полученные результаты позволяют утверждать следующее:

1. В пределах Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП формирование существенно кремнекислых вулканогенных толщ (леурваамская свита)

Таблица 2. Результаты U–Pb SHRIMP-датирования цирконов

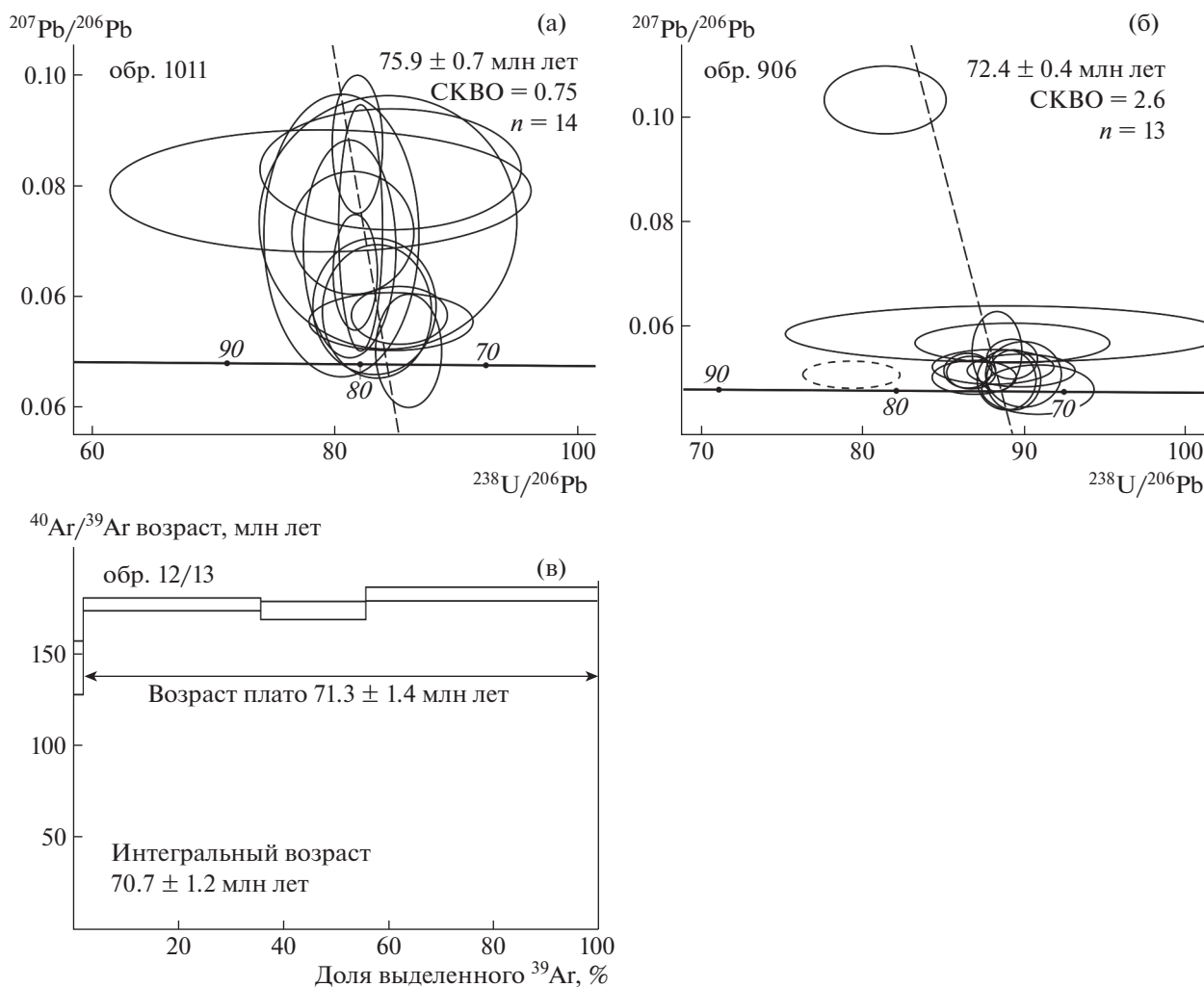
№ точки	U, г/т	Th, г/т	<sup>206</sup> Pb*г/т	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb ±1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±1σ (%)	возраст, млн лет ±1σ			
обр. 1011 (риолитовый игнимбрит леурваамской(?) свиты, 66°23'54" с.ш., 177°31'01" в.д.)									
CH21_9.1	116	89	1.11	84.59	±5.19	0.0828	±5.35	71.5	±4.0
CH21_13.1	121	93	1.13	84.38	±5.16	0.0733	±12.73	69.9	±4.0
CH21_2.1	537	504	5.30	86.08	±1.30	0.0501	±8.26	73.7	±1.0
CH21_7.1	333	327	3.32	85.35	±1.88	0.0565	±3.76	74.5	±1.4
CH21_4.1	86	67	0.84	81.87	±1.02	0.0875	±5.78	72.7	±2.1
CH21_5.1	295	276	2.98	84.63	±3.27	0.0554	±3.89	75.3	±2.5
CH21_8.1	113	84	1.18	82.13	±0.88	0.0723	±12.52	77.8	±0.8
CH21_6.1	202	158	2.01	83.46	±2.20	0.0572	±8.54	74.3	±1.8
CH21_3.1	206	181	2.07	83.27	±2.48	0.0582	±8.64	74.9	±2.0
CH21_11.1	104	81	1.08	81.47	±2.56	0.0714	±6.33	78.0	±2.1
CH21_12.1	121	97	1.26	81.23	±1.92	0.0685	±11.72	77.8	±1.7
CH21_1.1	131	104	1.35	81.66	±0.91	0.0643	±6.63	77.1	±1.1
CH21_14.1	102	56	1.01	80.53	±3.26	0.0709	±14.69	73.8	±3.0
CH21_10.1	94	55	0.91	78.86	±9.00	0.0789	±5.72	72.0	±6.9
обр. 906 (пепловый туф риолита нунлигранской свиты, 66°26'2" с.ш., 177°40'23" в.д.)									
CH20-2_3.1	434	163	4.02	90.84	±1.57	0.0479	±4.03	69.1	±1.2
CH20-2_2.1	362	133	3.43	89.96	±1.06	0.0507	±5.01	70.9	±0.8
CH20-2_9.1	683	312	6.48	89.25	±2.77	0.0567	±2.69	70.8	±2.0
CH20-2_12.1	759	630	7.11	89.80	±1.52	0.0516	±2.59	69.9	±1.2
CH20-2_7.1	349	116	3.28	88.86	±6.28	0.0585	±3.74	70.2	±4.4
CH20-2_6.1	634	416	6.02	89.25	±0.71	0.0537	±2.89	70.8	±0.6
CH20-2_8.1	1102	636	10.50	89.17	±0.71	0.0496	±4.46	70.9	±0.6
CH20-2_11.1	666	249	6.39	88.28	±0.71	0.0551	±5.70	71.6	±0.6
CH20-2_13.1	701	751	6.77	88.08	±1.74	0.0522	±2.59	72.1	±1.3
CH20-2_10.1	352	167	3.38	81.38	±1.89	0.1031	±2.58	71.7	±1.9
CH20-2_1.1	731	477	7.25	86.88	±1.22	0.0503	±2.67	73.9	±0.9
CH20-2_14.1	807	424	7.90	86.68	±0.71	0.0511	±2.43	73.0	±0.6
CH20-2_5.1	764	487	7.53	86.50	±0.70	0.0515	±2.62	73.5	±0.6
CH20-2_4.1		523	11.20	79.29	±1.55	0.0508	±2.17	79.7	±1.3

\*радиоγενный <sup>206</sup>Pb.

завершилось примерно 76 млн лет назад, на несколько млн лет позже, чем в остальных сегментах вулканического пояса.

2. Значительная часть “верхних базальтов” северной части ОЧВП извержена на рубеже кампана и маастрихта (72–71 млн лет назад; возможно, также в интервал 71–67 млн лет), за пределами временных рамок, считающихся принятыми для ОЧВП [1, 8]. Из возможных объяснений данного факта наиболее соответствующими наблюдаемым результатам представляются два: (1) в северной части ОЧВП вулканическая активность завершилась позже, чем в остальных частях — в таком случае получает дополнительное подтверждение гипотеза о продольной миграции активности вулканическо-

го пояса [6, 7, 11]; (2) на территории Чукотки после завершения активности ОЧВП имело место более позднее вулканическое событие, продукты которого частично наложились на комплексы ОЧВП. Для рассматриваемого района наиболее вероятно наложение на ОЧВП магматизма Анадырско-Бристольской вулканической провинции (пояса), упоминаемого в работах [1, 15], но сравнительно слабо изученного. Окончательное решение данного вопроса будет возможно после получения более детальных сведений о возрасте, составе и пространственном распределении кампан-палеоценовых вулканитов на территории Чукотского АО.



**Рис. 2.** Результаты определения изотопного возраста пород: диаграммы Тера–Вассербурга для цирконов из обр. 1011 (а) и 906 (б) и спектр  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста плагиоклаза из обр. 12/13 (в). Размер эллипсов погрешности соответствует величине  $2\sigma$ . Пунктирные эллипсы – результаты, исключенные из расчета возраста образца.

**ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ**

Исследование выполнено при поддержке РФФ (грант № 19-47-04110), немецкого научно-исследовательского сообщества (грант DFG LH55/5-1) и по Госзаданию ИГМ СО РАН. Работа П.Л. Тихомирова по интерпретации результатов выполнялась в рамках Госзадания СВКНИИ ДВО РАН (тема 121031700312-1).

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
2. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
3. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Винокуров С.Ф. и др. Эпитермальное Au–Ag месторождение Валунистое (Восточная Чукотка, Россия): геологическое

строение, минералого-геохимические особенности и условия рудообразования // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 107–133.

4. Герман А.Б. Альбская-палеоценовая флора Северной Пацифики. Труды ГИН. Вып. 592. М.: ГЕОС, 2011. 280 с.
5. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
6. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U/Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования Преддзугдзурских вулканитов – новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 107–115.
7. Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Молл-Столкан Э.Дж. Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по

- данным изотопного датирования // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 365–371.
8. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
  9. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
  10. Филатова Н.И. Меловой-палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. 1979. № 5. С. 98–115.
  11. Щенетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. О возрасте буор-кемюсской флоры Северо-Востока Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.
  12. Akinin V.V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and Composition of Final Stage of Volcanism in Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt: An Example from the Ola Plateau (Okhotsk Segment) // Proc. Int. Conf. Arctic Margins VI. Eds. D.B. Stone et al., VSEGEI: Saint Petersburg. 2014. P. 171–193.
  13. Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and Chronostratigraphic Implications of New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology and Geochemistry of the Arman and Malan-Ola Volcanic Fields, Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt, Northeastern Russia // GSA Bull. 2004. V. 116. № 5–6. P. 637–654.
  14. Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // International Journal of Geosciences. 2012. V. 3. P. 289–296.
  15. Stavsky A.P., Chekhovitch V.D., Kononov M.V., Zonenshain L.P. Plate Tectonics and Palinspastic Reconstructions of the Anadyr-Koryak Region, Northeast USSR // Tectonics. 1990. V. 9. № 1. P. 81–101.
  16. Stone D.B., Layer P.W., Raikevich M.I. Age and Paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) Near Lake El'gygytyn, Chukotka, Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. 2009. P. 243–260.
  17. Vermeesh P. IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

## THE “UPPER BASALTS” OF THE EAST CHUKOTKA SEGMENT OF OKHOTSK-CHUKOTKA BELT: THE ALONG STRIKE MIGRATION OF VOLCANIC ACTIVITY, OR THE OVERPRINT BY LATER MAGMATIC EVENT?

P. L. Tikhomirov<sup>a, b, #</sup>, I. E. Lebedev<sup>a</sup>, A. M. Pasenko<sup>a</sup>, F. J. L. Lhuillier<sup>c</sup>,  
D. V. Alekseev<sup>d</sup>, and V. E. Pavlov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Shmidt Institute of the Earth's Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup> *N.A. Shilo North East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Magadan, Russian Federation*

<sup>c</sup> *Ludwig Maximilian University, Munich, Germany*

<sup>d</sup> *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: petr\_tikhomirov@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS Yu.A. Kostitsyn September 7, 2021

New U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic dates on volcanic rocks of the East Chukotka segment of the Okhotsk–Chukotka Belt correspond to 76–71 Ma span, which is partially beyond the conventional lifetime of this volcanic province. This could result from the migration of magmatic loci along the strike of the volcanic belt, and/or from the overprint by a younger magmatic event.

**Keywords:** Okhotsk–Chukotka belt, isotope geochronology, U–Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , migration of volcanism