СОДЕРЖАНИЕ

Том 30, номер 4, 2022

Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация Карельской провинции: геология, геохимия, этапы и условия образования В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Ю. С. Егорова	3
Изотопные составы Sr и Pb в доломитах нижнерифейской билляхской серии Анабарского поднятия: метод ступенчатого растворения в хемостратиграфии и геохронологии	
И. М. Горохов, А. Б. Кузнецов, И. М. Васильева, Г. В. Константинова, Е. О. Дубинина, Г. В. Липенков, Н. Г. Ризванова	22
Источники сноса для верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма по результатам U—Th—Pb изотопного датирования зерен детритового циркона	
Н.Б.Кузнецов, Т.В.Романюк, А.М.Никишин, А.В.Страшко, А.А.Колесникова, А.С.Дубенский, В.С.Шешуков, С.М.Ляпунов, А.С.Новикова, Д.В.Московский	52
Стратиграфическое положение и состав аянкинской флоры из верхнего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Северо-Восток России	
М. Г. Моисеева, А. Б. Герман, А. Б. Соколова	76
Развитие южной прибрежной области Каспия в плиоцен-четвертичное время по биостратиграфическим и магнитостратиграфическим данным	
В. Г. Трифонов, Х. Хессами, С. В. Попов, Е. А. Зеленин, Я. И. Трихунков, П. Д. Фролов, Л. А. Головина, А. Н. Симакова, А. Рашиди, А. В. Латышев	100

CONTENTS

Vol. 30, No. 4, 2022

The Archaean Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite Association of the Karelian Province: Geology, Geochemistry, Stages and Conditions of Formation V. P. Chekulaev, N. A. Arestova, and Yu. S. Egorova	3
Sr and Pb Isotopic Compositions in Dolostones of the Lower Riphean Billyakh Group, Anabar Uplift: Step-Leaching Technique in Chemostratigraphy and Geochronology I. M. Gorokhov, A. B. Kuznetsov, I. M. Vasilieva, G. V. Konstantinova, E. O. Dubinina, G. V. Lipenkov, and N. G. Rizvanova	22
Provenance for the Upper Triassic—Lower Jurassic Flysch and the Middle—Upper Jurassic Coarse Rocks from the Cimmerides of the Mountainous Crimea Based on the Results of U—Th—Pb Isotopic Dating of Detrital Zircons N. B. Kuznetsov, T. V. Romanyuk, A. M. Nikishin, A. V. Strashko, A. A. Kolesnikova,	
A. S. Dubensky, V. S. Sheshukov, S. M. Lyapunov, A. S. Novikova, and D. V. Moskovsky	52
On the Stratigraphy and Composition of the Ayanka Flora from the Upper Cretaceous of Okhotsk-Chukotka Volcanogenic Belt, Northeastern Russia M. G. Moiseeva, A. B. Herman, and A. B. Sokolova	76
Development of the Southern Coastal Area of Caspian Sea during the Pliocene—Quaternary According to Bio-Stratigraphic and Magneto-Stratigraphic Data	
V. G. Trifonov, K. Hessami, S. V. Popov, E. A. Zelenin, Ya. I. Trikhunkov, P. D. Frolov, L. A. Golovina, A. N. Simakova, A. Rashidi, and A.V. Latyshev	100

УДК 551.71:552.31(471)

АРХЕЙСКАЯ ТОНАЛИТ-ТРОНДЬЕМИТ-ГРАНОДИОРИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ: ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2022 г. В. П. Чекулаев^{1, *}, Н. А. Арестова¹, Ю. С. Егорова¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия *e-mail: vpchekulaev@mail.ru
Поступила в редакцию 08.12.2021 г.
После доработки 01.02.2022 г.
Принята к публикации 12.02.2022 г.

На основе имеющихся геохронологических данных, в пределах Карельской провинции Фенноскандинавского щита выделены и охарактеризованы главные этапы образования архейских пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации с возрастами около 3240, 3150, 2900, 2850, 2800 и 2750 млн лет. Показаны особенности геологического положения и геохимического состава ТТГ-пород этих этапов. Так, ранние ТТГ-расплавы могли быть выплавлены не из базальтов архейских зеленокаменных поясов Карельской провинции, а из базитов нижней коры или ранних амфиболитов Водлозерского домена. Особенности геологического положения, химического состава и изотопной эволюции $\varepsilon_{\rm Nd}(t)$ не подтверждают предположение о формировании большей части ТТГ из толеитов зеленокаменных поясов, таким образом исключая их генетическую связь с субдукцией древней океанической коры. Наиболее приемлемой представляется модель образования ТТГ в Карельской провинции в результате плавления мафитов нижней коры под воздействием плюма. Архейские ТТГ заметно отличаются от фанерозойских плагиогранитоидов не только формой и размерами массивов, но и рядом геохимических особенностей, в частности более низкими содержаниями HREE, Sc, Y и Ті.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, Карельская провинция, архей, тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация

DOI: 10.31857/S0869592X22040020

ВВЕДЕНИЕ

Породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации являются главной составляющей коры древних кратонов. Именно поэтому исследователи постоянно возвращаются к проблеме образования этих пород. Для ТТГ-пород Фенноскандинавского щита имеется достаточно много данных, на базе которых были получены важные результаты (Чекулаев, 1996; Чекулаев и др., 2018; Чекулаев, Арестова, 2018; Лобач-Жученко и др., 1999, 2000; Ранний..., 2005; Вревский и др., 2010 и др.). Тем не менее представляется своевременной работа, в краткой форме обобщающая все имеющиеся на сегодняшний день данные по архейским ТТГ-породам Фенноскандинавского щита. Настоящая работа продолжает серию статей, обобщающих наши исследования архейских вулканитов (Арестова и др., 2015; Чекулаев и др., 2018), осадочных пород (Чекулаев, Арестова, 2020) и плагиомикроклиновых гранитов (Чекулаев и др., 2020).

Исходя из того, что рассматриваемая ассоциация пород представлена преимущественно тона-

литами и трондьемитами, а гранодиориты имеют резко подчиненное значение, в дальнейшем иногда будет использована аббревиатура TT, т.е. тоналит-трондьемиты.

Восточная часть Фенноскандинавского щита представлена тремя крупными фрагментами архейской коры или провинциями (Ранний..., 2005): Кольско-Норвежской (гранулит-зеленокаменная область), Беломорской (Беломорский складчатый пояс) и Карельской (Карельская гранит-зеленокаменная область).

Геохронологические и изотопно-геохимические исследования последних десятилетий показали, что наиболее полно архейские ТТГ-породы представлены в Карельской провинции, где они формировались в интервале времени от 3240 до 2650 млн лет (Ранний..., 2005; Арестова и др., 2015; Чекулаев и др., 2018; Чекулаев, Арестова, 2018), т.е. от палеоархея почти до границы архея и палеопротерозоя. Поэтому Карельская провинция является наиболее информативной для изу-

чения истории этих пород на протяжении почти 600 млн лет.

Другой особенностью Карельской провинции является ее гетерогенность, обусловленная наличием в ее строении трех фрагментов (доменов или субпровинций), выделенных на основании различий в строении коры и во времени образования слагающих ее комплексов пород (Лобач-Жученко и др., 2000): Водлозерского, Западно-Карельского и Центрально-Карельского (рис. 1).

ГЕОЛОГИЯ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТОНАЛИТ-ТРОНДЬЕМИТ-ГРАНОДИОРИТОВ

Наиболее летально архейские образования изучены в пределах Водлозерского домена, который занимает юго-восточную часть Карельской провинции (рис. 1) (Куликов и др., 1990; Лобач-Жученко и др., 1999; Чекулаев и др., 2002; Ранний..., 2005; Арестова и др., 2012, 2015 и др.). Центральная часть домена сложена преимущественно породами ТТГ-ассоциации, образованными в течение нескольких временных этапов. В краевых частях располагаются зеленокаменные пояса, в разрезах которых преобладают метаморфизованные вулканиты коматиит-базальтовой серии и вулканиты средне-кислого состава, имеющие возраст соответственно около 3.0 и 2.9 млрд лет (Арестова и др., 2015; Чекулаев и др., 2018). От других доменов Водлозерский домен отличается тем, что в его пределах в значительном объеме присутствуют породы с возрастом более 3.1 млрд лет и модельным возрастом $t_{Nd(DM)}$ в интервале 3.3—3.4 млрд лет.

В Водлозерском домене выделяются (Арестова и др., 2015) четыре этапа образования ТТГ-пород с возрастами около 3240, 3150, 2900 и 2850 млн лет (табл. 1). Наиболее древние (древнее 3.2 млрд лет) ТТГ-породы присутствуют только в центральной части домена (районы рек Водла, Выг, Лайручей, Черева и Винела). В пределах других доменов Карельской провинции древние породы с возрастом до 3.5 млрд лет описаны в северо-западной (финляндской) части провинции в районе Пудасъярви (Митапен, Ниhma, 2003), где они представлены небольшим фрагментом.

Следующий этап ТТГ-плутонизма, имевший место около 3150 млн лет назад, представлен и изучен в районах среднего течения р. Выг на севере

и дер. Палая Ламба на западе Водлозерского домена, т.е. в его краевых частях вблизи обрамляющих зеленокаменных поясов. Породы с возрастом около 3.1 млрд лет описаны так же в Северной (район Койтелайнен) и Западной (район Иисалми) Финляндии (Paavola, 1986; Huhma et al., 2012a).

Трондьемиты с возрастом около 2900 млн лет развиты в западной краевой части Водлозерского домена на границах Семченской и Палаламбинской зеленокаменных структур. В районе Палой Ламбы трондьемиты с возрастом 2903 ± 22 млн лет образуют лейкосому мигматитов по тоналитам с возрастом 3141 ± 10 млн лет (Арестова и др., 2015). В районе слияния рек Суна и Семча на границе Семченской зеленокаменной структуры трондьемиты такого же возраста (2906 ± 14 млн лет) и состава слагают значительные площади, отделяя ТТГ-породы фундамента от метавулканитов структуры. Геологическое положение и состав трондьемитов этого этапа предполагает их образование в результате плавления тоналитов (Чекулаев, 1988; Арестова и др., 2015).

ТТГ-магматизм в Водлозерском домене завершился внедрением интрузий тоналитов с возрастом около 2850 млн лет, которые не имеют широкого распространения и представлены на севере Шилосским массивом и на восточном берегу Онежского озера массивом в районе пос. Шальский (Чекулаев и др., 2013). Тоналиты близки по составу к ТТГ-породам с возрастом около 3150 млн лет, но изотопный состав Nd указывает на их более молодой (менее 3 млрд лет) источник.

В строении Западно-Карельского домена преобладают породы, возраст которых не превышает 2850 млн лет (табл. 1). Домен занимает (рис. 1) центральную и восточную Финляндию и запад Карелии (район г. Костомукша). Возраст ТТ-пород и вулканитов зеленокаменных поясов Западно-Карельского домена в основном составляет около 2.8 млрд лет (Ранний..., 2005; Huhma et al., 2012a), т.е. меньше возраста большинства мезоархейских пород Водлозерского домена. При этом модельный возраст $t_{Nd(DM)}$ пород редко превышает 2.9—3.0 млрд лет (Huhma et al., 2012b). Исключение составляют единичные более древние значения возраста вулканитов пояса Пудасъярви на северо-западе Финляндии (Huhma et al., 2012a) и ТТГ-пород блока Иисалми в Западной Финляндии (Paavola, 1986).

Центрально-Карельский домен занимает западную часть Республики Карелия, а также район

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карельской провинции (по Кожевников, 2000, с упрощениями и дополнениями авторов).

^{1 —} гранитоиды; 2—5 — зеленокаменные пояса с возрастом 2.9—3.0 млрд лет (2), 2.8—2.85 млрд лет (3), около 2.75 млрд лет (4), неопределенного возраста (5); 6 — протерозой; 7 — платформенный чехол. Районы проявления ТТГ-пород (цифры в кружках): 1 — зеленокаменные пояса Кухмо и Суомуссалми, 2 — г. Костомукша, 3 — оз. Суоярви, 4 — р. Суна, 5 — оз. Палая Ламба, 6 — оз. Остер, 7 — оз. Шилос, 8 — р. Выг, 9 — р. Лайручей, 10 — оз. Черное, 10 — р. Водла, 12 — пос. Шальский, 13 — р. Черева, 14 — оз. Ондозеро.

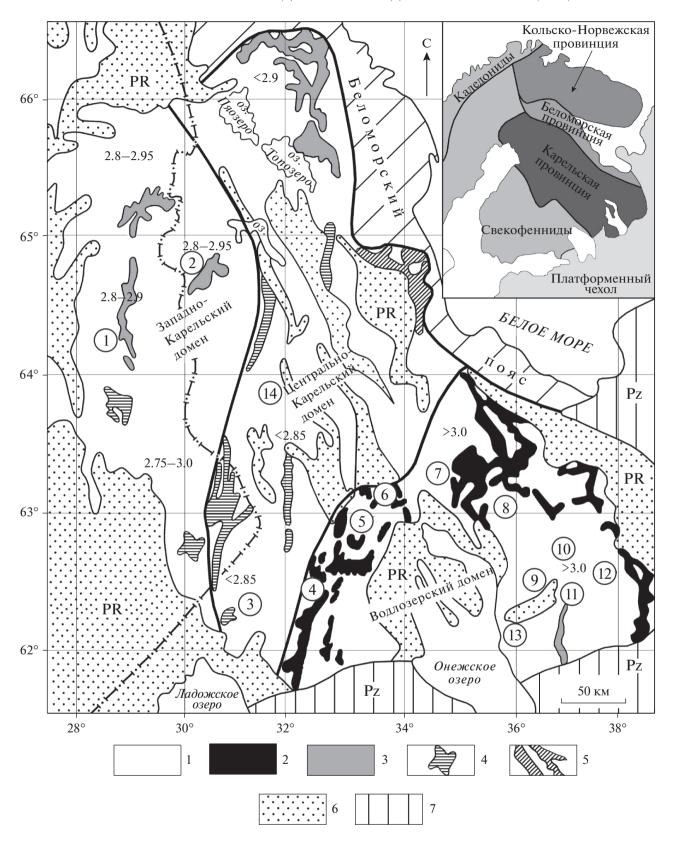


Таблица 1. Корреляция эндогенных процессов в разных доменах Карельской провинции

Возраст, млн лет	Западно-Карельский домен	Центрально-Карельский домен	Водлозерский домен
2600	Щелочные интрузии		Габбро
2650	Гранулитовый метаморфизм	Гранулитовый метаморфизм	Гранулитовый метаморфизм
2700	Граниты, санукитоиды	Граниты, санукитоиды	Граниты, санукитоиды
2750	Базиты, дайки, силлы, метаосадки	Интрузивные базиты, метаосадки, ТТ	Интрузивные базиты, метаосадки
2800	ТТ, кислые вулканиты, базиты зеленокаменных поясов		
2850			ТТ-интрузивы, габбро
2900	Обломочный циркон		ТТ-плутонизм, кислые вулканиты
2950		t _{Nd(DM)}	Габбро
3000		Обломочный циркон	Базиты зеленокаменных поясов
3050			
3100			
3150	ТТ (протолит)		ТТ-породы
3200			
3250	t _{Nd(DM)}		ТТ-породы, базиты
3300			Обломочный циркон
3350			
3400			t _{Nd(DM)}
3450			
3500			

Примечание. Обломочный циркон для Водлозерского домена отобран из кварцита Маткалахтинской структуры (Кожевников, Скублов, 2010), для Центрально-Карельского и Западно-Карельского доменов — из граувакк пояса Хатту и района Луома (Финляндия) соответственно (Huhma et al., 2012а). Значения $t_{Nd(DM)}$ для Водлозерского домена определены по тоналитам Лайручья и р. Выг, для Центрально-Карельского домена — по тоналитам района Суоярви (оригинальные данные), для Западно-Карельского домена — по гранитоидам района Суомуссалми (Huhma et al., 2012b).

Иломантси в Восточной Финляндии (рис. 1) (Лобач-Жученко и др., 2000; Ранний..., 2005). Границы домена с соседними Водлозерским и Западно-Карельским доменами маркируются неоархейскими зеленокаменными структурами, а также приуроченными к этим границам субщелочными санукитоидными интрузиями (Чекулаев и др., 2005). На севере граница домена с мезоархейскими образованиями Северо-Карельской гранит-зеленокаменной системы (Слабунов, 1993; Чекулаев и др., 2005) остается неясной. Домен сложен гранитоидами и супракрустальными породами, возраст которых не превышает 2.78 млрд лет (Чекулаев и др., 2005; Huhma et al., 2012a), а значения t_{Nd(DM)} составляют 2.85-2.9 млрд лет (Huhma et al., 2012b). при этом вулканиты и ТТГ-породы имеют близкий возраст около 2.74-2.75 млрд лет, вероятно образуя вулканоплутоническую ассоциацию (Чекулаев и др., 2005, 2018).

СОСТАВ ТТГ-ПОРОД И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В ХОДЕ ФОРМИРОВАНИЯ АРХЕЙСКОЙ КОРЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Для более обоснованного сравнительного анализа химического состава ТТГ-пород мы ограничились рассмотрением пород с содержанием SiO₂ в интервале от 63 до 72 мас. % и K₂O не более 3 мас. %. В основном все ТТГ-породы Карельской провинции характеризуются близкими средними содержаниями главных элементов (табл. 2). Это согласуется с предположением о сходстве средних составов архейских ТТГ-пород в целом всех древних кратонов и крупных фрагментов коры масштаба провинций (Чекулаев, 2009; Чекулаев, Глебовицкий, 2017), что демонстрирует спайдер-диаграмма на рис. 2. В то же время отмечались различия химического состава ТТГ-пород в пределах более мелких фраг-

Таблица 2. Средние составы пород ТТ-ассоциации разных этапов

				1							IIoIII	OH III
Домен				Водлоз	Водлозерский				Западно-Карельский	арельский	Карельский	льно- оский
Возраст, млн лет	~3.	~3240	~3	~3150	~25	~2900	~2850	150	~28	~2800	~2750	50
	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.
SiO ₂	67.48	2.40	67.02	2.85	68.70	1.87	67.87	2.34	69.23	2.75	68.87	2.65
TiO_2	0.36	0.18	0.40	0.08	0.36	0.10	0.41	0.17	0.41	0.19	0.34	0.14
Al_2O_3	16.38	1.07	16.04	1.24	15.93	0.85	15.93	1.18	15.46	0.77	16.25	1.18
${ m FeO_{tot}}$	3.19	0.91	3.67	0.82	2.76	0.58	3.70	0.89	3.32	1.48	2.82	1.05
MnO	0.05	0.05	60.0	0.10	0.05	0.02	90.0	0.02	0.09	0.04	0.05	0.04
MgO	1.33	0.54	1.49	0.52	1.16	0.29	1.56	0.47	1.28	89.0	0.94	0.57
CaO	3.88	0.87	3.72	1.32	2.83	0.59	3.62	0.93	3.37	0.92	3.08	0.61
Na_2O	4.63	9.0	4.11	0.75	4.54	0.49	4.30	0.51	4.36	0.71	4.73	0.77
K_2O	1.14	0.55	2.11	0.55	1.92	0.50	1.30	0.43	1.54	0.55	1.72	89.0
P_2O_5	0.08	0.07	0.11	0.03	0.12	90.0	0.13	0.05	0.14	0.074	0.13	0.07
Ппп	1.09	0.52	1.22	0.46	0.94	0.52	0.85	0.29	0.57	0.25	0.77	0.34
mg#	0.42		0.42		0.43		0.43		0.40		0.35	
Rb	40	27	80	30	71	19	42	17	62	30	55	29
Sr	405	80	263	64	410	141	319	78	279	147	571	143
Ba	450	304	470	160	516	221	310	110	371	212	705	472
Y	7.5	3.9	10.9	3.5	8.8	3.8	10.9	5.3	15.2	10	8.5	4.2
Zr	152	29	109	35	161	78	150	89	165	51	151	77
Hf	3.22	1.30	3.40	1.20	4.47	0.22	4.94	2.72	89.9	4.94		
$^{ m QN}$	5.3	3.1	7.5	2.0	6.3	2.2	5.0	3.2	8.3	5	6.2	3.6
Та	0.89	0.40	0.7	0.2	1.79	2.82	0.54	0.39	2.29	3		
Pb	12.4	2.7	15.4	4.7	13.5	5.7	9.0	4.04	20.0	37	17.8	5.0
Th	3.9	3.3	10.8	7.3	8.9	9.0	3.01	2.47	7.8	5	8.9	6.3
Ω	99.0	0.32	3.97	2.90	1.45	1.56	1.09	1.40	2.07	2	0.52	0.42
La	18.6	13.8	25.7	10.4	26.2	25.6	21.2	21.7	29.4	14.5	30.5	22.0
Ce	35.8	22.9	47.8	18.6	49.5	47.4	42.2	42.2	54.5	26.2	56.1	37.2
Pr	4.97	3.2	4.5	1.3	5.79	6.12	3.41	1.71	6.17	2.70	2.25	1.14
											-	

Таблица 2. Окончание

Boxpuct, Auth Incr -3160 -3160 -2900 -2850 <th>Домен</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th>Водлоз</th> <th>Водлозерский</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th>Западно-К</th> <th>Западно-Карельский</th> <th>Центрально- Карельский</th> <th>ально- ьский</th>	Домен				Водлоз	Водлозерский				Западно-К	Западно-Карельский	Центрально- Карельский	ально- ьский
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Возраст, млн лет	~3.	240	~31	[50	~29	006	~28	350	~28	800	~27.	750
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Nd	13.6	7.1	15.8	4.7	17.45	15.50	16.5	13.67	21.3	9.4	23.9	15.3
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Sm	2.42	1.02	2.76	0.80	3.11	2.42	3.41	2.35	3.60	1.63	3.81	2.12
$ \begin{tabular}{lllllllllllllllllllllllllllllllllll$	Eu	92.0	0.15	0.74	0.12	0.70	0.17	0.83	0.31	0.91	0.34	0.87	0.46
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Gd	1.51	0.61	2.45	0.37	3.06	2.37	2.88	1.72	3.13	1.69	1.33	0.89
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Tb	0.26	0.15	0.37	0.07	0.29	0.18	0.46	0.28	0.45	0.27	0.38	0.19
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Dy	0.90	99.0	2.11	0.35	2.09	0.72	1.79	1.24	2.43	1.66	98.0	69.0
0.46 0.36 1.40 0.39 1.04 0.48 0.87 0.66 1.13 0.98 0.43 0.06 0.06 0.09 0.09 0.01 0.09 0.020 0.09 0.05 0.09 <td< td=""><td>Но</td><td>0.16</td><td>0.14</td><td>0.42</td><td>0.07</td><td>0.39</td><td>0.16</td><td>0.31</td><td>0.18</td><td>0.49</td><td>0.35</td><td>0.15</td><td>0.12</td></td<>	Но	0.16	0.14	0.42	0.07	0.39	0.16	0.31	0.18	0.49	0.35	0.15	0.12
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Er	0.46	0.36	1.40	0.39	1.04	0.48	0.87	99.0	1.32	0.98	0.43	0.34
$ \begin{tabular}{ l l l l l l l l l l l l l l l l l l l$	Tm	90.0	90.0	0.19	0.04	0.14	90.0	0.12	0.09	0.20	0.15	90.0	0.05
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Yb	0.57	0.58	1.19	0.36	0.88	0.59	0.87	0.54	1.27	0.99	0.37	0.17
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Lu		0.08	0.21	90.0	0.17	0.12	0.11	90.0	0.19	0.14	0.07	0.05
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Сумма РЗЭ	80.2		105.8		110.8		94.9		125.4		121.1	
	Sr/Y	66.4		21.6		54.2		36.6		35.1		81.7	
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	(La/Yb) _n	32.3		17.4		21.0		16.3		28.47		58.9	
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$(Gd/Yb)_n$	4.04		1.62		2.09		3.24		2.66		2.95	
	$(La/Sm)_n$	5.24		6.12		4.51		4.26		5.62		5.14	
	Eu/Eu*	1.22		06.0		0.92		06.0		0.88		0.95	
	K/Na	0.26		0.53		0.44		0.31		0.37		0.38	
	$(Nb/La)_n$	0.32		0.31		0.35		0.43		0.26		0.27	
113/114 37/26 28/28 46/40 129/92	Zr/Y	24.4		9.7		20.7		15.2		16.85		21.3	
	п (глав/ред)	113,	/114	37/	,26	28,	/28	46,	/40	129	/92	72/	.64

Примечание. Оксиды приведены в мас. %, редкие и редкоземельные элементы в мкг/г, п - число анализов. Для расчета средних составов по Водлозерскому и большей части Центрально-Карельского (кроме района Иломантси в Финляндии) доменов использованы оригинальные данные; по Западно-Карельскому — оригинальные данные по районам Костомукши, оз. Тулос, дер. Вокнаволок, а в основном данные разных авторов по финляндской части Карельской провинции.

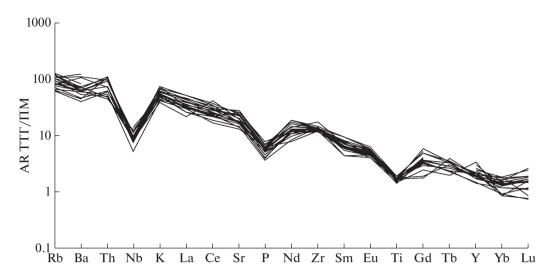


Рис. 2. Мультиэлементная диаграмма (спайдерграмма) для нормированных на примитивную мантию (по Sun, McDonough, 1989) средних составов ТТГ архейских кратонов и крупных фрагментов коры. Для расчета использованы более 1600 анализов ТТГ-пород всех докембрийских щитов и крупных фрагментов щитов (Чекулаев, 2009).

ментов, в нашем случае доменов (Чекулаев, Глебовицкий, 2017).

Тоналит-трондьемиты с возрастом около 3240 млн лет характеризуются (табл. 2, 3) низкими содержаниями K, Rb, Y, Th, низким отношением Rb/Sr, более высоким содержанием Sr и более высокими отношениями Sr/Y, $(La/Yb)_n$, $(Gd/Yb)_n$, $(La/Sm)_n$ Zr/Y, в целом отличаясь от ТТГ-пород других этапов. Такие особенности состава, в частности высокое отношение $(Gd/Yb)_n$, указывают на довольно глубинные условия формирования расплавов с образованием граната в рестите. Это согласуется с высоким содержанием в них Sr и положительной аномалией Eu (Eu/Eu* = 1.22).

Тоналиты с возрастом около 3150 млн лет отличаются от более ранних повышенными содержаниями K_2O , Rb, Y, REE, ΣREE и более низкими отношениями Sr/Y и $(La/Yb)_n$ (табл. 2, рис. 3), что может отражать как иной состав источника, так и менее глубинные условия образования расплавов (Арестова и др., 2015; Чекулаев, Глебовицкий, 2017; Чекулаев и др., 2018).

Состав трондьемитов с возрастом около 2900 млн лет близок к составу тоналитов основания с возрастом около 3150 млн лет (табл. 2, 3), отличаясь более высоким содержанием Sr, меньшими содержаниями Y и Zr и, соответственно, высоким отношением Sr/Y (рис. 3). Такой состав трондьемитов в сочетании с геологическими наблюдениями предполагает их образование в результате плавления тоналитов (Чекулаев, 1988; Арестова и др., 2015), что подтверждается присутствием в них древнего ксеногенного циркона, соответствующего по морфологии и составу таковому в более древних тоналитах (Арестова и др., 2017), а также изотопным

составом Nd, согласно которому источник трондьемитов имеет возраст 3130—3150 млн лет.

Тоналиты с возрастом около 2850 млн лет, имеющие ограниченное распространение, по содержаниям K_2O , Rb, Zr, LREE и отношению $(Gd/Yb)_n$ также приближаются к ранним ТТГ-породам с возрастом 3240 млн лет (рис. 4, табл. 2, 3), а по содержанию Sr, отношениям $(La/Yb)_n$, Eu/Eu*, $Zr/Y - \kappa$ ТТГ-породам с возрастом 3150 млн лет, но изотопный состав Nd указывает на их более молодой (<3 млрд лет) источник.

Породы ТТГ-ассоциации Западно-Карельского домена с возрастом около 2.8—2.85 млрдлет, изученные в обрамлении зеленокаменных поясов Финляндии и в Западной Карелии, сходны с ТТГ с возрастом около 2850 млн лет по содержанию главных и литофильных (Sr, Ba, Rb) элементов (табл. 2, 3), но отличаются меньшей магнезиальностью и обогащением высокозарядными (HFS) элементами, такими как Y, Nb, Zr, Pb, а также REE, что видно при сравнении средних составов (табл. 2), о чем мы писали и раньше (Чекулаев, Глебовицкий, 2017), но не всегда выявляется на диаграммах, построенных на основе нормированных значений.

Наиболее поздние неоархейские ТТГ-породы, развитые почти исключительно в пределах Центрально-Карельского домена, заметно отличаются от пород предыдущих этапов по составу, что хорошо видно в табл. 2, 3 и на рис. 5 (см. также рис. 5 в Чекулаев и др., 2018). По сравнению с мезоархейскими ТТГ Западно-Карельского и особенно Водлозерского домена, для которых имеется много аналитических данных (рис. 5), неоархейские ТТГ характеризуются более высокими содержаниями литофильных элементов K, Rb, Sr, Ba, LREE, а

Таблица 3. Представительные анализы пород тоналит-трондьемитовой ассоциации Карелии

Возраст, млрд лет	пр одотивно		100111021110		24					.15
Район	p. Bo	дла	оз. Ч	ерное	Лайр	учей	р. Че	рева	p.	Выг
№ пробы	45	45д	25-85	1146	1161-05	301	304	42/3	пр. 85	3010/5
Источник	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	63.65	68.24	66.42	66.45	68.4	69.86	65.07	68.01	69.6	69.2
TiO_2	0.48	0.38	0.47	0.48	0.31	0.41	0.28	0.36	0.37	0.36
Al_2O_3	16.18	16.13	16.12	16.21	16.6	14.7	16.45	15.6	15.5	15.1
FeO _{tot}	5.25	2.94	3.77	3.71	3.04	3.54	4.33	3.12	3.42	3.16
MnO	0.13	0.03	0.03	0.04	0.04	0.08	0.05	0.06	0.07	0.07
MgO	3.22	1.62	1.93	1.14	0.85	1.87	1.33	1.34	0.85	1.36
CaO	5.78	4.42	4.36	4.57	3.42	2.87	3.91	3.24	3.54	3.2
Na ₂ O	4.09	4.33	4.14	4.94	5.3	4.01	4.66	4.13	3.55	3.45
K_2O	1.08	1.9	1.58	1.06	0.98	1.3	1.37	2.32	3.65	2.53
P_2O_5	0.14		0.08	0.1	0.09	0.03	0.1	0.09	0.11	0.09
mg#	0.52	0.50	0.48	0.35	0.33	0.49	0.35	0.43	0.31	0.43
Rb	35	28	76	32	19.1	72	28.6		80	83.1
Sr	431	475	330	432	380	318	364		230	193
Ba	514	458	354	226	336	397	570	446	668	400
Y	14	11	21	8	4.5	2.52	3.35	9.24	12	11.2
Zr	113	240	105	150	155	76.3	210		81	97.1
Hf	1.08	4.59	3.5		3.65			3.01		
Nb	6.0	7.0	6.0	6.0	2.5	2.0	4.9	6.9	7.0	7.0
Ta	3.41	0.26	3.3	10	<1	0.11	0.17	0.67	22	14.6
Pb	11	10	12 2	13	6.41 3.45	0.62	15.7	9.74	32 20	14.6 18.3
Th U	0.95	2.3	2		0.15	0.63 0.28	0.3	9.74	20	3.7
La	15.5	17.1	19.0	16.0	22.0	7.1	57.6	24.1	27.0	27.8
Ce	34.0	38.6	42.0	35.0	40.3	12.5	97.5	41.4	51.0	47.5
Pr	51.0	30.0	17.09	33.0	4.1	1.19	9.41	4.18	4.58	4.78
Nd	16.1	14.19	23	12	13.3	4.71	29.9	14.3	16	16.2
Sm	3.29	2.25	3.82	2.80	1.95	0.83	3.83	2.13	3.70	3.06
Eu	0.94	0.84	0.84	0.90	0.71	0.71	0.78	0.71	1.00	0.72
Gd				1.50	1.58	0.66	2.21	2.11	2.60	2.26
Tb	0.40	0.28	0.57		0.22	0.11	0.24	0.29		0.35
Dy					0.93	0.48	0.92	1.61		1.89
Но					0.15	0.10	0.14	0.32		0.36
Er				0.50	0.41	0.21	0.33	1.00	2.30	1.28
Tm	0.00	0.52	2.20	0.40	0.06	0.04	0.04	0.14	1.20	0.17
Yb	0.89	0.52	2.20 0.27	0.40	0.38 0.06	0.29 0.05	0.25 0.04	0.91 0.16	1.20	1.05
Lu Rb/Sr	0.08	0.06	0.27	0.07	0.05	0.03	0.04	0.10	0.35	0.43
Sr/Y	30.8	43.2	15.7	54.0	84.4	126.2	108.7		19.2	17.2
$(La/Yb)_n$	12.5	23.6	6.2	34.1	41.5	17.7	165.3	19.0	16.1	19.0
$(Gd/Yb)_n$	12.5	23.0	0.2	3.10	3.44	1.88	7.31	1.92	1.79	1.78
$(\mathrm{Tb}/\mathrm{Yb})_{\mathrm{n}}$	2.04	2.45	1.18	3.10	2.63	1.72	4.36	1.45	1.77	1.52
$(La/Sm)_n$	3.04	4.91	3.21	3.69	7.28	5.55	9.71	7.30	4.71	5.86
(La/SIII) _n Sm/Nd	0.20	0.16	0.17	0.23	0.15	0.18	0.13	0.15	0.23	0.19
Siii/Nu Eu/Eu*	0.20	1.18	0.17	1.27	1.17	2.66	0.13	1.03	1.07	0.19
K_2O/Na_2O	0.27	0.44	0.38	0.21	0.18	0.32	0.71	0.56	1.07	0.73
$(Nb/La)_n$	0.27	0.39	0.30	0.21	0.13	0.32	0.29	0.30	0.25	0.73
Zr/Y	8.1	21.8	5.0	18.8	34.4	30.3	62.7	0.27	6.8	8.7
∠1/ 1	0.1	21.0	5.0	10.0	57.7	50.5	02.7	0.0	0.0	0.7

Таблица 3. Продолжение

Возраст,	3.1		2.9	903	2.9	06	2.90		2.85	
млрд лет Район		Палая	Памба		n C	уна	оз. Остер	Шап	ьский	оз. Шилос
№ пробы	132	39	39a	56	2006и	V-101	79a	802/1	802/2	1888
Источник	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2
SiO ₂	67	64.1	71	70.2	66.3	66.4	73	58.6	63.7	66.8
TiO_2	0.44	0.5	0.23	0.27	0.32	0.46	0.16	0.91	0.41	0.62
Al_2O_3	16	16.7	15	15.5	17.78	16.65	13.9	17.4	18.7	15.73
	3.62	4.22	2.38	2.24	2.67	3.71	2.06	6.3	3.12	5.54
FeO _{tot} MnO	0.06	0.07	0.036	0.035	0.07	0.04	0.018	0.3	0.036	0.08
MgO	1.53	2.11	0.030	1	1.13	1.47	0.62	3.18	1.57	2.46
CaO	4.49	3.16	2.33	3	3.15	3.64	3.85	6.19	3.61	3.08
Na ₂ O	4.34	4.49	4.79	5	4.76	4.65	4.75	4.2	5.81	4.26
K ₂ O	1.34	2.78	1.93	1.36	1.88	1.64	0.48	0.87	1.85	1.28
P_2O_5	0.18	0.17	0.08	0.1	0.13	0.21	0.062	0.18	0.21	1.20
mg#	0.18	0.17	0.39	0.1	0.13	0.21	0.002	0.18	0.21	0.44
Rb	85	186	82	73	76	46.8	18	26.7	77	46
Sr	264	271	238	268	521	413	230	273	331	192
Ba	267	559	486	187	734	674	97	292	540	328
Y	13.5	16.9	10.7	11.5	8	8.06	18	23	6.7	26
Zr	208	208	192	177	95	216	230	288	87	165
Hf	5.07	4.88	4.32	4.37		4.73	2.14	7.4	2.28	
Nb	7.1	9.5		9.1	6.0	4.8	2.0	7.2	8.3	7.0
Ta	0.57	0.91	1.3	0.8			0.26	0.86	0.32	
Pb	7.16	10	10.3	13.4				7.2	4.2	8
Th	7.38	2.65	3.9	7.35	6	0.94	3.38	2.7	0.98	3
U	1.07	1.13	1.4	1.42			0.74	1.16	0.66	10.7
La	26.2	13.9	8.1	25.5	6.8	17.4	5.2	12.8	14.9	18.7
Ce	56.3 5.21	27.4 2.9	20.3 1.7	44.4	12.0	35.0	7.8	30.2	29.4	38.2
Pr Nd	18.3	2.9 11.1	7.06	4.95 16.5	3.8	3.63 15.4	0.86 3.11	4.55 21.2	3.51 13.1	14.9
Sm	3.30	2.63	2.21	2.63	1.40	2.76	0.50	6.37	2.71	3.76
Eu	0.77	0.68	0.65	0.54	0.53	0.92	0.27	0.95	0.70	1.11
Gd	2.83	2.77	1.86	2.60	0.55	2.27	0.43	5.67	2.57	4.65
Tb	0.40	0.44	0.28	0.36	0.17	0.28	0.05	0.84	0.35	0.90
Dy	2.35	2.72	1.57	2.05		1.62	0.36	4.21	1.44	
Но	0.47	0.54	0.35	0.39		0.30	0.07	0.68	0.27	
Er	1.32	1.66	0.91	1.06		0.74	0.19	2.21	0.52	
Tm	0.19	0.23	0.12	0.14	0.12	0.10	0.02	0.29	0.06	
Yb	1.33	1.91	0.93	1.09	0.40	0.61	0.26	1.77	0.33	1.72
Lu	0.22	0.28	0.16	0.14	0.04	0.11	0.05	0.23	0.05	
Rb/Sr	0.32	0.69	0.34	0.27	0.15	0.11	0.08	0.10	0.23	0.24
Sr/Y	19.6	16.0	22.2	23.3	65.1	51.2	12.8	11.9	49.4	7.4
$(La/Yb)_n$	14.1	5.2	6.2	16.8	12.2	20.5	14.2	5.2	32.4	7.8
$(Gd/Yb)_n$	1.76	1.20	1.65	1.97	1.02	3.08	1.37	2.65	6.44	2.24
$(Tb/Yb)_n$	1.37	1.05	1.37	1.50	1.93	2.09	0.94	2.16	4.82	2.38
$(La/Sm)_n$	5.13	3.41	2.36	6.26	3.14	4.07	6.66	1.30	3.55	3.21
Sm/Nd	0.18	0.24	0.31	0.16	0.37	0.18	0.16	0.30	0.21	0.25
Eu/Eu*	0.74	0.76	0.92	0.63	1.20	1.09	1.74	0.46	0.81	0.78
K_2O/Na_2O	0.31	0.62	0.40	0.27	0.39	0.35	0.10	0.21	0.32	0.30
$(Nb/La)_n$	0.26	0.66	15.0	0.35	0.85	0.27	0.37	0.54	0.54	0.36
Zr/Y	15.4	12.3	17.9	15.4	11.9	26.8	12.8	12.5	13.0	6.3

Таблица 3. Продолжение

	продолжен			1						
Возраст, млрд лет	2.85	2.	8				2.8-2.84			
Район	оз. Шилос	Косто	мукша	Ky	хмо		F	Костомукі	ша	
№ пробы	111400	132	173o	3TTT 96 1	167TOH 93	K-23-1/01	K-54/01	30.01.	K-5-1/01	32-1/00
Источник	2	1	1	3	3	4	4	4	4	4
SiO ₂	66	68.5	70.71	68.5	66.1	71.77	69.28	64.92	70.51	68.16
TiO_2	0.41	0.52	0.29	0.504	0.656	0.29	0.42	0.71	0.25	0.52
Al_2O_3	17.29	15.36	15.12	15.6	15.8	15.86	16.36	15.06	16.71	16.62
FeO _{tot}	3.88	3.09	2.75	4.07	4.68	2.484	3.249	6.444	1.602	2.943
MnO	0.06	0.1	0.1	0.08	0.08	0.12	0.13	0.16	0.12	0.12
MgO	1.93	1.22	0.72	1.44	2.01	0.67	1.05	2.55	0.63	1.42
CaO	4.71	4.22	3.55	2.59	2.78	3.33	3.68	3.51	3.05	3.36
Na ₂ O	4.4	4.8	4.84	4.9	4.83	3.7	4.01	3.03	4.89	4.31
K_2O	0.88	1.45	1.27	1.52	2.12	1.39	1.34	2.62	1.97	2.09
$P_2^2O_5$		0.07	0.07	0.138	0.186	0.1	0.13	0.27	0.09	0.13
mg#	0.47	0.41	0.32	0.39	0.43	0.32	0.37	0.41	0.41	0.46
Rb	19	39	57	47	32	60	69	139	49	69
Sr	305	573	344	195	162	341	317	190	653	610
Ba	202	281	153	376	367	338	187	371	607	890
Y	5	15	10	19.5	26	7.29	18.2	32.5	4.02	5.03
Zr	120	130	157	125	82	163	253	252	108	218
Hf	3.24	2	2.8							
Nb	3.0	5.0	6.0	6.0	12.5	9.2	7.0	14.9	1.7	7.4
Ta	0.2	0.15	0.62	0.6						
Pb		10	14							
Th	0.9	5	5	5.2	5.8	12.3	17.3	7.48	1.72	6.65
U	0.5	15 7	3.7	1.7	1.1	1.63	1.31	0.88	0.6	0.43
La	8.5	15.7	19.5	17.5	24.0	25.2	54.6	32.8	8.2 16.8	23.5
Ce Pr	14.8 1.68	30.6	33.1	36.0 4.4	52.0 6.6	44.7 4.56	98.8 10.14	70.7 8.36	1.86	44.8 5.03
Nd	6.35	18.1	14.3	17	24.5	15.2	33.4	29.8	7.09	17.56
Sm	1.30	3.33	2.10	3.60	5.20	2.32	5.12	5.94	1.37	2.68
Eu	0.53	0.66	0.48	0.90	1.60	0.59	0.77	1.22	0.45	1.13
Gd	1.16	0.00	0.10	4.00	6.20	1.78	4.40	5.51	1.12	1.49
Tb	0.17	0.36	0.43	0.60	0.90	0.25	0.65	0.82	0.15	0.18
Dy	0.94			3.80	4.90	1.24	3.39	4.52	0.70	0.77
Но	0.19			0.80	0.90	0.25	0.67	1.03	0.14	0.15
Er	0.53			2.10	2.70	0.61	1.68	2.74	0.36	0.30
Tm	0.08			0.30	0.40	0.09	0.23	0.41	0.05	0.05
Yb	0.49	0.87	0.73	2.10	2.40	0.57	1.34	2.85	0.33	0.26
Lu	0.09	0.13	0.11	0.30	0.30	0.09	0.19	0.38	0.05	0.05
Rb/Sr	0.06	0.07	0.17	0.24	0.20	0.18	0.22	0.73	0.08	0.11
Sr/Y	61.0	38.2	34.4	10.0	6.2	46.8	17.4	5.8	162.4	121.3
$(La/Yb)_n$	12.5	12.9	19.2	6.0	7.2	31.7	29.2	8.3	17.9	64.8
$(Gd/Yb)_n$	1.96			1.58	2.14	2.51	2.66	1.56	2.72	4.58
$(Tb/Yb)_n$	1.58	1.88	2.68	1.30	1.70	1.99	2.20	1.31	2.07	3.15
$(La/Sm)_n$	4.24	3.04	5.99	3.14	2.98	7.01	6.88	3.56	3.88	5.66
Sm/Nd	0.20	0.18	0.15	0.21	0.21	0.15	0.15	0.20	0.19	0.15
Eu/Eu*	1.27	0.64	0.64	0.74	0.90	0.85	0.48	0.64	1.08	1.57
K ₂ O/Na ₂ O	0.20	0.30	0.26	0.31	0.44	0.38	0.33	0.86	0.40	0.48
$(Nb/La)_n$	0.34	0.31	0.30	0.33	0.50	0.35	0.12	0.44	0.20	0.30
Zr/Y	24.0	8.7	15.7	6.4	3.2	22.4	13.9	7.8	26.9	43.3

Таблица 3. Окончание

таолица 3.	Окончание									
Возраст, млрд лет	2.766	2.	7?		2.65		3	.1	>3.317	~3.1
Район	Шальский	Cyos	нрви	Кухмо	Суомус	ссалми	Койте.	лайнен	Пуда	съярви
№ пробы	802	123	142	4497	4501	4500	F-21	F-22	A1602	A1603
Источник	1	1	1	3	3	3	5	5	6	6
SiO ₂	68.2	69.29	68.8	68.03	71.95	70.45	68.15	68.5	70.3	73.3
TiO_2	0.16	0.15	0.19	0.51	0.29	0.37	0.46	0.46	0.45	0.14
Al_2O_3	17.1	17.14	17.42	15.58	14.93	14.6	15.61	15.5	15.6	14.8
FeO _{tot}	2.2	1.8	1.71	2.71	1.49	2.221	3.19	3.12	2.097	1.152
MnO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02
MgO	0.94	0.87	1.07	1.03	0.91	1.47	0.95	0.83	0.92	0.44
CaO	3.57	2.75	2.39	3.2	2.28	2.23	4.04	3.7	3.17	2.61
Na ₂ O	5.66	6.44	5.96	4.83	4.46	4.85	4.57	4.74	4.48	4.17
K_2O	1.22	1.06	1.81	2.06	2.05	1.81	1.84	1.77	1.83	2.79
P_2O_5	0.11	0.06	0.07	0.18	0.09	0.1	0.12	0.11	0.03	0.04
mg#	0.43	0.46	0.53	0.40	0.52	0.54	0.35	0.32	0.44	0.41
Rb	34	19.4	47.4	75 	67	92			57	59
Sr	314	766	568	716	290	255			311	449
Ba	391 3.6	338	361	7	591	408			503 7.5	970
Y Zr	207	2.23 72.4	1.97 110	151	4 159	7 136			294	1.5 66
Hf	5.57	12.7	110	131	137	130			6.9	1.7
Nb	2.5	0.8	2.1						5.2	0.7
Ta	0.07	< 0.01	< 0.01						<0.2	<0.2
Pb	4.66								32	<30
Th	0.58	0.14	1.93						46	< 0.5
U	1.11	< 0.1	0.26						2	< 0.2
La	10.2	3.7	16.4	32.0	20.3	21.5	9.0	9.4	123.0	11.4
Ce	18.0	7.7	27.5	61.9	36.1	39.4	16.7	18.8	213.0	17.2
Pr	1.99	0.95	3.08	25.75	11.56	12 (0	())	7.04	22.2 75.8	1.7
Nd Sm	6.91 1.20	4.1 0.91	10.4 1.50	25.75 3.97	11.36	13.69 1.80	6.23 1.40	7.04 1.41	10.00	5.83 0.69
Eu	0.61	0.34	0.45	0.97	0.31	0.48	0.58	0.58	1.35	0.35
Gd	1.19	0.73	0.91	0.57	0.51	0.10	1.26	1.27	6.77	0.66
Tb	0.17	0.10	0.13						0.59	<0.1
Dy	0.75	0.47	0.46	1.16	0.38	0.73	1.02	1.09	1.90	0.29
Но	0.14	0.07	0.06						0.27	< 0.1
Er	0.24	0.21	0.14	0.46	0.17	0.37	0.49	0.61	0.60	< 0.15
Tm	0.04	0.03	0.02		0.45				<0.1	<0.1
Yb	0.26	0.16	0.10	0.37	0.13	0.38	0.42	0.61	0.55	0.12
Lu Di /C	0.03	0.03	0.02	0.06	0.03 0.23	0.06	0.07	0.10	<0.1	<0.1 0.13
Rb/Sr Sr/Y	0.11 87.2	0.03 343.5	0.08 288.3	0.10 102.3	72.5	0.36 36.4			0.18 41.5	299.3
$(La/Yb)_n$	28.1	16.5	122.5	62.1	112.0	40.6	15.3	11.1	160.4	68.1
$(Gd/Yb)_n$	3.79	3.77	7.84	02.1	112.0	10.0	2.48	1.72	10.18	4.55
$(\mathrm{Tb}/\mathrm{Yb})_{\mathrm{n}}$	2.97	2.76	6.16				2.40	1.72	4.88	7.55
$(La/Sm)_n$	5.49	2.60	7.06	5.21	8.98	7.71	4.14	4.32	7.94	10.67
Sm/Nd	0.17	0.22	0.14	0.15	0.13	0.13	0.22	0.20	0.13	0.12
Siii/Nu Eu/Eu*	1.56	1.21	1.01	0.13	0.13	1.06	1.64	1.63	0.13	1.56
K ₂ O/Na ₂ O	0.22	0.16	0.30	0.43	0.46	0.37	0.40	0.37	0.41	0.67
$(Nb/La)_n$	0.24	0.22	0.13	0.15	0.10	0.57	0.10	0.57	0.04	0.06
Zr/Y	57.5	32.5	55.8	21.6	39.8	19.4			39.2	44.0
<u>, т</u>	Management	r. 1		21.0	полици в ГГУ			Huhma at		l

Примечание. Источники: 1 — оригинальные данные; 2 — данные ГГУП СФ "Минерал"; 3 — Huhma et al., 2012a; 4 — Samsonov et al., 2005; 5 — Jahn et al., 1984; 6 — Mutanen, Huhma, 2003.

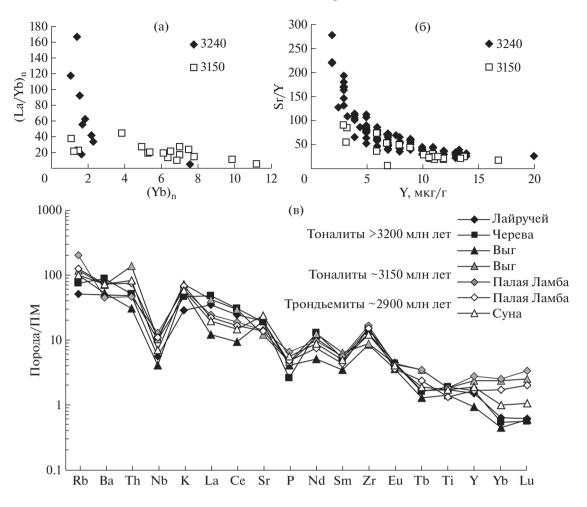


Рис. 3. Диаграммы $(La/Yb)_n$ — $(Yb)_n$ (a) и Sr/Y—Y (б) для тоналитов с возрастом ~3240 и ~3150 млн лет и мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы) для нормированных на примитивную мантию (по Sun, McDonough, 1989) средних составов тоналитов с возрастом около 3240, 3150 и 2900 млн лет (в).

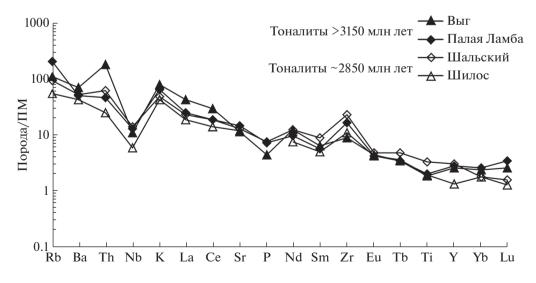


Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграмма) для нормированных на примитивную мантию (по по Sun, McDonough, 1989) средних составов тоналитов с возрастом 3150 и 2850 млн лет.

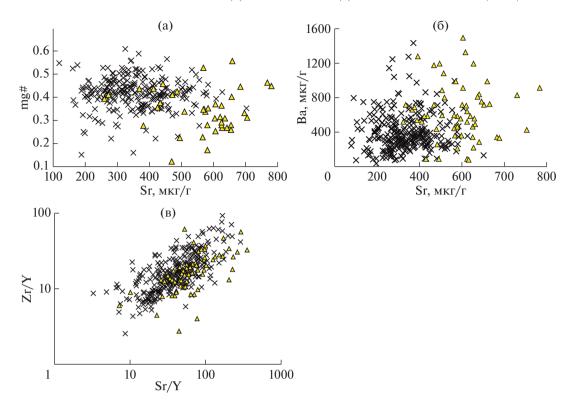


Рис. 5. Диаграммы Sr-mg# (а), Sr-Ba (б), Zr/Y-Sr/Y (в) для пород ТТГ-ассоциации мезоархейского (крестик) и неоархейского (треугольник) возраста Карельской провинции.

также Zr и, соответственно, более высокими отношениями Zr/Y, Sr/Y, La/Yb, более низкой магнезиальностью mg# (рис. 5, табл. 2, 3). Различие составов ТТГ неоархея, слагающих Центрально-Карельский домен, и мезоархейских пород соседних доменов свидетельствует, в первую очередь, о различном составе источников ТТГ-расплавов (Чекулаев, Арестова, 2018).

При петрологических и геотектонических реконструкциях широко используется Sm—Nd изотопная систематика. К. Конди (Condie, 1986) на основании изотопных данных по Nd, Sr и Pb пришел к выводу, что архейские ТТГ-ассоциации образовались из источника, который отделился от мантии примерно за 150 млн лет до его плавления. Вывод о существовании такого временного интервала был также получен и при анализе Hf изотопной системы в цирконах из ТТГ-ассоциаций различных кратонов мира (Bennett, 2003).

К настоящему времени накоплен значительный объем информации об изотопном составе Nd в породах ТТГ-серии Фенноскандинавского щита (Чекулаев и др., 1997; Вревский и др., 2010; Huhma et al., 2012b). Породы ТТГ-ассоциации Карельской провинции Фенноскандинавского щита, как и породы других архейских кратонов, характеризуются варьирующими значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ от -6.6 до +2.7 (рис. 6a). Диаграмма в координатах

 $t_{Zrn} - t_{Nd(DM)}$ (рис. 6б) демонстрирует различные интервалы между становлением их протолита (отделением его от деплетированной мантии) и последующим его плавлением с образованием расплавов ТТГ-состава (Лобач-Жученко и др., 1999; Вревский и др., 2010). В большей степени это характеризует тоналит-трондьемиты Водлозерского домена, формирование которых происходило в четыре этапа: около 3.2, 3.15, 2.9 и 2.85 млрд лет назад. Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что ТТ-магматизму каждого этапа предшествует формирование нового протолита, при этом часть новообразованных ТТГ наследует изотопный состав более древних источников, сформировавшихся в предыдущие этапы (рис. 6б). Тоналиттрондьемит-гранодиориты Западно-Карельского домена, судя по вариациям значений $\varepsilon_{Nd}(t)$ (от -7.5 до +2.3; Huhma et al., 2012b), также имели разные по возрасту источники. Тоналит-трондьемитгранодиориты Центрально-Карельского домена (за исключением единичных образцов) отличают преимущественно положительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ (+0.6...+2.3; рис. 6а), указывающие на близость возраста протолита и времени его плавления. Тоналит-трондьемит-гранодиориты с наименьшими значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ могли сформироваться в результате переработки более древних ТТГ-пород, как это было показано для трондьемитов Водлозерского домена с возрастом ~2.9 млрд лет и

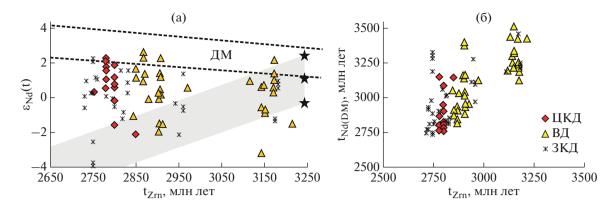


Рис. 6. Диаграммы (а) возраст по циркону (t_{Zrn}) — $\epsilon_{Nd}(t)$ и (б) возраст по циркону (t_{Zrn}) —модельный возраст $(t_{Nd(DM)})$, рассчитанный на деплетированную мантию по DePaolo (1981), для архейских ТТГ-пород Карельской провинции. ЦКД — Центрально-Карельский домен, ВД — Водлозерский домен, ЗКД — Западно-Карельский домен. На рис. 6а показан состав амфиболитов района р. Водла Водлозерского домена (черные звездочки) и поле эволюции их изотопного состава Nd (залито серым).

 $t_{Nd(DM)} \sim 3.1-3.3$ млрд лет (Чекулаев, 1988; Арестова и др., 2015). Другим объяснением отрицательных значений $\epsilon_{Nd}(t)$ может быть контаминация древнекоровым материалом или нарушение Sm–Nd изотопной системы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Многими исследователями в качестве главного источника ТТ-расплавов рассматриваются породы основного состава, что подтверждается многочисленными экспериментальными данными. Наблюдаемый интервал времени между образованием протолита (отделением от мантийного источника) и моментом его плавления с образованием ТТ-расплавов, о чем говорилось выше, свидетельствует о преобладающем механизме выплавления ТТГ-пород Карельской провинции из значительно более древних базитовых источников, чем базальты зеленокаменных поясов.

Изотопный состав Sm и Nd также указывает на отсутствие петрогенетической связи между вулканитами зеленокаменных поясов и ТТГ-породами. Проведенный расчет допустимого значения отношения Sm/Nd для базитового источника ТТГ показал (Лобач-Жученко и др., 1999; Вревский и др., 2010), что оно не должно было превышать 0.27— 0.30. Такими геохимическими характеристиками обладают мафиты, обогащенные Nd (ENd-мафиты) (Kempton et al., 1995; Корешкова и др., 2001; Ветрин, 2006), тогда как в базальтах мезоархейских поясов эти отношения превышают 0.30 (см. табл. 2 в Чекулаев и др., 2018). Соответственно ТТ-расплавы не могли быть выплавлены из метабазитов состава мезоархейских базальтов Карелии; их источнику больше соответствуют базиты нижней коры или ранние амфиболиты Водлозерского домена с возрастом около 3.24 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 1999; Вревский и др., 2010; Чекулаев и др., 2018). Вывод об ином составе источника для пород ТТГ-серии, нежели толеиты зеленокаменных поясов, подтверждается результатами петрологического моделирования по главным и редким элементам, проведенного для тоналитов района р. Выг (Лобач-Жученко и др., 1999). Высокие отношения Sr/Y (около 70) и (La/Yb)_п (>60) указывают на значительные глубины образования расплавов.

Как уже отмечалось, трондьемиты с возрастом около 2900 млн лет по содержаниям и соотношениям редких и редкоземельных элементов близки к тоналитам с возрастом 3150 млн лет, что предполагает их образование в результате плавления тоналитов (Чекулаев, 1988; Арестова и др., 2015). Это подтверждается геологическими наблюдениями, а также изотопным составом Nd, согласно которому источник пород имеет возраст 3130—3150 млн лет, и наличием в трондьемитах ксеногенного циркона, соответствующего по морфологии и составу таковому в тоналитах (Арестова и др., 2017).

В отличие от мезоархейских базальтов, метабазальты неоархейских поясов Карельской провинции удовлетворяют требованиям источника ТТрасплавов (Чекулаев и др., 2018), так как отношения Sm/Nd в них не превышают 0.30. Кроме того, они в достаточной мере обогащены литофильными элементами, в частности Sr. Несмотря на то что изотопные данные указывают на незначительный интервал времени между формированием ТТГ и базитов зеленокаменных поясов, геологические данные свидетельствуют о более молодом возрасте метавулканитов, которые, соответственно, не могли быть источником ТТ-расплавов.

Возможные модели образования ТТГ-расплавов рассматривались многими исследователями. В основном обсуждаются два принципиально различных типа моделей образования ТТГ-пород древних кратонов: (1) субдукционная — плавле-

ние метаморфизованных базальтов океанических литосферных плит, фрагменты которых представлены толеитами зеленокаменных поясов (Павловский, 1962; O'Brien et al., 1993; Кожевников, 2000; Campbell, 2003; Samsonov et al., 2005; Светов, 2005; Щипанский, 2008), или погружение архейской сиалической коры в горячую верхнюю мантию с образованием эклогитов (Щипанский, 2012); (2) плюмтектоническая — плавление нижней части мощной мафитовой коры (Atherton, Petford, 1993; Condie, 2005; Вревский и др., 2010; Арестова и др., 2012, 2015; Чекулаев и др., 2018) с последующим разрастанием сиалических ядер (Condie, 1986; Kramers, 1988).

В качестве одного из аргументов в пользу первой модели приводится сходство некоторых тоналитов с адакитами — образованиями островных дуг. В частности, Дж.-Ф. Мойен и Е. Мартен (Moyen, Martin, 2012) вслед за рядом исследователей (например, Drummond, Defant, 1990) на основании магнезиальности и содержаний ряда редких элементов сопоставляют тоналиты с адакитами (Martin, 1999; Martin et al., 2005; Moyen, 2009). Повышенные содержания MgO, Cr, Ni в ТТГ и адакитах по сравнению с экспериментальными расплавами они объясняют взаимодействием ТТ-расплавов с мантийным клином в субдукционной обстановке (Moyen, Martin, 2012).

Что касается магнезиальности (mg# = MgO/FeO + MgO, мол. кол.) TT-расплавов, тоэксперименты показывают, что ее значения широко варьируют от 0.20 до 0.70 при средних значениях 0.35-0.40. Это может зависеть как от минерального состава рестита, так и от состава реститовых минералов. Например, эксперименты Д. Замора (Zamora, 2000) демонстрируют вариации значений mg# в минералах в зависимости от температуры и давления. Более высокую магнезиальность ТТ-пород может обеспечить более низкая температура плавления источника, когда кристаллизуется более железистый гранат, либо наличие в рестите подчиненного количества клинопироксена или роговой обманки (наиболее магнезиальных минеральных фаз) (Вревский и др., 2010). Подобное влияние состава реститовых фаз уже отмечалось (Туркина, 2000; Laurie, Stevens, 2012 и др.). Одновременно было показано (Smithies, 2000; Condie, 2005; Чекулаев и др., 2018; Чекулаев, Арестова, 2018), что ТТГ не являются аналогами адакитов, которые обнаруживают существенные геохимические отличия, в частности высокие (>0.60) значения mg# и содержания Sr более 1000 мкг/г (Чекулаев и др., 2018).

Ведущую роль субдукции в образовании ТТГпород опровергают также результаты экспериментальных работ и петролого-геохимических модельных расчетов (Rapp et al., 1991, 1999; Springer, Seck, 1997; Lobach-Zhuchenko et al., 2000), показывающие, что в надсубдукционных обстановках генерируются расплавы, существенно отличающиеся от природных ТТГ высокой магнезиальностью и низкими содержаниями Al_2O_3 и SiO_2 (Вревский и др., 2010).

Против субдукционной модели образования ТТГ Карелии свидетельствует также сравнение их состава с составами плагиогранитоидов и вулканитов современных геодинамических обстановок, которое показало (Чекулаев, 2009; Вревский и др., 2010), что архейские ТТГ заметно отличаются от фанерозойских плагиогранитоидов не только формой и размерами массивов, но и рядом геохимических особенностей. Так, фанерозойские плагиогранитоиды содержат заметно больше HREE, Sc, Y и Ti (Condie, 1986; Чекулаев, 2009). Кроме того, мезоархейские ТТГ Карелии близки по составу к вулканитам, которые демонстрируют заметное отличие от вулканитов современных геодинамических обстановок (рис. 7) (см. рис. 8 в Чекулаев и др., 2018). В то же время неоархейские вулканиты Карельской провинции, аналогичные по составу и возрасту неоархейским ТТГ, отличаясь от современных островодужных вулканитов, имеют определенное сходство с вулканитами современных континентальных дуг (рис. 7) (Чекулаев, 2009; Чекулаев и др., 2018).

Таким образом, перечисленные выше особенности геологического строения, изотопного и геохимического состава архейских ТТГ-серий Карельской провинции в совокупности с петрологическими и экспериментальными данными, модельными расчетами наиболее полно могут быть объяснены в рамках модели их образования в результате плавления мафитов нижней коры под воздействием плюма, который мог проявляться как минимум дважды (Вревский и др., 2010; Арестова и др., 2012, 2015; Чекулаев, Арестова, 2018). При этом неоархейские плутонические и магматические породы заметно отличаются по составу от мезоархейских пород, вероятно отражая смену условий образования расплавов (Чекулаев и др., 2018; Чекулаев, Арестова, 2018).

выводы

Краткое обобщение имеющихся на сегодняшний день данных для пород архейской тоналиттрондьемит-гранодиоритовой ассоциации Карельской провинции Фенноскандинавского щита позволило определить особенности геологического положения и геохимического состава пород архейской ТТГ-ассоциации Карельской провинции, сформированных в течение основных этапов с возрастом около 3240, 3150, 2900, 2850, 2800 и 2750 млн лет.

Наиболее ранние ТТГ-расплавы могли быть выплавлены не из метабазитов состава мезоар-

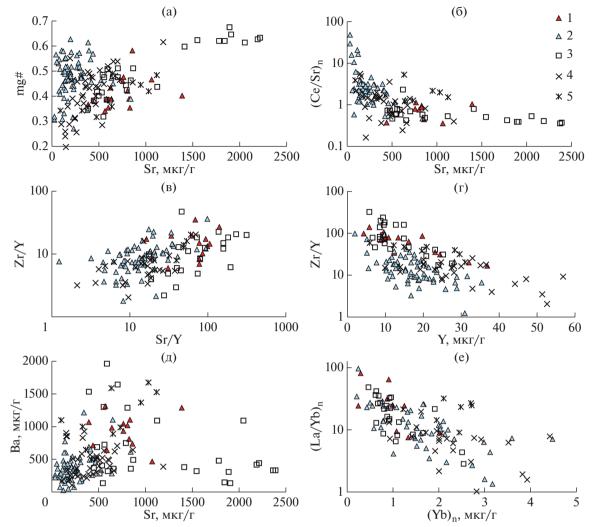


Рис. 7. Парные диаграммы средних значений Sr-mg#, Zr/Y-Sr/Y, Sr-Ba, Sr-(Ce/Sr)_n, Y-Sr/Y, (Yb)_n-(La/Yb)_n для средне-кислых вулканитов отдельных структур и комплексов неоархея (1) и мезоархея (2) Карельской провинции; для вулканитов современных обстановок: адакитов (3), островных дуг (4), континентальных дуг (5).

хейских базальтов зеленокаменных поясов Карелии, а из базитов нижней коры или ранних амфиболитов Водлозерского домена с возрастом около 3.24 млрд лет.

Тоналиты с возрастом около 3150 млн лет отличаются от более ранних тоналитов повышенными содержаниями K_2O , Rb, Y, REE, Σ REE и более низкими отношениями Σ r/Y и $(La/Yb)_n$, что может отражать как иной состав источника, так и менее глубинные условия образования расплавов.

Трондьемиты с возрастом около 2900 млн лет по соотношению редких и редкоземельных элементов близки к тоналитам основания с возрастом около 3150 млн лет, что в сочетании с геологическими наблюдениями предполагает их образование в результате плавления тоналитов и подтверждается присутствием в них древнего ксеногенного циркона, соответствующего по мор-

фологии и составу таковому в более древних тоналитах.

Неоархейские плутонические и магматические породы заметно отличаются по составу от мезоархейских, вероятно, отражая смену условий их образования.

Особенности геологического строения, химического состава и изотопной эволюции $\varepsilon_{Nd}(t)$ исключают предположение о формировании большей части ТТГ из толеитов зеленокаменных поясов, т.е. об их генетической связи с субдукцией древней океанической коры, и наиболее полно могут быть объяснены в рамках модели их образования в результате плавления мафитов нижней коры под воздействием плюма.

Сравнение состава архейских ТТГ с составами плагиогранитоидов современных геодинамических обстановок показало, что они заметно отличаются от фанерозойских плагиогранитоидов не

только масштабами проявления, но и рядом геохимических особенностей. Так, фанерозойские плагиогранитоиды содержат заметно больше HREE, Sc, Y и Ti.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Института геологии и геохронологии докембрия PAH (тема FMUW-2022-0004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 1. С. 67—73.

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Корреляция процессов формирования архейской коры древнего Водлозерского домена (Балтийский щит) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 1—13.

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Кучеровский Г.А., Егорова Ю.С., Скублов С.Г. О соответствии геологических данных и результатов датирования архейских пород U—Рь методом по циркону на примере Карельской провинции Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 2017. № 71. С. 35—52.

Ветрин В.Р. Состав и строение нижней коры Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 415—438.

Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. Геологические, петрологические и изотопно- геохимические ограничения геодинамических моделей образования тоналит-трондыемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20—38.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Изд-во Кар. НЦ РАН, 2000. 222 с.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритовые цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса, Карельский кратон // Докл. АН. 2010. Т. 430. № 5. С. 681-685.

Корешкова М.Ю., Левский Л.К., Иваников В.В. Петрология нижнекоровых ксенолитов из даек и трубки взрыва Кандалакшского грабена // Петрология. 2001. Т. 9. С. 89—106.

Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В., Самсонов А.В., Кайряк А.И., Ганин В.А., Зудин А.И. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92—100.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Левченков О.А., Крылов И.Н., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Коваленко А.В. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 156—173.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии // Тр.

Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. 1962. Вып. 5. С. 77—108.

Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. Глебовицкий В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан—континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Изд-во Кар. НЦ РАН, 2005. 230 с.

Слабунов А.И. Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61—74.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704—717.

Чекулаев В.П. Особенности структурно-метаморфической эволюции зеленокаменных поясов. Деформации и метаморфизм лопийских образований Западной Карелии // Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов). М.: Наука, 1988. С. 62—68.

Чекулаев В.П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 1996. 42 с.

Чекулаев В.П. Геология и состав архейских ТТG и плагиогранитов фанерозойских геодинамических обстановок: сходство и отличие // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научной конференции. Петрозаводск, 2009. С. 176—179.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Гетерогенность строения Карельской провинции Фенноскандинавского щита как отражение условий корообразования от палео- до неоархея // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. Ред. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. С. 35—61.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Архейские метатерригенные осадочные породы Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, источники сноса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 3—25.

Чекулаев В.П., Глебовицкий В.А. О среднем составе ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации: возможности использования // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 2. С. 192—196.

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 808-816.

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Гусева Н.С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер (геология, геохимия, петрология) // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 138—167.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Слабунов А.И. Карельская гранит-зеленокаменная область. Центрально-Карельский домен // Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. Глебовицкий В.А. СПб.: Наука, 2005. С. 395—471.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Глебовицкий В.А., Лобач-Жученко С.Б., Матвеева Л.В., Лепехина Е.Н. Новые данные о возрасте архейских пород Заонежья (Водлозерский домен Карельского кратона) // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 6. С. 670–675.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 3—23.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С. Неоархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 21—39.

Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 560 с.

Щипанский А.А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазоносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника. 2012. № 2. С. 42–64.

Atherton M.P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. V. 362. P. 144–146.

Bennett V.C. Compositional evolution of the mantle // Treatise on geochemistry. V. 2. The mantle and core. Eds. Holland D., Turekian K.K. Elsevier, 2003. P. 493–519.

Campbell I.H. Constraints on continental growth models from Nd/U ratios in the 3.5 Ga Barberton and other Archaean basalt-komatiite suites // Am. J. Sci. 2003. V. 303. P. 319–351.

Condie K.C. Origin and early growth rate of continents // Precambrian. Res. 1986. V. 32. № 4. P. 261–278.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution 976 in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193–196.

Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite—tonalite—dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 21503—21521.

Huhma H., Mänttäri I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belts of Finland // Geol. Surv. Finl. Spec. Pap. 2012a. V. 12. P. 73–174.

Huhma H., Kontinen A., Mikkola P., Halkoaho T., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Luukkonen E., Mutanen T., Peltonen P., Pietikäinen K., Pulkkinen A. Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 2012b. V. 12. P. 175–212.

Jahn B.M., Vidal P., Kroner A. Multi-chronometric ages origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 398–408.

Kempton P.D., Downes H., Sharkov E.V., Vetrin V.R., Ionov D.A., Carswell D.A., Beard A. Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic Shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane // Lithos. 1995. V. 36. P. 157–184.

Kramers J.D. An open-system fractional crystallization model for very early continental crust formation // Precambrian Res. 1988. V. 38. P. 281–295.

Laurie A., *Stevens G.* Water-present eclogite melting to produce Earth's early felsic crust // Chem. Geol. 2012. V. 314—317. P. 83—95.

Lobach-Zhuchenko S.B., Kovalenko A.V., Krylov I.N., Levskii L.K., Bogomolov E.S. Geochemistry and petrology of the ancient Vygozero Granitoids, Southeastern Karelia // Geochem. Int. 2000. V. 38. Suppl. 1. P. 584–599.

Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R.P., Moyen J.-F., Champion D.C. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.

Moyen J.-F. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature" // Lithos. 2009. V. 112. V. 556–574.

Moyen J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // Lithos. 2012. V. 148. P. 312–336.

Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjarvi Granulite Belt, northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 2003. V. 75. P. 51–68.

O'Brien H., Huhma H., Sorionen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Geol. Surv. Finl. Spec. Pap. 1993. V. 17. P. 147–184.

Paavola J. A communication of the U–Pb and K–Ar age relations of the Archaean basement in the Lapinlachti–Varpaisjarvi areas, Central Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1986. V. 339. P. 7–15.

Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // Precambrian. Res. 1991. V. 51. P. 1–25.

Rapp R.P., Shimisu N., Norman M.D., Applegate G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // Chem. Geol. 1999. V. 160. P. 335–356.

Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., Petrova A.Ju., Shchipansky A.A. The relationship between adakitic, calcalkaline volcanic rocks and TTGs: implications for tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // Lithos. 2005. V. 79. P. 83–106.

Smithies R.H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite ($TT\Gamma$) series is not an analogue of Cenozoic adakite // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 182. P. 115–125.

Springer W., Seck H.A. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTΓ magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 30–45.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Zamora D. Fusion de la croûte océanique subductée: approche expérimentale et géochimique. Université Thesis Université Blaise Pascal. Clermont-Ferrand, 2000. 314 p.

Рецензент А.Б. Кузнецов

The Archaean Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite Association of the Karelian Province: Geology, Geochemistry, Stages and Conditions of Formation

V. P. Chekulaev^{a, #}, N. A. Arestova^a, and Yu. S. Egorova^a

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Science, Saint-Petersburg, Russia [#]e-mail: vpchekulaev@mail.ru

Based on the available geochronological data, within the Karelian Province of the Fennoscandian Shield, the main stages of the formation of Archean rocks of the tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) association with ages about 3240, 3150, 2900, 2850, 2800 and 2750 Ma are identified and characterized. The distinctive features of their geological position and chemical composition are shown. For example, early TTG melts could have been melted not from basalts of the greenstone belts of Karelia, but from basites of the lower crust composition or early amphibolites of the Vodlozersky domain. Features of the geological position, chemical composition and isotopic evolution of the $\varepsilon_{Nd}(t)$ do not support the assumption of the formation of most of the TTGs from the tholeites of the greenstone belts, thus excluding their genetic connection with the subduction of the ancient oceanic crust. The most acceptable model seems to be the formation of TTGs in the Karelian Province as a result of melting of mafites of the lower crust under the influence of plume. Archean TTGs differ markedly from Phanerozoic plagiogranitoids not only in the shape and size of the massifs, but also in a number of geochemical features, in particular, lower HREE, Sc, Y and Ti contents.

Keywords: Fennoscandian Shield, Karelian Province, Archaean, tonalite-trondhjemite-granodiorite association, geology, geochemistry, stages, conditions of formation

УЛК 550.93:551.7:552.54

ИЗОТОПНЫЕ СОСТАВЫ Sr И Рb В ДОЛОМИТАХ НИЖНЕРИФЕЙСКОЙ БИЛЛЯХСКОЙ СЕРИИ АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ: МЕТОД СТУПЕНЧАТОГО РАСТВОРЕНИЯ В ХЕМОСТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ

© 2022 г. И. М. Горохов^{1, *}, А. Б. Кузнецов¹, И. М. Васильева¹, Г. В. Константинова¹, Е. О. Дубинина², Г. В. Липенков³, Н. Г. Ризванова¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия *e-mail: igorokhov@inbox.ru

Поступила в редакцию 06.12.2021 г. После доработки 12.01.2022 г. Принята к публикации 30.01.2022 г.

Представлены новые оценки возраста и результаты хемостратиграфического изучения доломитов билляхской серии (котуйканской и юсмастахской свит), слагающей верхнюю часть рифейского разреза Анабарского поднятия Северной Сибири. Для определения изотопных отношений 87 Sr/ 86 Sr, 206 Pb/ 204 Pb и 207 Pb/ 204 Pb в доломитах впервые использован метод ступенчатого растворения. Методика изучения Rb-Sr систематики включала химическое удаление около трети измельченного образца (фракция L1) путем предварительного кислотного выщелачивания в 0.2N CH₃COOH и последующее частичное растворение (фракция L2) оставшейся части образца в CH₃COOH той же концентрации. Pb—Pb изотопная систематика доломитов изучалась путем шестиступенчатого растворения в 0.5N НВг. Эти процедуры привели к удалению вторичного карбонатного материала, что серьезно улучшило качество Sr-хемостратиграфической и изотопно-геохронологической информации. Первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в наименее измененном карбонатном материале (фракция L2) доломитов билляхской серии составляют: в котуйканской свите -0.70502 ± 0.00029 , в нижней подсвите юсмастахской свиты -0.70519 ± 0.00026 и в верхней подсвите юсмастахской свиты -0.70511 ± 0.00018 . Pb-Pb возраст раннего диагенеза доломитов котуйканской и юсмастахской свит (1519 \pm 18 млн лет при CKBO = 1.8) вычислен по фракциям L3—L6. Вторичные карбонатные фракции L1—L2 характеризуются значением Pb—Pb возраста 1466 ± 54 млн лет при CKBO = 0.6. Величины δ^{13} С в доломитах котуйканской свиты варьируют от -1 до -0.4%, а в доломитах юсмастахской свиты от -0.4 до +0.8% (в нижней подсвите от -0.1 до +0.4%, в верхней - от -0.4 до +0.8%). Сопоставление этих вариаций, как и вариаций первичных отношений 87 Sr/ 86 Sr в доломитах котуйканской свиты и нижне- и верхнеюсмастахской подсвит (соответственно 0.70460-0.70499, 0.70450-0.70525 и 0.70462-0.70523), не позволяет различить указанные подразделения на основе хемостратиграфических характеристик.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Анабарское поднятие, нижний рифей, доломиты, U–Pb, Rb–Sr и C–O изотопная систематика, ступенчатое растворение

DOI: 10.31857/S0869592X22040044

ВВЕДЕНИЕ

В современной мегаструктуре северной части Сибирской платформы особое место занимает Анабаро-Оленекская антеклиза, в центре которой расположен крупный выход пород кристаллического фундамента — Анабарское поднятие (рис. 1). По периферии Анабарского поднятия метаморфизованные архейские и нижнепротерозойские породы с угловым несогласием перекры-

ты верхнепротерозойско-палеозойским осадочным чехлом, сложенным преимущественно карбонатными породами билляхской серии.

Интенсивное биостратиграфическое изучение рифейских отложений Анабарского поднятия в течение второй половины двадцатого столетия (Комар, 1966; Злобин, 1968; Злобин, Голованов, 1970; Шпунт и др., 1982; Вейс, Воробьева, 1992; Вейс и др., 2001; Sergeev et al., 1995; Сергеев и др., 2007) сделало анабарский разрез одним из опор-

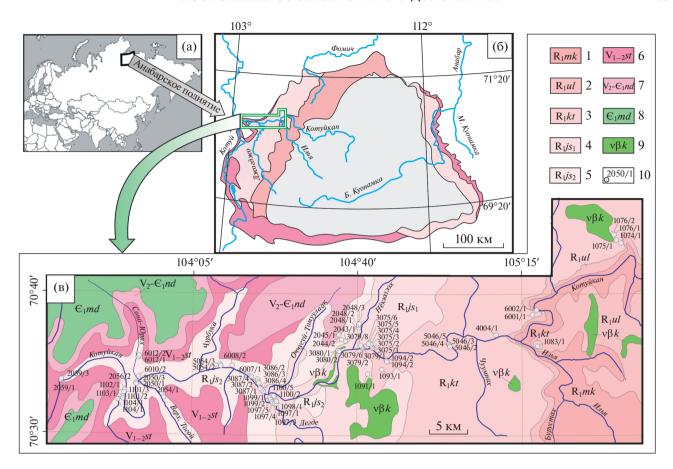


Рис. 1. Анабарский массив: (а) — положение массива в пределах Евразии; (б) — схема геологического строения массива; (в) — геологическая схема бассейна р. Котуйкан на западном склоне массива и места отбора изученных образцов доломитов билляхской серии.

1 — мукунская серия; 2-8 — свиты: 2 — усть-ильинская, 3 — котуйканская, 4, 5 — юсмастахская (4 — нижняя подсвита, 5 — верхняя подсвита), 6 — старореченская, 7 — немакит-далдынская, 8 — медвежинская; 9 — котуйканский комплекс габбро-долеритов; 10 — номера образцов.

ных для верхнего докембрия и позволило предположить существование в составе билляхской серии трех эратем рифея — нижнего, среднего и верхнего. В рифейских отложениях поднятия была выделена ассоциация органостенных микрофоссилий и реликты эукариот, которые представляют особый "анабарский" тип микробиот, позднее переименованный в "котуйканский" (Sergeev, 2009; Vorob'eva et al., 2015). Однако низкая разрешающая способность докембрийской биостратиграфии не позволяет провести здесь сколько-нибудь детальные интра- и интеррегиональные корреляции (Зайцева и др., 2016).

Изотопно-геохронологическая информация о возрасте докембрийских осадочных последовательностей может быть получена на основе прорывающих магматических пород и обломочных цирконов из переслаивающихся терригенных отложений. Однако эти способы дают лишь верхнее и нижнее ограничения возраста, иногда в очень широких пределах. Поэтому особое значение в

хроностратиграфии и хемостратиграфии докембрия приобретают возрасты и характеристики. полученные U-Pb (Pb-Pb), Rb-Sr и C-O изотопными методами по осадочным минералам (главным образом по карбонатам), которые при определенных условиях дают прямую информацию о времени формирования осадочного подразделения. В результате многочисленных хемостратиграфических работ последних трех десятилетий, выполненных на нескольких континентах (Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992; Горохов и др., 1995; Shields, 1999, 2002; Shields, Veizer, 2002; Walter et al., 2000; Семихатов и др., 2002, 2009; Ray et al., 2003; Yoshioka et al., 2003; Galindo et al., 2004; Кузнецов и др., 2006, 2014, 2018; Kuznetsov et al., 2010; Valladares et al., 2006; Misi et al., 2007; Halverson et al., 2007; Nogueira et al., 2007; Sawaki et al., 2010; Sial et al., 2010; Chen et al., 2021), действенность метода Sr-изотопной хемостратиграфии для оценки возраста отложения протерозойских карбонатных осадков в настоящее время может считаться безусловно доказанной. Также и современный уровень U-Pb и Pb-Pb методов датирования открывает неплохую возможность определения возраста неметаморфизованных карбонатных осадочных пород (Jahn, Cuvellier, 1994; Smith et al., 1994; Babinski et al., 1995, 1999, 2007; Овчинникова и др., 1995, 1998, 2000, 2001, 2012; Семихатов и др., 2003; Ray et al., 2003; Кузнецов и др., 2003a, 2005, 2008; Kuznetsov et al., 2013, 2017; Sarangi et al., 2004; Rasbury, Cole, 2009; Kaypoвa и др., 2010; Romero et al., 2013; Parrish et al., 2019; Mueller et al., 2020). Однако получение изотопно-хемостратиграфической и геохронологической информации в реальной геологической практике нередко сталкивается с трудностями, вызванными недостаточной устойчивостью изотопных систем в карбонатных породах к различного рода постседиментационным преобразованиям. Поэтому пригодность карбонатного материала для изотопно-хемостратиграфических и геохронологических построений полностью зависит от его геохимической сохранности и методов исследования.

При изучении Rb—Sr и U—Pb систем в карбонатных породах крайне важно быть уверенным в том, что информация, полученная по валовым пробам, не вызвана позднедиагенетическими изменениями или загрязнением некарбонатными материалами. Ограничение контаминации по любому из указанных сценариев требует соблюдения нескольких общих правил пробоподготовки.

Предварительная оценка сохранности образцов может осуществляться при помощи петрографического и катодолюминесцентного изучения, но в случае мелкозернистых карбонатов эти процедуры, как правило, полезны лишь для выявления явно измененных образцов. Поэтому отбраковка образцов, состав которых изменен в результате реакций со вторичными неморскими флюидами, проводится с помощью геохимических критериев — величин Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca и δ^{18} O (Kaufman et al., 1993; Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997, 20036, 2014; Семихатов и др., 2002; Thomas et al., 2004; Наlverson et al., 2007), пороговые значения которых, однако, твердо установлены только для неметаморфизованных известняков.

В задачи химической подготовки образцов перед изотопным анализом входит (1) обогащение анализируемых препаратов первичным карбонатным материалом за счет удаления позднедиагенетических (эпигенетических) карбонатных фаз, образованных в поверхностных слоях карбонатных зерен, и (2) предохранение этих препаратов от загрязнения как адсорбированными и слабосвязанными (преимущественно на поверхности и в межслоевых пространствах глинистых минералов) катионами Rb, Sr, U и Pb, так и потенциально частично растворимым веществом других некарбонатных примесей. При этом предлагались различные ме-

тоды селективного растворения, в том числе с использованием растворов ацетата аммония (Киресz, Land, 1991; Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1995; Montañez et al., 1996; Halverson et al., 2007; Macdonald et al., 2013), хлорида аммония (Ohde, Elderfield, 1992), соляной (Babinski et al., 2007) и бромистоводородной (Romero et al., 2013) кислот, а также буферированных смесей, включающих слабые кислоты (Shields, 1999).

Однако более эффективным способом выявления влияния диагенетических изменений и сохранения "первичных" изотопных меток является ступенчатое растворение карбонатов (McArthur et al., 1993; Овчинникова и др., 1998, 2000, 2001, 2012; Ваіlev et al., 2000; Ray et al., 2003; Кузнецов и др., 2003a, 2005, 2008; Kuznetsov et al., 2013; Li et al., 2011, Liu et al., 2013; Paula-Santos et al., 2017; Γοροхов и др., 2018; Bellefroid et al., 2018; Verdel et al., 2018). Эта процедура основана на предпосылке, что адсорбированные ионы и некоторые постседиментационные фазы удаляются на ранних стадиях выщелачивания, оставляя карбонатный материал, который, растворяясь на последующих стадиях, позволяет зарегистрировать первичную геохимическую информацию. При этом, если на разных ступенях используется кислота одного и того же химического состава и концентрации. остающийся нерастворенным карбонатный материал поддерживает сохранение высокого значения рН, минимизируя, таким образом, растворение загрязняющих некарбонатных примесей (McArthur et al., 1993). Следует отметить, что значительный прогресс в использовании докембрийских карбонатных пород в качестве геохронометра был достигнут именно благодаря методу ступенчатого растворения. Важным обстоятельством, повышающим эффективность U-Pb геохронологических исследований при применении этой методики, является первичная неоднородность химического состава карбонатных пород (Babinsky et al., 1999). часто в микромасштабе (Овчинникова и др., 2000. 2001, 2012), вследствие которой последовательные ступени растворения обеспечивают достаточный диапазон U/Pb отношений на изохронных диаграммах. Количество ступеней растворения, используемых разными авторами, варьирует в широком диапазоне (от 2 до 15) и зависит от задач исследования и технических возможностей лабораторий.

Сложность, но одновременно и привлекательность применения методов изотопной геохронологии и хемостратиграфии для изучения верхнепротерозойских карбонатных отложений чехла Анабарского поднятия определяется тем, что основную массу последних представляют доломиты. Хотя изучение доломитов имеет почти двухсотлетнюю историю, механизмы формирования древних доломитов до сих пор еще не полностью очерчены (Моггоw, 1982a, 1982b, 1999; Hardie,

1987; Braithwaite, 1991; Machel, 2004). Различные модели были предложены для объяснения доломитизации, происходившей почти одновременно с седиментацией или в условиях неглубокого захоронения, в том числе доломитизации в условиях себхи (Hsu, Schneider, 1973), доломитизации в зонах просачивания и обратного оттока флюидов (Adams, Rhodes, 1960; Liu et al., 2017), доломитизации в зонах смешивания морских и метеорных флюидов (Badiozamani, 1973) и органогенной/метаногенной доломитизации (Baker, Kastner, 1981; Liu et al., 2017). В последнее время значительное внимание привлекли также доломитизация в ходе захоронения и гидротермальная доломитизация (Feng et al., 2017; Peng et al., 2018; Ngia et al., 2019) из-за того, что эти механизмы убедительно объясняют широкое распространение глубинных доломитов (Machel, Mountjoy, 1986; Gregg, Shelton, 1990; Warren, 2000; Chen et al., 2004; Davies, Smith, 2006; Azomani et al., 2013).

Поскольку доломиты часто являются продуктами многостадийной доломитизации (Guo et al., 2016; Kırmacı et al., 2018; Li et al., 2020), иногда дедоломитизации (Schoenherr et al., 2018; Makhloufi, Samankassou, 2019; Hajri, Abdallah, 2020) и, таким образом, в своей геологической истории претерпевали сложный диагенез/эпигенез, существуют значительные трудности в определении источников и природы доломитизирующих флюидов (Gregg, Shelton, 1990; Al-Aasm, Packard, 2000; Jiang et al., 2019; Mueller et al., 2020). Геохимические подходы к получению надежных хемостратиграфических и изотопно-геохронологических характеристик исходного осадочного материала для этих пород до сих пор не найдены. Поэтому крайне важно разработать методы подготовки образцов, способные выделять для изотопных измерений первичные или, по крайней мере, наименее измененные карбонатные фракции, и, таким образом, минимизировать позднедиагенетическую (эпигенетическую) переработку первичных меток осадконакопления. Методика ступенчатого растворения кажется весьма перспективной для поиска таких подходов. Во всяком случае, первые успешные попытки определения возраста докембрийских доломитов (Овчинникова и др., 2000, 2007) в значительной мере опирались на эту процедуру.

Доломиты Анабарского поднятия, занимающие на рассматриваемой территории значительное место как по горизонтали, так и по вертикали, являются удобным объектом для такого рода исследований. Цель работы состояла (1) в изучении Rb—Sr и U—Pb (Pb—Pb) систематики доломитов чехла Анабарского поднятия с применением новых методик ступенчатого растворения образцов; (2) в получении и рассмотрении С-, О- и Sгизотопных характеристик доломитов как источников информации о среде, условиях и времени их образования с оценкой возможности примене-

ния этих характеристик в хемостратиграфических построениях; (3) в уточнении возраста доломитов; (4) в последующем контроле и уточнении стратиграфического положения исследованных осадочных последовательностей. Объектами исследования были доломиты билляхской серии (котуйканской и юсмастахской свит).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Анабарское поднятие расположено в северной части Сибирской платформы. Центральную его часть слагают высокометаморфизованные архейские и нижнепротерозойские породы фундамента платформы (Розен и др., 2000; Гусев и др., 2020). Магматизм и структурно-метаморфические преобразования, приведшие к формированию главных структурных элементов фундамента, были результатом палеопротерозойских коллизионных событий (Смелов и др., 2012). Породы фундамента перекрыты верхнепротерозойско-палеозойским осадочным чехлом. Наиболее представительная последовательность верхнепротерозойских отложений вскрыта вдоль северо-западного склона поднятия в бассейнах рек Котуйкан, Котуй, Амбардах и Маймеча, где эти отложения залегают с резким угловым несогласием и местами с корой выветривания на породах фундамента (рис. 1). Базальные горизонты указанной последовательности расчленяются на две контрастные по составу и условиям формирования серии - нижнюю терригенную мукунскую (мощность 600-650 м) и вышележащую преимущественно карбонатную билляхскую (мощность 900-1100 м) (Стратиграфия..., 1959; Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970; Шпунт и др., 1982). Отложения мукунской серии представлены песчаниками аллювиального, эолового и озерного генезиса (Петров, 2011, 2014). Билляхская серия, основная часть которой сложена доломитами, содержит также габбро-долеритовые силлы и дайки котуйканского комплекса и трансгрессивно (местами с небольшим несогласием) перекрывается терригенно-карбонатной старореченской свитой (мощность 80–180 м) венда (Злобин, 1968). Все эти толщи очень полого $(3^{\circ}-7^{\circ})$ погружаются к западу и рассечены мелкими разломами (Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970).

Билляхская серия объединяет три свиты (снизу вверх) — усть-ильинскую, котуйканскую и юсмастахскую (рис. 2). Последняя расчленяется на два подразделения (подсвиты), иногда понимаемые как самостоятельные свиты (Злобин, Голованов, 1970; Серебряков, 1975; Государственная..., 2016).

Усть-ильинская свита (55—65 м), согласно залегающая на мукунских терригенных породах, представляет собой маломощную терригеннокарбонатную толщу. В нижней части она сложена песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями гравелитов и аргиллитов, а в верхней —

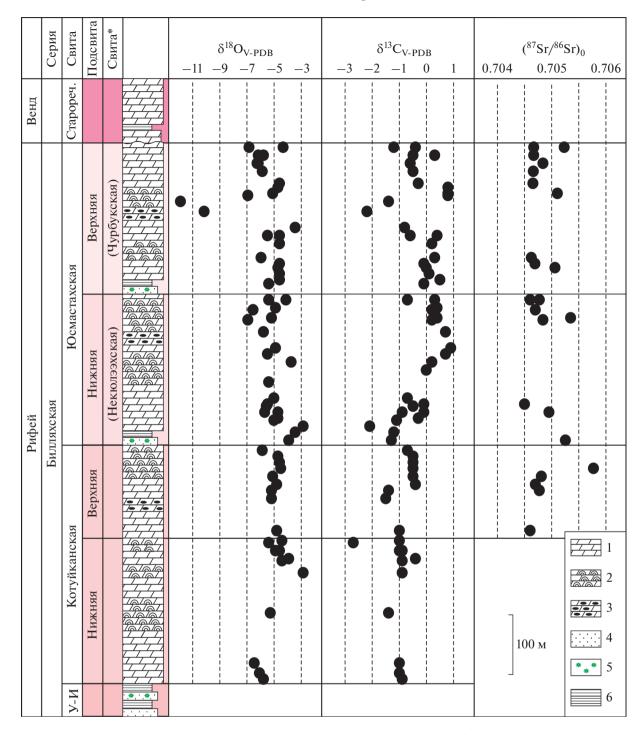


Рис. 2. Строение разреза билляхской серии и вариации значений δ^{18} O, δ^{13} C и (87 Sr/ 86 Sr) $_0$ в доломитах. 1 — доломиты, 2 — строматолитовые карбонаты, 3 — доломиты с кремнями, 4 — песчаники, 5 — линзы с глауконитом, 6 — аргиллиты. * В комплекте Государственной геологической карты листа R-48 (Государственная..., 2016) некюлээхская и чурбукская свиты соответствуют нижней и верхней подсвитам юсмастахской свиты. Сокращения: У-И — усть-ильинская, Старореч. — старореченская.

ритмично чередующимися темно-серыми до черных аргиллитами и полевошпат-кварцевыми алевролитами с прослоями известково-доломитовых алевролитов и доломитов. Количество последних растет вверх по разрезу. В аргиллитах отчетливо

выражена горизонтальная слоистость, подчеркнутая распределением слюды, глинистого материала, тонко распыленного органического вещества и рудных минералов. В различных частях разреза свиты встречается глауконит.

Котуйканская свита (250-320 м) связана постепенными переходами с подстилающими отложениями усть-ильинской свиты и представлена довольно однообразной толщей светло-серых, главным образом строматолитовых доломитов. Снизу эта толща сложена чередующимися пестроцветными строматолитовыми доломитами и хемогенно-глинистыми и глинисто-алевритистыми доломитами с прослоями темно-серых доломитовых мергелей, доломитовых брекчий, алеврито-глинистых пород и алевролитов. В верхней части она включает меньше терригенного материала и представлена светло-серыми грубоплитчатыми и массивными строматолитовыми доломитами, которые заключают прослои темно-серых аргиллитов, а у кровли содержат пласты тонкослоистых доломитовых мергелей.

Юсмастахская свита (650—830 м) залегает со следами размыва на верхнекотуйканских отложениях и расчленяется на две подсвиты. Эти подсвиты различаются по составу пород, характеру их переслаивания, набору строматолитов и микрофоссилий и также разделены поверхностью размыва (Злобин, 1968; Шпунт и др., 1982).

Разрез нижней подсвиты юсмастахской свиты (200-230 м) начинается с небольшой пачки кварцевых и полевошпат-кварцевых бурых песчаников, которые чередуются с редкими прослоями глинистых доломитов и мергелей. Вышележащая, главная по объему часть нижней подсвиты представлена переслаиванием строматолитовых, оолитовых, обломочных и микритовых доломитов, доломитовых мергелей, а иногда и аргиллитов. Завершает разрез нижней подсвиты толща плитчатых и массивных темноокрашенных, главным образом строматолитовых доломитов, содержащих тонкие прослои оолитовых доломитов, линзы плоскогалечных конгломерато-брекчий и зеленовато-серых глинистых доломитов. Вблизи кровли подсвиты залегают прослои алевритисто-песчанистых доломитов.

Верхняя подсвита юсмастахской свиты (450— 500 м) отличается от нижней появлением мелких (мощностью 2-4 м) трансгрессивных ритмов и несколько большей долей строматолитовых доломитов. В основании подсвиты обособляется 8— 10-метровый пакет чередования обломочных и микробиально-слоистых доломитов с голубоватыми доломитистыми аргиллитами, глауконитовыми алевролитами и редкими песчаниками. Эта подсвита разделяется на две толщи, нижняя из которых представлена голубовато- и коричневато-серыми окремненными доломитами с прослоями строматолитовых разностей и более редких мергелей. В верхней толще преобладают темносерые и розовато-серые строматолитовые доломиты и подчиненные им тонкие прослои доломитовых мергелей, а иногда и алевролитов.

Наличие трансгрессивных ритмов и упомянутый выше незначительный перерыв в осадконакоплении послужили причиной для разделения юсмастахской свиты на две самостоятельные свиты — некюлээхскую и чурбукскую (Злобин, 1968; Государственная..., 2016). Эти свиты по стратиграфическому объему совпадают с нижней и верхней подсвитами юсмастахской свиты, поэтому в настоящей работе мы рассматриваем юсмастахскую свиту в ее традиционном объеме (Комар, 1966; Sergeev et al., 1995; Сергеев и др., 2007; Зайцева и др., 2016).

Процессы магматизма, метаморфизма и образования главных структурных элементов фундамента Анабарского поднятия завершились 1.76—1.96 млрд. лет назад (Степанюк, 1974, 1991; Бибикова и др., 1988; Розен и др., 2000; Смелов и др., 2012; Глуховский и др., 2015; Раquette et al., 2017). Максимальный возрастной предел отложений чехла Анабарского поднятия определяется U—Рь возрастом обломочных цирконов в базальных горизонтах мукунских песчаников — 1681 ± 28 млн лет (Худолей и др., 2007; Khudoley et al., 2015).

U-Рь возрасты бадделеитов из долеритовых силлов котуйканского комплекса Куонамской магматической провинции (Ernst et al., 2000) в породах билляхской серии оцениваются как 1498— 1502 млн лет (Эрнст и др., 2016), но положение некоторых силлов в разрезе серии еще недостаточно хорошо установлено и требует уточнения. Для глауконитов усть-ильинской свиты, подстилающей котуйканские отложения, Rb-Sr и K-Ar методами получены возрасты соответственно 1483 ± 10 и 1459 ± 20 млн лет, интерпретированные как время раннего диагенеза усть-ильинских осадков (Горохов и др., 1991; Gorokhov et al., 1991). Недавно по результатам Pb-Pb анализа валовой карбонатной составляющей образцов возраст раннего диагенеза 1513 \pm 35 млн лет был установлен и для вышележащих доломитов котуйканской и юсмастахской свит (Горохов и др., 2019). Более поздние события в истории осадочного материала билляхской серии отражены Rb-Sr и K-Ar датировками (соответственно 1401 ± 10 и 1417 ± 44 млн лет) Al-глауконита из нижней подсвиты юсмастахской свиты (Зайцева и др., 2016) и Rb—Sr датировками размерных субфракций аутигенного иллита из прослоев аргиллитов в доломитах усть-ильинской (1405—1415 млн лет; Горохов и др., 1997) и юсмастахской (1000-1280 млн лет; Горохов и др., 2001) свит. Таким образом, возраст отложения карбонатных осадков билляхской серии с учетом результатов, полученных различными методами, и погрешностей определения, вероятно, составляет около 1500 млн лет. Оценка возраста диагенеза погружения старореченской свиты, которая несогласно залегает на породах билляхской серии, произведена на основании Rb—Sr анализа (~560 млн лет) тонкозернистой субфракции иллита, выделенной из аргиллитов верхней части этой свиты (Горохов и др., 2010).

Начиная с позднего протерозоя, отложения чехла Анабарского поднятия не вовлекались в зоны складчатости и не были деформированы тектоническими процессами. XRD-изучение тонкозернистых фракций аргиллитов усть-ильинской и юсмастахской свит с размером частиц от 2-5 до <0.1 мкм показало (Gorokhov et al., 1991; Горохов и др., 1991, 1997, 2001), что индекс кристалличности (I_k — ширина 10 Å-пика на его полувысоте) содержащегося в них иллита значительно превышает величину 0.42° , которая обычно принимается в качестве пограничной между зонами диагенеза и анхиметаморфизма (Kubler, 1990). Отсюда следует, что породы билляхской серии не испытали в своей геологической истории значительных термальных воздействий. О том же говорит светложелтая, желтая и спорадически проявленная оранжево-желтая окраска органостенных микрофоссилий из пород усть-ильинской свиты, позволяющая предполагать (Gorokhov et al., 1991), что температура этих пород никогда не превышала 60-70°C (Hayes et al., 1983). Из-за положения северного края Сибирской платформы в высоких широтах процессы химического выветривания здесь почти не проявлены. Таким образом, совокупность геологических, геохимических и географических факторов способствовала сохранению этого объекта для изотопно-геохронологических и хемостратиграфических исследований.

Предназначенные для изучения 67 образцов карбонатных пород котуйканской и юсмастахской свит были взяты в долине р. Котуйкан (рис. 1 и 2). В юсмастахской свите особое внимание уделялось отдельному изучению образцов верхней и нижней подсвит в связи с многолетними дискуссиями об их принадлежности к различным эратемам рифея. Все образцы представляли собой доломиты. Некоторые предварительные результаты изучения были недавно опубликованы (Горохов и др., 2018, 2019).

МЕТОДИКА

Для исследований отбирался материал с бесспорными литологическими, палеонтологическими и изотопными ($\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$) доказательствами морского генезиса и отсутствием деструкции первичных структур осадочных пород. Все изучаемые образцы доломитов отбирали в удалении от ассоциированных песчано-глинистых толщ, магматических пород, прорывающих даек и силлов, а также вне тектонических зон и кор выветривания.

Содержания Са и Мg в доломитах определяли в химической лаборатории МЕХАНОБР-АНА-ЛИТ (Санкт-Петербург). Содержания Мn, Fe и Sr

в карбонатной составляющей этих пород после растворения в 10%-ной HCl определяли методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) на спектрометре Optima 4300 (Perkin Elmer, США).

Изотопный состав кислорода и углерода был определен во всех 67 исследованных образцах. Изотопный анализ С и О выполнен методом GF IRMS на масс-спектрометре Delta V+ с использованием опции GasBenchII. Разложение образцов карбонатных пород проведено в ортофосфорной кислоте при 70°С. Погрешности определения величин δ^{13} С и δ^{18} О составляли \pm 0.1 и \pm 0.2‰ (2 σ) соответственно. Величины δ^{13} С и δ^{18} О выражены относительно международного стандарта V-PDB.

Для изучения Rb-Sr и U-Pb (Pb-Pb) систематики доломитов были выбраны образцы с наименьшим содержанием некарбонатной примеси: 8 образцов из котуйканской свиты и 22 образца из юсмастахской свиты (8 из нижнеюсмастахской и 14 из верхнеюсмастахской подсвит). Применялись различные варианты методики ступенчатого растворения, позволяющие получать геохимическую и изотопную информацию о карбонатном материале, образованном (или преобразованном) в различные периоды геологической истории билляхской серии. Различия касались как химического состава применявшихся растворителей (уксусной кислоты при изучении Rb-Sr систематики и бромистоводородной кислоты при изучении Рb-Рb систематики), так и количества ступеней растворения (две для Rb—Sr и шесть для Pb—Pb систематики). Это объяснялось, с одной стороны, стремлением использовать собственный опыт предшествующих исследований, а с другой стороны, соображениями, связанными с требованиями к химической чистоте применяемых реактивов и определяемыми содержаниями исследуемых элементов (изотопов) в холостых опытах.

При изучении Rb-Sr систематики измельченные образцы доломитов обрабатывали 0.2 N СН₃СООН в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети (фракция L1) и затем еще одну треть (фракция L2) карбонатного материала (Li et al., 2011; Горохов и др., 2018). Rb и Sr, извлеченные в ходе этих двух ступеней растворения, очищали на колонках с ионообменной смолой Dowex AG50W×8 (200-400 меш) и 2.5 N HCl в качестве элюента. Изотопный состав Sr и содержания Rb и Sr определяли в аликвотных частях фракций L1 и L2. Использовался масс-спектрометрический метод изотопного разбавления с применением смешанного индикатора 87 Rb + 84 Sr. Таким образом, для каждого изученного образца выполнялись химическое выделение и изотопный анализ двух Rbсодержащих и четырех Sr-содержащих фракций. Изотопные составы Rb и Sr измерялись в статическом режиме на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT 261 и Triton TI соответственно.

Уровень лабораторных загрязнений, определявшийся холостыми опытами, для Sr в процедуре, включавшей только измерение его изотопного состава, не превышал 0.5 нг. При определении концентраций методом изотопного разбавления уровень лабораторных загрязнений был выше и составлял для Rb ~0.3 нг, а для Sr ~3 нг. Средние значения 87 Sr/ 86 Sr в стандартных образцах NIST SRM 987 и USGS EN-1, нормализованные к 86 Sr/ 88 Sr = 0.1194, составляли в период работы соответственно 0.710324 \pm 8 (2 $\sigma_{\rm cp}$, n = 39) и 0.709239 \pm 6 (2 $\sigma_{\rm cp}$, n = 18).

При исследовании U-Pb систематики доломитов использовали фракции, полученные ступенчатым растворением карбонатного материала. Образцы последовательно обрабатывали при комнатной температуре шестью порциями 0.5 N HBr, каждая из которых предназначалась для растворения 15-20% карбонатного материала. Процедуру ступенчатого растворения, приводившую к получению растворенных фракций (L1-L6 – leachates), заканчивали по достижению полного перехода карбонатной составляющей образца в раствор. Оба варианта методики предусматривали определение содержаний U и Pb и изотопного состава Рb в полученных растворах (Frei et al., 1997; Овчинникова и др., 1998, 2000, 2012; Каурова и др., 2010). Каждый раствор делили на две аликвоты, одна из которых предназначалась для измерения изотопного состава Рb, а другая — для определения содержаний U и Pb с использованием смешанного индикатора 235 U + 208 Pb. Разложение нерастворимого в НВ некарбонатного остатка (фракции IR – insoluble residue) проводили смесью HF + HNO₃ в автоклаве при T = 220°C. Для выделения U использовали экстракционную смолу UTEVA SPEC, а для выделения Pb — ионообменную смолу Bio-Rad 1 × 8 (100-200 меш) в 0.5 N HBr (Manhes et al., 1978; Овчинникова и др., 1998, 2012).

Изотопный состав U и Рb измеряли на много-коллекторном масс-спектрометре Triton TI. Измеренные изотопные отношения Рb были исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного измерения изотопного состава Рb в стандарте NIST SRM 982 и равный 0.13% на единицу массы. Уровень лабораторных загрязнений, определявшийся холостыми опытами, не превышал для U 0.01 нг, а для Рb 0.1 нг. Обработку первичных изотопных данных проводили с использованием программы (Мельников, 2010), а вычисление параметров изохрон — с использованием программы ISOPLOT (Ludwig,

1999). Погрешности вычисленных значений возраста даны на уровне $\pm 2\sigma$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Химический состав карбонатных пород

Результаты химического анализа карбонатных пород билляхской серии приведены в табл. 1. Все изученные образцы представляют собой доломиты.

В доломитах котуйканской свиты карбонатная составляющая содержит 67-627 мкг/г Мп и 980-7760 мкг/г Fe, в нижней подсвите юсмастахской свиты -44-1080 мкг/г Mn и 520-10700 мкг/г Fe, в верхней -36-2860 мкг/г Мп и 520-15300 мкг/г Fe. Отношение Mn/Sr варьирует в доломитах котуйканской свиты в пределах 2.8–21.3, в доломитах нижней и верхней подсвит юсмастахской свиты соответственно в пределах 2.6—38.6 и 1.3—119. Отношение Fe/Sr в перечисленных породах колеблется соответственно в диапазонах 53-286, 30-391 и 24-638. Обнаруженные содержания Mn, Fe и Sr в доломитах котуйканской и юсмастахской свит типичны для рифейских осадочных доломитов Сибирской платформы (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002, 2004; Хабаров и др., 2002).

Отбраковка образцов с сомнительными хемостратиграфическими характеристиками

Как уже упоминалось, геохимические критерии пригодности образцов для использования их в Sr-хемостратиграфических и U—Pb геохронологических построениях в отношении доломитов не выработаны. Поэтому в предлагаемой работе сомнительными для таких построений считались лишь те образцы, химические и/или изотопные характеристики которых в тех или иных стратиграфических подразделениях резко выделялись из общего ряда.

Изотопные составы кислорода и углерода. Изотопные составы кислорода и углерода представлены в табл. 1. Величины δ^{18} О в изученных образцах билляхской серии варьируют в интервале от -6.9 до -2.9‰, за исключением двух образцов верхней подсвиты юсмастахской свиты (обр. 6008/2 и 2056/2), в которых они составляют соответственно -10.1 и -11.9%. Эти заметно выпадающие из общей совокупности значения δ^{18} О сопровождаются значительным повышением в упомянутых образцах содержаний Мп и Fe, свидетельствуют, повидимому, о вторичных изменениях и позволяют исключить образцы из дальнейшего рассмотрения. В результате интервалы вариаций δ^{18} О в доломитах различных стратиграфических единиц билляхской серии оказываются весьма сходными: в котуйканской свите этот интервал составляет от -6.5 до -2.9%, в нижней подсвите юсмастахской

Таблица 1. Химический и С-О изотопный состав доломитов билляхской серии

Номер образца	H.O.,	Ca,	Mg,	Мп, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Мg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	δ ¹³ C V-PDB	δ ¹⁸ O V-PDB
Образца	/0	/0	/0	-		ская свит	0			V-PDB	V-PDB
1074/1	8	21.5	13.1	488	5180	23	a 0.61	21.2	225	-1.0*	-6.1*
1074/1	21	21.7	12.9	162	2100	28	0.59	5.8	75	-0.4	-3.9
1075/1	16	21.7	13.0	302	3640	32	0.59	9.4	114	-0.4 -0.9	-3.9 -4.6
1076/2	3	22.7	12.1	67	1260	24	0.53	2.8	53	-0.9 -2.7	-5.4
1070/2	3	22.7	12.1	07	1200	24	0.55	2.0	33	-3.0*	-5.6*
1083/1	8	20.6	11.6	503	5950	29	0.56	17.3	205	-0.9	-5.8
1093/1	2	21.8	12.6	93	980	17	0.58	5.5	58	-0.4*	-4.8*
1094/1	1	21.7	13.0	209	1470	11	0.60	19.0	134	-1.5	-5.5
1094/2	1	21.8	13.0	193	1820	16	0.60	12.1	114	-1.4	-5.2
3075/1	2	22.0	12.6	178	1960	14	0.57	12.7	140	-0.5	-5.1
3075/2	3	22.0	12.6	116	1260	18	0.57	6.4	70	-0.5	-4.5
3073/2	J	22.0	12.0	110	1200	10	0.57	0.1	, 0	-0.6*	-4.7*
3075/3	2	21.3	12.6	186	2380	11	0.59	16.9	216	-0.5	-4.6
3075/4	25	21.5	12.8	155	2030	17	0.60	9.1	119	-0.5	-4.7
3075/5	2	21.5	12.4	255	3430	12	0.58	21.3	286	-0.7	-5.9
3075/6	3	21.2	12.9	178	2660	13	0.61	13.7	205	-0.6	-5.4
4004/1	14	22.0	12.6	425	5530	22	0.57	19.3	251	-1.4	-5.3
5046/2	16	21.0	12.2	216	6430	25	0.58	8.6	257	-0.9	-4.4
5046/3	35	21.5	12.8	255	7760	34	0.60	7.5	228	-1.0	-4.9
5046/4	17	21.7	12.6	193	5600	27	0.58	7.1	207	-1.0	-4.4
5046/5	<1	21.2	12.2	193	2380	14	0.58	13.8	170	-1.0	-4.8
6001/1	14	21.8	12.0	201	4270	18	0.55	11.2	237	-0.9	-2.9
6002/1	9	21.5	12.4	627	6370	33	0.58	19.0	193	-1.0*	-6.5*
·			, K	і Эсмастахо	і Ская свита	і а (нижняя	і і подсвита	a)		I	
1091/1	10	21.5	12.7	147	1540	43	0.59	3.4	36	-0.7	-5.0
1097/1	29	21.3	12.2	186	6090	19	0.57	9.8	321	0.0	-5.4
1097/3	12	20.4	11.9	147	4410	21	0.58	7.0	210	0.2	-3.7
1097/4	23	21.4	12.3	71	2170	12	0.57	5.9	181	0.7	-5.5
1097/5	17	21.5	13.0	69	1680	17	0.60	4.1	99	0.9	-4.9
1098/1	3	21.7	13.0	65	980	12	0.60	5.4	82	0.7	-5.8
1099/1	5	21.5	12.5	44	520	17	0.58	2.6	30	0.4*	-5.2*
1099/2	6	21.2	12.4	49	660	15	0.58	3.3	44	0.3	-5.7
										0.3*	-6.6*
2048/1	22	18.0	10.4	70	770	20	0.58	3.5	39	-0.3	-4.7
2048/2	7	20.7	12.4	64	1050	20	0.60	3.2	53	-0.1	-4.7
2048/3	3	21.5	13.0	59	690	16	0.60	3.7	43	-0.1*	-5.5*
3079/1	3	21.4	12.9	208	5880	16	0.60	13.0	368	-1.3	-3.9
3079/2	13	21.4	12.7	425	7900	23	0.59	18.5	343	-1.2	-3.5
3079/6	23	20.4	12.3	332	6780	25	0.60	13.3	271	-2.1	-2.9
3079/8	16	20.5	12.6	224	6640	17	0.61	13.2	391	-1.1	-5.0
3080/1	1	21.9	13.5	178	2100	10	0.62	17.8	210	-0.9	-5.7
										-0.8*	-6.1*
3080/2	4	20.4	12.8	124	1750	15	0.63	8.3	117	-0.5*	-5.6*

Таблица 1. Окончание

Номер образца	H.O., %	Ca, %	Mg, %	Мп, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	δ ¹³ C V-PDB	δ ¹⁸ O V-PDB
3086/2	5	21.5	13.4	66	840	11	0.62	6.1	76	0.2	-6.9
3086/3	2	21.6	13.4	70	570	14	0.62	5.0	41	0.2*	-6.6*
3086/4	4	21.7	13.3	1080	10700	28	0.61	38.6	382	-0.7	-4.1
6007/1	7	21.7	12.6	56	980	18	0.58	3.1	54	0.4	-4.9
0007/1	•				ļ	ļ	 ч подсвита		J .	"	1
1100/2	4	21.4	12.8	124	2100	17	0.60	7.3	124	0.4	-5.5
1100/5	1	22.1	12.8	41	770	32	0.58	1.3	24	-0.8	-3.5
1101/2	1	22.2	12.8	85	1610	15	0.58	5.7	107	-0.5	-5.8
,										-1.0*	-6.6*
1101/3	9	20.6	12.1	85	1400	17	0.59	5.0	82	-0.7	-6.4
•										-0.6*	-6.9*
1102/1	5	21.5	12.4	85	1820	12	0.58	7.1	152	-1.2	-6.8
1103/1	1	22.0	12.7	93	1540	13	0.58	7.2	119	-0.6	-6.3
1104/1	3	21.9	12.6	108	1610	17	0.58	6.4	95	-0.5*	-5.9*
1104/2	11	19.7	11.7	186	3010	23	0.59	8.1	31	-0.1	-5.8
2043/1	4	22.1	12.8	36	520	15	0.58	2.4	35	0.8	-5.1
										0.7*	-5.8*
2044/2	2	21.8	12.9	116	910	20	0.59	5.8	45	-0.3	-4.6
2050/1	2	22.1	13.2	93	1120	19	0.60	4.9	59	0.5	-4.6
2050/3	10	21.8	13.1	93	1260	22	0.60	4.2	57	0.1	-4.6
2054/1	8	21.3	12.7	162	1750	10	0.60	16.2	175	0.3	-6.2
2056/2	9	21.8	13.1	2860	15300	24	0.60	119.0	638	-1.4	-11.9
2059/1	9	20.6	12.5	85	2520	12	0.61	7.1	210	-0.6	-6.2
2059/3	15	19.0	11.2	62	1610	20	0.59	3.1	81	-0.4	-4.3
3087/1	4	20.3	13.0	139	1330	12	0.61	11.6	111	-0.1	-5.7
3087/2	1	21.9	13.6	65	1050	22	0.62	3.0	48	0.0	-4.7
										-0.1*	-5.4*
3087/4	1	22.1	13.6	72	770	18	0.62	4.0	43	0.3*	-6.0*
5054/2	10	20.3	12.0	101	910	19	0.59	5.3	48	0.2	-4.6
5054/3	4	21.2	12.8	74	1330	22	0.60	3.4	60	-0.6	-4.6
6008/2	2	21.6	12.6	433	2380	16	0.58	27.0	149	-2.2	-10.1
6010/2	1	21.9	13.2	62	770	28	0.60	2.2	28	-0.1	-4.6
6012/1	29	21.2	11.7	147	1680	19	0.55	7.7	88	0.8	-6.9
6012/2	<1	21.7	12.8	76	840	18	0.59	4.2	47	0.8	-4.7
										0.8*	-5.6*

Примечание. Н.О. – остаток, не растворимый в 10%-ной HCl. Звездочкой (*) помечены результаты изотопных С–О анализов, выполненных Э.М. Прасоловым в Центре изотопных исследований Геологического института им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург). Курсивом выделены образцы, данные для которых исключены из рассмотрения при хемостратиграфических построениях.

свиты — от -6.9 до -2.9‰, а в верхней подсвите — от -6.9 до -3.5‰.

Величины δ^{13} С колеблются в доломитах котуйканской свиты от -3.0 до -0.4%, в доломитах нижней подсвиты юсмастахской свиты от -0.9 до +0.4% и в доломитах верхней подсвиты от -1.2 до +0.8%. В этом ряду результаты параллельных анализов δ^{13} С в обр. 1076/2 котуйканской свиты (-2.7 и -3.0%, выполненные в двух различных лабораториях) значительно выбиваются из общей совокупности. Другим заметным отличием

обр. 1076/2 от прочих проанализированных билляхских доломитов является самое низкое среди них отношение Mg/Ca, которое позволяет предполагать, что понижение значения δ^{13} С здесь было вызвано постседиментационной частичной дедоломитизацией. Это весьма вероятно, так как обр. 1076/2 взят в 40 м от крупной интрузии габбродолеритов, и порода даже на макроуровне интенсивно изменена. В ходе литолого-петрографического изучения в этом образце установлены контактово-метасоматические преобразования, выраженные в формировании вторичного кальцита и перекристаллизации доломита (рис. 3а, 3б). Если исключить этот образец из общей совокупности, самое низкое значение δ^{13} С в доломитах котуйканской свиты становится равным -1.4%о. В итоге весь диапазон вариаций δ^{13} С в доломитах билляхской серии сужается до значений от -2.2 до +0.9%o.

Rb-Sr данные. Результаты Rb-Sr анализа карбонатных пород представлены в табл. 2. Сразу же отметим, что в ряду изученных доломитов билляхской серии два образца (обр. 1083/1 котуйканской свиты и обр. 2059/1 верхней подсвиты юсмастахской свиты), близкие друг к другу по своим Rb-Sr характеристикам, резко отличаются в этом от всех других образцов. Оба доломита выделяются самыми высокими измеренными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во фракции L1 (соответственно 0.71028 и 0.71087), большим содержанием Rb, особенно в материале фракции L1, и значительной долей некарбонатной примеси (8-9%, табл. 1). Кроме того, литолого-петрографическое изучение показало, что основная масса обр. 1083/1 образована тонкокриптокристаллическим кальцитовым и доломитовым веществом, которым сложены сгустковые и комковатые образования, и мелкодисперсным глинистым материалом (рис. 3в, 3г). В связи с этим возможность использования упомянутых образцов для получения хемостратиграфических характеристик представляемых ими свит кажется сомнительной, и мы в дальнейшем предпочли воздержаться от их совместного рассмотрения с остальными образцами билляхской свиты. То же относится к упомянутым выше обр. 1076/2 котуйканской свиты, забракованному по причине его вероятной постседиментационной дедоломитизации, и к обр. 6008/2 и 2056/2 верхней подсвиты юсмастахской свиты с низкими значениями δ^{18} O. В обр. 2056/2 мелкокристаллический доломит замещения, согласно результатам литолого-петрографического изучения, был подвержен частичному окварцеванию. Вторичный кварц локализован в одном из участков шлифа и прорастает участки между кристаллами доломита, которые имеют корродированные контуры (рис. 3д, 3е). Этот доломит, как и тонко-мелкокристаллический доломит (обр. 6008/2), нарушен также двумя генерациями жилок, выполненных доломитом и кварцем. Результаты для отбракованных образцов во всех таблицах помечены курсивом.

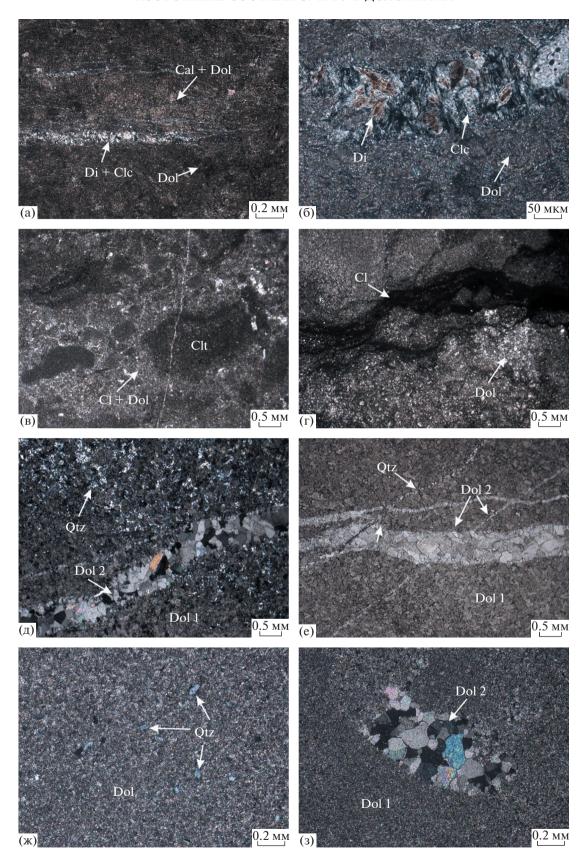
С учетом проведенной отбраковки, доли карбонатного материала, переходившего в раствор на первой и второй ступенях (фракциях L1 и L2) обработки 0.2 N CH₃COOH, для всех изученных образцов приблизительно одинаковы: 24—42 и 23—42% соответственно (табл. 2). Не наблюдается и существенных различий содержания Sr во фракциях L1 и L2 для индивидуальных образцов (для подавляющего большинства доломитов эти различия не превышают 25%), причем какая-либо систематическая разница в пользу одной из фракций также отсутствует.

В то же время содержания Rb во фракциях первой ступени растворения (L1) во всех доломитах, за исключением обр. 3087/2 юсмастахской свиты, значительно превышают его содержания во фракциях второй ступени (L2). То же можно сказать и об отношении Rb/Sr, которое для всех без исключения индивидуальных образцов во фракциях L1 много выше, чем во фракциях L2.

Переходя к результатам, полученным для индивидуальных стратиграфических подразделений, отметим, что после исключения отбракованных образцов 1076/2 и 1083/1 среднее значение измеренного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в материале первой ступени растворения (фракция L1) для оставшихся 6 образцов доломитов котуйканской свиты составляет 0.70635 ± 0.00094 (здесь и далее погрешности приведены на уровне двух стандартных отклонений - $2\sigma_{\text{сред}}$). В материале, растворяющемся на второй ступени (фракция L2), это значение (0.70526 ± 0.00036) меньше и имеет заметно меньшую погрешность. Для 8 доломитов нижней подсвиты юсмастахской свиты среднее значение измеренного отношения 87 Sr/ 86 Sr во фракции L1 равно 0.70673 \pm 0.00094, а во фракции L2 - 0.70519 \pm 0.00026. В 13 доломитах верхней подсвиты юсмастахской свиты (при исключении отбракованного обр. 2059/1) среднее изме-

Рис. 3. Образцы карбонатных пород котуйканской свиты (а-г) и верхней подсвиты юсмастахской свиты (д-з), подвергшиеся вторичным преобразованиям.

⁽a, б): обр. 1076/2 — доломит с прожилками клинохлор-пироксеновых агрегатов и новообразованным кальцитом (?) (а — ув. ×5; б — ув. ×20, ник. скрещены); (в, г): обр. 1083/1 — доломит водорослевый, известковый, глинистый; (д, е): обр. 2056/2 — доломит замещения, частично окварцованный с двумя генерациями жилок (ув. ×1.6; в—д — ник. скрещены; е — ник. параллельны); (ж): обр. 2059/1 — доломит алевритистый; (з) — агрегат доломита среди микротонкозернистой основной массы (ув. ×5; ник. скрещены). Di — диопсид; Clc — клинохлор; Cal — кальцит; Dol — доломит; Dol 1 / Dol 2 — доломиты разных генераций; Cl — глинистое вещество; Qtz — кварц; Clt — сгусток.



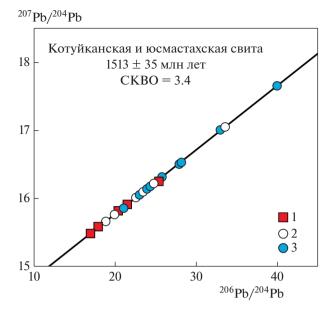


Рис. 4. Изохрона для доломитов билляхской серии в координатах 206 Pb/ 204 Pb- 207 Pb/ 204 Pb, построенная по результатам анализа валовой карбонатной составляющей образцов (Горохов и др., 2019). 1 — котуйканская свита, 2 — нижняя подсвита юсматокуют в риску 2

 котуиканская свита, 2 – нижняя подсвита юсмастахской свиты, 3 – верхняя подсвита юсмастахской свиты.

ренное отношение 87 Sr/ 86 Sr в материале первой ступени растворения (L1) составляет 0.70600 ± 0.00036 , во второй (L2) -0.70509 ± 0.00016 .

U—Рь данные. Концентрации U и Рь и изотопный состав Рь ранее были определены в валовой карбонатной составляющей (ВСС — bulk carbonate constituent) 18 образцов доломитов (в 5 образцах котуйканской свиты и 13 образцах юсмастахской свиты; см. табл. 3 в статье Горохов и др., 2019). На графике в координатах 206 Pb/ 204 Pb— 207 Pb/ 204 Pb (рис. 4) 18 фигуративных точек, представляющих доломиты котуйканской свиты и нижней и верхней подсвит юсмастахской свиты, располагаются вдоль прямой линии, наклон которой отвечает возрасту 1513 \pm 35 млн лет при СКВО = 3.4 (Горохов и др., 2019).

В настоящей работе для каждого из этих стратиграфических подразделений (котуйканской свиты и нижней и верхней подсвит юсмастахской свиты) анализировался один из вышеупомянутых образцов с применением методики ступенчатого растворения, причем в этих образцах наряду с карбонатными фракциями анализировались и остатки, нерастворимые в 0.5 N HBr (табл. 3).

На рис. 5, где показаны результаты ступенчатого растворения доломитов билляхской серии в 0.5N HBr, прежде всего, обращает на себя внимание неоднородность отношений 206 Pb/ 204 Pb в карбонатном материале образцов, растворяющемся в

последовательных порциях бромистоводородной кислоты одной и той же концентрации. Очевидно, это вызвано различием растворимости карбонатных фаз в пределах поверхностных слоев одного и того же образца из-за различия их химического состава (возникшего, например, в ходе процесса дедоломитизации) и/или зональностью минеральных зерен (в направлении от поверхности к их глубинным частям) в результате постседиментационного контакта карбонатных пород с варьирующими по составу эпигенетическими флюидами. Иногда эта неоднородность в пределах образца столь велика, что содержание и изотопный состав Рь в сумме выделенных фракций (табл. 3) не балансируются с аналогичными параметрами в валовой карбонатной составляющей тех же образцов (см. табл. 3 в статье Горохов и др., 2019). Этот результат, как в случае образцов нижней подсвиты юсмастахской свиты, по-видимому, является следствием ступенчатого растворения и анализа валовой карбонатной составляющей из разных навесок. Однако очень важно, что в первых двух (L1 – leachate-1 и L2 – leachate-2) фракциях, которые представляют изотопный состав Рb в 27-28% карбонатной составляющей изученных образцов, отношения ²³⁸U/²⁰⁴Pb выше, а ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ниже тех, которые наблюдаются в более поздних фракциях. Можно полагать, что содержания U и Рb, как и изотопный состав последнего в этих начальных фракциях, отражают указанные выше постседиментационные изменения. В то же время в последующих (L3-L6) фракциях, характеризующихся относительно высокими значениями ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и низкими 238 U/ 204 Pb, изотопный состав Pb, вероятно. отвечает "наименее измененному" карбонатному материалу и может использоваться для изохронных построений в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb—²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и вычисления Pb-Pb возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Карбонатные породы как источник хемостратиграфической информации

Карбонатные породы являются важным источником Sr- и C—О хемостратиграфической информации о глобальных и региональных событиях в их геологической истории, так как способны при определенных условиях отражать первичные Rb—Sr и C—О изотопные характеристики среды седиментации. Главным фактором, нарушающим эти характеристики, является воздействие низкотемпературных диа- и эпигенетических флюидов, которые формируются за счет преобразования рассеянного органического вещества и алюмосиликатных минералов, присутствующих в ассоциированных силикокластических и карбонатноглинистых породах. В результате карбонатные породы обогащаются Mn, Fe и радиогенным ⁸⁷Sr

Таблица 2. Rb—Sr аналитические данные для фракций доломитов билляхской серии, полученных при ступенчатом растворении в $0.2N\ CH_3COOH$

Номер образца	Раство- ренная фракция	Доля фракции*, %	Rb**, мкг/г	Sr**, мкг/г	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измер.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичн.***
		1	Кот	уйканская сі	вита	l	l	-
1076/2	L1	28	0.126	21.0	0.0060	0.0173	0.70607	0.70570
	L2	38	0.040	31.9	0.0013	0.0037	0.70556	0.70548
1083/1	L1	32	1.49	36.0	0.0414	0.1199	0.71028	0.70770
	L2	41	0.969	34.2	0.0283	0.0818	0.70853	0.70677
1093/1	L1	24	0.314	21.6	0.0145	0.0420	0.70560	0.70470
	L2	24	0.182	25.0	0.0073	0.0210	0.70505	0.70460
1094/2	L1	32	0.103	19.0	0.0054	0.0157	0.70582	0.70548
	L2	41	0.078	20.0	0.0039	0.0113	0.70501	0.70477
3075/1	L1	27	0.292	18.9	0.0154	0.0447	0.70767	0.70671
	L2	26	0.192	20.5	0.0094	0.0269	0.70539	0.70481
3075/2	L1	32	0.180	22.0	0.0082	0.0236	0.70788	0.70737
	L2	35	0.092	22.3	0.0041	0.0119	0.70603	0.70577
3075/5	L1	33	0.105	14.1	0.0074	0.0215	0.70602	0.70556
	L2	37	0.075	15.6	0.0048	0.0138	0.70529	0.70499
5046/5	L1	31	0.143	33.1	0.0043	0.0125	0.70512	0.70485
	L2	41	0.021	18.2	0.0012	0.0033	0.70477	0.70470
	•	ŀ	Осмастахска	я свита, ниж	няя подсвит	a	'	
1099/1	L1	29	0.227	25.9	0.0088	0.0253	0.70633	0.70579
	L2	27	0.111	25.3	0.0044	0.0127	0.70504	0.70477
1099/2	L1	30	0.219	20.0	0.0110	0.0317	0.70549	0.70481
	L2	32	0.102	18.7	0.0055	0.0158	0.70494	0.70460
2048/3	L1	34	0.284	19.3	0.0147	0.0425	0.70701	0.70609
	L2	38	0.039	20.0	0.0020	0.0062	0.70464	0.70450
3079/1	L1	34	0.677	21.9	0.0309	0.0894	0.70951	0.70759
	L2	42	0.142	21.8	0.0065	0.0187	0.70565	0.70525
3080/1	L1	27	0.296	16.2	0.0183	0.0528	0.70745	0.70631
	L2	25	0.193	19.5	0.0099	0.0287	0.70557	0.70495
3086/2	L1	29	0.114	14.3	0.0080	0.0229	0.70559	0.70510
	L2	25	0.064	17.8	0.0036	0.0103	0.70506	0.70484
3086/3	L1	33	0.122	16.6	0.0073	0.0213	0.70569	0.70523
	L2	42	0.074	14.9	0.0050	0.0143	0.70501	0.70470
3086/4	L1	34	0.475	35.2	0.0135	0.0389	0.70676	0.70592
	L2	39	0.141	32.8	0.0043	0.0125	0.70562	0.70535
		F	1	я свита, верх	княя подсвит	ra		
1100/5	L1	29	0.354	40.9	0.0087	0.0249	0.70551	0.70497
	L2	22	0.257	57.5	0.0045	0.0129	0.70492	0.70464
1101/2	L1	34	0.147	17.7	0.0083	0.0239	0.70612	0.70561
	L2	39	0.118	16.4	0.0072	0.0207	0.70512	0.70467
1102/1	L1	31	0.188	14.2	0.0132	0.0384	0.70732	0.70649
	L2	28	0.170	16.1	0.0106	0.0305	0.70588	0.70523

Таблица 2. Окончание

Номер образца	Раство- ренная фракция	Доля фракции*, %	Rb**, мкг/г	Sr**, ΜΚΓ/Γ	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измер.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичн.***
1103/1	L1	33	0.111	14.6	0.0076	0.0221	0.70596	0.70548
	L2	31	0.069	16.7	0.0041	0.0119	0.70510	0.70484
1104/1	L1	32	0.131	20.5	0.0064	0.0185	0.70562	0.70522
	L2	36	0.082	17.1	0.0048	0.0139	0.70496	0.70466
2043/1	L1	30	0.080	18.3	0.0044	0.0125	0.70607	0.70580
	L2	24	0.028	23.3	0.0012	0.0034	0.70517	0.70510
2044/2	L1	29	0.269	25.8	0.0104	0.0301	0.70568	0.70504
	L2	40	0.104	24.3	0.0043	0.0124	0.70492	0.70465
2045/1	L1	29	0.122	25.6	0.0048	0.0137	0.70514	0.70485
	L2	31	0.057	24.6	0.0023	0.0067	0.70482	0.70468
2050/1	L1	32	0.130	24.0	0.0054	0.0156	0.70617	0.70584
	L2	41	0.079	24.5	0.0032	0.0093	0.70497	0.70477
2059/1	L1	32	1.51	23.3	0.0648	0.1883	0.71087	0.70682
	L2	40	0.438	23.1	0.0190	0.0547	0.70629	0.70511
2059/3	L1	32	0.869	32.4	0.0268	0.0775	0.70725	0.70558
	L2	42	0.277	31.7	0.0087	0.0252	0.70521	0.70467
3087/2	L1	28	0.184	29.4	0.0063	0.0181	0.70562	0.70523
	L2	23	0.199	38.6	0.0052	0.0098	0.70527	0.70506
3087/4	L1	33	0.229	21.8	0.0105	0.0303	0.70550	0.70484
	L2	38	0.089	22.3	0.0040	0.0115	0.70487	0.70462
6010/2	L1	30	0.372	30.4	0.0122	0.0354	0.70606	0.70530
	L2	29	0.119	34.3	0.0035	0.0101	0.70491	0.70469

Примечание. (*) Доля фракции представляет массовую долю твердого вещества, переходящего в раствор на определенном этапе обработки образца карбонатной породы 0.2N уксусной кислотой. (**) Концентрации Rb и Sr вычислены для каждой фракции с учетом ее массовой доли в твердом образце. (***) При вычислении первичных отношений 87 Sr/ 86 Sr возраст карбонатных пород котуйканской и юсмастахской свит предполагался равным 1500 млн лет. Курсивом выделены образцы, данные для которых исключены из рассмотрения при хемостратиграфических построениях.

и обедняются ¹³С и ¹⁸О относительно содержания этих компонентов в первичных карбонатных осадках (Drever, 1982; Veizer, 1983; Chaudhuri, Clauer, 1993; Knoll et al., 1995; Горохов, 1996; Сочава и др., 1996). Кроме того, заметный вклад в изменение изотопного состава углерода, кислорода и стронция вносят метеорные и глубинные воды, которые также отличаются по изотопному составу от морской воды и проникают в карбонатные породы во время поднятия территорий. В результате в доломитах формируются генерации карбонатов с собственными изотопно-геохимическими характеристиками, смещенными в сторону тех, что существовали в эпигенетических флюидах. При оценке степени сохранности первоначальных значений δ^{13} С в карбонатных породах обычно используются геохимические критерии: величины отношений Mn/Sr, Fe/Sr, наличие или отсутствие ковариаций между Mn/Sr и δ^{13} C, Fe/Sr и δ^{13} C, а также между Mn/Sr и δ^{18} O. Однако критерии сохранности Rb—Sr и тем более U—Pb систем для доломитов пока не найдены.

С-изотопная хемостратиграфия

Вариации значений δ^{18} O и δ^{13} C в изученном разрезе билляхской серии показаны на рис. 2. Высокое содержание углерода в доломитах в сочетании с низкой концентрацией этого элемента в эпигенетических растворах способствует сохранению первоначального значения δ^{13} C в этих карбонатных породах. Однако взаимодействие карбонатных пород с метеорными и глубинными во-

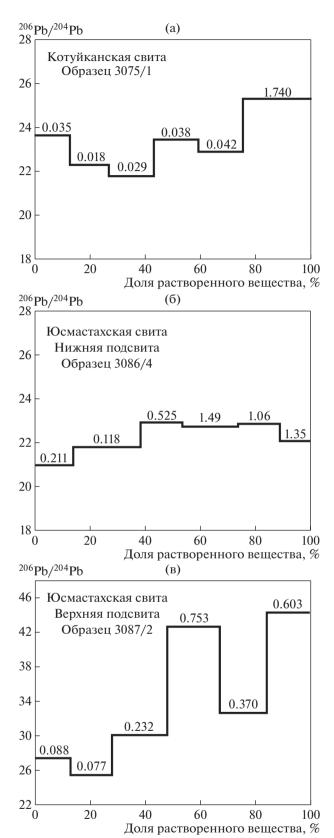
Таблица 3. U—Рb аналитические данные для фракций доломитов билляхской серии, полученных при ступенчатом растворении в 0.5N HBr

Фракция	Доля фракции*, %	U**, мкг/г	Pb**, мкг/г	²³⁸ U ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
			Котуйканская	свита, обр. 30°	75/2		
L1	13	0.154	0.0352	294	23.608	16.101	37.324
L2	14	0.0272	0.0183	99.0	22.291	15.975	37.677
L3	16	0.0305	0.0293	69.0	21.782	15.911	37.573
L4	16	0.0319	0.038	56.4	23.413	16.070	37.342
L5	16	0.0494	0.0425	79.7	22.864	16.027	39.445
L6	24	_	0.421	_	25.238	16.245	36.919
IR	0.1	11.5 (0.035)	18.9 (0.057)	43.0	27.541	16.473	36.907
		Юсмастах	ская свита (ни	и жняя подсвита	а), обр. 3086/4	I	l
L1	14	0.105	0.211	32.8	20.979	15.864	38.780
L2	24	0.485	0.118	27.6	21.786	15.946	39.098
L3	15	0.133	0.525	17.50	22.917	16.048	39.581
L4	20	0.306	1.49	14.04	22.725	16.022	39.473
L5	15	0.223	1.06	14.39	22.840	16.036	39.475
L6	10	0.222	1.35	11.11	22.070	15.963	39.044
IR	1	6.03 (0.217)	20.2 (0.439)	19.04	19.549	15.751	37.396
		Юсмастах	і ская свита (веј	охняя подсвита Охняя подсвита	а), обр. 3087/2	I	l
L1	13	0.191	0.0880	154.0	27.413	16.459	37.771
L2	15	0.116	0.0770	105.0	25.447	16.274	37.732
L3	17	0.193	0.232	61.8	30.107	16.711	37.757
L4	15	0.832	0.753	95.1	42.624	17.885	38.431
L5	12	0.247	0.370	50.8	32.682	16.957	37.738
L6	12	0.624	0.603	90.7	44.240	18.062	38.324
IR	0.2	1.68 (0.004)	25.3 (0.065)	4.10	18.291	15.579	36.518

Примечание. (*) Доля фракции представляет массовую долю твердого вещества, переходящего в раствор на определенной ступени обработки образца карбонатной породы 0.5N HBr. IR (insoluble residue) — остаток, не растворимый в 0.5N HBr. (**) Содержания U и Pb представляют концентрации этих элементов во фракциях, рассчитанные на массу растворенного вещества в каждой из фракций. Содержания U и Pb в нерастворимом остатке — IR без скобок также рассчитаны по отношению к массе оставшегося нерастворенным остатка, в скобках — по отношению к общей навеске карбонатной породы, предназначенной для ступенчатого растворения.

дами все же способно приводить к понижению величин δ^{18} O и δ^{13} C. В качестве одного из критериев сохранности *первичных С-изотопных систем* докембрийских карбонатов используется отношение Mn/Sr, пороговые значения которого для доломитов у разных авторов варьируют от Mn/Sr < 10 (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995) до Mn/Sr < 6 (Семихатов и др., 2004, 2009; Кузнецов и др., 2006). Кроме того, важно, что для сходных изменений изотопных составов соотношение вода/порода в случае углерода должно быть на 2—3 порядка выше, чем в случае кислорода. Поэтому изотопные отношения кислорода рассматриваются как чувстви-

тельный индикатор постседиментационных преобразований (Veizer, 1983). Показано, что диапазон вариаций δ^{18} О в неизмененных ("лучших") морских карбонатах верхнего протерозоя составляет $-6.5 \pm 2.5\%$ (Veizer, Hoefs, 1976; Ray et al., 2003), а в эпигенетически измененных карбонатных породах опускается ниже -10% (Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995). Диагностика воздействия постседиментационных процессов на С-изотопные отношения проводится по наличию корреляции между δ^{18} О и δ^{13} С на соответствующих диаграммах, построенных для отдельных толщ, однако для изученных пород ко-



туйканской и юсмастахской свит ясных корреляционных связей между значениями $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ не наблюдается.

Учитывая изложенное, в настоящей работе при выборе образцов доломитов, пригодных для реконструкции изотопного состава углерода в протерозойской морской воде, отдавалось предпочтение тем из них, которые не несут внешних признаков вторичных изменений, содержат низкую долю силикокластической примеси, характеризуются отношением Mn/Sr < 6, значениями δ^{18} O $\geq -10\%$ и достаточно удалены от поверхностей размыва. Значения $\delta^{18}O$ (-6.9...-2.9%) во всех неотбракованных образцах котуйканской и юсмастахской свит превышают пороговую величину -10% (табл. 1). Относительно высокие величины δ^{18} О вполне объяснимы изотопным фракционированием при доломитизации и лучшей сохранностью кислородной изотопной системы в доломитах (Veizer, Hoefs, 1976; Land, 1980, 1992; Покровский, Герцев, 1993; Knoll et al., 1995; Сочава и др., 1996). Однако критерию Mn/Sr < 6 соответствуют (с учетом отбракованных образцов) в котуйканской свите лишь 1 образец из 6, а в юсмастахской – 9 из 19 (в нижней подсвите – 4 из 8, в верхней -5 из 11). Соответственно валидные значения δ^{13} С составляют: в лоломитах котуйканской свиты -0.7%о, в доломитах юсмастахской свиты от -0.4 до +0.8% (в нижней подсвите от -0.1 до +0.4%, в верхней – от -0.4 до +0.8%). Таким образом, весь диапазон колебаний δ^{13} С в карбонатных породах билляхской серии ограничен значениями от -0.7 до +0.8%. Согласно современным представлениям об эволюции С-изотопного состава в позднедокембрийском (рифейском) океане, переход от значений δ^{13} С, близких к нулевым, к варьирующим от -2.0 до +3.0% происходил в отложениях с возрастом около 1300 млн лет или моложе (Derry et al., 1992; Knoll et al., 1995; Kaufman, 1997; Kah et al., 1999; Bartley et al., 2001). Следовательно, судя по С-изотопным данным, подавляющая часть доломитов билляхской серии отлагалась ранее, чем 1300 млн лет назад.

Sr-изотопная хемостратиграфия

Первичные отношения 87 Sr/ 86 Sr в карбонатных фракциях L1 и L2 котуйканских доломитов, вычисленные в предположении, что возраст этих пород равен 1500 млн лет, для наименее изменен-

Рис. 5. Вариации отношения 206 Рb/ 204 Рb в карбонатных фракциях доломитов билляхской серии в зависимости от доли растворенного вещества.

⁽а) — котуйканская свита, (б) — нижняя подсвита юсмастахской свиты, (в) — верхняя подсвита юсмастахской свиты. Цифрами для каждой фракции приведены содержания Pb в мкг/г.

ных образцов колеблются соответственно в интервалах 0.70470-0.70737 (среднее 0.70582 ± 0.00104) и 0.70460-0.70577 (среднее 0.70493 ± 0.00042). При таком же предположении о возрасте доломитов юсмастахской свиты, первичные отношения 87 Sr/ 86 Sr во фракциях L1 и L2 для нижней подсвиты колеблются соответственно в диапазонах 0.70481-0.70759 (среднее 0.70586 ± 0.00062) и 0.70450-0.70535 (среднее 0.70487 ± 0.00022), а для верхней подсвиты — в диапазонах 0.70484-0.70649 (среднее 0.70540 ± 0.00029) и 0.70462-0.70523 (среднее 0.70481 ± 0.00013).

Различия первичных отношений для индивидуальных образцов в парах L1-L2 составляют в котуйканской свите от 0.00010 до 0.00160, в нижнеюсмастахской подсвите от 0.00021 до 0.00234 и верхнеюсмастахской подсвите от 0.00017 до 0.00126, причем во всех случаях эти первичные отношения в материале второй ступени (L2) растворения меньше по абсолютной величине и показывают заметно меньший разброс, чем соответствующие значения для первой ступени (L1) (табл. 2). Этот факт является несомненным доказательством различия геохимической истории карбонатного материала, растворяющегося на разных ступенях кислотной обработки образцов. О том же свидетельствуют содержания Rb и отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, которые для всех образцов во фракциях L1 больше, чем во фракциях L2. Таким образом, диапазон значений первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в неизмененном карбонатном материале билляхских доломитов составляет 0.70450-0.70577. Этот интервал еще сужается до 0.70450-0.70525, если из общей совокупности 28 доломитов билляхской серии удалить данные для 2 образцов (обр. 3075/2 — котуйканская свита и обр. 3086/4 — нижняя подсвита юсмастахской свиты), в которых значения первичных отношений 87 Sr/ 86 Sr кажутся сравнительно завышенными и составляют соответственно 0.70577 и 0.70535.

Эволюция изотопного состава Sr в полученных ступенчатым растворением фракциях L1 и L2 всех изученных образцов карбонатных пород котуйканской и юсмастахской свит может быть показана с помощью аналогичных диаграмм, различающихся только временем формирования пород, первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и содержаниями Rb и Sr в их карбонатном материале. Из типичной диаграммы, показанной на рис. 6, следует, что исходный карбонатный материал протерозойских пород билляхской серии возникал во время Т (несколько различающееся для каждой из изученных свит, если принимать в расчет их стратиграфическое положение) с первичным отношением $^{87} Sr/^{86} Sr,$ равным $R_{L2}^{\,0}.$ Изотопный состав Sr в этом материале эволюционировал вдоль прямой линии с наклоном, определяемым отношением $(^{87}{
m Rb}/^{86}{
m Sr})_{
m L2}$ до точки ${
m R}_{
m L2}$ (сегодняшнего измерен-

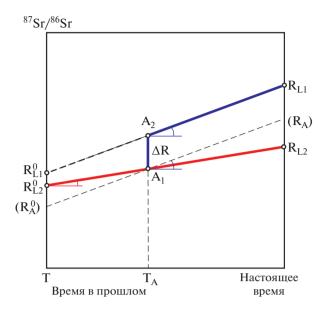
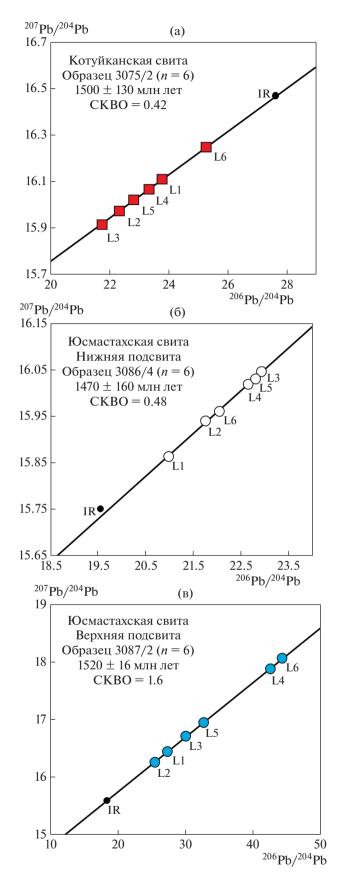


Рис. 6. Эволюция отношения 87 Sr/ 86 Sr в полученных ступенчатым растворением фракциях L1 и L2 образцов доломитов билляхской серии.

T — время возникновения исходного карбонатного материала доломитов билляхской серии; T_A — время эпигенетического нарушения Rb—Sr систем для (предположительно внешних поверхностей) зерен доломитов; R_{L1} и R_{L2} — сегодняшние измеренные отношения 87 Sr/ 86 Sr во фракциях L1 и L2 доломитов соответственно; R_{L1}^0 — первичное отношение $(^{87}$ Sr/ 86 Sr) $_0$, вычисленное из сегодняшних экспериментальных данных для фракции L1 доломитов; R_{L2}^0 — реальное первичное отношение $(^{87}$ Sr/ 86 Sr) $_0$ в карбонатном материале доломитов; ΔR — величина изменения изотопного отношения 87 Sr/ 86 Sr в материале доломитов, вызванного привносом радиогенного 87 Sr в ходе эпигенетического воздействия во время T_A .

ного отношения 87 Sr/ 86 Sr во фракции L2). Во время Та для части исходного материала эволюция была нарушена в точке А₁ эпигенетическим геохимическим процессом. Этот геохимический процесс привнес в исходный карбонатный материал некоторое количество Rb и образовал (вероятно, главным образом во внешних слоях карбонатных зерен) фракцию L1. Соответствующее повышение отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr выразилось в увеличении наклона эволюционной прямой. Если бы геохимические изменения на этапе ТА ограничились только изменением этого параметра, дальнейшая эволюция изотопного состава Sr в карбонатном материале фракции L1 происходила бы вдоль прямой с увеличенным наклоном (87 Rb/ 86 Sr) $_{11}$, исходящей из точки ${f A_1}$. В таком случае эволюция фракции L1 закончилась бы сегодня в точке R_A , а

2022



кажущееся первичное отношение ${}^{87}{\rm Sr}/{}^{86}{\rm Sr}$, вычисленное для этой фракции и равное (${\rm R}_{\rm A}^{\,0}$), было

бы *ниже* первичного отношения $R_{L2}^{\,0}$. Однако экспериментально полученные первичные отношения $^{87}{\rm Sr}/^{86}{\rm Sr}$ (${\rm R}_{\rm L1}^0$ на рис. 6) для фракций L1 всех без исключения образцов карбонатных пород билляхской серии *выше* значений R_{12}^0 . Поэтому кажется очевидным, что эпигенетический геохимический процесс во время T_A , приведший к образованию фракции L1, обусловил не только изменение отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, но и привнос в карбонатный материал некоторого количества радиогенного ⁸⁷Sr. Это увеличивало отношение 87 Sr/ 86 Sr во фракции L1 и сдвигало точку A_1 на величину ΔR , т.е. перемещало состав этой фракции в точку А2. Дальнейшая эволюция отношения $^{87}{
m Sr}/^{86}{
m Sr}$ во фракции L1 происходила вдоль прямой с увеличенным наклоном (87 Rb/ 86 Sr)_{L1} от точки A_2 до сегодняшнего измеренного значения $R_{\rm L1}$. Вычисленное первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во фракции L1 (R_{L1}^0) при этом, как и в реальности, оказывается выше, чем R_{12}^0 .

Отсюда, в частности, следует вывод, имеющий важное методологическое значение: при хемостратиграфических исследованиях введение поправок на содержание Rb, основанных на предположении о неизменности химического состава доломитов с момента их образования, в общем случае не является корректной процедурой и требует дополнительного обоснования. В применении к опубликованным ранее для доломитов билляхской серии Rb—Sг данным (Покровский, Виноградов, 1991) это означает, что высокие содержания Rb в этих породах заставляют проявлять осторожность при интерпретации вычисленных для них первичных отношений 87Sr/86Sr.

Pb—*Pb* геохронология

На основании данных ступенчатого растворения, для каждого из изученных таким образом образцов может быть получена геохронологическая информация. Соответствующие данные для доломитов котуйканской свиты приведены на рис. 7а. Все фигуративные точки L1—L6, отвечающие раз-

Рис. 7. Диаграммы ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb—²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb для стратиграфических подразделений билляхской серии, построенные по карбонатным фракциям, полученным методом ступенчатого растворения.

⁽а) — котуйканская свита, (б) — нижняя подсвита юсмастахской свиты, (в) — верхняя подсвита юсмастахской свиты. IR — нерастворимый остаток. Условные обозначения стратиграфических подразделений см. на рис. 4.

личным ступеням растворения карбонатной составляющей обр. 3075/2, в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ располагаются вдоль прямой линии, наклон которой соответствует возрасту 1500 ± 130 млн лет при СКВО = 0.42. Заметим, что на эту прямую ложится и точка нерастворимого остатка обр. 3075/2 (массовая доля которого от общей навески образца составляла лишь 0.1%), причем данные для этого остатка не участвовали в вычислении параметров прямой.

Близкая картина наблюдается и для результатов ступенчатого растворения обр. 3086/4 нижней подсвиты юсмастахской свиты (рис. 76), где также все фигуративные точки L1-L6, отвечающие различным ступеням растворения карбонатной составляющей обр. 3086/4, в координатах 206 Pb/ 204 Pb- 207 Pb/ 204 Pb располагаются вдоль прямой линии, наклон которой соответствует возрасту 1470 ± 160 млн лет при СКВО = 0.48. Эта картина отличается от показанной на рис. 7а лишь тем, что точка нерастворимого остатка (массовая доля которого составляет 1% от общей навески образца) здесь значительно отклоняется от изохроны, определяющей возраст карбонатной составляющей изученного образца.

Фигуративные точки фракций, отвечающие всем изученным ступеням растворения (L1–L6) обр. 3087/2 верхней подсвиты юсмастахской свиты (рис. 7в), так же как и в рассмотренных выше случаях, образуют изохрону с возрастом 1520 ± 16 млн лет (СКВО = 1.6). Точка нерастворимого остатка (массовая доля которого составляет 0.2% от взятой навески) здесь, как и для образца 3075/2 котуйканской свиты, лежит на изохроне.

Объяснить различное поведение некарбонатной составляющей по отношению к карбонатному материалу трех исследованных стратиграфических подразделений различием их минерального состава не удалось. По результатам изучения с помощью сканирующего электронного микроскопа и рентгеновского фазового анализа нерастворимые в 0.5N HBr остатки котуйканской и обеих подсвит юсмастахской свиты состояли из кварца, калиевого полевого шпата, небольшого количества слюды и отдельных зерен оксидов железа, возможно магнетита и/или гематита, и качественно не отличались друг от друга. Остается предполагать, что различие поведения некарбонатного материала в изученных доломитах могло быть связано с различной степенью его дисперсности, которая в ходе диагенеза способствовала изотопному уравновешиванию этого материала с карбонатной составляющей в породах котуйканской свиты и верхней подсвиты юсмастахской свиты, но препятствовала этому процессу в нижней подсвите юсмастахской свиты.

Что касается карбонатной составляющей доломитов, изученных методом ступенчатого растворения, то из полученных Рb—Рb данных следует, что этот материал во всех подразделениях билляхской серии имеет одинаковые или близкие друг к другу возрасты. Однако с учетом результатов для этих подразделений, особенно полученных Rb-Sr методом, следует все же допустить, что поверхностные слои карбонатных зерен, массовая доля которых в изученных образцах составляет около 30%, претерпели в ходе геологической истории некоторые изменения своего химического и изотопного состава, повлиявшие на их U-Pb систематику. Это подтверждается и вариациями отношения $^{238}U/^{204}$ Pb, которое в первых (L1 и L2) фракциях ступенчатого растворения доломитов котуйканской свиты и обеих подсвит юсмастахской свиты значительно превышает это отношение в более поздних (L3-L6) фракциях. Поэтому кажется более корректным для окончательного вычисления Pb-Pb возраста доломитов билляхской серии использовать материалы ступенчатого растворения всех трех изученных образцов, начиная с фракций L3. При этом обычный в используемой методике отказ от включения в такие вычисления последних перед нерастворимым остатком карбонатных фракций (Овчинникова и др., 2012) здесь должен действовать только в отношении фракции L6 обр. 3086/4 нижней подсвиты юсмастахской свиты. Для остальных двух образцов (3075/2 и 3087/2) фигуративные точки нерастворимых остатков лежат на соответствующих изохронах, и возможное взаимодействие 0.5N HBr с материалами этих остатков в ходе ступенчатого растворения не способно привести к искажению вычисленного значения Pb-Pb возраста.

В итоге окончательный результат Рb—Рb датирования доломитов билляхской серии, представленный на рис. 8a, выражается значением 1519 ± 18 млн лет при СКВО = 1.8. В то же время для измененного карбонатного материала, предположительно слагающего поверхностные слои карбонатных зерен и представленного на рис. 8б фракциями L1–L2 ступенчатого растворения, значение Pb–Pb возраста составляет 1466 \pm 54 млн лет при СКВО = = 0.6. Хотя большая погрешность последнего значения формально не позволяет говорить о времени геохимических изменений, проведенное изучение Rb—Sr и U—Pb систематики доломитов несомненно указывает на различную геохимическую историю поверхностного и глубинного материала карбонатных зерен. Однако недостаточность имеющейся информации не позволяет идентифицировать геологические процессы, приведшие к нарушению замкнутости геохимических систем в поверхностных слоях зерен доломита. Также остается пока неясной и природа флюидной активности, вызывавшей перекристаллизацию и появление новых генераций иллита в тонких аргиллитовых прослоях

2022

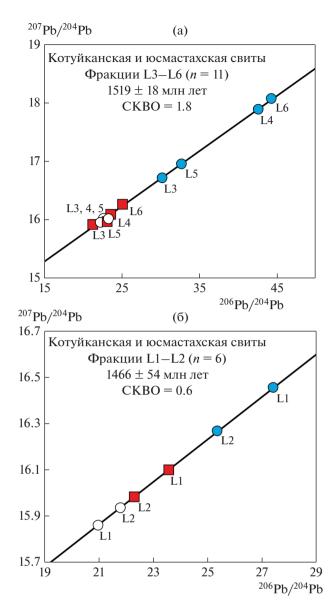


Рис. 8. Диаграммы 206 Pb/ 204 Pb— 207 Pb/ 204 Pb для карбонатных фракций доломитов билляхской серии, полученных методом ступенчатого растворения. (а) — по фракциям L3—L6, (б) — по фракциям L1—L2. Условные обозначения стратиграфических подразделений см. на рис. 4.

всех свит билляхской серии (Горохов и др., 1997, 2001).

Значение возраста 1519 ± 18 млн лет, полученное методом ступенчатого растворения, в пределах аналитической погрешности согласуется с недавно опубликованной для этих пород Pb—Pb датировкой по валовым пробам (1513 ± 35 млн лет; Горохов и др., 2019), но, в отличие от последней, относится к наименее измененному (предположительно "первичному") карбонатному веществу доломитов, учитывая доказанное существование в изученных породах некоторого количества ма-

териала с искаженными хемостратиграфическими и геохронологическими характеристиками.

Сравнение хемостратиграфических и геохронологических характеристик анабарских отложений с аналогичными характеристиками близких по возрасту карбонатных пород в других районах мира

Полученные изотопно-геохронологические и С- и Sr-хемостратиграфические характеристики доломитов билляхской серии можно сравнить с соответствующими величинами в карбонатных породах, находящихся в едином возрастном диапазоне с котуйканской и юсмастахской свитами.

Терригенно-доломитовая кютингдинская свита Оленекского поднятия Северной Сибири в верхней части рассечена силлом, который содержит бадделеит с U—Pb возрастом 1473 ± 24 млн лет (Wingate et al., 2009). Первичное отношение 87 Sr/ 86 Sr в образце доломита из этой свиты, который включает <1% силикокластической примеси и имеет отношение Mn/Sr 6.6, составляет 0.70465 (Горохов и др., 1995).

Мощная (от 0.6 до 4.5 км) преимущественно доломитовая камовская серия Байкитской антеклизы представляет глубокопогруженный карбонатный чехол в юго-западной части Сибирской платформы. В отложениях камовской серии обнаружены микрофитолиты и акантоморфные акритархи Tappania plana, которые, однако, могут рассматриваться лишь как указания на ее раннесреднерифейский возраст (Наговицин и др., 2010). Проведенное недавно Рb-Рb датирование карбонатных пород камовской серии по валовым пробам (Горохов и др., 2021) показало, что их возраст составляет 1490-1510 млн лет, а Rb-Sr датирование глауконитов долгоктинской свиты (Зайцева и др., 2019) отразило этап диагенетической перекристаллизации осадков нижней части камовской серии около 1340 млн лет назад. Значения δ^{13} С в доломитах камовской серии варьируют преимущественно в пределах от -0.5 до +1.5%(Хабаров и др., 2002), а первичные отношения 87Sr/86Sr — от 0.7049 до 0.7053.

Бурзянская серия, стратотип нижнего рифея на Южном Урале, включает две согласно залегающие карбонатсодержащие свиты — саткинскую и бакальскую. Рb—Pb возрасты известняков названных свит равны 1550 ± 30 и 1430 ± 30 млн лет соответственно (Кузнецов и др., 2003а, 2005, 2008). U—Pb возраст цирконов из габброидов (1389 ± 28 млн лет; Ронкин и др., 2007) и гранитов рапакиви (1386 ± 5 млн лет; Пучков и др., 2013), прорывающих саткинские карбонаты, а также U—Pb возраст бадделеита из диабазов Главной дайки, рвущей отложения бакальской свиты (1385 ± 1.4 млн лет; Пучков и др., 2013), ограничивают

минимальный возрастной предел карбонатных пород бурзянской серии. Интервалы вариаций δ^{13} C (от -0.7 до 0.0%) и отношения 87 Sr/ 86 Sr (от 0.70460 до 0.70494) в карбонатах саткинской и бакальской свит (Семихатов и др., 2009) совпадают с интервалом вариаций этих параметров в доломитах билляхской серии.

Надсерия Белт (Скалистые горы Северной Америки) содержит в базальных и терминальных горизонтах синседиментационные силлы с U—Pb возрастом цирконов 1468 ± 3 и 1401 ± 6 млн лет (Sears et al., 1998; Ross, Villeneuve, 2003). Значения δ^{13} С в карбонатах формаций Хелена и Сайх надсерии Белт колеблются от -0.8 до +2.5% (Hall, Veizer, 1996), приближаясь к диапазону в доломитах юсмастахской свиты. В той же надсерии в двух образцах известняков из формации Ньюленд с относительно низкими отношениями Mn/Sr (0.27 и 0.40) значения 87 Sr/ 86 Sr составляют 0.70484 и 0.70514 (Hall, Veizer, 1996).

Таким образом, приведенные данные определяют соответствие полученных в настоящей работе хемостратиграфических характеристик (значений δ^{13} C от -0.7 до +0.8% и отношений 87 Sr/ 86 Sr в интервале 0.70450-0.70525) для доломитов билляхской серии этим величинам (соответственно от -1.8 до +2.5% и 0.70460-0.70494) в близких по возрасту карбонатных осадках, отложенных 1550-1470 млн лет назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новая информация об условиях и времени образования билляхских доломитов получена при помощи усовершенствованных методик изучения их Rb-Sr и U-Pb систематики, включавших ступенчатое растворение. В Rb-Sr методике предварительное выщелачивание раствором ацетата аммония, использовавшееся нами в целом ряде предыдущих исследований (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997, 20036, 2006, 2008), заменено химическим удалением значительной части образца и последующим частичным растворением оставшейся части с помощью уксусной кислоты (Li et al., 2011; Горохов и др., 2018). Образцы карбонатных пород при этом обрабатывались разбавленным раствором уксусной кислоты в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети и затем еще одну треть измельченного в порошок материала. Фракция, полученная на первой ступени растворения, вероятно, представляет поверхностные слои карбонатных зерен, в той или иной мере подвергшиеся эпигенетическим изменениям, тогда как состав фракции второй ступени растворения в значительной степени характеризует первичный карбонатный материал, свойственный среде формирования доломитов.

Эпигенетические геохимические процессы приводили к привносу в билляхские доломиты (по-видимому, во внешние слои карбонатных зерен) Rb и изменению в них отношения ${}^{87}Rb/{}^{86}Sr$. Помимо этого, в ходе эпигенеза в карбонатный материал доломитов добавлялось некоторое количество радиогенного ⁸⁷Sr. Вычисленные значения первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во всех образцах доломитов билляхской серии для фракций второй ступени растворения меньше по абсолютной величине и показывают заметно меньший разброс, чем соответствующие значения для первой ступени. Этот факт является несомненным доказательством различия геохимической истории карбонатного материала, растворяющегося на разных ступенях кислотной обработки образцов. Таким образом, выполненная работа подтвердила целесообразность и перспективность применения описанной методики для изучения Rb-Sr систематики доломитов.

В первых двух фракциях ступенчатого растворения доломитов в бромистоводородной кислоте, которые представляют изотопный состав Рb в одной трети карбонатного материала изученных образцов, отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ существенно выше, а 206 Pb/ 204 Pb ниже тех, которые наблюдаются в более поздних фракциях. Можно полагать, что изотопный состав Рb в этих начальных фракциях отражает указанные выше эпигенетические изменения, тогда как в последующих фракциях, характеризующихся относительно низкими значениями $^{238}U/^{204}Pb$ и высокими значениями 206 Pb/ 204 Pb, он отвечает "наименее измененному" карбонатному материалу и может использоваться для изохронных построений в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb—²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и вычисления Pb—Pb возраста.

Реконструкция С-изотопных характеристик среды седиментации с использованием геохимических критериев пригодности доломитов (Mn/Sr < 6 и δ^{18} O $\geq -10\%$) для хемостратиграфических построений определяет значение δ^{13} C в доломитах котуйканской свиты на уровне -0.7%, а интервал вариаций в доломитах юсмастахской свиты от -0.4 до +0.8% (в нижней подсвите от -0.1 до +0.4%, в верхней — от -0.4 до +0.8%). Таким образом, весь диапазон колебаний δ^{13} C в карбонатных породах билляхской серии ограничен значениями от -0.7 до +0.8%.

Полученные при помощи методики ступенчатого растворения первичные отношения 87 Sr/ 86 Sr в наименее измененном карбонатном материале доломитов билляхской серии составляют: в котуйканской свите — 0.70502 ± 0.00029 , в нижней подсвите юсмастахской — 0.70519 ± 0.00026 и в верхней подсвите юсмастахской свиты — 0.70511 ± 0.00018 . Сопоставление интервалов вариаций первичных отношений 87 Sr/ 86 Sr (соответственно 0.70460—0.70499,

0.70450—0.70525 и 0.70462—0.70523) и значений δ^{13} С в доломитах котуйканской свиты и нижне- и верхнеюсмастахской подсвит не позволяет различить эти подразделения на основе хемостратиграфических характеристик и указывает на недостаточную обоснованность предположений о различии их возраста.

Pb—Pb анализ фракций ступенчатого растворения для доломитов котуйканской и юсмастахской свит билляхской серии дает прямую изотопно-геохронологическую характеристику осадочных пород рифейского чехла Анабарского поднятия. Pb-Pb возраст, установленный по образцам двух свит, равен 1519 ± 18 млн лет, что в сочетании с опубликованным ранее Rb—Sr возрастом глауконита нижележащей усть-ильинской свиты (1483 ± 10 млн лет; Горохов и др., 1991; Gorokhov et al., 1991) значительно сокращает стратиграфический объем осадочной последовательности, объединяемой под названием "билляхская серия", и подтверждает ее принадлежность к нижнему рифею (Семихатов и др., 2015; Горохов и др., 2019). Из полученных данных следует, что заложение раннерифейского палеобассейна на Анабарском поднятии произошло в ходе инициализации внутриплитного растяжения Сибирского кратона в начале мезопротерозоя около 1.52 млрд назад. Заполнение этого палеобассейна, объединяющего отложения терригенной мукунской и карбонатной билляхской серий, завершилось до внедрения габбро-долеритовых даек и силлов котуйканского комплекса и становления Куонамской магматической провинции (Wingate et al., 2009; Эрнст и др., 2016).

Благодарности. Авторы благодарны Э.М. Прасолову (Центр изотопных исследований Геологического института им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург), выполнившему часть измерений изотопного состава С и О в доломитах, А.А. Рясному (Геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург) за помощь в литолого-петрографическом изучении доломитов, а также Т.Л. Турченко и О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН) за предоставленные результаты изучения химического и минералогического состава нерастворимой карбонатной составляющей доломитов. Выражаем свою признательность А.Б. Котову и С.И. Школьник за благожелательные рецензии и полезные предложения, способствовавшие улучшению рукописи.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 18-17-00247- Π).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Алданского шита и проблемы ранней эволюции Земли. Ред. Марков М.С. М.: Наука, 1988. С. 122—133.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссили рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114—130.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Геохронологический и биостратиграфический подходы к реконструкции истории докембрийской биоты: новые находки микрофоссилий в рифее западного склона Анабарского поднятия // Докл. Акад. наук. 2001. Т. 378. № 4. С. 511-517.

Плуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Баженова Г.Н., Лялина Л.М., Серов П.А. Автономные анортозиты Анабарского щита: возраст, геохимия и механизм образования // Докл. акад. наук. 2015. Т. 464. № 4. С. 457—463. *Горохов И.М.* Диагенез карбонатных осадков: геохимия рассеянных элементов и изотопов стронция // Литология и палеогеография. Вып. 4. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 1996. С. 141—164.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р., Ивановская Т.А., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Ципурский С.И., Яковлева О.В. Rb—Sr и K—Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17—32.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. 3—33.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb—Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 530—539.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Rb—Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастахской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 3—24. Горохов И.М., Семихатов М.А., Турченко Т.Л., Петров П.Ю., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Rb—Sr геохронология вендских аргиллитов старореченской свиты (Анабарский массив, Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 16—27.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Липенков Г.В., Дубинина Е.О., Бигун И.В. Карбонатные породы пограничных рифей-вендских отложений Анабарского поднятия: изотопная (87 Sr/86 Sr, δ13 C, δ18 O) систематика и хемостратиграфические следствия // Докл. акад. наук. 2018. Т. 482. № 4. С. 434—438. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О. Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С—О геохимия и Рb—Рb возраст доломитов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19—35.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-48 — Хатанга. Объяс-

нительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 293 с. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП "ВСЕГЕИ").

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Ларионов А.Н., Скублов С.Г. Реликты эоархейской континентальной коры Анабарского щита, Сибирский кратон // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 115-138.

Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Сергеев В.Н., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Константинова Г.В. Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3—29.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Иванова Н.А., Масленников М.А., Пустыльникова В.В., Турченко Т.Л., Наговицин К.Е. Rb—Sr возраст рифейских глауконитов камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы // Докл. Акад. наук. 2019. Т. 488. № 1. С. 52—57.

Злобин М.Н. О расчленении билляхской серии синийского комплекса // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. 1968. Вып. 13. С. 135—143.

Злобин М.Н., Голованов Н.П. Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 6—20. Каурова О.К., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. U—Th—

Каурова О.К., Овчиникова Т.В., Горохов И.М. U—Th— Рь систематика докембрийских карбонатных пород: определение возраста формирования и преобразования карбонатных осадков // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 27—44.

Комар Вл.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 148 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 154).

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Козлов В.И. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. Акад. наук. 1997. Т. 353. № 2. С. 249—254.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Sr-изотопная характеристика и Рb—Рb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. Акад. наук. 2003а. Т. 391. № 6. С. 794—798.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения 87 Sr/ 86 Sr в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003б. Т. 11. № 5. С. 3—39.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb—Pb возраст // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3. С. 227—249.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т. Sr- и С-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25—53.

Кузнецов А.Б., Овчиникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика и Рb—Рb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16—34.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3-25.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3—23.

Мельников Н.Н. Эффективность метода двойного изотопного разбавления при масс-спектрометрическом анализе свинца для геохронологии // Геохимия. 2010. № 8. С. 876—886.

Наговицин К.Е., Станевич А.М., Корнилова Т.А. Стратиграфическое положение и возраст высокоорганизованных биот с Таррапіа в Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1531—1538.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Левский Л.К. U—Рь систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 5. С. 525—536.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. U—Рb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20—31.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Гороховский Б.М., Левский Л.К. Возможности Рb—Рb датирования карбонатных пород с открытыми U—Рb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3—19.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М., Горохов И.М., Каурова О.К., Подковыров В.Н., Гороховский Б.М. Рb—Рb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 3—16.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М. U—Рb возраст и Sг-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28—40.

Петров П.Ю. Фациальная характеристика и особенности терригенной седиментации мукунской серии (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 2011. № 2. С. 185—208

Петров П.Ю. Мукунский бассейн: обстановки, параметры палеосреды и факторы континентальной терригенной седиментации раннего мезопротерозоя (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 2014. № 1. С. 60–88.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245—1250.

Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 1. С. 64—80.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д. Новое в стратиграфии стратотипического разреза рифея // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Всероссийская конференция, Москва, 23—25 мая 2013 г. Сборник статей. Отв. ред. Федонкин М.А. М.: ГИН РАН, 2013. С. 70—72.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикова Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163—179.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П., Матуков Д.И., Лепихина О.П. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U—Рb SHRIMP-II ограничения // Докл. Акад. наук. 2007. Т. 415. № 3. С. 370—376.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. Низкое отношение 87 Sr/ 86 Sr в гренвильском и постгренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3—46.

Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Рb—Рb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. Акад. наук. 2003. Т. 393. № 1. С. 83—87.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3—28.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея — бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и С-изотопные характе-

ристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17—45.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16—27.

Сергеев В.Н., Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Новые местонахождения рифейских микробиот в билляхской серии Северного Прианабарья (бассейн р. Фомич): к вопросу о биостратиграфии рифея Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 3—14.

Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 160 с.

Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Добрецов В.Н., Велико-славинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и продолжительность формирования билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 315—330.

Сочава А.В., Подковыров В.Н., Виноградов Д.П. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах венда—нижнего кембрия Уринского антиклинория (юг Сибирской платформы) // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 3. С. 279—289.

Ственнок Л.М. Уран-свинцовый возраст гранитов Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: НИИГА, 1974. С. 76–83.

Степанюк Л.М. Уран-свинцовый возраст микроклиновых гранитов Анабарского щита // Докл. АН УССР. 1991. № 10. С. 127—129.

Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Ред. Ткаченко Б.В. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 211 с. (Труды НИИГА. Т. 101).

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Вараксина И.В., Сараев С.В. Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиза) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 211—239.

Худолей А.К., Молчанов А.В., Округин А.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Сергеев С.А. Эволюция фундамента севера Сибирской платформы по данным U—Рь датирования обломочных цирконов в песчаниках мукунской серии, Анабарский щит // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL тектонического совещания. Ред. Карякин Ю.В. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 333—335.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 22 с.

Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., Седерлунд У., Чемберлейн К.Р., Роджерс К. Куонамская крупная изверженная провин-

ция (север Сибири, 1501 млн лет): U—Рь геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 833—855.

Adams J.E., Rhodes M.L. Dolomitization by seepage refluxion // AAPG Bull. 1960. V. 44. № 12. P. 1912–1920.

Al-Aasm I.S., *Packard J.J.* Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites // Sediment. Geol. 2000. V. 131. № 3–4. P. 97–108.

Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H., Butterfield N.J., Swett K. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. № 10. P. 2883–2894.

Azomani E., Azmy K., Blamey N., Brand U., Al-Aasm I. Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: controls on porosity and implications from geochemistry // Mar. Petrol. Geol. 2013. V. 40. P. 99–114.

Babinski M., Chemale F., Jr., Van Schmus W.R. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrifero, Brazil // Precambrian Res. 1995. V. 72. № 3–4. P. 235–245.

Babinski M., Van Schmus W.R., Chemale F., Jr. Pb—Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism // Chem. Geol. 1999. V. 160. № 3. P. 175—199.

Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuı' Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events // Terra Nova. 2007. V. 19. № 6. P. 401–406.

Badiozamani K. The Dorag dolomitization model — application to the middle Ordovician of Wisconsin // J. Sediment. Petrol. 1973. V. 43. № 4. P. 965—984.

Bailey T.R., McArthur J.M., Prince H., Thirwall M.F. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole-rock analysis // Chem. Geol. 2000. V. 167. № 3–4. P. 313–319.

Baker P.A., Kastner M. Constraints on the formation of sedimentary dolomite // Science. 1981. V. 213. № 4504. P. 214–216.

Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., Knoll A.H., Pope M.C., Jacobsen S.B. Global events across the Mesoproterozoic—Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. № 1–4. P. 165–202.

Bellefroid E.J., Planavsky N.J., Miller N.R., Brand U., Wang C. Case studies on the utility of sequential carbonate leaching for radiogenic strontium isotope analysis // Chem. Geol. 2018. V. 497. P. 88–99.

Braithwaite C.J.R. Dolomites, a review of origins, geometry and textures // Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci. 1991.V. 82. № 2. P. 99–112.

Chaudhuri S., Clauer N. Strontium isotope compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: clues to the origin of the solutes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. № 3. P. 429–437.

Chen D.Z., *Qing H.R.*, *Yang C*. Multistage hydrothermal dolomites in the middle Devonian (Givetian) carbonates from the Guilin area, South China // Sedimentology. 2004. V. 51. № 5. P. 1029–1051.

Chen X., Zhou Y., Shields G.A. Progress towards an improved Precambrian seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve // Earth-Sci. Rev. 2021. V. 224. Article 103869.

Davies G.R., Smith L.B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview // AAPG Bull. 2006. V. 90. № 11. P. 1641–1690.

Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 3. P. 1317—1329.

Drever J.I. The geochemistry of natural water. Cambridge: Prentice Hall, 1982. 388 p.

Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U—Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // J. Geol. 2000. V. 108. № 3. P. 381–401.

Feng M., Wu P., Qiang Z., Liu X., Duan Y., Xia M. Hydrothermal dolomite reservoir in the Precambrian Dengying Formation of central Sichuan Basin, Southwestern China // Mar. Petrol. Geol. 2017. V. 82. P. 206–219.

Frei R., Villa I.M., Nagler Th.F., Kramers J.D., Przybylowicz W.J., Prozesky V.M., Hofmann B.A., Kamber B.S. Single mineral dating by Pb—Pb step-leaching method. Assessing the mechanisms // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 2. P. 393—414.

Galindo C., Casquet C., Rapela C., Pankhurst R.J., Baldo E., Saavedra J. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications // Precambrian Res. 2004. V. 131. № 1–2. P. 55–71.

Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Drubetskoy Ye.R., Ivanovskaya T.A., Kutyavin E.P., Mel'nikov N.N., Turchenko T.L., Tsipurskiy S.I., Yakovleva O.V. Rb—Sr and K—Ar dating of pelletal and dispersed phyllosilicates of Lower Riphean sedimentary strata of the Anabar Shield // Int. Geol. Rev. 1991. V. 33. № 8. P. 807—821.

Gregg J.M., Shelton K.L. Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonneterre and Davis formations (Cambrian), southeastern Missouri // J. Sediment. Petrol. 1990. V. 60. № 4. P. 549–562.

Guo C., Chen D., Qing H., Dong S., Li G., Wang D., Qian Y., Liu C. Multiple dolomitization and later hydrothermal alteration on the Upper Cambrian-Lower Ordovician carbonates in the northern Tarim Basin, China // Mar. Petrol. Geol. 2016. V. 72. P. 295–316.

Hajri H., Abdallah H. Fluid flow and late diagenesis of fault-infill carbonates in the Aptian dolostones at Jabel Semmama, Kasserine area, western-central Tunisia // Mar. Petrol. Geol. 2020. V. 111. P. 1–20.

- Hall S., Veizer J. Geochemistry of Precambrian carbonates: VII. Belt Supergroup, Montana and Idaho, USA // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. № 4. P. 667–677.
- Halverson G.P., Dudás F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr composition of Neoproterozoic seawater // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2007. V. 256. № 3–4. P. 103–129.
- *Hardie L.A.* Dolomitization: a critical view of some current views // J. Sediment. Petrol. 1987. V. 57. № 1. P. 166–183.
- Hayes J.M., Kaplan Y.R., Wedeking K.W. Precambrian organic geochemistry: preservation and record // Earth's earliest biosphere. Princeton Univ. Press, 1983. P. 93–134.
- Hsu K.J., Schneider J. Progress report on dolomitization hydrology of Abu Dhabi sabkhas, Arabian Gulf // The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. Ed. Purser B.H. N.Y.: Springer, 1973. P. 409–422.
- *Jahn B.-M.*, *Cuvellier H*. Pb—Pb and U—Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment // Chem. Geol. 1994. V. 115. № 1–2. P. 125–151.
- Jiang W., Houb M., Wang C. Strontium isotopic compositions of Cambrian (Upper Miaolingian—Furongian Series) dolomites from south-eastern Sichuan Basin, China: significance of sources of dolomitizing fluids and timing of dolomitization // Mar. Petrol. Geol. 2019. V. 109. P. 408–418.
- *Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M., Knoll A.H., Kaufman A.J.* δ¹³C stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations // Can. J. Earth Sci. 1999. V. 36. № 3. P. 313–332.
- *Kaufman A.J.* An ice age in the tropics // Nature. 1997. V. 386. № 6622. P. 227–228.
- *Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: stratigraphic and geochemical implications // Precambrian Res. 1995. V. 73. \mathbb{N} 1–4. P. 27–49.
- *Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H.* The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. № 3/4. P. 409–430.
- Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Lia A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // Precambrian Res. 2015. V. 259. P. 78–94.
- Kırmacı M.Z., Yıldız M., Kandemir R., Eroğlu-Gümrük T. Multistage dolomitization in Late Jurassic—Early Cretaceous platform carbonates (Berdiga Formation), Başoba Yayla (Trabzon), NE Turkey: implications of the generation of magmatic arc on dolomitization // Mar. Petrol. Geol. 2018. V. 89. P. 515–529.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbonisotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from Northwestern Siberia (Anabar massif, Turukhansk uplift) // Am. J. Sci. 1995. V. 295. № 7. P. 823—850.

- *Kubler B.* "Crystallinité" de l'illite et mixed-layers: brève révision // Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. 1990. V. 70. № 1. P. 89–93.
- *Kupecz J.A., Land L.S.* Late-stage dolomitization of the Lower Ordovician Ellenburger Group, West Texas // J. Sediment. Petrol. 1991. V. 61. № 4. P. 551–574.
- *Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P., Turchenko T.L.* Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ¹³C-rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2010. V. 182. № 4. P. 300—312.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb—Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 51–66.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.
- Land L.S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art // Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 1980. Spec. Publ. 28. P. 87–110.
- Land L.S. The dolomite problem: stable and radiogenic isotope clues // Lecture Notes in Earth Sciences. Vol. 43. Isotopic Signatures and Sedimentary Records. Eds. Clauer N., Chaudhuri S. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. P. 49–68.
- *Li D., Shields-Zhou G.A., Ling H.-F., Thirlwall M.* Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks // Chem. Geol. 2011. V. 290. № 3–4. P. 133–144.
- *Li B., Wang Q., Zhang X.* Petrographic and geochemical evidence of the diagenetic environment and fluid source of dolomitization of dolomite: a case study from the Ma5₅ to Ma5₁ submembers of the Ordovician Majiagou Formation, central Yishan Slope, Ordos Basin, China // Carbonates and Evaporites. 2020. V. 35. № 2. Article 36.
- *Liu C., Wang Z., Raub T.D.* Geochemical constraints on the origin of Marinoan cap dolostones from Nuccaleena Formation, South Australia // Chem. Geol. 2013. V. 351. P. 95–104.
- *Liu J., Jiang Y., Liu X., Yang Z., Hou X., Zhu R., Wen C., Wang F.* Genesis of dolomite from Ma5⁵–Ma5¹⁰ sub-members of the Ordovician Majiagou Formation, in the Jingxi area in the Ordos Basin // Acta Geol. Sinica (English Edition). 2017. V. 91. № 4. P. 1363–1379.
- *Ludwig K.R.* Users Manual for Isoplot/Ex. Version 2. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 1999. № 1a. 47 p.
- Macdonald F.A., Prave A.R., Petterson R., Smith E.F., Pruss S.B., Oates K., Waechter F., Trotzuk D., Fallick A.E. The Laurentian record of Neoproterozoic glaciation, tectonism, and eukaryotic evolution in Death Valley, California // Geol. Soc. Am. Bull. 2013. V. 125. № 7–8. P. 1203–1223.

Machel H.G. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2004. V. 235. P. 7–63.

Machel H.G., Mountjoy E.W. Chemistry and environments of dolomitization — a reappraisal // Earth Sci. Rev. 1986. V. 23. № 3. P. 175–222.

Makhloufi Y., Samankassou E. Geochemical constraints on dolomitization pathways of the Upper Jurassic carbonate rocks in the Geneva Basin (Switzerland and France) // Swiss J. Geosci. 2019. V. 112. № 2–3. P. 579–596.

Manhes G., Minster J.E., Allègre C.J. Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Severin amphoterite: consequences for Early Solar System chronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 39. № 1. P. 14–24.

McArthur J.M., Thirlwall M.F., Gale AS., Kennedy WJ., Burnett J.A., Mattey D., Lord A.R. Strontium isotope stratigraphy for the Late Cretaceous: a new curve, based on the English Chalk // High Resolution Stratigraphy. Eds. Hailwd E., Kid R. Spec. Publ. Geol. Soc. London. 1993. V. 70. P. 195–209.

Misi A., Kaufman A.J., Veizer J., Powis K., Azmy K., Boggiani P.C., Gaucher C., Teixeira J.B.G., Sanches A.L., Iyer S.S. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America // Chem. Geol. 2007. V. 237. № 1–2. P. 143–167.

Montañez I.P., Banner J.L., Osleger D.A., Borg L.E., Bosserman P.J. Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform carbonates: implications for the evolution of Cambrian seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr // Geology. 1996. V. 24. № 10. P. 917–920.

Morrow D.W. Diagenesis 1. Dolomite - Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation // Geosci. Can. 1982a. V. 9. № 1. P. 5-13.

Morrow D. W. Diagenesis 2. Dolomite – Part 2: Dolomitization models and ancient dolostones // Geosci. Can. 1982b. V. 9. № 2. P. 95–107.

Morrow D.W. Regional subsurface dolomitization: models and constraints // Geosci. Can. 1999. V. 25. № 2. P. 57–70.

Mueller M., Igbokwe O.A., Walter B., Pederson C.L., Riechelmann S., Richter D.K., Albert R., Gerdes A., Buhl D., Neuser R.D., Bertotti G., Immenhauser A. Testing the preservation potential of early diagenetic dolomites as geochemical archives // Sedimentology. 2020. V. 67. № 2. P. 849—881.

Ngia N.R., *Hu M.*, *Gao D*. Tectonic and geothermal controls on dolomitization and dolomitizing fluid flows in the Cambrian-Lower Ordovician carbonate successions in the western and central Tarim Basin, NW China // J. Asian Earth Sci. 2019. V. 172. P. 359–382.

Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil // Chem. Geology. 2007. V. 237. № 1–2. P. 186–208.

Ohde S., Elderfield H. Strontium isotope stratigraphy of Kita-daito-jima Atoll, North Phillipines Sea: implications for

Neogene sea level change and tectonic history // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. № 4. P. 473–486.

Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M., Gannoun A., Nikolenko E.I. Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U—Pb and Lu—Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // Precambrian Res. 2017. V. 301. P. 134—144.

Parrish J.T., Hyland E.G., Chan M.A., Hasiotis S.T. Stable and clumped isotopes in desert carbonate spring and lake deposits reveal palaeohydrology: a case study of the Lower Jurassic Navajo Sandstone, south-western USA // Sedimentology. 2019. V. 66. № 1. P. 32–52.

Paula-Santos G.M., Caetano-Filho S., Babinski M., Trindade R.I.F., Guacaneme C. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy // Gondwana Res. 2017. V. 42. P. 280–305.

Peng B., Li Z., Li G., Liu C., Zhu S., Zhang W., Zuo Y., Guo Y., Wei X. Multiple dolomitization and fluid flow events in the Precambrian Dengying Formation of Sichuan Basin, Southwestern China // Acta Geol. Sinica (English Edition). 2018. V. 92. № 1. P. 311–332.

Rasbury E.T., Cole J.M. Directly dating geologic events: U-Pb dating of carbonates // Rev. Geophys. 2009. V. 47. RG3001.

https://doi.org/10.1029/2007RG000246

Ray J.S., Veizer J., Davis W.J. C, O, Sr and Pb isotope systematics of carbonate sequences of the Vindhyan Supergroup, India: age, diagenesis, correlations and implications for global events // Precambrian Res. 2003. V. 121. № 1–2. P. 103–140.

Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R., Soares J.L. Sr isotope geochemistry and Pb−Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil // Int. Geol. Rev. 2013. V. 55. № 2. P. 185–203.

Ross G.M., Villeneuve M. Provenance of the Mesoproterozoic (1.45 Ga) Belt basin (western North America): another piece in the pre-Rodinia paleogeographic puzzle // Geol. Soc. Am. Bull. 2003. V. 115. № 10. P. 1191–1217.

Sarangi S., Gopalan K., Kumar S. Pb—Pb age of earliest megascopic, eukaryotic alga bearing Rohtas Formation, Vindhyan Supergroup, India: implications for Precambrian atmospheric oxygen evolution // Precambrian Res. 2004. V. 132. № 1–2. P. 107–121.

Sawaki Y., Kawai T., Shibuya T., Tahata M., Omori S., Komiya T., Yoshida N., Hirata T., Ohno T., Windley B.F., Maruyama S. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr chemostratigraphy of Neoproterozoic Dalradian carbonates below the Port Askaig Glaciogenic Formation, Scotland // Precambrian Res. 2010. V. 179. № 1–4. P. 150–164.

Schoenherr J., Reuning L., Hallenberger M., Lüders V., Lemmens L., Biehl B.C., Lewin A., Leupold M., Wimmers K., Strohmenger C.J. Dedolomitization: review and case study of uncommon mesogenetic formation conditions // Earth-Sci. Rev. 2018. V. 185. P. 780–805.

Sears J.W., Chamberlain K.R., Buckly S.N. Stuctural and U—Pb geochronological evidence for 1.47 Ga rifting in the

Belt basin, western Montana // Can. J. Earth Sci. 1998. V. 35. № 4. P. 467–475.

Sergeev V.N. The distribution of microfossils assemblages in Proterozoic rocks // Precambrian Res. 2009. V. 173. № 1. P. 212–222.

Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J.P. Paleobiology of the Mesoproterozoic Billiakh Group, Anabar uplift, Northern Siberia // Paleontol. Soc. Mem. 1995. V. 39. 37 p.

Shields G. Working towards a new stratigraphic calibration scheme for the Neoproterozoic—Cambiran // Eclogae geol. Helv. 1999. V. 92. № 2. P. 221–233.

Shields G., Veizer J. Precambrian marine carbonate isotope database: version 1.1 // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. V. 3. Ng 6. P. 1-12.

Sial A.N., Gaucher C., Silva Filho M.A., Ferreira V.P., Pi-mentel M.M., Lacerda L.D., Silva Filho E.V., Cezario W. C-, Sr-isotope and Hg chemostratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates of the Sergipano Belt, Northeastern Brazil // Precambrian Res. 2010. V. 182. № 4. P. 351–372.

Smith P.E., Brand U., Farquhar R.M. U—Pb systematics and alteration trends of Pennsylvanian-aged aragonite and calcite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 1. P. 313—322.

Thomas C.W., Graham C.M., Ellam R.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Dalradian limestones of Scotland and Ireland: constraints on depositional ages and time scales // J. Geol. Soc. London. 2004. V. 161. № 2. P. 229–242.

Valladares M.I., Ugidos J.M., Barba P., Fallick A.E., Ellam R.M. Oxygen, carbon and strontium isotope records of Ediacaran carbonates in Central Iberia (Spain) // Precambrian Res. 2006. V. 147. № 3–4. P. 354–365.

Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates // Carbonates: Mineralogy and Chemistry. Ed.

Reeder R. Rew. Mineral. (Mineral. Soc. Am). 1983. V. 11. № 1. P. 265–299.

Veizer J., *Hoefs J*. The nature of 18 O/ 16 O and 13 C/ 12 C secular trends in sedimentary carbonate rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 11. P. 1387–1395.

Verdel C., Phelps B., Welsh K. Rare earth element and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr step-leaching geochemistry of central Australian Neoproterozoic carbonate // Precambrian Res. 2018. V. 310. P. 229–242.

Vorob'eva N.G., Sergeev V.N., Petrov P. Yu. Kotuikan Formation assemblage: a diverse organic-walled microbiota in the Mezoproterozoic Anabar succession, northern Siberia // Precambrian Res. 2015. V. 256. № 1. P. 201–222.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R., Gorjan P., Hill A.C. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // Precambrian Res. 2000. V. 100. № 1–3. P. 371–433.

Warren J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important association // Earth Sci. Rev. 2000. V. 52. \mathbb{N}_2 1–3. P. 1–81.

Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Res. 2009. V. 170. № 3–4. P. 256–266.

Yoshioka H., Asahara Y., Tojo B., Kawakami S. Systematic variations in C, O, and Sr isotopes and elemental concentrations in Neoproterozoic carbonates in Namibia: implications for a glacial to interglacial transition // Precambrian Res. 2003. V. 124. № 1. P. 69–85.

Рецензенты А.Б. Котов, С.И. Школьник

Sr and Pb Isotopic Compositions in Dolostones of the Lower Riphean Billyakh Group, Anabar Uplift: Step-Leaching Technique in Chemostratigraphy and Geochronology

I. M. Gorokhov^{a, #}, A. B. Kuznetsov^a, I. M. Vasilieva^a, G. V. Konstantinova^a, E. O. Dubinina^b, G. V. Lipenkov^c, and N. G. Rizvanova^a

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
 ^b Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^c A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia [#]e-mail: igorokhov@inbox.ru

New age estimates and results of a chemostratigraphic study of dolostones of the Billyakh Group, which combines the Kotuikan and the Yusmastakh formations, are presented. The Billyakh Group forms the upper part of the Riphean section of the Anabar uplift in northern Siberia. The stepwise dissolution technique was used for the first time to determine the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, and ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb isotopic ratios in the dolostones. The technique for studying Rb—Sr systematics included the chemical removal of about a third of the crushed sample (fraction L1) by preliminary acid leaching in 0.2N CH₃COOH and subsequent partial dissolution (fraction L2) of the remaining part of the sample in CH₃COOH of the same concentration. Pb—Pb isotope systematics of dolostones was studied by six-step dissolution of crushed samples in 0.5N HBr. These procedures led to the removal of secondary carbonate material and greatly improved the quality of Sr-chemostratigraphic and geochronological information. The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in the least altered carbonate

material (fraction L2) of the Billyakh Group dolostones are: 0.70502 ± 0.00029 in the Kotuikan Formation, 0.70519 ± 0.00026 in the lower subformation of the Yusmastakh Formation, and 0.70511 ± 0.00018 in the upper subformation of the Yusmastakh Formation. The Pb–Pb age of early diagenesis of dolomites of the Kotuikan and Yusmastakh formations (1519 ± 18 Ma at MSWD = 1.8) was calculated from results for the L3–L6 carbonate fractions. Secondary carbonate L1–L2 fractions are characterized by a Pb–Pb age of 1466 ± 54 Ma at MSWD = 0.6. The δ^{13} C values vary from -1 to -0.4% in the dolostones of the Kotuikan Formation, and from -0.4 to +0.8% in the dolostones of the Yusmastakh Formation (from -0.1 to +0.4% in the lower subformation, and from -0.4 to +0.8% in the upper subformation). Comparison of these variations, as well as variations in the initial 87 Sr/ 86 Sr ratios in the dolostones of the Kotuikan Formation and the Lower and Upper Yusmastakh subformations (0.70460-0.70499, 0.70450-0.70525, and 0.70462-0.70523, respectively), does not make it possible to distinguish these units on the basis of chemostratigraphic characteristics.

Keywords: Siberian Platform, Anabar Uplift, Lower Riphean, dolomites, U-Pb, Rb-Sr, and C-O isotope systematics, stepwise dissolution

УДК 550.93:551.761:550.93:552.51:551.3(477.75)+621.384.83

ИСТОЧНИКИ СНОСА ДЛЯ ВЕРХНЕТРИАСОВО-НИЖНЕЮРСКОГО ФЛИША И СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ТОЛЩ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U—Th—Pb ИЗОТОПНОГО ЛАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ШИРКОНА

© 2022 г. Н. Б. Кузнецов^{1, 2, 3, *}, Т. В. Романюк⁴, А. М. Никишин⁵, А. В. Страшко^{1, 5}, А. А. Колесникова ¹, А. С. Дубенский^{1, 6}, В. С. Шешуков¹, С. М. Ляпунов¹, А. С. Новикова¹, Д. В. Московский⁵

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия
²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
³Российский университет дружбы народов, Москва, Россия
⁴Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
⁵Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия
⁶Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Химический факультет, Москва, Россия
*e-mail: kouznikbor@mail.ru

Поступила в редакцию 05.07.2021 г. После доработки 20.12.2021 г. Принята к публикации 27.12.2021 г.

Представлены новые результаты U-Th-Рb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников верхнетаврической свиты Горного Крыма, относящейся к нижнеюрской части таврической серии. Сопоставление полученных возрастных наборов зерен детритового циркона с аналогичными данными для обломочных пород как более низких, так и более высоких стратиграфических уровней киммерид Горного Крыма показало их существенное различие. Это является отражением происхоливших на рубеже триаса и юры, а также в начале средней юры кардинальных изменений источников сноса для изученных толщ. В позднем триасе-юре осадочные бассейны Горного Крыма были сформированы непосредственно на южной (в современных координатах) континентальной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии. В позднем триасе здесь был расположен обширный Скифско-Таврический мегабассейн. В его северной части, в Скифском осадочном бассейне, накапливались преимущественно мелководные отложения, а в его южной части, в Таврическом глубоководном осадочном бассейне, происходила флишевая седиментация. В обломочной компоненте флиша доминируют продукты разрушения кристаллических комплексов фундамента Сарматской части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) — аналогов кристаллических комплексов, обнаженных сейчас в пределах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Терригенный материал поступал в Таврический осадочный бассейн транзитом через Скифский бассейн. Около рубежа позднего триаса и ранней юры обломочный материал, снесенный с ВЕП, перестал поступать в Таврический осадочный бассейн. Но в него начал поступать материал, первичным источником которого были кристаллические комплексы Гондваны и периокеанических комплексов океанов Реик и Палео-Тетис. Это означает, что в ранней юре палеогеографическая ситуация на южной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии кардинально изменилась. Скифско-Таврический мегабассейн в том виде, в каком он существовал в позднем триасе, прекратил существование. В пределах его северной части (Скифского осадочного бассейна) возникло поднятие Добруджа-Крым. При этом в его южной части (в Таврическом осадочном бассейне) существенных изменений в условиях осадконакопления не произошло. В ранней юре там продолжалось накопление глубоководного флиша. Мы называем этот унаследованный осадочный бассейн Позднетаврическим, чтобы подчеркнуть отличие его седиментационного выполнения от выполнения Таврического бассейна. На рубеже ранней и средней юры или в самом начале средней юры осадконакопление в Позднетаврическом осадочном бассейне было завершено, а последовательно накопленные в Таврическом и Позднетаврическом бассейнах верхнетриасовые и нижнеюрские толщи испытали деформации. Позднее, в средней и поздней юре, на основании, сложенном этими лислоцированными комплексами, произошло заложение и развитие системы Горно-Крымских суббассейнов. Обломочный материал, аккумулированный в средней и поздней юре в системе Горно-Крымских суббассейнов, имел в основном местное (региональное) происхождение, при этом появился новый источник сноса, поставлявший в эти суббассейны зерна детритового циркона пермско-триасового возраста.

Ключевые слова: Палео-Тетис, мезозой, Черноморский регион, палеогеография, Таврический бассейн

DOI: 10.31857/S0869592X22040056

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие в практику геологических исследований стали активно внедрять метод массового U—Th—Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из осадочных пород. Этот метод позволяет получить информацию о возрасте кристаллических комплексов — первичных источников зерен циркона. Сопоставление значений возрастов зерен детритового циркона из обломочных пород разных толщ позволяет зафиксировать изменение источников сноса и служит объективной информацией для палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

К настоящему времени для некоторых стратиграфических образований Горного Крыма уже проведены такие исследования. Так, в работе (Nikishin et al., 2015c) представлены суммарные результаты U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из среднеюрских-неогеновых песчаников. В работах (Никишин и др., 2016; Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019; Романюк и др., 2020) приведены результаты изучения зерен детритового циркона из песчаных пород (песчаников или песчаного матрикса конгломератов) средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ. Все эти результаты обобщены в работе (Романюк и др., 2020). В работе (Никишин и др., 2020) представлены результаты U-Th-Pb изотопного датирования зерен циркона из пород верхнетриасовых флишевых толш, относящихся к таврической и эскиординской сериям. Целью настоящей статьи, которая фактически является продолжением вышеупомянутых работ, было представление результатов U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из нижнеюрских песчаников таврической серии (проба N18-002), сопоставление полученных данных с таковыми для обломочных пород как более низких, так и более высоких стратиграфических уровней киммерид Горного Крыма, а также проведение на основе этих данных палеогеографических реконструкций для Горного Крыма.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

U—Th—Pb изотопное датирование зерен циркона методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) выполнено в Центре коллективного пользования оборудованием ГИН РАН. Для лазерного отбора микропробы использована система лазерной абляции NWR-213 ("Electro Scientific Ind."), совмещенная с магнитосекторным ИСП масс-спектрометром высокого разрешения "Element2" ("Thermo Scientific Inc."). Методика исследования подробно изложена в работе (Никишин и др., 2020).

Калибровка изотопных измерений проведена по внешнему стандарту, в качестве которого использован циркон GJ-1 (Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006). Качество анализов оценено путем послеловательного измерения контрольных стандартов циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 1995, 2004; Yuan et al., 2008) и Plesovice (Sláma et al., 2008) и неизвестных образцов. Для зерен циркона GJ-1, 91500 и Plesovice в ходе измерений получены средневзвешенные конкордантные оценки возраста ($\pm 2\sigma$) 600 ± 4 (n = 64), 1058 ± 7 (n = 12) и 335 ± 4 (n = 10) млн лет. Эти значения в пределах ошибки измерения согласуются с аттестованными по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U средневзвешенными значениями возраста этих стандартов, полученными методом CA-ID-TIMS: 601.9 ± 0.4 (n=7), 1063.5 ± 0.4 (n=7) и 337.2 ± 0.1 (n=10) млн лет ($\pm 2\sigma$) (Horstwood et al., 2016). Обработка аналитических результатов выполнена с помощью коммерческой программы GLITTER (Griffin et al., 2008) и программы Isoplot/Ex (Ludwig, 2012). Meтодические приемы, используемые нами для обработки первичных аналитических данных, описаны в работе (Романюк и др., 2018).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГОРНОГО КРЫМА

На п-ове Крым выделены два основных структурно-геоморфологических элемента — Горный Крым и Степной Крым, которые имеют различное геологическое строение (Геология..., 1969) (рис. 1). В тектоническом отношении Степной Крым является частью Скифской плиты – эпигерцинской структуры с платформенным стилем строения, фундамент которой сложен докембрийскими и палеозойскими комплексами, неравномерно метаморфизованными и деформированными. Горный Крым – часть современного Альпийско-Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) коллизионного покровно-складчатого пояса. Геологическое строение Горного Крыма охарактеризовано в большом количестве публикаций и недавно обобщено в работах (Nikishin et al., 2015a, 2015b, 2015c и ссылки в этих работах).

В геологическом строении Горного Крыма участвуют киммерийский (киммериды) и синальпийский структурные комплексы (Славин, 1986; Милеев и др., 2006). Первый образован неравномерно дислоцированными породами верхнего триаса—низов нижнего мела. Он подразделен на три подкомплекса: (1) верхнетриасово-нижнеюрский; (2) аален(?)-батский и (3) постбатский. Киммерийский комплекс обнажен в пределах Первой гряды Крымских гор и слагает структурное основание моноклинали Второй гряды Крымских гор. Синальпийский структурный комплекс состоит из залегающих моноклинально меловых и кайнозойских толш, которыми сложены верх-

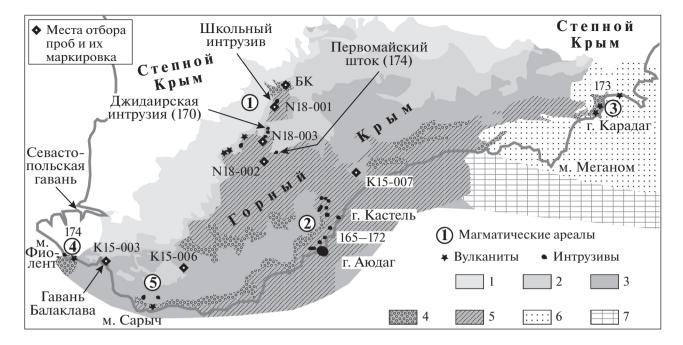


Рис. 1. Геологическая схема Горного Крыма по (Nikishin et al., 2015c), с упрощениями и дополнениями. Условные обозначения: 1 — мелководно-морские отложения (верхний мел—эоцен); 2 — отложения шельфа и континентального склона (нижний мел): 3 – отложения шельфа (келловей-берриас): 4 – вулканогенно-осадочные отложения. моласса, шельфовые отложения (средняя юра); 5 – таврическая и эскиординская серии (верхний триас-нижняя юра); 6 – троговые и шельфовые отложения (келловей – неоген); 7 – деформированные шельфовые осадки (келловей – эоцен). Цифры в кружках — ареалы ?позднетриасово-юрского магматизма (цифры 170, 173, 174, 165−172 — изотопный возраст магматических тел в млн лет): 1 — тела габброидов, диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов, микродиоритов и долеритов (включая Первомайский шток и Джидаирскую интрузию с возрастами 174 и 170 млн лет соответственно, U—Рь датировки по циркону, SHRIMP-II), распространенные в окрестностях с. Трудолюбовка (Морозова и др., 2017); 2 — массивы гранитоидов, слагающих горы Аюдаг и Кастель, и ассоциированные с ними меньшие тела, возраст которых по регионально-геологическим данным и U-Рь датировкам по циркону - бат-байос (165-172 млн лет; Спиридонов и др., 1990; Фиколина и др., 2019 и мн. др.); 3 — базальты, андезиты и дациты, слагающие часть горного массива Карадаг (вулканические постройки Хоба-Тепе и Святая Гора); для вулканитов Карадага получен возраст 173 млн лет (Аг-Аг метод; Popov et al., 2019); 4 – серпентиниты, базальты, долериты и плагиориолиты (174 млн лет, K-Ar метод) района Гераклея (мыс Фиолент) (Промыслова и др., 2016); 5 – андезитовые лавы Тессельского осадочно-вулканогенного комплекса (верхний триас, биостратиграфические данные) в окрестностях Фороса (Лысенко, 2019а, 2019б). Возможно, под центральной частью Качинского поднятия также есть позднетриасовые или юрские магматиты. В 1960-е годы здесь были пробурены скважины № 1кч и 2кч, которые на глубинах более 2000 м вскрыли четыре интервала магматических пород мощностью от 50 до 150 м. Вмещающими породами магматических тел являются алевролиты и аргиллиты таврической серии (Лысенко, 2019а, 2019б).

ние элементы структуры Второй гряды и Третья гряда Крымских гор.

Верхнетриасово-нижнеюрский подкомплекс киммерид сложен существенно осадочными образованиями, относящимися к таврической и эскиординской сериям (Муратов, 1959; Алексеев и др., 1989). Кроме того, в последние годы стали известны данные, указывающие на существование гораздо более молодых образований в таврической серии (Sheremet et al., 2016). Однако эти данные были подвергнуты серьезной критике (Юдин и др., 2016) и не получили широкого признания.

Таврическая серия — это мощный комплекс глубоководных флишевых образований с очень четко проявленной ритмичностью. В объеме таврической серии выделяют нижнетаврическую и верхнетаврическую свиты (Панов и др., 1978, 2009; Панов, 2002; Стафеев и др., 2015 и ссылки в

этих работах), которые иногда фигурируют в литературе как "крымская" и "эскиординская" свиты соответственно (Фиколина и др., 2019). Для таврической серии характерны "моноклинали мощностью до нескольких сотен метров с разными углами наклона, в том числе опрокинутыми, местами осложненные мелкими складками (складки 2-го порядка)" (Фролова и др., 2014).

Эскиординская серия сложена чередующимися глинами, аргиллитами, алевро-аргиллитами, алевролитами и песчаниками. На некоторых стратиграфических уровнях эскиординской серии ярко проявлен хаотический (олистостромовый) стиль ее внутреннего строения (Короновский, Милеев, 1974; Заика-Новацкий, Соловьев, 1988; Алексеев и др., 1989). В ранних публикациях было высказано предположение, что породы эскиординской и таврической серий, исходя из биостратиграфиче-

ских данных, лишь одновозрастны (Короновский, Милеев, 1974; Панов, 2002). Однако в более поздних работах их стали трактовать как фациальные аналоги — одновозрастные образования, сформированные в разных фациальных обстановках. При этом предполагается, что породы эскиординской серии были сформированы в обстановках бровки шельфа и верхней части борта (склона) осадочного бассейна, в глубоководной части которого накапливались породы таврической серии (Милеев и др., 2006, с. 30; Никишин и др., 2006, с. 15).

Общие сведения о внутреннем строении и стратиграфической позиции верхнетриасово-нижнеюрских флишевых толщ, а также средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма приведены в работах (Панов и др., 1978, 2009; Панов, 2002; Мазарович, Милеев, 1989; Аркадьев, 2004; Arkadiev et al., 2018; Милеев и др., 2006; Барабошкин, Пискунов, 2010; Стафеев и др., 2015; Киглеtsov et al., 2019; Рудько и др., 2019; Никишин и др., 2020 и ссылки в этих работах) и отражены на рис. 2.

ОТБОР ПРОБЫ, ПРОБОПОДГОТОВКА, ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕРЕН ШИРКОНА

Проба N18-002 отобрана в точке с координатами 44°45′40.6″ с.ш., 33°59′55.74″ в.д. из песчаников, слагающих основание одного из флишевых ритмов, последовательность которых образует фрагмент разреза верхнетаврической свиты, хорошо обнаженного в правом борту оврага Яман (рис. 3). Этот овраг разделяет столовые горы Шелудивая (на западе) и Длинная (на востоке) и является нижним правым притоком ручья Мангуш, долина которого известна также как Мангушская балка или Мангушский овраг.

Ранее было показано (Шванов, 1966; Панов и др., 1978, 2009), что в районе долины верхнего течения р. Бодрак (выше с. Трудолюбовка) и ее левого притока руч. Мангуш таврическая серия дислоцирована в крупную запрокинутую к югу Прохладненскую синклиналь. В ядре синклинали залегают породы верхов разреза таврической серии. Осевая зона Прохладненской синклинали пространственно совпадает с ориентированным с ЮЗ на СВ участком V-образной долины нижнего течения руч. Магнуш, расположенным между плато Патиль (на северо-западе) и горами Шелудивая и Длинная (на юго-востоке). Представления о том, что в ядре Прохладненской синклинали залегают нижнеюрские элементы разреза таврической серии (рис. 3), подтверждены палеонтологическими находками (Бархатов, 1955; Муратов, 1959; Казакова, 1962; Найдин, 1964; Шванов, 1966 (рис. 1, точки 3-5); Густомесов, 1967; Муратов и др., 1972, с. 145; Янин, 1976; Барабошкин, Дегтярев, 1988; Туров и др., 2002; Аркадьев, Федорова, 2018). При

этом отдельные авторы указывают на то, что верхи разреза таврической серии могут захватывать и ааленскую часть средней юры (Панов и др., 2009; Аркадьев, Федорова, 2018).

Опробованные песчаники серо-зеленые, массивного облика, мелко-среднезернистые, плохосортированные. Размер обломков, представленных в основном кварцем, варьирует от 0.5 до 0.1 мм в поперечнике. Обломки преимущественно остроугольные (рис. 4).

Из пробы N18-002 весом около 3 кг была взята часть материала (примерно 1.5 кг), который был измельчен вручную в чугунной ступе до размерного класса -0.25 мм, с использованием одноразовых сит. Далее из измельченного материала пробы в проточной водопроводной воде была отмучена взвесь пелитовой и мелкоалевритовой (менее 20-30 мкм) размерности. Затем этот материал был разделен на легкую и тяжелую фракции в тяжелой жидкости ГПС-В с плотностью около 2.9 г/см³. Из тяжелой минеральной фракции, после ее отмывки от остатков тяжелой жидкости и просушивания в вытяжном шкафу, с помощью самодельного электромагнитного сепаратора в ГИН РАН были отделены магнитные минералы. Полученная таким образом фракция тяжелых немагнитных минералов содержала многочисленные зерна циркона. Концентрирование зерен циркона до уровня монофракции проведено не было; зерна для анализа были выбраны случайным образом вручную и стандартными методическими приемами имплантированы в эпоксидную шашку.

Зерна циркона в немагнитной тяжелой минеральной фракции из пробы N18-002 имеют размер от 20-30 до 150-170 мкм и разную форму. Примерно в равных количествах среди них присутствуют изометричные (с соотношением длины к ширине от 1:1 до 1.5:1) и удлиненные (с соотношением длины к ширине от 1.5:1 до 3:1) зерна. Часть зерен имеет шаровидный облик, что, скорее всего, указывает на высокую степень их окатанности. У некоторых удлиненных зерен зачастую отчетливо видны первичные кристаллические грани, что свидетельствует, очевидно, о невысокой степени окатанности этих зерен. В большинстве зерен циркона в проходящем свете видны трещины, минеральные и газово-жидкие включения, зоны метамиктизации, для которых характерно снижение прозрачности. Некоторые зерна имеют зональное строение, выраженное в наличии ядер и обрастающих их кайм/оболочек.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В пробе N18-002 изучение U-Pb изотопной системы выполнено для 120 зерен детритового циркона. Для 4 зерен получены неинтерпретиру-

емые аналитические данные. Результаты остальных анализов приведены в табл. 1. Возрастные оценки для ~75% зерен характеризуются сильной дискордантностью (рис. 5), что свидетельствует о массовом термальном (метаморфическом) и/или метасоматическом воздействии (возможно, неоднократном) на проанализированные зерна циркона, которое в разной степени нарушило их U-Pb изотопную систему, иногда очень существенно (D > 30%). В породах, из которых была отобрана проба N18-002, при их литолого-петрографическом изучении не выявлено явных следов метаморфического или метасоматического изменения. Поэтому наиболее вероятно, что зерна детритового циркона были рециклированы из пород, ранее испытавших термальное (метаморфическое) и/или метасоматическое воздействие.

Программа GLITTER дает возможность видеть развертку по времени (мы называем ее аналитический сигнал) количества поступающих на детектор ионов ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th и ²³⁸U по мере проникновения луча лазера внутрь исследуемого зерна циркона, т.е. испарения вещества из все более и более его глубинных частей. Разные части аналитического сигнала соответствуют разным частям зерна циркона. В большинстве изученных зерен циркона либо непосредственно в их оптическом изображении, либо по аналитическому сигналу выделены области, которые можно трактовать как ядро и оболочку зерна детритового циркона. Для зерна № 11 аналитический сигнал отчетливо распался на две части, соответствующие ядру и оболочке, для которых получены конкордантные значения возраста 518 ± 6 млн лет (D = -0.2%) и 424 ± 5 млн лет (D = 0%) соответственно (рис. 5, врезки). Таким образом, ядро этого зерна зафиксировало кембрийское (кадомскоавалонское или панафриканское) событие, а оболочка зерна — воздействие термального события, соответствующего времени каледонской орогении. В 9 зернах возраст определен только по части аналитического сигнала, соответствующей ядру или оболочке зерна.

Все датировки с дискордантностью |D| > 10% исключены из рассмотрения. Оставшиеся 30 датировок использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ)

стоящая работа); N18-001 и N18-003 (Никишин и др., 2020).

U—Рь изотопных датировок (рис. 6в, 6г). На КПВ яркие пики не проявились. Лишь два слабых пика (1535 и 422 млн лет) поддержаны 3 измерениями. Максимальный полученный возраст 2706 ± 11 млн лет (D = 0.1%), минимальный — 303 ± 3 млн лет (D = 1.0%).

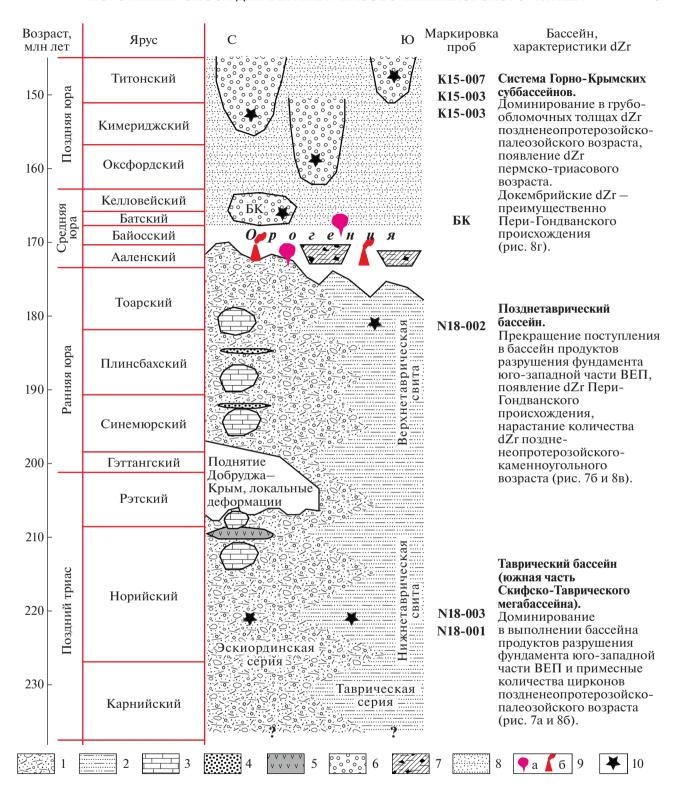
ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работе (Никишин и др., 2020) представлены результаты U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из двух проб, характеризующих верхнетриасовые флишевые толщи киммерийского структурного комплекса Горного Крыма: нижнетаврическую свиту (верхнетриасовую часть таврической серии, проба N18-001) (рис. 6a) и салгирскую толщу (верхнетриасовую часть эскиординской серии, проба N18-003) (рис. 6б). Сильное сходство наборов возрастов зерен детритового циркона из этих проб (табл. 2, коэффициент p == 0.923) свидетельствует о том, что песчаники из таврической и эскиординской серий в позднем триасе имели единую питающую провинцию. Сходный характер распределений возраста зерен детритового циркона подтверждает представления об эскиординской и таврической сериях как фациальных аналогах, которые формировались в одном и том же бассейне (рис. 7а).

Сопоставление полученных новых данных, характеризующих нижнеюрский стратиграфический уровень таврического флиша (проба N18-002) (рис. 6в, 6г), с аналогичными данными по верхнетриасовым флишевым толщам Горного Крыма (пробы N18-001 и N18-003) (рис. 6а, 6б) выявляет кардинальное различие в характере распределения возрастов зерен детритового циркона из песчаников верхнетриасового и нижнеюрского стратиграфических уровней разреза Горного Крыма (табл. 2, коэффициент p = 0.0).

Так, в пробах, которые характеризуют верхнетриасовые флишевые толщи Горного Крыма, зафиксировано значительное число зерен детритового циркона с очень древними значениями возраста (>3.0 млрд лет). Кристаллические комплексы с такими древними возрастами чрезвычайно редки в мире, но широко представлены в Подольском и

Рис. 2. Концептуальная упрощенная стратиграфическая схема триасово-юрских флишевых и юрских грубообломочных толщ Горного Крыма, основа по (Nikishin et al., 2015с). Условные обозначения: 1 — эскиординская серия; 2 — таврическая серия; 3 — блоки каменноугольных, пермских и триасовых известняков; 4 — блоки песчаников; 5 — вулканокластика и вулканиты; 6 — грубообломочные толщи; 7 — отложения в небольших пулл-апарт суббассейнах аллювиальной и мелководно-морской грубой кластики, местами с прослоями углей; 8 — шельфовые отложения; 9 — интрузивы (а) и вулканиты (б); 10 — приблизительная стратиграфическая привязка проб на U—Рь датирование детритового циркона (dZr). Выделение нижнетаврической и верхнетаврической свит в таврической серии проведено по (Стафеев и др., 2015). Геологическая шкала по (International..., 2020). Положение мест отбора проб см. рис. 1. Данные по пробам взяты из следующих источников: БК (битакские конгломераты) (Никишин и др., 2020); К15-007, К15-006 и К15-003 (Киznetsov et al., 2019; Романюк и др., 2020); N18-002 (на-



Приазовском блоках Украинского щита Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (см. обзор в работе (Никишин и др., 2020)). Это позволяет рассматривать кристаллические комплексы, аналогичные комплексам, представленным в современной структуре Украинского щита, как очень

вероятные первичные источники древних зерен детритового циркона в песчаниках из верхнетриасовых частей разреза таврической и эскиординской серий Горного Крыма. Результаты изучения детритового циркона из верхнетриасовых толщ Горного Крыма согласуются с палеогеографиче-

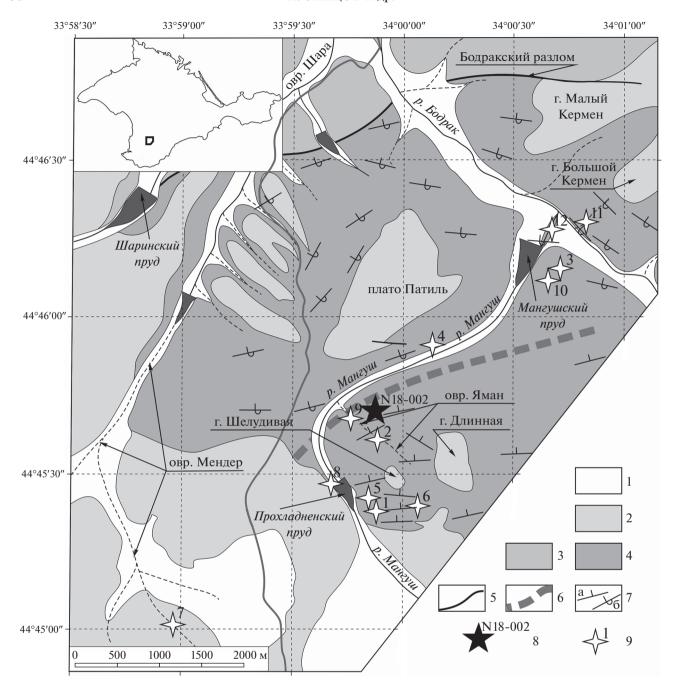


Рис. 3. Схема геологического строения бассейна ручья Мангуш (Мангушского оврага). Схема составлена на основе картографических материалов (Шванов, 1966; Панов и др., 1978; Барабошкин, Дегтярев, 1983; Туров и др., 2002; Никитин, Болотов, 2007; Никитин, 2017) и собственных наблюдений авторов.

1 — четвертичные образования (нерасчлененные), 2 — меловые толщи (нерасчлененные); 3 — верхнетриасово-нижнеюрская эскиординская серия (нерасчлененная); 4 — нижнеюрская (нижнеюрско-ааленская) верхнетаврическая свита верхнетриасово-нижнеюрской таврической серии; 5 — разломы; 6 — примерное положение оси Прохладненской опрокинутой синклинали; 7 — элементы залегания слоев: а — наклонное, б — опрокинутое; 8 — место отбора пробы N18-002; 9 — места находок палеонтологических остатков в породах верхнетаврической свиты, подтверждающие раннеюрский возраст обнаженного в овраге Яман фрагмента флишевого разреза. Источники данных: 1 — (Муратов, 1959; Муратов и др., 1972, с. 145); 2 — (Шванов, 1966, рис. 1, точка 5; Казакова, 1962); 3 — (Шванов, 1966, рис. 1, точка 3; Бархатов, 1955); 4 — (Шванов, 1966, рис. 1, точка 4); 5 — (Найдин, 1964); 6 — (Густомесов, 1967); 7 — (Янин, 1976); 8 — (Барабошкин, Деттярев, 1988); 9 — (Туров и др., 2002); 10 — (Туров и др., 2002); 11 — (Аркадьев, Федорова, 2018); 12 — (Аркадьев, Федорова, 2018).

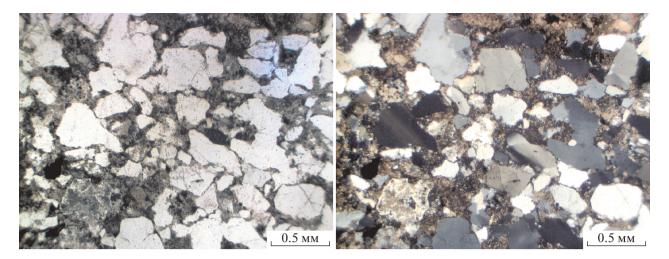


Рис. 4. Микрофотографии песчаника, из которого отобрана проба N18-002. Слева николи параллельны, справа — скрешены. Длина масштабной линейки 500 мкм.

скими реконструкциями, представленными в работе (Okay, Topuz, 2016). И действительно, полученные результаты указывают на то, что в позднем триасе флиш соответствующих стратиграфических уровней таврической и эскиординской серий накапливался в разных частях обширного осадочного бассейна, располагавшегося на южной континентальной окраине Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии и открытого в океан Палео-Тетис (рис. 7а). Мы называем этот бассейн Скифско-Таврическим мегабассейном, чтобы подчеркнуть его двучленное строение. Северный Скифский сегмент мегабассейна, приближенный к Восточно-Европейской части Евразии, был относительно мелководным и располагался на обрамляющей ВЕП с юга эпигерцинской Скифской плите с гетерогенным фундаментом, включающим Пери-Гондванские террейны (рис. 8а). Южный Таврический сегмент Скифско-Таврического мегабассейна был глубоководным и располагался на континентальном склоне Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии и у подножья этого континентального склона.

Снос обломочного материала в Скифско-Таврический мегабассейн (рис. 7а, 8б) происходил со стороны континента. В приближенной к континенту мелководной части мегабассейна (в Скифском бассейне) в мелководных шельфовых обстановках в то время накапливались маломощные терригенноглинисто-карбонатные толщи: толща (15—25 м) мергелей и аргиллитов с двустворками Halobia septentrianalis Smith карнийского яруса, вскрытая скв. Федоровская-12 в западной части Степного Крыма, а также толща (120 м) переслаивания конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с двустворками Halobia cf. bittneri Moiss., H. septentrianalis Smith, вскрытая глубокими скважинами на Татьяновской и Бакальской поисковых

площадях на севере Степного Крыма (Астахова и др., 1984, с. 39). По-видимому, обломочный материал, сносимый с Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии, по эрозионному каналу (каналам) транзитом перемещался через Скифский бассейн и оттуда поступал в Таврический глубоководный бассейн. В переходной зоне от внешней бровки Скифского шельфа к глубоководной части Таврического бассейна в обстановках континентального склона накапливались верхнетриасовые элементы разреза эскиординской серии. При этом в глубоководной Таврической части Скифско-Таврического мегабассейна накапливался флиш — верхнетриасовая нижнетаврическая свита таврической серии.

В Скифско-Таврический мегабассейн с севера, со стороны Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии, впадала крупная река (рис. 8б). Водосборы этой реки (речной системы) дренировали области, в пределах которых на древней эрозионной поверхности были экспонированы кристаллические комплексы Сарматской части фундамента ВЕП, аналогичные участвующим ныне в строении Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Кроме того, в пределах областей палеоводосборов этой реки могли дренироваться области распространения докембрийских и/или палеозойских толщ, сложенных продуктами эрозии этих кристаллических комплексов. Эта река обеспечивала доминирующий объем поступавшего в Скифско-Таврический мегабассейн обломочного материала, сносимого с Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии. Обломочный материал, который был транзитом транспортирован через Скифский бассейн (Скифскую мелководную часть Скифско-Таврического мегабассейна), аккумулировался у бровки Скифского шельфа. Оттуда в виде импульсных турбидитовых

Таблица 1. Результаты U—Рb изотопного (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из верхнетаврической свиты таврической серии (проба N18-002), Горный Крым

	House	•		Mariana	Oxxuo oxxx		211210000	30	3	(1101111			Donas	E01			
2	помер			измерен	измеренные отно		коррекц	леи на ос	пения (с коррекциси на ооычный свинец)	зинецу	-		Бозраст, млн лет	MUH JICI			
	анализа в пробе	U,	Th,	207 Pb/	ţ	207 Pb/	ţ	206 Pb/	<u>, t</u>	OHd	$^{206}\mathrm{Pb}/$	<u> </u>	207 Pb/	<u>t</u>	$^{207}\mathrm{Pb}/$	<u>t</u>	D, %
	N18-002	MKT/F	MKT/F	²⁰⁶ Pb	01	235 U	01	238 U	0	OEN	$^{238}\mathrm{U}$	0	235 U	0	²⁰⁶ Pb	0	
I	al	1417	1648	0.0775	0.00102	0.3638	0.00494	0.0341	0.00038	0.82	216	2	315	4	1134	15	425.0
7	a 100	538	274	0.0838	0.00109	1.2249	0.01647	0.1061	0.00117	0.82	029	7	812	8	1287	14	0.86
S	a 101	1155	83	0.1522	0.00171	8.1085	0.09611	0.3864	0.0042	0.92	2106	20	2243	II	2371	II	12.6
4	a 102	311	324	0.2152	0.00255	10.0564	0.07053	0.3389	0.00335	1.42	1881	91	2440	9	2945	11	56.6
5	a 103	559	225	0.0739	0.00088	0.9633	0.01206	0.0946	0.00104	0.88	583	9	685	9	1038	14	0.82
9	a 104	265	276	0.3200	0.0041	7.5741	0.05378	0.1717	0.00181	1.50	1021	10	2182	9	3570	II	249.7
7	a105-cent	127	70	0.0827	0.00119	2.3184	0.03416	0.2034	0.0023	0.77	1194	12	1218	10	1262	16	5.7
8	a 106	223	128	0.0696	0.00114	0.5712	0.00945	0.0595	0.00068	0.69	373	4	459	9	216	20	145.8
6	a107	89	99	0.1389	0.00175	7.8328	0.10238	0.4090	0.00454	0.85	2210	21	2212	12	2214	12	0.2
10	a 108	1307	904	0.1309	0.00161	2.2526	0.02878	0.1248	0.00137	0.86	758	8	8611	6	2110	13	178.4
II	a 109	793	1524	0.2404	0.00299	4.0193	0.05183	0.1213	0.00134	0.86	738	8	1638	10	3123	12	323.2
12	a 10	748	284	0.1298	0.00224	2.6820	0.02162	0.1498	0.0024	2.02	006	13	1323	9	2096	17	132.9
13	a110	410	629	0.1443	0.00209	5.5082	0.0415	0.2769	0.00349	1.75	1576	18	1902	9	2279	14	44.6
14	alll	314	282	0.1848	0.00263	10.8059	0.08035	0.4242	0.00536	I.68	2279	24	2507	7	2696	13	18.3
15	a112	380	308	0.0827	0.00108	2.4405	0.03292	0.2141	0.00236	0.82	1251	13	1255	10	1262	15	6.0
91	a113-cent	305	416	0.0547	0.00085	0.4281	0.00678	0.0568	0.00064	0.71	356	4	362	5	398	20	II.8
17	a115	1363	428	0.0669	0.00088	0.8853	0.01197	0.0959	0.00105	0.81	165	9	644	9	836	91	41.5
18	a116	1178	521	0.1263	0.00165	2.9627	0.03989	0.1702	0.00187	0.82	1013	10	1398	10	2046	13	102.0
61	a117	223	423	0.0763	0.00127	1.4420	0.01218	0.1370	0.00206	I.73	828	12	206	5	1104	20	33.3
20	a119	44	32	0.1377	0.00204	7.7100	0.11618	0.4062	0.00463	92.0	2198	21	2198	14	2198	15	0.0
21	all-core	161	160	0.0577	0.00099	0.6647	0.01154	0.0836	0.00097	0.67	518	9	517	7	517	22	-0.2
22	a11-rim	365	06	0.0553	0.00085	0.5181	0.00816	0.0680	0.00077	0.72	424	5	424	5	424	20	0.0
23	a 120	435	419	0.1329	0.00186	3.8734	0.05544	0.2114	0.00234	0.77	1236	12	8091	12	2137	14	72.9
24	a12	497	543	0.0690	0.00087	0.5299	0.007	0.0557	0.00062	0.84	349	4	432	5	006	15	157.9
25	a13	834	1240	0.0716	0.00086	0.8817	0.01108	0.0894	0.00098	0.87	552	9	642	9	973	14	292
26	a14	348	391	0.1094	0.00129	4.7587	0.05905	0.3154	0.00347	0.89	1767	17	1778	10	1790	13	1.3
27	a15	292	283	0.0736	0.00096	0.4811	0.0065	0.0474	0.00053	0.83	599	S	399	4	1029	91	244.1
28	a16	1486	1468	0.2209	0.00296	1.7298	0.01272	0.0568	0.00066	I.6I	356	4	1020	5	2987	13	739.0
29	a17	1523	1397	0.2318	0.00276	2.4616	0.03077	0.0770	0.00085	0.88	478	5	1261	6	3064	II	541.0
30	a18	162	222	0.0546	0.00099	0.4324	0.00786	0.0574	99000.0	0.63	360	4	365	9	396	23	10.0
31	a 19	1193	2083	0.0827	0.00118	0.7577	0.00578	0.0664	0.00082	1.65	415	5	573	E	1263	91	204.3

Таблица 1. Продолжение

				17		()		3	5				0				
2	номер			измерен	измеренные отношения (с коррекциеи на ооычныи свинец	э) кинэш	коррекц	иеи на ос	ычный сь	зинец)			возраст, млн лет	млн лет			
	анализа в пробе	Ü,		207 Pb/	۲	$^{207}\mathrm{Pb}/$	וע	²⁰⁶ Pb/	ל	вно	206 Pb/	ל	$^{207}\mathrm{Pb}/$	ל	$^{207}\mathrm{Pb}/$	ַ	D, %
	N18-002	MKT/F	MKT/F	$^{206}\mathbf{Pb}$	2	235 U	2	$^{238}\mathrm{U}$	2		238 U	2	235U	2	206 Pb	2	
32	a20	332	26	0.0819	90100.0	1.5651	0.02089	0.1387	0.00153	0.83	837	6	957	8	1242	15	48.4
33	a21	826	941	0.1815	0.00216	1.0191	0.01266	0.0407	0.00045	0.89	257	3	713	9	2666	II	937.4
34	a22	9011	1643	0.0844	0.00101	0.4912	0.00356	0.0422	0.00042	1.34	267	3	406	7	1302	14	387.6
35	a23	1081	988	0.2116	0.00244	3.0273	0.03675	0.1038	0.00114	06.0	989	^	1415	6	2918	II	358.8
36	a24	251	83	0.2086	0.00267	9.4832	0.06664	0.3298	0.00358	1.54	1837	17	2386	9	2894	12	57.5
37	a25	237	163	0.0631	0.00084	0.6235	0.00503	0.0717	0.00082	1.42	446	5	492	3	712	91	59.6
38	a26	186	131	0.0955	0.00117	3.4692	0.04431	0.2636	0.0029	98.0	1508	15	1520	10	1537	13	1.9
39	a27	29	24	0.1170	0.00174	4.6108	0.06965	0.2858	0.00332	0.77	1621	17	1751	13	1161	91	17.9
40	a28	1710	395	0.2026	0.00248	1.8632	0.02368	0.0667	0.00073	0.86	416	4	8901	8	2847	II	584.4
41	a29	344	672	0.1816	0.00258	9.1957	0.06827	0.3672	0.00467	1.74	2016	22	2358	7	2668	14	32.3
42	<i>a2</i>	391	341	0.0530	0.00083	0.2660	0.00425	0.0364	0.00041	0.71	230	3	239	3	331	20	43.9
43	a30	130	201	0.0655	96000.0	1.1791	0.01763	0.1305	0.00146	0.75	791	∞	791	∞	791	17	0.0
44	a31	127	143	0.1852	0.00229	13.1075	0.16876	0.5135	0.00571	98.0	2671	24	2687	12	2700	12	1.1
45	a32	419	368	0.1478	0.00201	5.6173	0.04077	0.2757	0.00327	1.63	1570	17	6161	9	2320	13	47.8
46	a33-rim	61	241	0.0652	0.00125	1.1194	0.0215	0.1246	0.00148	0.62	757	∞	763	10	780	23	3.0
47	a34	347	441	0.0616	0.00093	0.4268	0.0037	0.0502	0.00063	1.36	316	4	361	3	662	61	109.5
48	<i>a35</i>	245	226	0.4141	0.00611	11.7904	0.08974	0.2065	0.00273	1.71	1210	15	2588	_	3961	13	227.4
49	a36	1460	1499	0.3740	0.0055	3.3588	0.02545	0.0651	0.00086	1.78	407	5	1495	9	3808	13	835.6
20	<i>a37</i>	652	180	0.1315	0.00169	4.7620	0.06329	0.2627	0.0029	0.83	1504	15	1778	II	2118	13	40.8
51	a38	221	388	0.1203	0.00164	1.7764	0.02486	0.1071	0.0012	08.0	959	^	1037	6	0961	14	198.8
52	a39	395	280	0.0615	0.0009	0.4144	0.0062	0.0489	0.00055	0.75	307	\mathcal{S}	352	4	657	61	114.0
53	<i>a3</i>	486	128	0.1223	0.00149	5.3623	0.06844	0.3180	0.0035	0.86	1780	17	1879	II	0661	12	II.8
54	a40	1090	509	0.0846	0.00113	1.6947	0.02341	0.1453	0.00161	08.0	875	6	1007	6	1306	15	49.3
55	a41	70	58	0.1361	0.00172	7.5350	0.09887	0.4016	0.0045	0.85	2176	21	2177	12	2178	13	0.1
26	a42	502	937	0.0587	0.00078	0.3518	0.00482	0.0435	0.00048	0.81	274	S	306	4	557	17	103.3
57	a43	438	1020	0.2157	0.00267	11.5827	0.08184	0.3894	0.0041	1.50	2120	61	2571	_	2949	12	39.1
28	a44	165	172	0.0606	0.00094	0.4479	0.00706	0.0537	0.0006	0.71	337	4	376	5	623	61	84.9
59	a45	124	178	0.0552	0.00113	0.5136	0.01044	0.0675	0.00079	0.58	421	5	421	7	419	27	-0.5
09	a46	579	428	0.0530	0.00076	0.3520	0.00513	0.0482	0.00053	0.75	303	3	306	4	328	19	8.3
19	a47	1150	1379	0.2052	0.00245	3.1172	0.03875	0.1102	0.0012	0.88	674	^	1437	10	2868	II	325.5
9	a48	508	297	0.1317	0.00178	2.9797	0.02151	0.1641	0.00194	1.65	626	II	1402	5	2121	14	116.6
																	Ī

Таблица 1. Продолжение

	11			I		()		3	0	(D				
<u>.</u>	номер			измерен	ные отно	э) кинэш	коррекц	иеи на ос	измеренные отношения (с коррекциеи на ооычныи свинец)	зинец)	ŀ		Бозраст, млн лет	млн лет			
οN II	анализа в пробе	U,	Th,	/q d ₂₀₂	10	²⁰⁷ Pb/	10	206 P b/	10	RHO	206 Pb/	10	²⁰⁷ Pb/	10	$/\mathrm{d}\mathbf{Pb}$	10	D, %
	N18-002	MKI/I		9 J 007		735U		Ω_{857}			Ω_{857}		Desz		$^{706}\mathrm{Pb}$		
<i>E9</i>	a49	2168	359	0.2050	0.0025	1.3632	0.01725	0.0482	0.00053	0.87	304	3	£28	7	2867	12	843.1
64	<i>a</i> 4	1014	397	0.3120	0.00379	11.7316	0.1499	0.2727	0.00301	0.86	1555	15	2583	12	3531	II	127.1
92	a50	III	216	0.1750	0.00219	10.1713	0.13173	0.4216	0.00464	0.85	2268	21	2450	12	9097	12	14.9
99	a51-rim	108	136	0.1277	0.00149	6.6244	0.08077	0.3762	0.00413	0.90	2058	19	2063	11	2067	12	0.4
29	a52	11117	109	0.0735	0.00084	0.5266	0.00634	0.0519	0.00056	06.0	326	3	430	4	1029	13	215.6
89	a53	214	165	0.0769	0.00095	1.0875	0.01395	0.1026	0.00112	0.85	630	7	747	^	1118	14	77.5
69	a54	1432	595	0.1254	0.00141	1.8022	0.02133	0.1042	0.00113	0.92	639	7	1046	8	2035	II	218.5
70	a55	604	376	0.0532	69000.0	0.3785	0.00506	0.0516	0.00057	0.83	324	3	326	4	337	17	4.0
7.7	a56	277	1044	0.8387	0.01033	7.5322	0.05309	0.0651	0.00069	1.56	407	4	2177	9	4989	10	1125.8
22	a58	305	110	0.2842	0.00373	5.3672	0.038	0.1370	0.0016	1.68	828	6	1880	9	3386	12	308.9
73	a59	I	I	0.2940	0.01283	9.9216	0.39174	0.2448	0.00663	0.69	1412	34	2428	36	3439	39	143.6
74	a5-rim	177	226	0.0955	0.00124	3.5546	0.04823	0.2700	0.00301	0.82	1541	15	1539	11	1538	15	-0.2
75	a 60	190	583	0.1155	0.0016	4.4053	0.03229	0.2767	0.00331	1.70	1575	17	1713	9	1887	14	19.8
9/	a61	492	492	0.2217	0.00237	8.7961	0.05992	0.2878	0.00254	I.33	1630	13	2317	9	2993	10	83.6
77	a 62	224	298	0.0723	0.00082	1.1906	0.00889	0.1194	0.00106	1.24	727	9	962	4	994	13	36.7
28	a63	399	728	0.0583	0.0007	0.3687	0.00296	0.0458	0.00044	I.17	289	3	319	7	543	15	87.9
26	a64	1279	1926	0.2907	0.00326	2.8864	0.01952	0.0720	0.00069	1.40	448	4	1378	5	3421	10	9.699
80	a65-rim	211	182	0.1167	0.0014	3.1982	0.02288	0.1987	0.00205	1.46	8911	II	1457	9	1907	13	63.3
18	a 66	447	383	0.0605	0.00077	0.3937	0.00306	0.0472	0.00049	1.35	297	3	337	7	970	15	108.8
82	a67	88	87	0.1221	0.00146	6.1589	0.07716	0.3660	0.00405	0.88	2011	19	1999	11	1986	12	-1.2
83	a 68	352	448	0.1322	0.0017	5.9211	0.04204	0.3249	0.00364	1.49	1814	18	1964	9	2127	13	17.3
84	a69	302	294	0.1014	0.0012	4.0823	0.05097	0.2920	0.00322	0.88	1651	16	1651	10	1650	13	-0.1
85	a6	445	472	0.1132	0.00143	5.0991	0.06762	0.3266	0.00363	0.84	1822	18	1836	11	1852	13	1.6
98	a70-rim	292	32	0.0586	0.00083	0.6953	0.01015	0.0861	0.00097	0.77	532	9	536	9	552	18	3.8
87	a71-rim	26	63	0.1363	0.00162	6.4102	0.04736	0.3411	0.00341	1.35	1892	91	2034	9	2181	12	15.3
88	a 72	719	526	0.1748	0.00202	8.7411	0.05962	0.3627	0.0035	1.40	1995	17	2311	9	2604	II	30.5
88	a73	454	400	0.0711	0.00084	1.5691	0.01945	0.1602	0.00176	0.89	856	10	856	∞	656	14	0.1
06	a 74	692	270	0.2476	0.00299	6.9291	0.04848	0.2030	0.00211	1.48	1611	II	2102	9	3170	II	166.2
16	a 75	65	73	0.2383	0.00296	15.2451	0.10952	0.4640	0.00497	1.53	2457	22	2831	_	3108	12	26.5
92	a 76	913	1348	0.1571	0.00184	1.7500	0.02147	0.0808	0.00088	0.89	501	5	1027	8	2425	II	384.0
93	a 77	639	113	0.1379	0.00161	6.7557	0.08263	0.3552	0.00388	0.89	0961	18	2080	II	2202	II	12.3

Таблица 1. Окончание

;	Номер			Измерен	Измеренные отноп		коррекц	лей на об	ения (с коррекцией на обычный свинец)	инеп)			Возраст, млн лет	млн лет			
Ν̈́ π	анализа в пробе N18-002	U, MKT/F	U, Th, MKF/F	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Ισ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Ια	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Ισ	RHO	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	lσ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	10	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	10	D, %
94	a 78	354	255	0.0638	0.00087	0.7780	0.0065	0.0885	0.00103	1.49	546	9	584	4	734	17	34.4
95	a 79	292	1102	0.0717	0.001	0.3171	0.00263	0.0321	0.00038	1.48	204	2	280	2	226	91	378.9
96	<i>a</i> 7	911	102	0.0698	0.00133	0.4425	0.00842	0.0460	0.00054	0.62	290	E	372	9	922	23	217.9
97	a81	37	55	0.1053	0.00141	3.4983	0.02901	0.2410	0.0027	1.34	1392	14	1527	7	61/1	14	23.5
86	a82	432	543	0.0631	0.00082	0.3738	0.00299	0.0429	0.00046	1.36	271	B	322	2	713	91	163.1
66	a83	69	94	0.1577	0.00193	9896.6	0.12681	0.4584	0.00508	0.87	2432	22	2432	12	2432	12	0.0
100	a84-rim	134	124	0.1859	0.00224	13.3504	0.16809	0.5210	0.00575	0.88	2704	24	2705	12	2706	11	0.1
101	a85	124	175	0.0671	0.00099	0.7993	0.00715	0.0864	0.00104	1.34	534	9	969	4	840	17	57.3
102	a86	238	66	0.1100	0.00135	4.8821	0.06224	0.3218	0.00354	98.0	1799	17	6621	II	1800	13	0.1
103	a87	166	88	0.0923	0.00118	3.2706	0.04338	0.2569	0.00285	0.84	1474	15	1474	10	1474	14	0.0
104	a88	283	228	0.0546	0.00081	0.4745	0.00718	0.0631	0.00071	0.74	394	4	394	5	394	19	0.0
105	a89	381	815	0.7529	0.01168	7.4574	0.05646	0.0718	0.00098	1.83	447	9	2168	7	4835	12	7.186
901	a8	9101	169	0.0705	0.00115	0.7345	0.0056	0.0755	0.00111	1.85	469	7	529	3	944	61	101.3
107	a 90	504	537	0.0922	0.00149	1.6180	0.0123	0.1272	0.00177	1.84	772	10	226	5	1472	17	90.7
108	a91	138	192	0.1354	0.0016	5.8801	0.04093	0.3150	0.00321	1.45	1765	91	1958	9	5169	12	22.9
109	a 92	350	455	0.0572	0.00078	0.3699	0.00517	0.0469	0.00052	0.79	296	E	320	4	498	18	68.2
110	a93	703	377	0.0560	9/00000	0.5053	0.00702	0.0655	0.00072	0.79	409	4	415	5	451	17	10.3
III	a 94	4418	336	0.2150	0.00257	0.3408	0.00423	0.0115	0.00013	0.91	73.7	0.8	298	3	2943	II	3893.2
112	a95	992	806	0.1931	0.00225	4.0911	0.04987	0.1537	0.00168	06.0	921	6	1653	10	2769	II	200.7
113	a96	156	110	0.0943	0.00117	3.4465	0.0443	0.2650	0.00292	98.0	1516	15	1515	10	1515	14	-0.1
114	a97	1538	1494	0.1793	0.00247	0.9830	0.00722	0.0398	0.00048	1.66	251	\mathcal{E}	695	4	2646	13	954.2
115	a 98	462	478	0.0931	0.00137	0.3945	0.00589	0.0307	0.00035	0.76	195	2	338	4	1490	91	664.1
911	a 99	634	029	0.1065	0.0016	0.3981	0.00601	0.0271	0.00031	0.76	172	2	340	4	1740	91	911.6
II7	a9	931	196	0.1991	0.00257	4.5914	0.062	0.1672	0.00187	0.83	266	10	1748	II	2819	12	182.7
	поп еписиемич	HIGHANA	o women	THE PERSON OF TH	remond inte	THE PIN	od od ox xmi		a man) 61167	OHO CHOO	/1 мара		OHIOHOU.	000000	ос шопон.		

Примечание. Полужирным шрифтом выделены значения, принятые за возраст циркона (при возрасте <1 млрд лет для вычисления возраста использованы отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Полчеркнуты минимальный и максимальный возрасты зерен детритового циркона в пробе. D — дискордантность датировок (D = $100\% \times (\text{возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/\text{возраст}(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1)$). Датировки (курсив) со степенью дискордантности |D| >10% не учитывались в гиссографиях и КПВ. Суффиксы в номере анализа: соге — ядро, сепt — центральная часть, гіт — оболючка. RHO = $^{(207)}\text{Pb}/^{235}\text{U}/(16_{(207)}\text{Pb}/^{235}\text{U})/$ гистограммах и КПВ. Суффиксы в номере анализа: соге — ядро, септ — центральная часть, гіт — оболочка. RHO = (207 pb/235U)/(16_(207 pb/238U))/ (206 pb/238U)/(16_(207 pb/238U)). Для коррекции на обычный свинец использована программа ComPbCогг, составленная Т. Andersen. Теоретические основы коррекции и формулы, по которым проводится коррекция, приведены в работе (Andersen, 2002). Нарушение изотопной U—Th—Pb системы зерна циркона оценивается, исходя из измеренных содержаний изотопов свинца 206 pb, 207 pb и 208 pb в цирконе и известных соотношений между изотопами свинца, которые в программе приняты как 206 pb/204 pb = 18.7, 207 pb/204 pb = 18.658, 208 pb/204 pb = 18.853.

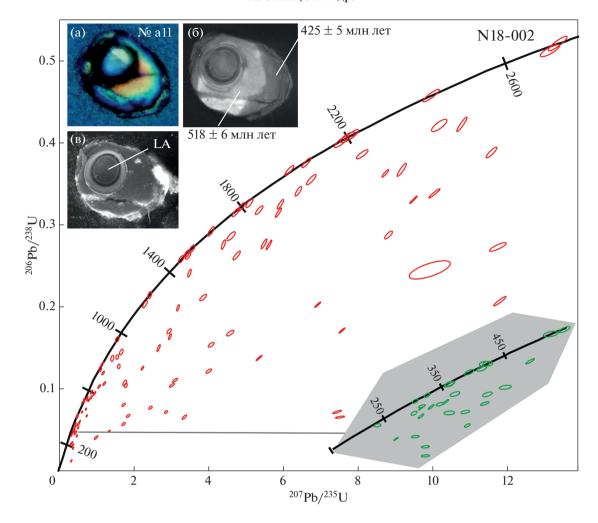


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для зерен детритового циркона из пробы N18-002. Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов. В правом нижнем углу в виде врезки на сером фоне показан увеличенный фрагмент конкордии. В левом верхнем углу — изображения зерна циркона № a11: (a) — оптическое, (б) — катодолюминесцентное, (в) — в рассеянных электронах. LA — кратер лазерной абляции. Для этого циркона получены возрасты: 518 ± 6 млн лет для ядра и 424 ± 5 млн лет для оболочки. В оптическом изображении ядро имеет желтый цвет, а оболочка — голубой, в катодолюминесцентном изображении ядро — светлое, а оболочка — темная. Дно кратера абляции в катодолюминесцентном изображении — темного цвета, в оптическом изображении — голубого цвета, т.е. лазерный пробоотбор начался в ядре и закончился в оболочке.

потоков материл периодически поступал за бровку шельфа — в Таврический глубоководный бассейн (в Таврическую глубоководную часть Скифско-Таврического мегабассейна). Часть материала была аккумулирована на континентальном склоне, где ею сложены верхнетриасовые элементы разреза эскиординской серии. Другая часть достигла удаленных глубоководных областей Таврического бассейна, где в обстановках нижней части континентального склона и континентального подножья сформировала нижнетаврическую свиту таврической серии. Кроме того, второстепенными локальными источниками обломочного материала, поступавшего в позднем триасе в глубоководную (Таврическую) часть Скифско-Таврического мегабассейна, могли быть небольшие внутрибассейновые поднятия, в пределах которых могли быть экспонированы комплексы эпигерцинского фундамента Скифской (в том числе в Северокавказской ее части) и Мизийской плит. Небольшой вклад в формирование седиментационного потока мог вносить разнос обломочного материала вдоль береговой линии мелководной Скифской части Скифско-Таврического мегабассейна.

В пробе N18-002, характеризующей нижнеюрскую часть таврической серии (верхнетаврическую свиту), мезоархейских и более древних зерен детритового циркона не зафиксировано, но в значительном количестве присутствуют зерна циркона с мезопротерозойскими и неопротерозойскими возрастами, типичными для кристаллических комплексов структурного основания Пери-Гондванских террейнов, участвующих в строении фундамента

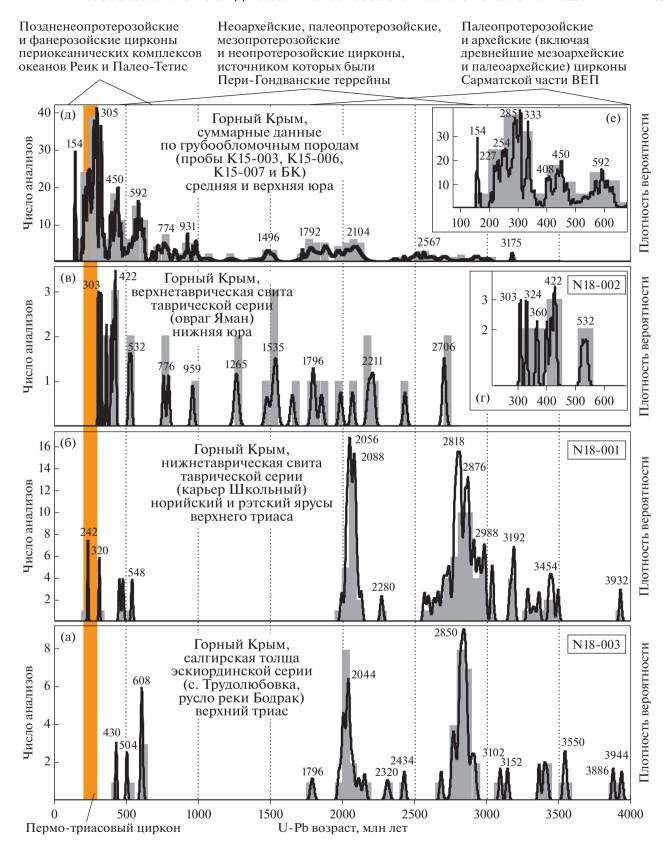


Рис. 6. Гистограммы и кривые плотности вероятности возрастов зерен детритового циркона из проб N18-001 (б), N18-002 (в, г), N18-003 (а) и суммарных данных по средне- и верхнеюрским грубообломочным породам (д, е). Источники данных на рис. 6а, 66 — (Никишин и др., 2020), на рис. 6в, 6г — настоящая работа, на рис. 6д, 6е — (Романюк и др., 2020).

Таблица 2. Величины взаимных парных коэффициентов p теста Колмогорова—Смирнова для наборов U—Рb возрастов детритового циркона из верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма

Номера проб	K15-003	K15-007	БК	K15-006	N18-001	N18-002	N18-003	N18-01 + + N18-03	K15-003 + K15-007 + + BK + K15-006
K15-003		0.352632	0.685672	0.212612	0.000000	0.027548	0.000000	0.000000	0.869725
K15-007	0.352632		0.057419	0.213347	0.000000	0.006768	0.000000	0.000000	0.712413
БК	0.685672	0.057419		0.014539	0.000000	0.019639	0.000000	0.000000	0.179962
K15-006	0.212612	0.213347	0.014539		0.000000	0.000396	0.000000	0.000000	0.256632
N18-001	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000		0.000000	0.923008	1.000000	0.000000
N18-002	0.027548	0.006768	0.019639	0.000396	0.000000		0.000004	0.000000	0.003655
N18-003	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.923008	0.000004		0.992168	0.000000
N18-01+N18-03	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	1.000000	0.000000	0.992168		0.000000
K15-003 + K15-007 + + БК + K15-006	0.869725	0.712413	0.179962	0.256632	0.000000	0.003655	0.000000	0.000000	

Примечание. Расчеты выполнены с помощью программы (Guynn, Gehrels, 2010), размещенной в свободном доступе. Применение теста Колмогорова—Смирнова используется для того, чтобы определить, подчиняются ли два эмпирических распределения одному закону, либо определить, подчиняется ли полученное распределение предполагаемой модели. Обычно стандартный уровень значимости теста принимается равным 95%. Если величина полученного взаимного коэффициента p превышает пороговое значение 0.05, то тестируемые эмпирические распределения с вероятностью 95% подчиняются одному и тому же закону распределения. Полужирным шрифтом и светло-серым фоном выделены значения p больше принятого порогового 0.05. Положение мест отбора проб см. рис. 1, названия свит/толщ — на рис. 2 и 6.

Скифской плиты (рис. 6в, 6г). Таким образом, результаты датирования зерен детритового циркона зафиксировали кардинальную перестройку седиментационных потоков, поступавших в глубоководную Таврическую часть Скифско-Таврического мегабассейна, в период времени поздний триас-ранняя юра. Продукты разрушения древнего фундамента ВЕП (Балтики) перестали достигать глубоководной части мегабассейна, а по новым путям транспортировки сюда был принесен обломочный материал, содержащий зерна детритового циркона с мезопротерозойскими и нетипичными для ВЕП поздненеопротерозойскими (включая каломско-авалонские) возрастами, а также зерна циркона с каледонским возрастом метаморфического и/или метасоматического преобразования (рис. 76, 8в). Первичными источниками зерен циркона с поздненеопротерозойскими (кадомско-авалонскими) возрастами в песчаниках верхнетаврической свиты могли быть участвующие в строении герцинского фундамента Скифской плиты кристаллические комплексы, сформированные в пределах северных периферических частей Гондваны, и комплексы периокеанических зон океанов Реик и Палео-Тетис.

Полученные результаты и основанные на них выводы в целом соответствуют известным палео-географическим построениям (Nikishin et al., 2015с и др.). В них для начала юры реконструированы локальные деформации в некоторых частях эскиординской серии и возникновение на Скифском шельфе поднятия Добруджа-Крым, которое протягивалось от Добруджи через современный

Одесский шельф в современный Степной Крым. Появление этого поднятия положило начало сегментации и усложнению структуры Скифско-Таврического мегабассейна.

Поднятие Добруджа-Крым в ранней юре ограничило с севера глубоководную часть Скифско-Таврического мегабассейна, ставшую отдельным осадочным бассейном, который мы называем Позднетаврическим. В нем унаследованно было продолжено накопление таврической серии (ее нижнеюрской части - верхнетаврической свиты), начавшееся в глубоководной Таврической части Скифско-Таврического мегабассейна еще в позднем триасе (нижнетаврическая свита). При этом условия осадконакопления в глубоководном Позднетаврическом бассейне в ранней юре, по сравнению с условиями осадконакопления в этом бассейне в позднем триасе, не претерпели существенных изменений. Однако материал, который в ранней юре начал поступать в Позднетаврический осадочный бассейн, кардинально изменился по сравнению с материалом, поступавшим в этот бассейн в позднем триасе. Поднятие Добруджа-Крым стало непреодолимым препятствием для седиментационных потоков со стороны ВЕП, которые не могли уже попадать в Позднетаврический осадочный бассейн. Но в этот бассейн в ранней юре стал поступать материал, сносимый с поднятия Добруджа-Крым. Кроме того, в Позднетаврический бассейн в ранней юре, по-видимому, мог поступать детрит, источником которого были некоторые начавшие в это время воздымание области Понтид и будущего Большого Кавказа. Мате-

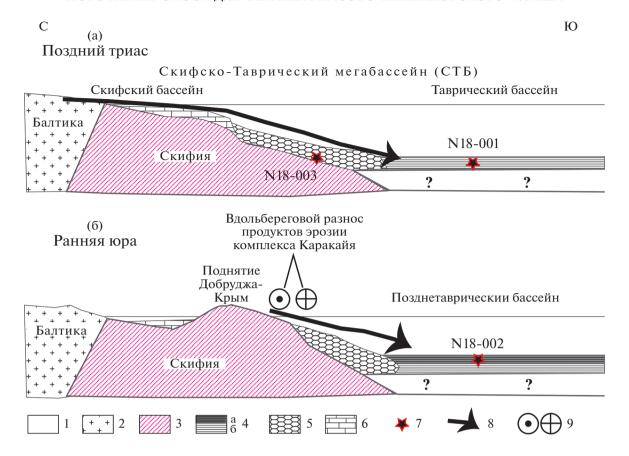


Рис. 7. Концептуальная схема эволюции палеобассейнов, реликты выполнения которых экспонируются в настоящее время в Горном Крыму.

Условные обозначения: 1 — вода; 2 — ВЕП (Балтика); 3 — Скифская платформа (Скифия), кадомские и авалонские террейны; 4 — таврическая серия, подразделяемая на верхнетаврическую (а) и нижнетаврическую (б) свиты; 5 — эскиординская серия; 6 — терригенно-глинисто-карбонатные толщи; 7 — места отбор проб на U—Pb датирование обломочного циркона; 8, 9 — седиментационные потоки: 8 — поперек склона, 9 — вдольбереговой разнос. (а) — поздний триас; в обширном Скифско-Таврическом мегабассейне в приближенной к континенту мелководной части мегабассейна (Скифский бассейн) накапливались маломощные терригенно-глинисто-карбонатные толщи, в обстановках континентального склона — отложения эскиординской серии, а в обстановках нижней части континентального склона и континентального подножья — нижнетаврическая свита таврической серии; (б) — ранняя юра; поднятие Добруджа-Крым отделило глубоководную часть Скифско-Таврического мегабассейна в отдельный Позднетаврический бассейн, в котором образовалась верхнетаврическая свита; поступление в этот бассейн эрозионных продуктов ВЕП было невозможно.

риал, сносимый с этих поднятий, мог достигать области питания Позднетаврического бассейна за счет вдольберегового разноса. В частности, повидимому, определенную роль в балансе обломочного материала, аккумулированного в Позднетаврическом осадочном бассейне в ранней юре, стали играть испытывавшие вдольбереговой разнос продукты эрозии пород аккреционного комплекса Каракайя, в существенной степени сложенного продуктами разрушения Понтидских террейнов (Ustaomer et al., 2016).

В работе (Фролова и др., 2014) представлены результаты проведенного в пределах полей распространения таврической серии, и в том числе в овраге Яман, детального структурного-геологического изучения внутреннего строения таврического флиша. В частности, показано, что боль-

шинство складок 2-го порядка в таврической серии имеет подводно-оползневое происхождение (Фролова и др., 2014). По нашему мнению, этот структурно-геологический вывод хорошо согласуется с представлениями о том, что флишевая последовательность пород, и в том числе фрагмент разреза таврического флиша, который представлен в овраге Яман, была сформирована в той части Позднетаврического осадочного бассейна, которая располагалась в нижней части склона поднятия Добруджа-Крым. Нельзя исключать, однако, и возможности того, что складки 2-го порядка в таврическом флише могли быть образованы за счет оползневых процессов, проявленных на бортах эрозионных каналов, по которым осадочный материал переносился по склону и приближенной к нему части дна Позднетаврического осадочного бассейна.

В начале средней юры накопление таврической и эскиординской серий, которое имело место на дне и в борту Позднетаврического осадочного бассейна соответственно, завершилось, и образования этих серий претерпели складчато-надвиговые деформации. Вследствие этой тектонической активности — раннекиммерийской складчатости — таврический флиш, осложненный мелкими конседиментационными оползневыми складками (выше они были названы складками 2-го порядка) и разрывами, испытал тектонические деформации, приведшие к образованию крупных моноклиналей, складок и пакетов тектонических пластин.

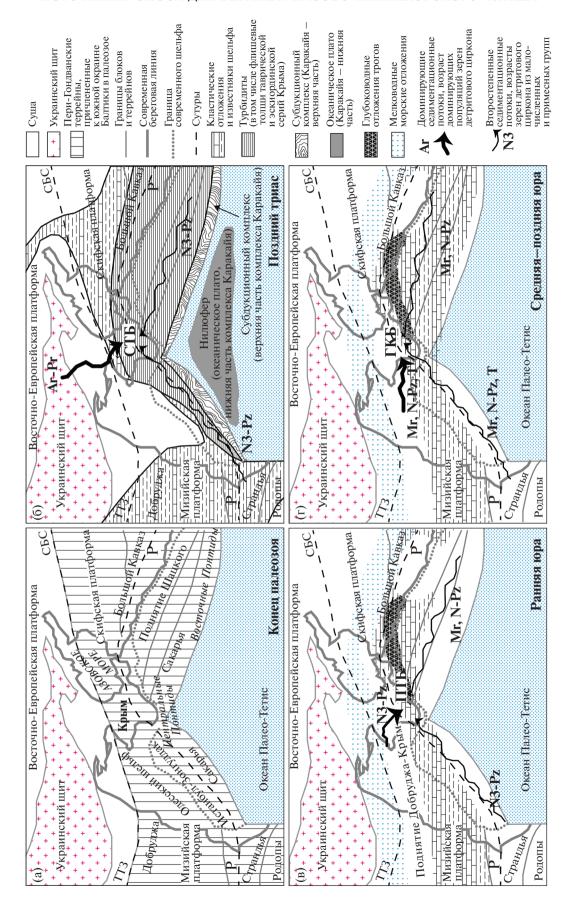
Позднее, в средней и поздней юре, на раннекиммерийском покровно-складчатом основании (на эродированных структурах, сложенных дислоцированными образованиями таврической и эскиординской серий) заложились и начали развиваться несколько небольших осадочных бассейнов, в которых накапливались грубообломочные и, реже, флишоидные и песчано-глинистые толщи, фрагментарно экспонированные в настоящее время в Горном Крыму (рис. 8г). Это среднеюрские битакские конгломераты, распространенные около с. Строгоновка в южных пригородах г. Симферополя (Никишин и др., 2016); верхнеюрские конгломераты горы Демерджи около г. Алушты (Рудько и др., 2019) и горы Спилия около Балаклавской гавани (Kuznetsov et al., 2019); конгломераты нижней части верхнеюрско-нижнемеловой обломочной толщи южного борта Байдарской котловины (Рудько, 2018); верхнеюрские конгломераты из района пос. Орджоникидзе на востоке Горного Крыма (Nikishin et al., 2015b, 2015c). Мы предлагаем называть эти небольшие осадочные бассейны, в которых формировались перечисленные грубообломочные образования, системой Горно-Крымских суббассейнов.

В работе (Романюк и др., 2020) показано, что наиболее вероятным первичным источником зерен детритового циркона с возрастами в интервале 360— 315 млн лет, аккумулированных в песчанистых породах средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма, были кристаллические комплексы Дзирульского массива и его аналогов на Кавказе (Mayringer et al., 2011). Рециклирование зерен циркона с возрастами в интервале 360-315 млн лет и зерен циркона с кадомско-авалонскими возрастами, т.е. зерен, первичными источниками которых были кристаллические комплексы структурного основания Пери-Гондванских террейнов, могло произойти за счет переотложения зерен циркона при накоплении продуктов эрозии комплекса Каракайя (Kuznetsov et al., 2019).

Полученные новые изотопно-геохронологические данные по циркону из нижнеюрских пород таврического флиша (проба N18-002) (рис. 6в, 6г) существенно отличаются от таковых для циркона из песчанистых пород средне-верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма (пробы БК, К15-007, К15-006 и К15-003) (рис. 6д, 6е; табл. 2, коэффициент p = 0.0037). В средней и поздней юре в систему Горно-Крымских суббассейнов попадал преимущественно материал местного происхождения, в котором доминировали зерна циркона с возрастами в каменноугольно-триасовом диапазоне. По сравнению с ранней юрой, в средне- и позднеюрском временном интервале появились новые источники, поставлявшие зерна циркона с пермско-триасовыми возрастами, которые в более древних толщах Горного Крыма не зафиксированы. В настоящее время крупные гранитоидные комплексы с возрастами 315-270 млн лет, которые могли быть источниками многочисленных зерен детритового циркона с такими возрастами, из-

Рис. 8. Концептуальная палеогеографическая схема Черноморско-Балканско-Анатолийско-Кавказского региона (масштаб условный), показывающая изменение направлений седиментационных потоков, аккумулированных в Скифско-Таврическом мегабассейне (СТБ) и Позднетаврическом бассейне (ПТБ), а затем в системе Горно-Крымских суббассейнов (ГКБ) в конце триаса—юре.

⁽а) – конец палеозоя; схема пояса Пери-Гондванских террейнов, которые были причленены в палеозое к южной части Восточно-Европейского (Балтийского) сегмента Евроазиатского континента; (б) – поздний триас; снос в Скифско-Таврический бассейн продуктов разрушения древних кристаллических комплексов Сарматской части фундамента ВЕП (аналогичных комплексам, слагающим структуры Украинского щита и Воронежского кристаллического массива); формирование нижних уровней таврического флиша – нижнетаврической свиты; отсутствие продуктов разрушения фундамента Пери-Гондванских террейнов и примесные количества зерен циркона местного происхождения, образованных в периокеанических структурах океанов Реик и Палео-Тетис; (в) – ранняя юра; продукты разрушения ВЕП уже не попадают в Позднетаврический бассейн, пространственно наследующий Таврическую часть Скифско-Таврического бассейна; напротив, продукты разрушения комплексов Пери-Гондванских террейнов, в том числе слагающих поднятие Добруджа-Крым, а также зерна циркона местного происхождения начинают доминировать в аккумулируемой в этом бассейне верхнетаврической свите (верхние уровни таврического флиша); (г) — средняя и поздняя юра; в средне- и верхнеюрских грубообломочных толщах системы Горно-Крымских суббассейнов доминируют зерна циркона местного происхождения, появляется новая популяция пермско-триасовых зерен циркона. Основа всех рисунков, в деталях показанная на рис. 8а, приведена по (Окау, Ториг, 2016); палеогеографические реконструкции на рис. 8б — по (Okay, Topuz, 2016), на рис. 8в, 8г — по (Nikishin et al., 2015b). ТТЗ — зона Тейссейра-Торнквиста (южный край докембрийского остова Балтики); СБС – Скифско-Балтийская сутура; Р – шов закрытия океана Реик. Возрастные интервалы преобладающих популяций детритового циркона в седиментационных потоках: Ar-Pr - архей-палеопротерозой, N — неопротерозой, N_3 — поздний неопротерозой, P_2 — палеозой, M_r — мезопротерозой, T — триас.



вестны в Западных Понтидах и Южных Балканах (Sunal et al., 2008; Meinhold et al., 2010; Georgiev et al., 2012; Ustaomer et al., 2012; Kaygusuz et al., 2016; Pevtcheva et al., 2018). Однако первичные источники циркона с возрастами 270-200 млн лет не столь очевидны. В Причерноморье известны лишь редкие кристаллические комплексы с такими возрастами. Прежде всего, это крупные массивы триасовых гранитоидных комплексов Северной Добруджи (Savu, 2012), а также триасовые дифференцированные вулканические серии восточного Предкавказья (Tikhomirov et al., 2004). Остальные известные проявления триасовой магматической активности — это либо очень редкие и небольшие тела пород кислого или среднего состава, либо тела, сложенные породами основного или ультраосновного состава, для которых циркон не является типичным минералом и не встречается в них в сколько-нибудь значимых количествах. К первым относятся магматические породы (лавы?) так называемого тессельского осадочно-вулканогенного комплекса, распространенного в юго-западной части Горного Крыма и условно отнесенного к верхнему триасу (Лысенко и др., 2019а, 2019б), а также кварцевые долериты с возрастом 210 млн лет, установленные бурением около поселка Северный в Степном Крыму (Спиридонов и др., 1990). В Понтидах распознаны реликты триасовых магматических комплексов, соотносимых с образованиями океанических островов, гор и плато (Genc, 2004; Sayit et al., 2010), а также голубые сланцы и эклогиты (Okay, Nikishin, 2015), являющиеся индикаторами гипотетической триасовой субдукционной зоны. Таким образом, вероятным первичным источником многочисленных триасовых зерен детритового циркона, попадавших в систему Горно-Крымских суббассейнов, могли быть комплексы Северной Добруджи, Степного Крыма и восточного Предкавказья, а возможно, и тессельского осадочно-вулканогенного комплекса. Но наиболее вероятным источником триасовых зерен циркона принято считать гранитоидные комплексы, парагенетически связанные с гипотетической триасовой субдукционной зоной, существование которой предложено в (Okay, Nikishin, 2015).

В самом конце юры начались процессы прогибания и растяжения коры (Nikishin et al., 2015а, 2015в), предшествующие началу формирования впадины Черного моря. Поэтому основной седиментационный поток в систему Горно-Крымских суббассейнов в это время был с поднятия Добруджа-Крым и других местных возвышенностей. Поступление материала из Понтид в толщи, экспонирующиеся в настоящее время в Горном Крыму, было второстепенным и могло происходить лишь за счет вдольберегового разноса.

выводы

На основе результатов U—Th—Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников верхнетаврической свиты Горного Крыма, относящихся к нижнеюрской части таврической серии, и сопоставления этих результатов с аналогичными данными для обломочных пород как более низких, так и более высоких стратиграфических уровней киммерид Горного Крыма установлена кардинальная смена источников сноса для этих толщ. На основе полученных данных проведена палеогеографическая реконструкция для Горного Крыма.

В позднем триасе на южной (в современных координатах) континентальной окраине Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии был расположен обширный сложно построенный Скифско-Таврический осадочный мегабассейн, открытый на юг в океан Палео-Тетис. В этом мегабассейне обособленно существовало две части: Скифская мелководная (шельф) и Таврическая глубоководная (континентальный склон и подножье континента). Мы именуем их соответственно Скифским и Таврическим осадочными бассейнами.

Снос обломочного материла в Скифско-Таврический мегабассейн происходил преимущественно с севера — со стороны Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразиатского континента, с доминированием продуктов разрушения древних кристаллических комплексов Сарматской части фундамента ВЕП, аналогичных тем, которые слагают структуры Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Небольшие количества терригенного материала могли поступать в мегабассейн из других источников: за счет разноса обломочного материала вдоль южного берега Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии и/или за счет продуктов эрозии локальных внутрибассейновых поднятий.

У внешней бровки Скифского шельфа (у внешнего, по отношению к Балтийской части Евразии, края Скифского осадочного бассейна) накапливался обломочный материал, поступающий сюда транзитом по эрозинному каналу (каналам) со стороны Евроазиатского континента. Этот материал мутьевыми (турбидидными) потоками периодически сбрасывался в глубоководную Таврическую часть мегабассейна (в глубоководный Таврический осадочный бассейн), где накапливался в виде флиша нижнетаврической свиты. При этом на континентальном склоне (на приближенной к бровке Скифского шельфа части Таврического глубоководного осадочного бассейна) формировались хаотические образования – дикий флиш и олистостромы верхнетриасовых стратиграфических уровней эскиординской серии. Одновременно с этим в мелководном Скифском осадочном бассейне, особенно в пределах приближенной к континенту его части, в шельфовых обстановках шло накопление маломощных терригенно-глинисто-карбонатных толщ. Эти толщи вскрыты глубокими скважинами на севере Степного Крыма.

В интервале времени поздний триас-ранняя юра на южной континентальной окраине Евразии произошли палеотектонические и палеогеографические перестройки. В частности, в том месте, где в позднем триасе был расположен Скифский шельфовый осадочный бассейн, возникло поднятие Добруджа-Крым. Реликты этого понятия прослежены в современной структуре северного Причерноморья из Степного Крыма через Одесский шельф в Добруджу. При этом глубоководный осадочный бассейн унаследованно продолжил развиваться и в ранней юре. Только, в отличие от позднего триаса, в ранней юре он стал граничить не с мелководным Скифским бассейном, а с возникшем на его месте понятием Добруджа-Крым. Мы называем раннеюрский глубоководный осадочный бассейн, структурно и пространственно наследующий позднетриасовый Таврический бассейн, Позднетаврическим бассейном. В отличие от позднетриасового этапа, в ранней юре в Позднетаврический осадочный бассейн перестали поступать продукты эрозии Сарматской части фундамента ВЕП, но стали поступать продукты эрозии комплексов фундамента Скифской плиты, в том числе кристаллических комплексов Пери-Гондваны и периокеанических комплексов океанов Реик и Палео-Тетис. Кроме того, источниками кластики для Позднетаврического бассейна в ранней юре могли служить комплексы, участвовавшие в строении ряда поднятий, располагавшихся в областях будущего Кавказа и Восточных Понтид.

В начале средней юры толщи, выполняющие Таврический и Позднетаврический бассейны, испытали деформацию и последовавшую за этим эрозию. На дислоцированном и эродированном основании в средней и поздней юре была заложена и сформирована система Горно-Крымских суббассейнов. В их выполнении доминировал обломочный материал местного происхождения. Кроме того, в породах средней и верхней юры Горного Крыма выявлены зерна циркона пермско-триасового возраста. Это означает, что в средней юре появились новые источники обломочного материала, поступавшего в Позднетаврический бассейн. Ими могли быть известные пермо-триасовые кристаллические комплексы Добруджи и Балкан, а также гранитоидные комплексы гипотетической триасовой субдукционной зоны. В поздней юре к югу от современного Горного Крыма произошла активизация процессов общего регионального прогибания и растяжения коры, завершившихся впоследствии формированием впадины Черного моря. Поэтому основной седиментационный поток в это время был с поднятия Добруджа-Крым, поступление материала из Понтид было второстепенным и могло осуществляться лишь за счет вдольберегового разноса.

Источники финансирования. Исследования выполнены в соответствии с государственным заданием ГИН РАН и ИФЗ РАН. Полевые работы и изотопные анализы проведены при финансовой поддержке РФФИ (№ 19-05-00284). Сбор и анализ данных по Черноморско-Балканско-Анатолийскому региону проведены при финансовой поддержке мегагранта МОН РФ № 075-15-2019-1883 (Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов). Обработка первичных результатов изотопных анализов, а также подготовка публикации проведены в рамках исследовательской программы Инженерной академии РУНД при поддержке Программы РУДН "5-100" (получатель Н.Б. Кузнецов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С., Кузьмичева Е.И., Чернов В.Г. Первые находки позднетриасовых гидроидов в Горном Крыму // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 45—51.

Аркадьев В.В. Новая биостратиграфическая схема титона—берриаса Восточного Крыма // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2004. Вып. 4. С. 36—44.

Аркадьев В.В., Федорова А.А. Новые данные о возрасте таврической серии в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Труды Крымской академии наук. Симферополь: ИТ "Ариал", 2018. С. 43—49.

Астахова Т.В., Богаец А.Т., Гуревич К.Я., Дулуб В.Г., Новик Н.Н., Плохотный Л.Г., Слюсарь Б.С. Триасовая система // Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Гл. ред. Шнюков Е.Ф. Киев: Наукова Думка, 1984. С. 34—41.

Барабошкин Е.Ю., Дегтярев К.Е. Псефиты таврической серии (район среднего течения р. Бодрак) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1988. № 4. С. 79-82.

Барабошкин Е.Ю., Пискунов В.К. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пакхал-Кая (Крым) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2010. № 1. С. 17-25.

Бархатов Б.П. О соотношении между таврической и эскиординской свитами Горного Крыма // Вестн. Ленинградского ун-та. 1955. № 7. С. 123—135.

Геология СССР. Том 8. Крым. Ред. Муратов М.В. М.: Недра, 1969. 575 с.

Густомесов В.А. Заметки о юрских и нижнемеловых белемнитах Бахчисарайского района Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42. № 3. С. 120—134.

Заика-Новацкий В.С., Соловьев И.В. Эскиординский микстит Крымского предгорья // Вісник Київського Університету. 1988. Сер. геологіі. № 7. С. 30—37.

Казакова В.П. К стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна р. Бодрак (Крым) // Бюлл. МОИП. 1962. Т. XXXVII(4). С. 36—50.

Короновский Н.В., Милеев В.С. О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в до-

лине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1974. № 1. С. 80—87.

Лысенко В.И. Лавовые палеопотоки триасового вулканизма в юго-западной части Горного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2019а. Т. 5(71). № 3. С. 306—325.

Лысенко В.И. Лавовые палеопотоки триасового вулканизма в юго-западной части Горного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2019б. Т. 5(71). № 4. С. 230—253.

Мазарович О.А., Милеев В.С. (Ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22—33.

Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U—Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Докл. АН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66—72.

Муратов М.В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31—41.

Муратов М.В., Снегирева О.В., Успенская Е.А. Средиземноморский геосинклинальный пояс. Крымско-Кавказская область. Крым // Стратиграфия СССР. Юрская система. Ред. Крымгольц Г.Я. М.: Недра, 1972. С. 143—154.

Найдин Д.П. Новые находки нижнеюрских белемнитов в таврической серии Крыма // Вестн. Моск. ун-та. 1964. № 6. С. 67-69.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). М.: Изд-во МГУ, 2006. 60 с.

Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р., Худолей А.К., Рубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 20—27.

Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U—Рь датирования детритовых цирконов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 18—33.

Панов Д.И. Стратиграфия триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 2. С. 13—25.

Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В., Илькевич Д.Г. Новые данные по геологии триасовых и нижнеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1978. № 1. С. 47—55.

Панов Д.И., Болотов С.Н., Косоруков В.Л., Камзолкин В.А., Пикулик Е.А., Шиханов С.Е. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас—лейас) Качинского поднятия Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. Отл. геол. 2009. № 5(84). С. 52—73.

Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гущин А.И., Короновский Н.В., Царев В.В. Офиолитовая ассоциация района мыса Фиолент (юго-западный Крым) // Геотектоника. 2016. № 1. С. 25—40.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом "TerraneChrone®" // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1—37.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Изотопно-теохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморые по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453—473.

https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-XXXX

Рудько С.В. Обстановки накопления верхнеюрских отложений Байдарской котловины и эволюция Крымской карбонатной платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2018. № 4. С. 337—354.

Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Нf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36—61.

Славин В.И. Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. № 6. С. 46—50.

Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119—133.

Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косору-ков В.Л., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б. Новые данные о геологии Лозовской зоны (поздний триас—средняя юра) Горного Крыма // Вестн. Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 21—33.

Туров А.В., Комаров В.Н., Андрухович А.О., Шаройко Ю.А. О новых находках нижнеюрских аммонитов в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 23–28.

Фиколина Л.А., Белецкий С.В., Белокрыс О.А., Деренюк Д.Н., Краснорудская С.И., Обшарская Н.Н., Король Б.И., Ивакин М.Н., Шевчук Н.В., Дяченко Л.Н., Аверина В.Н., Пересадько И.Н., Пупышева В.Г., Севастьянова В.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Серия Скифская. Лист L-36 — Симферополь. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 979 с.

Фролова Н.С., Спиридонов А.В., Гуал Перес X., Перепечина О.В. Подводно-оползневая складчатость в тавриче-

ской серии (Горный Крым) // Вестн. Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 82–85.

Шванов Н.Н. Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму // Вестн. Ленинградского ун-та. Сер. геология и география. 1966. Вып. 1. С. 153—156.

Юдин В.В., Ремизов Д.Н., Аркадьев В.В., Юровский Ю.Г. Зарубежные "открытия" в геологии Крыма // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. С. 73—81.

Янин Б.Т. Новые данные о геологическом строении Бахчисарайского района Крыма // Вестн. МГУ. 1976. № 5. С. 41-49.

Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report 204 Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.

Arkadiev V., Guzhikov A., Baraboshkin E., Savelieva J., Feodorova A., Shurekova O., Platonov E., Manikin A. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the upper Tithonian—Berriasian of the Crimean Mountains // Cretaceous Res. 2018. V. 87. P. 5–41.

Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reily S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochm. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 18. P. A158.

Genc S.C. A Triassic large igneous province in the Pontides, northern Turkey: geochemical data for its tectonic setting // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 22. P. 503–516.

Georgiev S., von Quadt A., Heinrich C.A., Peytcheva I., Marchev P. Time evolution of a rifted continental arc: integrated ID-TIMS and LAICPMS study of magmatic zircons from the Eastern Srednogorie, Bulgaria // Lithos. 2012. V. 154. P. 53–67.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Can. Short Course. 2008. V. 40. P. 308–311.

Guynn J., Gehrels G.E. Comparison of detrital zircon age distributions in the K-S test. Tucson: University of Arizona, Arizona LaserChron Center, 2010. 16 p.

International Chronostratigraphic Chart. Intern. Commis. on Stratigraphy. 2020 (http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.pdf).

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., Mc-Lean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U−(Th−)Pb geochronology − uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostandards Geoanalytical Res. 2016. V. 40. № 1. P. 311−332.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasmamass spectrometry to in situ U—Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47—69.

Kaygusuz A., Arslan M., Sipahi F., Temizel I. U—Pb zircon chronology and petrogenesis of Carboniferous plutons in the northern part of the Eastern Pontides, NE Turkey: constraints for Paleozoic magmatism and geodynamic evolution // Gondwana Res. 2016. V. 39. P. 327—346.

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Intern. J. Earth Sci. 2019. V. 108. № 7. P. 2407—2428.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Sp. Publ. 2012. № 5. 75 p.

Mayringer F., Treloar P.J., Gerdes A., Finger F., Shengella D. New age data from the Dzirula massif, Georgia: implications for the evolution of the Caucasian Variscides // Am. J. Sci. 2011. V. 311. P. 404–441.

Meinhold G., Kostopoulos D., Frei D., Himmerkus F., Reischmann T. U−Pb LA-SF-ICP-MS zircon geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece: palaeotectonic constraints for Gondwana-derived terranes in the Eastern Mediterranean // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2010. V. 99. № 4. P. 813–832.

Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E. The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill // Marine Petrol. Geol. 2015a.

https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017

Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E. The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine Petrol. Geol. 2015b.

https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018

Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015c. V. 428.

https://doi.org/10.1144/SP428.1

Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // Int. Geol. Rev. 2015. V. 57. N_0 5–8. P. 1051–1076.

https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609

Okay A., Topuz G. Variscan orogeny in the Black Sea region // Int. J. Earth Sci. 2016. December.

https://doi.org/10.1007/s00531-016-1395-z

Peytcheva I., Tacheva E., von Quadt A., Nedialkov R. U-Pb zircon and titanite ages and Sr-Nd-Hf isotope constraints on the timing and evolution of the Petrohan-Mezdreya pluton (Western Balkan Mts, Bulgaria) // Geologica Balcanica. 2018. V. 47. № 2. P. 25–46.

Popov D.V., Brovchenk V.D., Nekrylov N.A., Plechov P.Yu., Spikings R.A., Tyutyunnik O.A., Krigman L.V., Anosova M.O., Kostitsyn Y.A., Soloviev A. Removing a mask of alteration: geochemistry and age of the Karadag volcanic sequence in SE Crimea // Lithos. 2019. V. 324. P. 371–384. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.024

Savu H. The North Dobrogea granite province: petrology and origin of its rocks // Rev. Roum. Géologie. 2012. V. 56. № 1–2. P. 3–15.

Sayit K., Goncuoglu M.C., Furman T. Petrological reconstruction of Triassic seamounts/oceanic islands within the Palaeotethys: geochemical implications from the Karakaya subduction/accretion Complex, Northern Turkey // Lithos. 2010. V. 119. P. 501–511.

Sheremet Ye., Sosson M., Muller C., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Eds. Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2016. V. 428. https://doi.org/10.1144/SP428.14

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U—Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1—35.

Sunal G., Satir M., Natal'in B., Toraman E. Paleotectonic position of the Strandja Massif and surrounding continental blocks based on zircon Pb—Pb age studies // Int. Geol. Rev. 2008. V. 50. P. 519–545.

Tikhomirov P.L., Chalot-Prat F., Nazarevich B.P. Triassic volcanism in the Eastern Fore-Caucasus: evolution and geodynamic interpretation // Tectonophysics. 2004. V. 381. P. 119–142.

Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F. Ion Probe U—Pb dating of the Central Sakarya basement: a peri-Gondwana terrane intruded by late Lower Carboniferous

subduction/collision related granitic rocks // Turkish J. Earth Sci. Black Sea Spec. Iss. 2012. V. 21. P. 905–932.

Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F., Gerdes A. Implications of U—Pb and Lu—Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian—Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey // Int. J. Earth Sci. 2016. V. 105. P. 7–38.

Wiedenbeck M., Allen P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Vonquadt A., Roddick J.C., Speigel W. Three natural zircon standards for U—Th—Pb, Lu—Hf, trace-element and REE analyses // Geostand. Newsl. 1995. V. 19. P. 1—23. Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli R., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.F. Further characterization of the 91500 zircon crystal // Geostandards Geoanalytical Res. 2004. V. 28. P. 9—39.

Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N., Zong C.-L., Gunther D., Fontaine G.H., Liu X.-M., Diwu C.-R. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chem. Geol. 2008. V. 247. P. 100–118.

Рецензенты А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин, А.А. Сорокин

Provenance for the Upper Triassic—Lower Jurassic Flysch and the Middle—Upper Jurassic Coarse Rocks from the Cimmerides of the Mountainous Crimea Based on the Results of U—Th—Pb Isotopic Dating of Detrital Zircons

N. B. Kuznetsov^{a, b, c, #}, T. V. Romanyuk^d, A. M. Nikishin^e, A. V. Strashko^{a, e}, A. A. Kolesnikova^a, A. S. Dubensky^{a, f}, V. S. Sheshukov^a, S. M. Lyapunov^a, A. S. Novikova^a, and D. V. Moskovsky^e

^a Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ^b Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia
 ^c Peoples' Friendship University of Russia (RUDN), Moscow, Russia
 ^d Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ^e Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, Russia
 ^f Lomonosov Moscow State University, Faculty of Chemistry, Moscow, Russia
 [#]e-mail: kouznikbor@mail.ru

New results of U—Th—Pb isotopic dating of detrital zircon grains from sandstones of the Upper Taurian Formation of the Mountainous Crimea, belonging to the Lower Jurassic part of the Taurian Group, are presented. Comparison of the obtained age sets of detrital zircon grains with similar data for clastic rocks of both lower and higher stratigraphic levels of Cimmerides of Mountainous Crimea shows their significant difference. This is a result of the significant changes in the provenance for the studied strata that occurred at the Triassic—Jurassic boundary, as well as at the beginning of the Middle Jurassic. In the Late Triassic—Jurassic, the sedimentary basins of the Mountainous Crimea were formed directly on the southern (in present-day coordinates) continental margin of the East European segment of Eurasia. In the Late Triassic, the vast Scythian-Taurian megabasin was located here. In its northern part, in the Scythian sedimentary basin, mainly shallow-water sediments accumulated, and in its southern part, in the Taurian deep-water sedimentary basin, flysch sedimentation took place. The debris component of flysch is dominated by the products of crystalline complexes destruction at the basement of the Sarmatian part of the East European Platform (EEP), similar to crystalline complexes now exposed within the Ukrainian shield and the Voronezh crystalline massif. Terrigenous material entered the Taurian basin through the Scythian basin. At the boundary of the Late Triassic

and Early Jurassic, the clastic material eroded from the EEP ceased to flow into the Taurian sedimentary basin. The new material began to flow into it. The primary sources of the new material were the crystalline complexes of Gondwana and the peri-oceanic complexes of the Rheik and Paleo-Tethys oceans. This means that in the Early Jurassic, the paleogeographic situation on the southern margin of the East European segment of Eurasia had changed dramatically. The Scythian-Taurian mega-basin in the form in which it existed in the Late Triassic disappeared. Within its northern part (Scythian sedimentary basin), the Dobrogea-Crimea uplift arose. At the same time, in its southern part (in the Taurian sedimentary basin), there were no significant changes in the sedimentation conditions. In the Early Jurassic, the accumulation of deep-sea flysch continued there. We call this inherited sedimentary basin Late-Taurian to emphasize the difference between its sedimentary fulfillment and the Taurian basin. At the Early and Middle Jurassic boundary or at the very beginning of the Middle Jurassic, sedimentary accumulation in the Late-Taurian sedimentary basin was completed, and the Upper Triassic and Lower Jurassic strata, successively accumulated in the Taurian and Late Taurian basins, experienced deformations, Later, in the Middle and Late Jurassic, on the basis of these dislocated complexes, the formation and development of the system of the Mountain Crimean sub-basins took place. The clastic material accumulated in the Middle and Late Jurassic in the system of the Mountain Crimean sub-basins was mainly of local (regional) origin, while a new source of provenance appeared, been supplying these sub-basins with detrital zircon grains of the Permian-Triassic age.

Keywords: Paleo-Tethys, Mesozoic, Black Sea region, paleogeography, Scythian-Taurian basin, Mountain Crimean sub-basins

УДК 561:551.763.33(571.651)

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ АЯНКИНСКОЙ ФЛОРЫ ИЗ ВЕРХНЕГО МЕЛА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ

© 2022 г. М. Г. Моисеева^{1, *}, А. Б. Герман¹, А. Б. Соколова²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

*e-mail: masha.moiseeva@gmail.com

Поступила в редакцию 25.10.2021 г.

После доработки 29.12.2021 г.

Принята к публикации 30.01.2022 г.

Впервые приводится детальное описание трех флористических комплексов, остатки растений которых были собраны в бассейне р. Большая Аянка (Северо-Восток России) в верхнемеловых вулканогенных отложениях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В составе флоры установлено около 60 видов ископаемых растений, среди которых доминируют хвойные и покрытосеменные, менее разнообразны папоротники; также встречены единичные хвощовые, печеночники, гинкговые и цикадовые. Сравнение аянкинской флоры с другими ископаемыми флорами показало ее несомненное сходство с сантон-кампанскими флорами Северо-Востока России и Северной Аляски (с барыковской, позднебыстринской, усть-эмунеретской, в меньшей степени с ольской и Ранней Когосакрак), что позволило нам сделать вывод о ее наиболее вероятном сантон-кампанском возрасте. Флористические комплексы аянкинской флоры отражают как склоновую растительность, так и растительность пониженных участков рельефа — берегов реки или озера, причем в первой доминировали хвойные растения, а во второй – покрытосеменные. Эти комплексы аянкинской флоры представляют собой свидетельство внедрения растительных сообществ с доминированием продвинутых покрытосеменных из располагавшихся восточнее приморских низменностей Анадырско-Корякского субрегиона на территорию вулканического нагорья, где в позднем мелу часто встречались папоротники и хвойные и еще сохранились реликтовые растения раннего и начала позднего мела.

Ключевые слова: палеоботаника, стратиграфия, сантон, кампан, флористический комплекс, растительные сообщества, Северо-Восточная Азия, Чукотка

DOI: 10.31857/S0869592X22040068

ВВЕДЕНИЕ

Наряду с радиоизотопными и палеомагнитными данными, сведения о возрасте ископаемых растений широко используются для стратиграфии субаэральных образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и геологического картирования этой территории. Фитостратиграфические исследования сыграли, в частности, решающую роль в дискуссии о времени формирования ОЧВП – был ли он областью активного вулканизма лишь в первой половине сеномана (Белый, 1977), или же вулканическая деятельность продолжалась в нем до середины кампана включительно (Филатова, Лебедев, 1982; Лебедев, 1992). Наименее изученными в настоящее время остаются сантон-кампанские флоры данного региона, которые до недавних пор фигурировали в публикациях только в виде списков предварительных определений.

Остатки растений, обнаруженные М.Ю. Хотиным и В.А. Фараджевым на Чукотке в долине р. Обрывистая – притоке р. Большая Аянка (Филатова, Лебедев, 1982), собирали М.Ю. Хотин в 1969 г., Н.И. Филатова в 1970 г., Е.Л. Лебедев в 1977 г. и Е.Л. Лебедев, А.Б. Герман и Е.И. Костина в 1985 г. Этот комплекс растений впервые кратко охарактеризовали Филатова и Лебедев (1982); позже Лебедев (1987) выделил его как аянкинскую флору (флористический комплекс) сенонского возраста. Наиболее полный список растений аянкинской флоры, включающий 26 видов, приведен в работе Лебедева (1987, с. 72), который считал, что возраст этой флоры примерно соответствует раннему кампану (Лебедев, 1992). Следует отметить, что данный список, несомненно далеко не полный, был им составлен по результатам предварительных определений. Кроме этого, не был решен вопрос о положении флороносных образований бассейна р. Обрывистая в существующих схемах местных стратиграфических подразделений.

Следует отметить, что Лебедев (1987) ископаемую флору с р. Обрывистая называл "аянкинская флора" либо "аянкинский комплекс". В настоящей статье под термином "тафофлора" или "комплекс" ("флористический комплекс") мы понимаем совокупность ископаемых растений из одного или нескольких территориально и стратиграфически близких местонахождений, отражающую растительность определенной местности в определенный отрезок времени; составляющие тафофлору растения существовали совместно на ограниченной территории в течение небольшого интервала геологической истории. Термин "ископаемая флора" (или просто "флора") используется нами как термин свободного пользования. Поскольку, как будет показано ниже, ископаемые растения из бассейна р. Обрывистая происходят из достаточно удаленных друг от друга местонахождений, их совокупность мы называем "аянкинская флора", а растения из каждого из этих местонахождений — тафофлорой или флористическим комплексом.

Позднее М.Г. Моисеева с соавторами (2014) провели таксономическую ревизию аянкинской флоры, в результате чего в ней были определены 42 вида ископаемых растений. Однако в этой публикации был недостаточно обоснован вывод о возрасте флороносных слоев, а ископаемые растения не были охарактеризованы и изображены, т.е. остались малопригодными для целей фитостратиграфии и палеофлористики. В настоящей статье мы восполняем этот пробел и приводим детальное описание флористических комплексов из трех местонахождений бассейна р. Обрывистая, изображения всех основных ископаемых растений аянкинской флоры, а также обоснование возраста изученной флоры.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Изученные ископаемые растения были собраны Е.Л. Лебедевым, А.Б. Германом и Е.И. Костиной в 1985 г. из трех местонахождений в бассейне верхнего течения р. Обрывистая — левого притока р. Большая Аянка, протекающей на Чукотке (рис. 1а). Они получили номера (полевые обозначения) 700, 701 и 702.

Местонахождение 700 включает флороносные слои двух близко расположенных обнажений на р. Обрывистая (рис. 1а) примерно в 20 км от ее устья. Наиболее крупное обнажение (рис. 2) находится на левом берегу реки приблизительно в 1700 м юго-западнее высоты 692 м. Здесь в береговом обрыве выходят серые и желтовато-серые туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты видимой мощностью около 20—25 м. В южной части обна-

жения остатки растений хорошей сохранности встречены в нескольких прослоях тонкозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов; здесь преобладают отпечатки хвойных Parataxodium Arnold et Lowther и Taxites Brongniart и менее многочисленных покрытосеменных, среди которых найдены единичные листья "Macclintockia" и Barykovia tchucotica (Abramova) Moiseeva. В северной части обнажения в грубо- и крупнозернистых туфопесчаниках остатки растений фрагментарны и представлены покрытосеменными и хвойными, обрывки которых располагаются в виде изолированных скоплений ("гнезд"). В средней, наиболее высокой части обнажения, остатки хвойных и покрытосеменных были найдены в тонкозернистых туфоалевролитах.

Второе, меньшее по мощности и протяженности обнажение расположено на правом берегу реки примерно в 200 м выше по течению от первого, приблизительно в 300—350 м восточнее высоты 658.9 м. Ископаемые растения здесь встречены в верхней части обнажения в прослое тонкозернистого туфопесчаника, выходящего среди более грубозернистых туфопесчаников. Оба обнажения точки 700 располагаются близ кровли флороносной толщи кислого состава под покровами лав основного—среднего состава (рис. 1), что позволяет считать эти обнажения одновозрастными.

Местонахождение 701 представляет собой склон левого берега ручья Звонкий (рис. 1а) — левого притока р. Обрывистая, примерно в 12 км от точки 700. Здесь ископаемые растения были собраны в основном из осыпей, в которых представлены туфоалевролиты и мелкозернистые туфопесчаники. Разнообразие ископаемых растений в этой точке небольшое, причем по количеству экземпляров наиболее многочисленны хвойные (остатки полиморфных побегов "Sequoia" sp.), и встречены редкие покрытосеменные "Macclintockia" и Quereuxia.

Местонахождение 702 расположено на прирусловом склоне правого берега ручья Звонкий (рис. 1а). Ископаемые растения были собраны из небольшой линзы (размером 1.5×0.5 м) плотных мелкозернистых туфопесчаников, обнажающихся среди более крупнозернистых туфопесчаников приблизительно в 10 м выше основания склона. Здесь преобладают отпечатки листьев разнообразных покрытосеменных растений.

Флороносные слои местонахождений 701 и 702, по нашим полевым наблюдениям, располагаются приблизительно на одном стратиграфическом уровне. Их соотношение с отложениями местонахождения 700 проследить на местности не представляется возможным, поскольку последняя закрыта таежной и тундровой растительностью. На геологических картах разрывных нарушений между местонахождениями не показано.

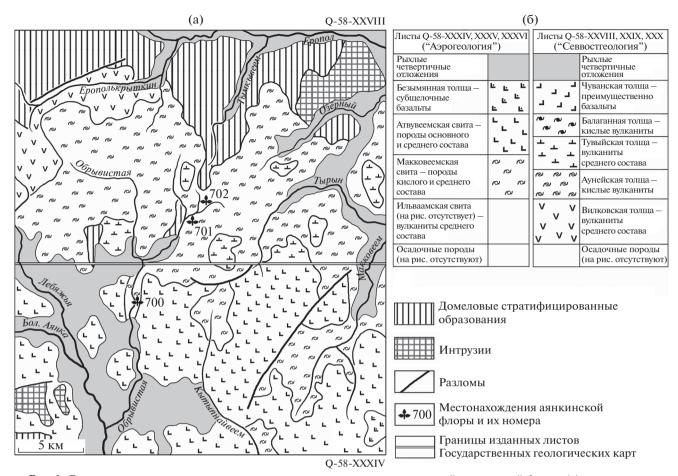


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и положение трех местонахождений аянкинской флоры (а) и последовательности стратиграфических подразделений, выделяемых геологами объединения "Аэрогеология" и СВПГО "Севвостгеология" (б) района верхнего течения р. Обрывистая, составленные по материалам государственных геологических карт масштаба 1: 200000.

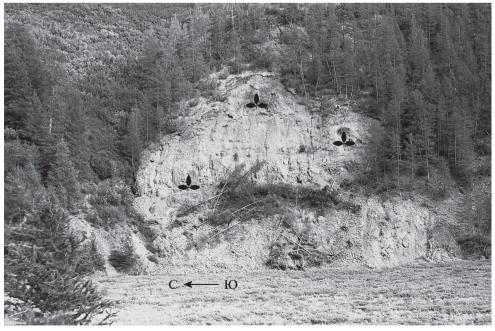


Рис. 2. Местонахождение 700 на левом берегу р. Обрывистая. Значком в виде трилистника показаны места сбора ископаемых растений в 1985 г.

Несколько севернее местонахождения 700 проходит граница двух листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200000 (ГГК-200), составленных разными организациями, использовавшими разные стратиграфические схемы и номенклатуру картируемых стратонов (рис. 1). По границе листов к выходам макковеемской свиты, к которой приурочено местонахождение 700, примыкают выходы аунейской толщи, в которой располагаются слои местонахождений 701 и 702. Поскольку разломы на картах в этом месте не обозначены, можно с уверенностью полагать, что это – образования одного стратона, названного на южном и северном листах карты по-разному. Исходя из сказанного, мы считаем все три местонахождения ископаемых растений приблизительно одновозрастными.

Материал представлен отпечатками листьев, облиственных побегов и репродуктивных органов (женских и мужских шишек хвойных и плодов покрытосеменных), фитолеймы на них не сохранились (табл. I—VI). Эта коллекция состоит из 390 образцов (штуфов) с отпечатками растений хорошей сохранности. Коллекция № 3395 хранится в Геологическом институте (ГИН) РАН, г. Москва.

Ископаемые растения после очистки и препарирования изучались при помощи налобной бинокулярной лупы и стереомикроскопов Zeiss Stemi 2000 C, оснащенного цифровой камерой Canon G10 Power Shot, и Leica M165C с цифровой камерой Leica DFC 420C. Растительные остатки фотографировали при помощи цифровой камеры Canon EOS 7D, оснащенной макрообъективом Canon EF 1:2.5/50 мм. Рисунки ископаемых растений были выполнены с помощью графического планшета Wacom Intuos3.

СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЯНКИНСКОЙ ФЛОРЫ

Как упоминалось выше, аянкинская флора никогда подробно не изучалась. В работе Е.Л. Лебедева (1987) приводился только список предварительных определений ископаемых растений (без изображений), который включал 26 видов: Thallites sp., Equisetites sp., Cladophlebis cf. arctica (Heer) Seward, Cladophlebis sp., Sphenopteris sp., Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer, G. ex gr. sibirica Heer, Phoenicopsis sp., Sphenobaiera sp., Cephalotaxopsis heterophylla Hollick, C. intermedia Hollick, C. magnifolia Fontaine, Sequoia minuta Sveshnikova, Sequoia sp., Metasequoia cuneata (Knowlton) Chaney, Pityolepis sp., Pityospermum sp., Libocedrus catenulata (Bell) Kryshtofovich, Macclintockia ochotica Vachrameev et Herman, Quercus tchucotica Abramova, "Acer" aff. arcticum Heer, Viburnum sp., Pseudoprotophyllum sp., Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry, Cissites (?) sp., Dicotyledones spp.

В результате наших исследований состав аянкинской флоры значительно расширился и включает около 60 видов (табл. 1), что более чем в два раза превышает предыдущие оценки разнообразия этой флоры. В целом в ее составе преобладают хвойные и покрытосеменные растения, менее разнообразны папоротники; помимо них встречены единичные хвощовые, печеночники, гинкговые и цикадовые. Хвойные аянкинской флоры довольно разнообразны и многочисленны. Они включают 24 вида, представленных различными органами растений: облиственными побегами (12 видов), дисперсными листьями (1 вид), семенами (1 вид), семенными чешуями (1 вид), а также микро- (3 вида) и макростробилами (6 видов), некоторые из которых находятся в органической связи с побегами. Следует отметить, что многочисленность выделенных таксонов не отражает естественного разнообразия хвойных, так как включает таксоны, выделенные по морфологической классификации для различных органов, которые в сочетании могут принадлежать одному материнскому растению. Начатые детальные исследования хвойных с помощью компьютерной томографии и сканирующей электронной микроскопии показывают объемную сохранность некоторых форм, перспективных для подробных анатомических исследований. Среди покрытосеменных в аянкинской флоре определено 22 вида, представленных в основном отпечатками листьев (20 видов) и плодов (2 вида). В их составе также выявлены новые таксоны, детальное описание которых готовится к публикации. Так как состав комплексов в различных местонахождениях довольно существенно различается, мы рассматриваем их отдельно (табл. 1).

В местонахождении 700 наблюдается наибольшее разнообразие видов ископаемых растений (табл. 1). Следует отметить, что их остатки здесь были собраны из нескольких флороносных слоев (рис. 2) в двух отстоящих друг от друга обнажениях. Из этого местонахождения определены два вида печеночников, которые характеризуются довольно крупными ветвящимися талломами. Для Thallites sp. 1 (табл. I, фиг. 1, 2) характерно моноподиальное ветвление таллома, боковые ответвления длиной более 7 см, с неровным лопастным (?) краем, шириной до 15 мм. У Thallites sp. 2 талломы ветвятся дихотомически, края слоевища нелопастные, волнистые или зазубренные, ширина фрагментов около 1 см (табл. I, фиг. 3).

Папоротники представлены стерильными и фертильными перьями Coniopteris tschuktschorum (Kryshtofovich) Samylina (табл. I, фиг. 8), а также несколькими небольшими фрагментами стерильных перьев Arctopteris sp. 1 с довольно

крупными перышками (табл. І, фиг. 4), которые сходны с видом А. ilirnensis, описанным из чаунской и ульинской флор ОЧВП (Головнева, 2018; Akinin et al., 2019). Похожие папоротники были встречены и в усть-эмунеретской флоре Центральной Чукотки и были отнесены нами ранее к Arctopteris aff. rarytkensis Vassilevskaja (Моисеева, Соколова, 2014). Фрагменты стерильных листьев с более мелкими перышками (табл. І, фиг. 5) отнесены к другому виду Arctopteris sp. 2. Кроме того, в местонахождении 700 единично встречаются фрагменты стерильных дваждыперистых листьев Cladophlebis sp. 1 (табл. І, фиг. 9).

Немногочисленные гинкговые отнесены из-за отсутствия сохранившихся фитолейм к двум сборным видам: Ginkgo ex gr. adiantoides Heer (слабо рассеченные листья) (табл. І, фиг. 10) и Ginkgo ex gr. digitata Brongniart (сильно рассеченные листья) (табл. І, фиг. 13), а также к Ginkgodium (?) sp. (табл. І, фиг. 7).

Среди хвойных в точке 700 доминируют представители сем. Cupressaceae sensu lato. Преобладают многочисленные побеги Parataxodium cf. wigginsii Arnold et Lowther (табл. II, фиг. 1, 2, 8), сходные с побегами типового вида рода Parataxodium из сантон(?)- маастрихтских тафофлор Ранняя и Поздняя Когосакрак Северной Аляски (Arnold, Lowther, 1955). Объем этого вида был недавно пересмотрен (Rothwell et al., 2020). К этому же роду нами отнесены побеги Parataxodium sp. (табл. II. фиг. 3), также характеризующиеся сочетанием очередного и супротивного листорасположения, но отличающиеся от Parataxodium cf. wigginsii по форме листьев и частоте их расположения на побеге. В комплексе местонахождения 700 часто встречаются конечные побеги рода Metasequoia Miki ex Hu et Cheng со строго супротивным листорасположением двух типов: Metasequoia sp. 1 (табл. II, фиг. 7) и Metasequoia sp. 2 (табл. II, фиг. 10). Они различаются по форме листьев (ланцетовидные с заостренной верхушкой у первого и эллипсоидальные с широко-округлой верхушкой у второго вида) и углу их прикрепления к побегу $(25^{\circ}-45^{\circ})$ у первого и $70^{\circ}-90^{\circ}$ у второго вида). Надо отметить, что, возможно, часть побегов первого типа может относиться к Parataxodium cf. wigginsii.

Особый интерес вызывают генеративные органы хвойных, встреченные в этой точке. Из кипарисовых можно отметить дисперсные женские шишки трех типов, первый из которых (табл. II, фиг. 5) определенно относится к подсемейству Sequoioideae, второй (табл. I, фиг. 6), криптомероидного типа, вероятно, принадлежит к подсемейству Taxodioideae, а третий (табл. I, фиг. 14) имеет неопределенное на данном этапе исследования положение в рамках семейства Cupressaceae sensu lato. Как принадлежащие семейству Cupressaceae s.l. мы также рассматриваем три разновидности фертильных побегов с мужскими шишками, условно названные тип 1 (табл. II, фиг. 13), тип 2 (табл. II, фиг. 9) и тип 3 (табл. І. фиг. 15). Они различаются по размеру мужских шишек, способу их прикрепления к побегам и морфологии листьев, расположенных на побегах. В местонахождении 700 нередко встречаются побеги семейства Cupressaceae s.s., отнесенные к Ditaxocladus sp. (табл. I, фиг. 11, 12).

Из хвойных сем. Pinaceae установлены крупные женские шишки двух видов, различающиеся по форме и отнесенные к Pityostrobus sp. 1 (табл. II, фиг. 15) и Pityostrobus sp. 2 (табл. II, фиг. 11), а также единичные дисперсные чешуи Pityolepis sp. (табл. II, фиг. 16), семена Pityospermum sp. (табл. II, фиг. 14) и побеги Pityocladus sp. (табл. II, фиг. 4).

Еще один характерный компонент тафофлоры местонахождения 700 — это крупные побеги с длинными линейно-ланцетными листьями, определенные формально как Taxites sp. (табл. II, фиг. 12). Такие побеги являются частыми компонентами меловых флор Северного полушария и в разных работах определяются в рамках ископаемых родов Cephalotaxopsis Fontaine (Ефимова, 1966; Филиппова, Абрамова, 1993), Elatocladus Halle (Bell, 1949), Taxites (Самылина, 1988) или в рамках современного рода Taxodium Richard (Головнева, Щепетов, 2011; Herman et al., 2016; Головнева, 2018; Щепетов и др., 2019). Мы воздерживаемся от отнесения изученных ископаемых хвойных к современным родам, так как для этого нет достаточных оснований: отсутствуют данные по строению эпидермы и/или фертильных органов, найденных в органической связи с побегами. Морфология этих побегов, помимо Cupressaceae sensu lato, вполне типична и для представителей других семейств хвойных, например Тахасеае. Поэтому

Таблица І. Ископаемые растения аянкинской флоры из местонахождения 700, р. Обрывистая. Длина масштабной линейки 1 см для всех изображений, кроме фиг. 2, 6, 15, 17; для фиг. 2, 15 - 0.5 см; для фиг. 6 - 0.2 см; для фиг. 17 - 0.1 см. 1, 2 - Thallites sp. 1, экз. 3395/328: 1 - общий вид таллома, 2 - увеличенные детали; 3 - Thallites sp. 2, экз. 3395/329a; 4 - Arctopteris sp. 1, экз. 3395/3236-1; 5 - Arctopteris sp. 2, экз. 3395/326; 6 - женская шишка Cupressaceae тип 3 (Taxodioideae?), экз. 3395/13; 7 - Ginkgodium (?) sp., экз. 3395/383; 8 - Coniopteris tschuktschorum (Krysht.) Samyl., фрагмент фертильного пера, экз. 3395/357; 9 - Cladophlebis sp. 1, экз. 3395/295-5; 10 - Ginkgo ex gr. adiantoides Heer, экз. 3395/381-3; 11, 12 - Ditaxocladus sp.: 11 - экз. 3395/79, 12 - экз. 3395/85; 13 - Ginkgo ex gr. digitata Brong., экз. 3395/387; 14 - женская шишка Cupressaceae тип 3, экз. 3395/301; 15 - побег с мужскими шишками Cupressaceae тип 3, экз. 3395/116; 16, 17 - Monocotylophyllum sp.: 16 - экз. 3395/286-8, общий вид листа, 17 - экз. 3395/286-8, детали верхушки и жилкования.



Таблица 1. Распределение таксонов ископаемых растений по местонахождениям

№ п/п	Название ископаемых растений	Точка 700	Точка 701	Точка 702
1	Thallites sp. 1	+		
2	Thallites sp. 2	+		
3	Equisetites sp.		+	
4	Coniopteris tschuktschorum (Krysht.) Samyl.	+	+	
5	Sphenopteris sp.		+	
6	Cladophlebis sp. 1	+		+
7	Cladophlebis sp. 2		+	
8	Arctopteris sp. 1	+		
9	Arctopteris sp. 2	+	+	
10	Raphaelia (?) sp.			+
11	Ginkgo ex gr. adiantoides Heer	+	+	
12	Ginkgo ex gr. digitata Brong.	+	+	
13	Ginkgodium (?) sp.	+		
14	Heilungia (?) sp.			+
15	Ditaxocladus sp.	+		
16	Cupressinocladus sp.		+	
17	Parataxodium sp.	+		+
18	Parataxodium cf. wigginsii Arnold et Lowther	+		+
19	Metasequoia sp. 1	+	+	+
20	Metasequoia sp. 2	+		+
21	"Sequoia" sp.		+	
22	Женские шишки Cupressaceae тип 1 (подсем. Sequoioideae)	+		
23	Женские шишки Cupressaceae тип 2 (подсем. Taxodioideae ?)	+		
24	Женские шишки Cupressaceae (?) тип 3	+		
25	Женские шишки Cupressaceae тип 4 (подсем. Sequoioideae?)		+	
26	Мужские шишки Cupressaceae тип 1	+		
27	Мужские шишки Cupressaceae тип 2	+	+	
28	Мужские шишки Cupressaceae тип 3	+		
29	Pityophyllum sp.	+	+	
30	Pityospermum sp.	+		
31	Pityostrobus sp. 1	+		
32	Pityostrobus sp. 2	+		
33	Pityocladus sp.	+	+	
34	Pityolepis sp.	+		
35	Taxites sp.	+		
36	Pagiophyllum sp.		+	
37	Elatocladus sp. 1	+		
38	Elatocladus sp. 2		+	
39	Monocotylophyllum sp.	+		
40	"Vitis" penzhinica Herman	+		
41	Trochodendroides notabilis Herman	+		

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Название ископаемых растений	Точка 700	Точка 701	Точка 702
42	Trochodendroides sp. 1	+		+
43	Trochodendroides sp. 2			+
44	"Macclintockia" ochotica Vachr. et Herman	+	+	+
45	Cissites sp.	+		
46	Menispermites sp.	+		+
47	Celastrinites sp.	+		
48	Celastrophyllum sp.			+
49	Viburniphyllum sp.	+		
50	Фрагменты Platanoids (?)	+		
51	Dicotylophyllum sp. 1	+		
52	Dicotylophyllum sp. 2	+		
53	Dicotylophyllum sp. 3	+		
54	Dicotylophyllum sp. 4		+	
55	Dicotylophyllum sp. 5			+
56	Dicotylophyllum sp. 6			+
57	Quereuxia angulata (Newb.) Krysht.		+	
58	Phragmites sp.		+	
59	Nyssidium sp.		+	+
60	Carpolites sp.		+	

мы считаем, что уместнее рассматривать остатки такой сохранности в рамках ископаемых родов без привязки к семействам современных хвойных (например, род Taxites). Для типового вида Cephalotaxopsis было изучено эпидермальное строение, указывающее на его принадлежность к семейству Taxaceae (Berry, 1911; Florin, 1958), поэтому данное название не подходит для изученных нами ископаемых побегов.

Из хвойных неясного систематического положения в комплексе встречены многочисленные длинные и узкие не полностью сохранившиеся листья Pityophyllum sp., которые образуют листовые скопления на плоскостях напластования. Такие листья являются частыми компонентами позднемеловых флор Северо-Востока Азии. Помимо них, единично представлены побеги с линейными листьями Elatocladus sp. 1 (табл. II, фиг. 6).

Наряду с хвойными, в точке 700 доминируют покрытосеменные растения, которые представлены 13 видами. В данном комплексе наиболее многочисленны отпечатки листьев "Vitis" penzhinica Herman (табл. III, фиг. 1, 2, 4; рис. 33, 3и) — характерного вида для сантон-кампанских флор Северо-Западной Камчатки и бухты Угольной (Чукотка) (Герман, Лебедев, 1991; Моисеева, Соколова, 2011). Похожие листья также были описаны из позднемеловой (сантон?-маастрихтской) флоры Северной Аляски как Archaeampelos sp.

(Rothwell et al., 2020). В захоронении доминируют отпечатки лопастных листьев Cissites sp. (табл. III, фиг. 5, рис. 3а-3в), которые, вероятно, будут отнесены к новому виду. Вид "Macclintockia" ochotica Vachrameev et Herman (табл. III, фиг. 7, рис. 3д) также является характерным представителем сантон-кампанских флор Северо-Востока России. Недавно Л.Б. Головнева с соавторами (Головнева и др., 2017) перевели этот вид в род Trochodendroides Berry, но, с нашей точки зрения, характеристика этого вида не вполне соответствует диагнозу данного рода (Berry, 1922; Crane, 1984). Родовая принадлежность этого вида требует дальнейшего уточнения, на данном этапе мы пока оставляем его первоначальное название, беря его в кавычки. Представители рода Trochodendroides в местонахождении 700 представлены двумя видами. К Т. поtabilis Herman отнесены листья с двоякогородчатым краем листа (табл. III, фиг. 8, 13). Кроме них, встречаются довольно мелкие листья с немногочисленными округлыми зубцами или с волнистым краем, которые определены как Trochodendroides sp. 1 (табл. III, фиг. 3). Вид Т. notabilis изначально был описан из турон-коньякских отложений Северо-Западной Камчатки (Герман, Лебедев, 1991), но также встречается и в раннекампанской барыковской флоре бухты Угольной, Чукотка (Моисеева, Соколова, 2011).

Кроме перечисленных выше видов, в местонахождении 700 присутствуют фрагменты пельтатных листьев с волнистым краем Menispermites sp. (табл. III, фиг. 14, 15), цельнокрайние листья с рельефным брохидодромным жилкованием Celastrinites sp. (табл. III, фиг. 6), а также фрагменты листьев с двоякозубчатым краем и перистым семикраспедодромным жилкованием Viburniphyllum sp. (табл. III, фиг. 11, 12). Единично встречаются фрагменты крупных платаноидных листьев (табл. III, фиг. 16), а также отпечатки листьев двудольных неясного систематического положения Dicotylophyllum sp. 1-3 (табл. III, фиг. 9, 10). К однодольным Monocotylophyllum sp. отнесены узкие линейные листья с округлой верхушкой, довольно толстой средней жилкой первого порядка и многочисленными тонкими параллельными жилками второго порядка (табл. І, фиг. 15, 16). Необходимо отметить, что, судя по описанию аянкинского флористического комплекса в работах Лебедева (1987, 1992) и записям в полевом дневнике А.Б. Германа, в местонахождении 700 были найдены единичные листья Barykovia tchucotica (Abramova) Moiseeva, первоначально описанные как Quercus tchucotica Abramova (Абрамова, 1979); к сожалению, эти образцы были впоследствии утеряны.

Разнообразие ископаемых растений в местонахождении 701 небольшое (24 вида), причем в нем как по количеству экземпляров, так и по разнообразию преобладают хвойные. Среди хвощовых определены единичные Equisetites sp. (табл. IV, фиг. 4). Папоротники так же, как в точке 700, представлены видами Coniopteris tschuktschorum (табл. IV, фиг. 6) и Arctopteris sp. 2 (табл. IV, фиг. 5, 13, 15). Последний вид представлен в данном местонахождении фертильными и стерильными листьями. Единичные фрагменты конечных стерильных перьев отнесены к Sphenopteris sp. (табл. IV, фиг. 3) и Cladophlebis sp. 2 (табл. IV, фиг. 7); последний отличается от Cladophlebis sp. 1, встреченного в точке 700, более крупными перышками серповидной формы, а также их жилкованием: прямой средней жилкой и ветвящимися боковыми жилками. Из гинкговых так же, как в точке 700, обнаружены листья со слабо рассеченной пластинкой Ginkgo ex gr. adiantoides и сильно рассеченной пластинкой Ginkgo ex gr. digitata (табл. IV, фиг. 14).

Среди хвойных в роли абсолютных доминантов, встреченных только в местонахождении 701, выступают облиственные полиморфные побеги, определенные нами как "Sequoia" sp. (табл. IV, фиг. 1; табл. V, фиг. 1, 2). Взятие родового названия в кавычки в данном случае подразумевает, что мы не имеем в виду отнесение ископаемых остатков к современному роду Sequoia Endlicher, поскольку неоднократно высказывалось сомнение в существовании этого таксона в меловом периоде (Rothwell, Ohana, 2016; Sokolova et al., 2017). К этому же растению, вероятно, относится побег с мужскими шишками (табл. V, фиг. 3) и, возможно, женские шишки секвойевого (?) типа (табл. IV, фиг. 11. 12). Кроме того, из местонахождения 701 определены побеги Metasequoia sp. 1 (табл. V, фиг. 6). К Cupressaceae s.s. относится единственный побег Cupressinocladus sp. (табл. IV, фиг. 9). Как и в местонахождении 700, в точке 701 встречаются дисперсные линейные листья Pityophyllum sp. (табл. IV, фиг. 10) и побеги Pityocladus sp. (табл. V, фиг. 7). Из характерных таксонов только этого местонахождения надо отметить хвойное неясного систематического положения Pagiophyllum sp. (табл. IV, фиг. 2, 8). Единично встречаются побеги с линейными листьями Elatocladus sp. 2 (табл. V, фиг. 4), отличающиеся от побегов Elatocladus sp. 1 из точки 700 прямыми, а не изогнутыми линейными листьями с длинно-заостренной верхушкой треугольной формы, в отличие от коротко-заостренной верхушки у Elatocladus sp. 1.

Покрытосеменные в местонахождении 701 редки и фрагментарны. Они представлены отпечатками листьев водного растения Quereuxia angulata (Newberry) Kryshtofovich (табл. V, фиг. 9, 10), фрагментами листьев плохой сохранности "Массlintockia" ochotica (табл. V, фиг. 13), Dicotylophyllum sp. 4 с мелкопильчатым краем листа (табл. V, фиг. 5, 12) и Phragmites sp., а также мелкими плодами Nyssidium (?) sp. (табл. V, фиг. 8) и Carpolithes sp. (табл. V, фиг. 11).

В местонахождении 702 разнообразие тоже небольшое, но, в отличие от точки 701, здесь в этом флористическом комплексе преобладают покрытосеменные растения. Кроме них, встречаются только единичные фрагменты папоротников Cladophlebis sp. 1 (табл. VI, фиг. 1) и Raphaelia (?) sp.

Таблица II. Ископаемые растения аянкинской флоры из местонахождения 700, р. Обрывистая. Длина масштабной линейки 1 см для всех изображений, кроме фиг. 2 (2 мм).

^{1, 2, 8 —} Parataxodium cf. wigginsii Arnold et Lowther, облиственные побеги: 1 — экз. 3395/26а, побег с мужскими шишками, 2, 8 — экз. 3395/11, побег с двумя типами листорасположения — очередным и супротивным; 3 — Parataxodium sp., экз. 3395/30-1, облиственный побег; 4 — Pityocladus sp., побег с брахибластами, экз. 3395/114; 5 — женская шишка Cupressaceae тип 1 (подсем. Sequoioideae), экз. 3395/93а; 6 — Elatocladus sp. 1, облиственный побег, экз. 3395/16а; 7 — Меtasequoia sp. 1, облиственный побег с супротивным листорасположением, экз. 3395/19; 9 — побег с мужскими шишками Cupressaceae тип 2, экз. 3395/113; 10 — Metasequoia sp. 2, побег с супротивным листорасположением, экз. 3395/1-3; 11 — Pityostrobus sp. 2, женская шишка, экз. 3395/96; 12 — Taxites sp., облиственный побег, экз. 3395/75; 13 — мужские шишки Cupressaceae тип 1, экз. 3395/96; 14 — Pityospermum sp., крылатое семя, экз. 3395/109a; 15 — Pityostrobus sp. 1, женская шишка, экз. 3395/97; 16 — Pityolepis sp., дисперсная шишечная чешуя, экз. 3395/47.



(табл. VI, фиг. 9), листьев цикадовых Heilungia (?) sp. (табл. VI, фиг. 2) и единичные побеги хвойных Metaseguoia sp. 1 (табл. VI, фиг. 11), Metaseguoia sp. 2 (табл. VI, фиг. 3), Parataxodium cf. wigginsii (табл. VI, фиг. 4) и Parataxodium sp. Среди покрытосеменных доминируют полиморфные листья рода Тгоchodendroides. K Trochodendroides sp. 1 (табл. VI, фиг. 14, 15, 18; рис. 3ж, 3к, 3л) отнесены мелкие листья с изменчивой формой пластинки и краем листа, который варьирует от волнистого или нерегулярно-зубчатого до городчатого, с небольшим количеством относительно крупных зубцов. Листья Trochodendroides sp. 2 характеризуются мелкопильчатым краем с железистыми зубцами 2—3 порядков (табл. VI, фиг. 6—8; рис. 3м). Также в этом захоронении преобладают отпечатки листьев "Macclintockia" ochotica (табл. VI, фиг. 20; рис. 3г, 3е). Реже встречаются отпечатки небольших листьев Menispermites sp. (табл. VI, фиг. 16) и Celastrophyllum sp. (табл. VI, фиг. 5, 13). Единично представлены плоды Nyssidium (?) sp. (табл. VI, фиг. 10), а также листья покрытосеменных неясного систематического положения Dicotylophyllum sp. 5 (табл. VI, фиг. 12, 17) и Dicotylophyllum sp. 6 (табл. VI, фиг. 19).

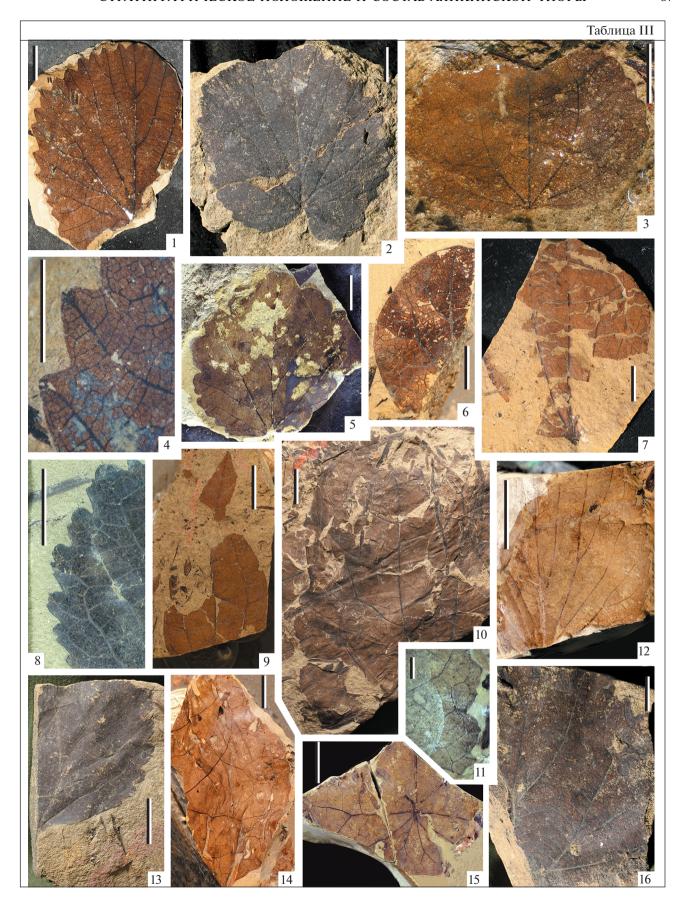
СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫМИ ФЛОРАМИ И ВОЗРАСТ АЯНКИНСКОЙ ФЛОРЫ

Аянкинская флора по составу имеет наибольшее сходство с раннекампанской барыковской флорой района бухты Угольной (Моисеева, Соколова, 2011). Барыковская флора надежно датирована по соотношению флороносных отложений с морскими, содержащими остатки морских моллюсков (Пергамент, 1974; Герман, 2011). Сходство среди хвойных этих флор проявляется в наличии многочисленных побегов с длинными линейноланцетными листьями, определенных формально в данной работе как Taxites sp., а в барыковской флоре как Elatocladus gracillimus (Hollick) Sveshnikova. Кроме того, в обеих флорах встречается несколько морфологически сходных видов побегов метасеквойевого и секвойевого облика и характерные женские шишки подсемейства Sequoioideae. Также в аянкинской и барыковской флорах установлены женские шишки сосновых рода Pityostrobus Nathorst и побеги рода Cupressinocladus Seward. Из покрытосеменных в обоих комплексах встречаются следующие таксоны: "Vitis" penzhinica, "Macclintockia" ochotica, Trochodendroides notabilis, а также представители родов Barykovia Moiseeva, Cissites Debey in Capellini et Heer, Menispermites Lesquereux и Celastrinites Saporta. Следует отметить наличие в аянкинском и барыковском комплексах крупных платаноидных листьев, водных покрытосеменных Quereuxia angulata, цикадовых (представленных разными родами), гинкговых и папоротников Arctopteris.

Аянкинская флора отличается от барыковской в целом более бедным составом, менее разнообразными папоротниками и цикадовыми, разными доминантами в составе как хвойных (Parataxodium и "Sequoia" sp.), так и покрытосеменных. Среди последних в барыковской флоре преобладают крупнолистные платаноиды, Barykovia tchucotica, довольно много цельнокрайних и крупнолистных таксонов, тогда как в аянкинской флоре доминируют мелкие формы Trochodendroides, "Vitis" penzhinica и Cissites.

По составу покрытосеменных растений наблюдается сходство аянкинской флоры с позднебыстринской флорой Северо-Западной Камчатки (Герман, Лебедев, 1991; Герман, 2011). Возраст флороносных слоев верхнебыстринской подсвиты установлен как ранний кампан (возможно, включая поздний сантон и средний кампан), исходя из возраста подстилающих и перекрывающих ее морских образований (Герман, Лебедев, 1991; Герман, 2011). В обеих флорах встречаются "Vitis" penzhinica, "Macclintockia" ochotica, Quereuxia angulata, а также представители родов Barykovia, Trochodendroides, Cissites, Celastrinites, Viburniphyllum Nathorst, отмечается незначительное участие платаноидов. Папоротники довольно редки в позднебыстринской флоре, но так же, как и в аянкинской, среди них встречены представители рода Arctopteris. Хвойные растения из позднебыстринской флоры, к сожалению, до сих пор не были детально изучены, поэтому их сравнение с аянкинскими пока не проводилось. По предварительным определениям А.Б. Германа (2011), для позднебыстринской флоры характерно присутствие видов Cephalotaxopsis heterophylla Hollick, Sequoia sp., Metasequoia cuneata (Newberry) Chaney и Cupressinocladus cretaceus (Heer) Seward.

Таблица III. Ископаемые растения аянкинской флоры из местонахождения 700, р. Обрывистая. Длина масштабной линейки 1 см для всех изображений, кроме фиг. 4 и 11; для фиг. 4-0.5 см, для фиг. 11-0.1 см. 1, 2, 4 — "Vitis" penzhinica Herman: 1-9кз. 3395/3836, 2-9кз. 3395/382a, 4-9кз. 3395/3836, детали строения краевых зубцов; 3- Trochodendroides sp. 1, 9кз. 3395/297a; 5- Cissites sp., 9кз. 3395/381-1; 6- Celastrinites sp., 9кз. 3395/259; 7- "Macclintockia" ochotica Vachrameev et Herman, 9кз. 3395/286a; 8, 13- Trochodendroides notabilis Herman: 8-9кз. 3395/249a, детали строения зубцов, 13-9кз. 3395/2496, общий вид листа; 9- Dicotylophyllum sp. 1, 9кз. 3395/285a; 10- Dicotylophyllum sp. 2, 9кз. 3395/295-1a; 11, 12- Viburniphyllum sp., 9кз. 3395/299-1: 11- детали строения зубцов, 12- общий вид листа; 14, 15- Menispermites sp.: 14-9кз. 3395/247a, фрагмент края листа, 15-9кз. 3395/250, нижняя часть листа; 16- фрагмент платаноидного листа, 9кз. 3395/281.



В целом аянкинская флора имеет сходство с усть-эмунеретской флорой из вулканогенных образований Центральной Чукотки (Моисеева, Соколова, 2014; Моисеева, 2015; Соколова, Моисеева, 2016; Nosova et al., 2020). Возраст усть-эмунеретской флоры определен по последним изотопным данным в пределах сантона—раннего кампана (Tikhomirov et al., 2012). Среди общих таксонов установлены печеночники Thallites sp. 1 (неопубликованные данные авторов), папоротники Arctopteris и Coniopteris tschuktschorum, гинкговые Ginkgo ex gr. adiantoides и Ginkgodium. Остатки хвойных довольно разнообразны в обоих комплексах, среди них определены семена Pityospermum Nathorst, чешуи Pityolepis Nathorst, листья Pityophyllum Nathorst, побеги Cupressinocladus, а также побеги "Sequoia" sp. Интересно наличие в обеих флорах побегов с мужскими шишками, которые отнесены к "Sequoia" sp. в аянкинской флоре и определены как Glyptostrobus comoxensis Bell в устьэмунеретской. Побеги с мужскими шишками такого типа — частые компоненты позднемеловых флор Северной Азии и Северной Америки (Bell, 1956; Красилов, 1979). Представители рода Parataxodium также установлены в обеих флорах, но если для аянкинской – это основной из доминантов, то в усть-эмунеретской встречен единственный экземпляр. По составу покрытосеменных сходство проявляется в преобладании мелколистных видов Trochodendroides; характерным компонентом являются "Macclintockia" ochotica, Barykovia tchucotica и представители родов Cissites, Menispermites, Viburniphyllum; платаноиды отсутствуют в усть-эмунеретской и лишь единично встречаются в аянкинской флоре; в целом среди покрытосеменных обеих флор преобладают мелколистные таксоны.

Аянкинская флора отличается от усть-эмунеретской почти полным отсутствием реликтовых форм среди гинкговых и чекановскиевых (таких как Sphenobaiera ex gr. pulchella (Heer) Florin, S. ex gr. longifolia (Pomel) Florin, Ginkgo insperata E. Lebedev, Phoenicopsis chukotkensis Nosova), преобладанием хвойных с линейно-ланцетными листьями Тахіtes, Parataxodium, Metasequoia и Elatocladus. В усть-эмунеретской флоре, напротив, доминируют побеги хвойных Sequoiadendron tchucoticum A. Sokolova с листьями разнообразной формы — от чешуевидных до серповидных (Соколова, Моисеева, 2016), кото-

рые не встречены в аянкинской флоре. Также в аянкинской флоре не установлены характерные виды покрытосеменных усть-эмунеретской флоры: Cissites reticulatus Moiseeva, Viburniphyllum emuneretum Moiseeva и Dicotylophyllum stipulare Moiseeva (Моисеева, 2014).

Определенное сходство аянкинской флоры, особенно по составу хвойных и покрытосеменных из местонахождения 700, проявляется с флорой Ранняя Когосакрак из свиты Принс Крик Северной Аляски (Arnold, Lowther, 1955; Herman, 2013; Rothwell et al., 2020; http://arcticfossils.nsii.org.cn/). Cahтон?-кампанский возраст данной флоры определен по взаимоотношению флороносных отложений с замещающими их по простиранию морскими слоями (Detterman, Bickel, 1963; Frederiksen, McIntyre, 2000; http://arcticfossils.nsii.org.cn/). Помимо основного компонента среди хвойных - побегов Parataxodium wigginsii — в обеих флорах есть сходные фертильные остатки хвойных, включающие несколько типов женских шишек секвойевого и криптомероидного облика и мужских шишек семейства Cupressaceae, а также дисперсные листья Pityophyllum. Покрытосеменные во флоре Ранняя Когосакрак встречаются крайне редко и в основном представлены фрагментарно, но следует отметить, что и среди них были установлены таксоны, сходные с аянкинскими. В частности, к ним относятся листья, определенные нами в аянкинской флоре как "Vitis" penzhinica, а во флоре Северной Аляски – как Archaeampelos sp. (Rothwell et al., 2020). Мелкий лист двудольного морфотипа 2 (Rothwell et al., 2020, fig. 6.5) с крупными железистыми зубцами и актинодромным (вероятно, акродромным) жилкованием имеет сходство с аянкинским Trochodendroides sp. 1. A фрагмент листа двудольного морфотипа 3 (Rothwell et al., 2020, fig. 7.3–7.5) очень похож на верхушку листа Barykovia tchucotica. Кроме того, во флоре Ранняя Когосакрак, как и в аянкинской, установлены Ouereuxia angulata и остатки платаноидных листьев, отнесенные в аляскинской флоре к роду Paraprotophyllum Herman (Герман, 2011).

Интересно также было провести сравнение аянкинской и ольской флор (Самылина, 1988; Филиппова, Абрамова, 1993; Герман, 2011; Щепетов и др., 2019). Возраст последней по изотопным данным определен как кампан (80–83 млн лет; Акинин, Миллер, 2011). В составе ольской фло-

Таблица IV. Ископаемые растения аянкинской флоры из местонахождения 701, руч. Звонкий. Длина масштабной линейки 1 см для всех изображений, кроме фиг. 2, 4, 9, 13; для фиг. 2 – 0.2 см, для фиг. 4, 9, 13 – 0.5 см. 1 — "Sequoia" sp., облиственный побег, экз. 3395/119; 2, 8 — Pagiophyllum sp., экз. 3395/122: 2 — увеличенный фрагмент, 8 — общий вид побега; 3 — Sphenopteris sp., экз. 3395/344; 4 — Equisetites sp., экз. 3395/379; 5, 13, 15 — Arctopteris sp. 2: 5 — общий вид фертильного листа, экз. 3395/339-16; 13 — то же, увеличенный фрагмент; 15 — верхняя часть стерильного листа, экз. 3395/335-1; 6 — Coniopteris tschuktschorum (Krysht.) Samyl., экз. 3395/340; 7 — Cladophlebis sp. экз. 3395/349; 9 — Cupressinocladus sp., обрывок побега, экз. 3395/148-2; 10 — Pityophyllum sp., напластование дисперсных листьев, экз. 3395/138; 11, 12 — женские шишки Сupressaceae тип 4 (подсем. Sequoioideae?): 11 — экз. 3395/138-1, 12 — экз. 3395/138-2; 14 — Ginkgo ex gr. digitata Brong., экз. 3395/388-1.



ры, в отличие от аянкинской, преобладают разнообразные хвойные растения. Сравнение этих комплексов показывает их определенное сходство по морфологическим типам хвойных. Так, в обеих флорах встречены сходные представители семейства Pinaceae: шишечные чешуи рода Pityolepis, дисперсные семена Pityospermum, женские шишки Pityostrobus и побеги с брахибластами Pitvocladus (Nathorst) Seward. Также в этих флорах установлены дисперсные листья Pityophyllum. Из кипарисовых общими являются побеги рода Metasequoia, и встречаются сходные женские шишки секвойевого типа (Sequoioideae), определенные в ольской флоре как Pityostrobus sp. (Щепетов и др., 2019, табл. 14, фиг. 13, 14). Часть побегов Tollia cf. cunninghamoides Sveshnikova et Budantsev (Щепетов и др., 2019, табл. 16, фиг. 1, 2) из ольской флоры напоминает аянкинские секвойеподобные побеги из точки 701 (табл. V, фиг. 1). Следует также отметить сходство крупных побегов с длинными линейными листьями, определенных нами как Taxites sp., а в ольской флоре — под названиями Taxodium amguemensis (Efimova) Golovneva и Elatocladus kukenliveemsis Philippova. В целом эти флоры различаются по основным доминантам: в аянкинской флоре преобладают Parataxodium cf. wigginsii и "Sequoia" sp., а в ольской – Taiwania cretacea Samylina, Tollia cf. cunninghamoides и Elatocladus communis Philippova. Кроме того, в аянкинской флоре не встречены характерные таксоны ольской флоры Cunninghamia orientalis (Philippova) Samylina, Pagiophyllum sp. и др. (Щепетов и др., 2019). Основным отличием сравниваемых флор также является преобладание разнообразных покрытосеменных в аянкинской флоре, среди которых в ольской установлены только Quereuxia angulata, мелкие листья Trochodendroides, Macclintockia beringiana Herman и немногочисленные фрагменты двудольных неясного систематического положения. Из папоротников встречен только один общий вид — Coniopteris tschuktschorum.

В гораздо меньшей степени наблюдается сходство аянкинской флоры с турон-коньякской арманской флорой Магаданской области (Herman et al., 2016). Среди общих таксонов хвойных можно отметить только Taxites sp., фигурирующий в арманской флоре под названием Taxodium amguemensis, а также побеги "Sequoia" sp. (которые доминируют в точке 701), отнесенные в арманской флоре к виду Sequoia armanensis Golovneva (Herman et al.,

2016). Кроме того, в обеих флорах установлены сходные по морфологии женские шишки Pityostrobus sp., семена Pityospermum sp., дисперсные листья Pityophyllum. Среди покрытосеменных отдаленное сходство можно проследить только на родовом уровне: это роды Trochodendroides, Cissites, Menispermites, Celastrophyllum. Аянкинская флора существенно отличается по составу папоротников, в ней отсутствуют арманские реликтовые гинкговые (Sphenobaiera Florin), чекановскиевые (Czekanowskia Heer, Phoenicopsis Heer, Leptostrobus Heer), цикадовые (Nilssonia Brongniart) и беннетитовые (Pterophyllum Brongniart). Среди хвойных в арманской флоре также присутствуют реликтовые таксоны, такие как два вида рода Podozamites F. Braun и Elatocladus smittiana (Heer) Seward, не встреченные в аянкинской флоре.

Установлено лишь незначительное сходство при сравнении аянкинской флоры с чаунской, которая происходит из вулканогенных образований одноименной серии Пегтымельского прогиба Центральной Чукотки (Щепетов, 1991; Головнева, 2018). Возраст чаунской флоры определен по последним изотопным данным как коньякский (около 88 млн лет; Kelley et al., 1999). Для чаунской флоры характерно значительное разнообразие среди папоротников, из которых общими с аянкинскими являются лишь Coniopteris tschuktschorum и Arctopteris. Характерными элементами чаунской флоры являются папоротники Tchaunia tchaunensis Samylina et Philippova, T. lobifolia Philippova, Kolymella raevskii Samylina et Philippova, которые не установлены в аянкинской флоре. Цикадовые также более разнообразны в чаунской флоре (несколько видов Heilungia Prynada и Ctenis Lindley et Hutton), тогда как в аянкинской встречены лишь единичные фрагменты Heilungia. При сравнении хвойных обращает на себя внимание сходство на родовом уровне представителей семейства Pinaceae (Pitvostrobus, Pitvolepis, Pitvospermum). а также дисперсных линейных листьев Pityophyllum, часто образующих в обоих местонахождениях скопления. Следует отметить, что сосновые в чаунской флоре значительно более разнообразны по видовому составу по сравнению с аянкинскими. Общими для двух флористических комплексов также являются побеги, определенные нами как Taxites sp. (Taxodium amguemensis в чаунской флоре), а также побеги Metasequoia и секвойеподобные женские шишки (сем. Sequoioideae), отнесенные в ча-

Таблица V. Ископаемые растения аянкинской флоры из местонахождения 701, руч. Звонкий. Длина масштабной линейки 1 см для всех изображений, кроме фиг. 8, 10, 11; для фиг. 8, 10 – 0.5 см, для фиг. 11 – 0.1 см. 1, 2, 3 — "Sequoia" sp., облиственные побети: 1 — экз. 3395/118, 2 — экз. 3395/134, 3 — экз. 3395/135, побег с мужскими шишками; 4 — Elatocladus sp. 2, побег с линейными листьями, экз. 3395/140; 5, 12 — Dicotylophyllum sp. 4, экз. 3395/260: 5 — детали строения края листа, 12 — общий вид листа; 6 — Metasequoia sp. 1, фрагмент облиственного побета, экз. 3395/143; 7 — Pityocladus sp., побег с брахибластами, экз. 3395/147; 8 — Nyssidium (?) sp., экз. 3395/196; 9, 10 — Quere-uxia angulata (Newb.) Krysht.: 9 — экз. 3395/237-16, 10 — экз. 3395/238; 11 — Carpolithes sp., экз. 3395/335-2; 13 — "Macclintockia" ochotica Vachrameev et Herman, экз. 3395/241a.



унской флоре к Sequoia ochotica Yudova et Golovneva (Головнева, 2018). Покрытосеменные очень редки в чаунской флоре, они в основном представлены мелкими листьями Trochodendroides microphylla Philippova и Quereuxia angulata. В отличие от аянкинской флоры, в чаунской присутствуют многочисленные реликты: Phoenicopsis, Leptostrobus, Sphenobaiera, Podozamites, а также характерные хвойные родов Araucarites Presl, Elatocladus и Pagiophyllum Heer, формирующие более древний облик этой флоры.

Аунейский флористический комплекс, который происходит из вулканогенных отложений аунейской толщи в среднем течении р. Еропол (бассейн р. Анадырь) (Головнева, Шепетов, 2013), близок по составу к чаунской флоре и имеет мало общего с аянкинской флорой. Последняя существенно отличается от аунейской отсутствием среди папоротников характерных родов Tchaunia Samylina et Philippova и Kolymella Samylina et Philippova, а также реликтовых таксонов хвойных Podozamites, Elatocladus zheltovskii Philippova и Araucarites subacutensis Philippova; доминированием среди хвойных Parataxodium cf. wigginsii и разнообразных фертильных побегов кипарисовых; преобладанием покрытосеменных растений. Из общих таксонов в обеих флорах установлены сходные представители сосновых и секвоид, а также покрытосеменные Quereuxia angulata и мелкие листья Trochodendroides, один из которых (Головнева, Щепетов, 2013, табл. І, фиг. 5) имеет сходство с Trochodendroides sp. 1 из аянкинской флоры.

Также нами было проведено сравнение аянкинской флоры с ульинской флорой ОЧВП из амкинской свиты Ульинского прогиба, возраст которой по последним изотопным данным определен как самый конец коньяка (Akinin et al., 2019). Среди папоротников близким таксоном является только Arctopteris. Из общих таксонов хвойных установлены Ditaxocladus S.X. Guo et Z.H. Sun и Cupressinocladus, сходные побеги метасеквойевого и секвойевого типов, а также женские шишки сосновых Pityostrobus, чешуи Pityolepis и дисперсные листья Pityophyllum. Кроме того, в местонахождениях присутствуют крупные побеги с длинными линейными листьями Taxites sp. (Taxodium amguemensis в ульинской

флоре). Среди покрытосеменных общими являются лишь Quereuxia angulata и различные виды рода Trochodendroides. Так же как чаунская, аунейская и арманская флоры, ульинская флора включает целый ряд реликтовых таксонов (Hausmannia Dunker, Podozamites, Phoenicopsis, Baiera Braun, Sphenobaiera). Характерные виды ульинской флоры, такие как Tchaunia, Sagenopteris Presl, Araucarites sheikashoviae Golovneva, Elatocladus amkensis Golovneva, Elatocladus gyrbykensis Golovneva и Pagiophyllum umitbaevii Golovneva, в аянкинской флоре не встречены.

Таким образом, детальное сравнение аянкинской флоры показало ее несомненное сходство с сантон-кампанскими флорами Северо-Востока России и Северной Аляски (с барыковской, позднебыстринской, усть-эмунеретской, в меньшей степени с ольской и Ранней Когосакрак), что позволяет нам сделать вывод о наиболее вероятном сантон-кампанском возрасте аянкинской флоры.

РАСТИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА АЯНКИНСКОЙ ФЛОРЫ

Флороносные отложения изученных местонахождений аянкинской флоры примерно одновозрастны, однако составы ископаемых растений из них заметно различаются (табл. 1): во всех трех местонахождениях встречаются лишь виды Metaseguoia sp. 1 и "Macclintockia" ochotica, еще 13 видов были встречены в двух местонахождениях. Наиболее существенные различия наблюдаются в составе растений из точек 701 и 702: общими для них являются лишь четыре вида, причем в местонахождении 701 по разнообразию и количеству экземпляров абсолютно преобладают хвойные, а находки покрытосеменных единичны, тогда как в местонахождении 702, наоборот, преобладают покрытосеменные растения. Интересно при этом отметить, что в составе тафофлоры точки 701 больше, чем в составе тафофлоры точки 702, относительно древних растений, более характерных для флор раннего и начала позднего мела. К ним можно отнести Coniopteris tschuktschorum, Ginkgo ex gr. digitata, представителей родов Arctopteris, Pagiophyllum и Elatocladus.

Вероятно, в условиях расчлененного рельефа ОЧВП одновременно существовали раститель-

Таблица VI. Ископаемые растения аянкинской флоры из местонахождения 702, руч. Звонкий. Длина масштабной линейки 1 см для всех изображений, кроме фиг. 12 (0.1 см).

^{1 —} Cladophlebis sp. 1, экз. 3395/370; 2 — Heilungia (?) sp., экз. 3395/373а; 3 — Metasequoia sp. 2, облиственный побег, экз. 3395/152; 4 — Parataxodium cf. wigginsii Arnold et Lowther, полиморфный побег, экз. 3395/150-1; 5, 13 — Celastrophyllum sp.: 5 — экз. 3395/201а, 13 — экз. 3395/200; 6—8 — Trochodendroides sp. 2: 6 — экз. 3395/1566, 7 — экз. 3395/157, общий вид листа, 8 — то же, увеличенный фрагмент; 9 — Raphaelia (?) sp., экз. 3395/164-26; 10 — Nyssidium (?) sp., экз. 3395/194; 11 — Metasequoia sp. 1, облиственный побег, экз. 3395/153; 12, 17 — Dicotylophyllum sp. 5, экз. 3395/208: 12 — детали строения края листа, 17 — общий вид листа; 14, 15, 18 — Trochodendroides sp. 1: 14 — экз. 3395/176, 15 — экз. 3395/1656, 18 — экз. 3395/171; 16 — Menispermites sp., экз. 3395/246; 19 — Dicotylophyllum sp. 6, экз. 3395/220-2; 20 — "Macclintockia" ochotica Vachrameev et Herman, экз. 3395/220-1.



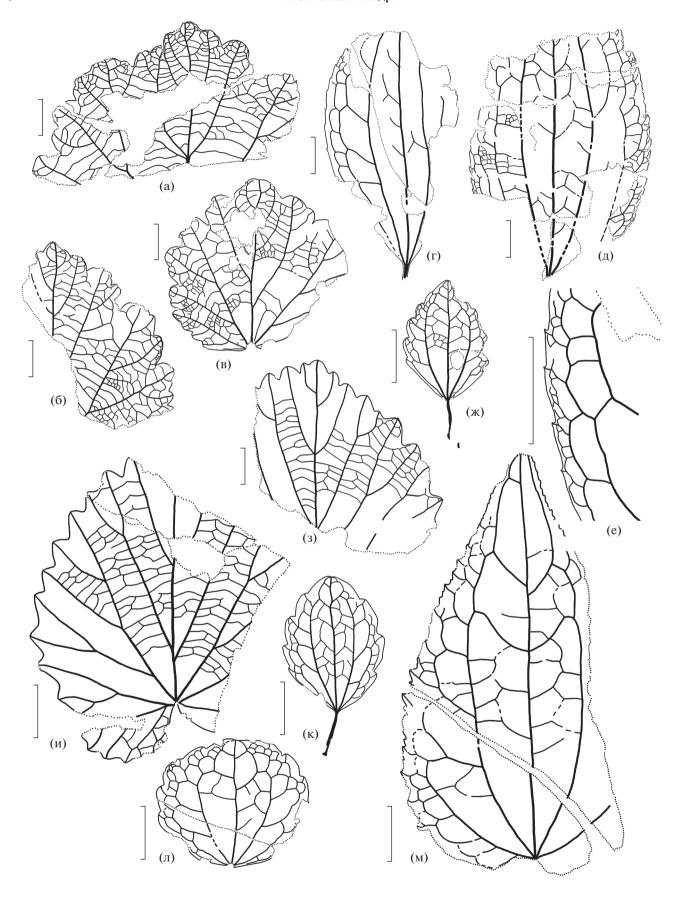


Рис. 3. Ископаемые покрытосеменные из аянкинской флоры бассейна р. Обрывистая (местонахождения 700 и 702). Длина масштабной линейки 1 см.

а—в — Cissites sp.: а — экз. 3395/270a, б — экз. 3395/380, в — экз. 3395/381-1; г—е — "Macclintockia" ochotica Vachrameev et Herman: г — экз. 3395/220-1, д — экз. 3395/2866, е — экз. 3395/220-1, увеличенный фрагмент; ж, к, л — Trochodendroides sp. 1: ж — экз. 3395/1656, к — экз. 3395/166, л — экз. 3395/1676; з, и — "Vitis" penzhinica Herman: з — экз. 3395/266, и — экз. 3395/3826; м — Trochodendroides sp. 2, экз. 3395/1566.

ные сообщества, значительно различавшиеся составом входивших в них растений и населявшие разные местообитания: как и во многих вариантах современной растительности (рис. 4), в долинах рек или по берегам озер преобладали покрытосеменные растения, а на склонах и возвышенностях доминировали хвойные. Флористический комплекс местонахождения 701, скорее всего, отражает склоновую растительность, тогда как растения, остатки которых были встречены в местонахождении 702, вероятно, населяли локально

пониженные участки рельефа — берега реки или озера.

Объяснение большего участия в тафофлоре местонахождения 701 относительно древних растений мы видим в следующем. Ведущая роль в позднемеловом флорогенезе Северной Пацифики принадлежала новым кайнофитным сообществам с доминированием покрытосеменных, постепенно проникавших в мезофитные флоры (Негмап, 2002; Герман, 2011; Щепетов и др., 2019). В течение альба эти сообщества, очевидно, заселили



Рис. 4. Проникновение тополей по речным косам в местность с расчлененным рельефом, населенную преимущественно хвойной растительностью. Тибет, верховья р. Меконг (по Щепетов и др., 2019, с изменениями).

нарушенные прирусловые местообитания приморских низменностей Северо-Востока Азии и Аляски, в пределах которых растительный покров периодически уничтожался морскими трансгрессиями, миграциями русел меандрирующих рек и латеральной эрозией. В течение позднемеловой эпохи кайнофитные сообщества проникали вдоль речных долин и других нестабильных местообитаний вглубь Азиатского континента — на вулканическое нагорье ОЧВП и во внутриконтинентальные районы Азии — и постепенно вытесняли существовавшую там преимущественно хвойно-папоротниковую растительность.

Большинство ископаемых флор из меловых образований ОЧВП по систематическому составу существенно отличается от одновозрастных флор приморских низменностей. Вполне вероятно, что растительный покров этой обширной вулканической области восстанавливался после массовых извержений в основном за счет пула местных видов, а отсутствие конкуренции со стороны покрытосеменных способствовало длительному сохранению в составе таких флор относительно древних групп растений и появлению на их основе некоторых новых таксонов (Щепетов и др., 2019). Аянкинская флора представляет собой яркое свидетельство внедрения из прилегающих с востока приморских низменностей растительных сообществ с доминированием продвинутых покрытосеменных на территорию вулканического нагорья, населенную в позднем мелу сообществами, в которых доминировали папоротники и хвойные и еще сохранились растения, характерные для флор раннего и начала позднего мела.

В отличие от местонахождений 701 и 702, в которых ископаемые растения были собраны из небольших по мощности и протяженности обнажений, растительные остатки из местонахождения 700 происходят из нескольких флороносных слоев в двух отстоящих друг от друга обнажениях. Этим объясняется и более разнообразный состав ископаемых растений местонахождения 700, и отсутствие явно выраженной доминирующей группы. Со значительной долей уверенности можно предположить, что флористический комплекс этого местонахождения включает остатки растений, слагавших разные (два или более) естественные растительные сообщества.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФЛОРОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как было отмечено выше, вопрос о стратиграфическом положении флороносных отложений аянкинского комплекса возник из-за того, что местонахождения ископаемых растений попадают на два смежных листа ГГК-200: Q-58-XXXIV на юге и Q-58-XXVIII на севере, составленных разными геологическими организациями, использовавшими при этом разные стратиграфические схемы и номенклатуру картируемых стратонов (Белый, 1977; Филатова и др., 1977).

При характеристике аянкинского комплекса Лебедев (1987) указал, что он происходит с р. Обрывистая (левый приток р. Большая Аянка) примерно в 20 км от устья, а также по руч. Звонкий. На листе ГГК-200 Q-58-XXXIV, составленном объединением "Аэрогеология" в 1987 г., ручей Звонкий не обозначен, а на р. Обрывистая указано единственное местонахождение растительных остатков (Алексеев, 1987; http://www.geolkarta.ru/ list 200.php?idlist=Q-58-XXXIV). Оно приурочено к макковеемской свите близ северной границы листа (рис. 1а). Судя по расстоянию от устья реки и по содержанию стратиграфической колонки к листу, это и есть точка 700, о которой идет речь в работе Лебедева (1987). В работе А.Б. Германа (2011, с. 237) ошибочно указано, что аянкинская флора происходит из отложений вышележащей атвувеемской свиты.

Примерно в 3 километрах к северу от т. 700 проходит южная граница листа ГГК-200 О-58-ХХ-VIII, составленного СВПГО "Севвостгеология" в 1987 г. (Евстафьев, 1987; http://www.geolkarta.ru/ list 200.php?idlist=Q-58-XXVIII). По границе листов к выходам кислых образований макковеемской свиты примыкает поле распространения кислых пород аунейской толщи (рис. 1а), где находятся местонахождения 701 и 702. Никаких разломов на картах здесь не обозначено – это, безусловно, образования одного стратона, названного по-разному. То же наблюдается и в отношении перекрывающих флороносную толщу выходов атвувеемской свиты (на юге) и тувыйской толщи (на севере): на границе листов ГГК-200 поля их распространения примыкают друг к другу и их нижние границы совпадают (рис. 1а).

Однако, согласно стратиграфической колонке для листов ГГК-200 Q-58-XXVIII, XXIX, XXX, аунейская толща должна считаться первой (нижней) вулканогенной толщей в гомодромной последовательности вулканизма внешней зоны ОЧВП (Акинин, Миллер, 2011): ее перекрывает тувыйская толща вулканитов среднего состава, еще одна кислая балаганная толща и завершающие разрез оливин-пироксеновые базальты чуванской толщи (рис. 16).

Примерно в восьмидесяти километрах к востоку от т. 700 в аунейской толще был установлен аунейский флористический комплекс (Головнева, Щепетов, 2013), имеющий значительное сходство с флорой Tchaunia-Kolymella из чаунской серии Пегтымельского прогиба (Самылина, 1974; Белый, 1977; Щепетов, 1991, 2020; Щепетов, Нешатаева, 2021): из 21 вида аунейского комплекса 14 видов — общие с чаунской флорой, в том числе и несколько видов-эндемиков этой флоры. Соглас-

но сравнительно недавно полученным результатам $^{40}{\rm Ar}/^{39}{\rm Ar}$ датирования и новым палеоботаническим данным (Kelley et al., 1999; Головнева, Щепетов, 2013), возраст флоры Tchaunia-Kolymella оценивается как турон-коньякский (Герман, 2011) либо коньякский (Головнева, Шепетов, 2013), исходя из чего возраст аунейского флористического комплекса и аунейской толщи Л.Б. Головнева и С.В. Щепетов (2013) определили как коньякский. Позже, однако, Щепетов изменил свое мнение о возрасте чаунской флоры и полагает, что она "не имеет четкой латеральной и стратиграфической приуроченности" (Щепетов, Нешатаева, 2021, с. 55) и существовала с туронского по кампанский века. С этим, однако, трудно согласиться. Так или иначе, аянкинская флора (сантон-кампан) моложе, чем аунейский комплекс (турон-коньяк или коньяк), и, вероятнее всего, происходит из верхней части флороносной толщи, закартированной как макковеемская свита и аунейская толща (рис. 1а).

Лебедев (1987, с. 72) отмечает: "Аянкинская флора в бассейне р. Большая Аянка залегает под "верхними" базальтоидами пояса...". Однако на карте (рис. 1) флороносные отложения перекрывает атвувеемская свита, сложенная андезибазальтами, базальтами и андезитами, которые едва ли можно считать "верхними базальтоидами пояса". Таковыми, вероятно, является вышележащая безымянная толща субщелочных базальтов, датированная палеогеном (рис. 16). Так или иначе, оба обнажения точки 700 действительно располагаются близ кровли кислой толщи под покровами лав основного-среднего состава.

Можно предположить, что атвувеемская свита и перекрывающие ее субщелочные базальты вместе являются стратиграфическим аналогом чуванской толщи, выделяемой на северных листах ГГК-200 геологами "Севвостгеология". Однако там, где образования атвувеемской свиты переходят границу листов, они были идентифицированы как тувыйская толща (рис. 1а), причем на территории, расположенной в 50-60 км восточнее (на листе ГГК-200 Q-58-XXX: Куклев, 1980; http://www.geolkarta.ru/list 200.php?idlist=Q-58-XXX), тувыйская толща отделена от "верхних базальтоидов пояса" (в этом районе — чуванской толщи) еще одной (балаганной) кислой толщей. Балаганная толща либо ее аналоги, как и чуванская толща, отсутствуют на листах, где были собраны остатки растений аянкинской флоры (рис. 1а).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное впервые детальное изучение аянкинской флоры, содержащей около 60 видов ископаемых растений, которые составляют три тафофлоры из трех местонахождений, позволяет датировать эту флору сантонским и кампанским

веками позднего мела. Более детальное ее датирование — ранним кампаном (Лебедев, 1987, 1992) — представляется нам недостаточно обоснованным.

Флористические комплексы аянкинской флоры отражают склоновую растительность, в которой доминировали хвойные (тафофлора точки 701), и растительность пониженных участков рельефа — берегов реки или озера, где преобладали покрытосеменные (тафофлора точки 702). Таким образом, сонахождение этих тафофлор, по всей видимости, отражает процесс постепенного внедрения кайнофитных растительных сообществ на территорию вулканического нагорья, в позднем мелу еще занятую сообществами мезофита.

Относительно стратиграфического положения флороносных отложений аянкинской флоры можно заключить, что (1) аянкинская флора происходит из верхней части флороносной толщи, на разных листах ГГК-200 закартированной как макковеемская свита и аунейская толща; (2) аунейский флористический комплекс древнее аянкинской флоры и, вероятнее всего, происходит из стратиграфически более низкой части флороносных отложений; (3) можно предположить, что вулканиты балаганной толщи отражают локальный эпизод кислого вулканизма, предшествовавший излиянию "верхних" базальтов ОЧВП – чуванской толщи и ее аналогов - и не проявившийся в прилегающих с запада районах. Последнее предположение может быть подтверждено либо опровергнуто лишь при дополнительных полевых исследованиях.

Меловой флорогенез на Северо-Востоке Азии не был простым "линейным" процессом замещения одних флор другими, более продвинутыми. Приведенные данные о составе и возрасте аянкинской флоры показывают, что определение возраста верхнемеловых флороносных отложений ОЧВП по ископаемым растительным остаткам — дело непростое и нетривиальное.

Благодарности. Авторы искренне признательны Е.И. Костиной (Геологический институт РАН, Москва), в 1985 г. принимавшей участие в сборе ископаемых растений из местонахождения 700, и С.В. Щепетову (Ботанический институт РАН, Санкт-Петербург) за ценные советы и консультации по стратиграфии и геологическому строению рассматриваемого в статье района. Мы благодарны рецензентам нашей статьи — Е.В. Бугдаевой (ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, Владивосток), Н.В. Носовой (Ботанический институт РАН, Санкт-Петербург), Ю.Б. Гладенкову и М.А. Рогову (оба — ГИН РАН, Москва), конструктивные замечания и советы которых помогли нам существенно улучшить данную статью.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем государственного задания Геологического института РАН (г. Москва) и Палеонтологического института РАН (г. Москва) и при

поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 19-05-00121.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамова Л.Н. Новый вид дуба из верхнего мела Корякского нагорья // Палеонтол. журн. 1979. № 1. С. 144—147.

Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249—290.

Алексеев А.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000, лист Q-58-XXXIV. М.: Аэрогеология, 1987.

Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Недра, 1977.

Герман А.Б. Альбская—палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС, 2011. (Тр. ГИН РАН. Вып. 592). Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 468).

Головнева Л.Б. Чаунская флора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. СПб.: Марафон, 2018.

Головнева Л.Б., Щепетов С.В. Карамкенский флористический комплекс из позднемеловых образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Палеоботаника. 2011. Т. 2. С. 100—113.

Головнева Л.Б., Щепетов С.В. Аунейский флористический комплекс из верхнемеловых отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Палеоботаника. 2013. Т. 4. С. 96—115.

Головнева Л.Б., Алексеев П.И., Гниловская А.А., Юдова Д.А. Род Trochodendroides (Cercidiphyllaceae) в позднемеловых флорах Северо-Востока России // Палеоботаника. 2017. Т. 8. С. 122—179.

Евстафьев Ю.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000, лист Q-58-XXVII, XXVIII. Магадан: СВПГО "Севвостокгеология", 1987.

Ефимова А. Ф. Верхнемеловая флора бассейна р. Амгуэмы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1966. Вып. 19. С. 172—188. Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979.

Куклев В.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист Q-58-XXIX, XXX. Магадан: СВПГО "Севвостокгеология", 1980.

Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 421).

Лебедев Е.Л. Меловые флоры Северо-Востока Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 85–96.

Моисеева М.Г. Новые покрытосеменные из позднемеловой усть-эмунэрэтской флоры Центральной Чукотки // Палеонтол. журн. 2014. № 6. С. 102—111.

Моисеева М.Г. Условия произрастания усть-эмунэрэтской флоры и сантон-кампанский климат Чукотки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 64—75.

Моисеева М.Г., Соколова А.Б. Кампанская флора района бухты Угольной (Северо-Восток России): систематический состав и палеоклимат // Чтения памяти

А.Н. Криштофовича. Ред. Головнева Л.Б. Вып. 7. СПб.: Марафон, 2011. С. 62–87.

Моисеева М.Г., Соколова А.Б. Новые данные о составе и возрасте усть-эмунэрэтской флоры бассейна р. Энмываам (Центральная Чукотка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 3. С. 45–63.

Моисеева М.Г., Соколова А.Б., Герман А.Б. Позднемеловая аянкинская флора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Седьмого Всероссийского совещания, 10—15 сентября 2014 г., г. Владивосток. Ред. Барабошкин Е.Ю. и др. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 223—226.

Пергамент М.А. Биостратиграфия и иноцерамы сенона (сантон—маастрихт) тихоокеанских районов СССР. М.: Наука, 1974. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 260).

Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флор кайнофита) // XXVII Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974.

Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988.

Соколова А.Б., Моисеева М.Г. Новый вид рода Sequoiadendron Buchholz (Cupressaceae) из верхнемеловых отложений бассейна р. Энмываам (Центральная Чукот-ка) // Палеонтол. журн. 2016. № 1. С. 91—101.

Филатова Н.И., Лебедев Е.Л. Сенонские отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 111-114.

Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Цукерник А.Б. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжины, Еропола, Анадыря) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. № 2. С. 67-82.

Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993.

Щепетов С.В. Среднемеловая флора чаунской серии (Центральная Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991.

Щепетов С.В. О стратиграфическом положении меловых отложений с гребенкинской флорой, Северо-Восток России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 1. С. 1—8.

Щепетов С.В., Герман А.Б., Нешатаева В.Ю. Формирование палеофлор и меловой вулканизм на Северо-Востоке Азии. СПб.: Марафон, 2019.

Щепетов С.В., Нешатаева В.Ю. К вопросу о чаунской палеофлоре из неморского мела Чукотки // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 2. С. 55–66.

Akinin V.V., Golovneva L.B., Salnikova E.B., Anisimova I.V., Shczepetov S.V., Nosova N.V. The composition and age of the Ul'ya flora (Okhotsk-Chukotka volcanic belt, North-East of Russia): paleobotanical and geochronological constraints // Acta Palaeobot. 2019. V. 59. № 2. P. 251–276.

Arnold C.A., Lowther J.S. A new Cretaceous conifer from Northern Alaska // Am. J. Botany. 1955. V. 42. № 6. P. 522–528.

Bell W.A. Uppermost Cretaceous and Paleocene floras of Western Alberta // Geol. Surv. Bull. 1949. V. 285. P. 1–231. *Bell W.A.* Lower Cretaceous floras of western Canada // Geol. Surv. Can. Mem. 1956. V. 285. P. 1–331. Berry E.W. Systematic palaeontology of the Lower Cretaceous deposits of Maryland: Pteridophyta; Cycadophytae; Gymnospermae; Monocotyledonae; Dicotyledonae. Baltimore: Johns Hopkins Press, 1911. P. 1–729.

Berry E.W. The flora of Woodbine Sand at Arthur Bluff, Texas // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1922. № 129-G. P. 153–180.

Crane P.R. A re-evaluation of Cercidiphyllum-like plant fossils from the British Early Tertiary // Bot. J. Linn. Soc. 1984, V. 89, P. 199–230.

Detterman R.L., Bickel R.S. Geology of the Chandler River Region, Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1963. V. 303E, P. 223–324.

Florin R. On Jurassic taxads and conifers from north-western Europe and eastern Greenland // Acta Horti Bergiani. 1958. V. 17. P. 257–402.

Frederiksen N.O., McIntyre D.J. Palynomorph Biostratigraphy of Mid(?)-Campanian to Upper Maastrichtian Strata along the Colville River, North Slope of Alaska // U.S. Geol. Surv. Open File Report. 2000. V. 00–493. P. 1–36.

Herman A.B. Late Early—Late Cretaceous floras of the North Pacific Region: florogenesis and early angiosperm invasion // Rev. Palaeobot. Palynol. 2002. V. 122. № 1–2. P. 1–11.

Herman A.B. Albian—Paleocene flora of the North Pacific: systematic composition, palaeofloristics and phytostratigraphy // Stratigr. Geol. Correl. 2013. V. 21. № 7. P. 689—747

Herman A.B., Golovneva L.B., Shczepetov S.V., Grabovsky A.A. The Late Cretaceous Arman Flora of Magadan Oblast,

North-Eastern Russia // Stratigr. Geol. Correl. 2016. V. 24. \mathbb{N}_{2} 7. P. 651–760.

Kelley S., Spicer R.A., Herman A.B. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar dates for Cretaceous Chauna Group tefra, Northeastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Res. 1999. V. 20. № 1. P. 97–106.

Nosova N., Herman A., Grabovskiy A., Kostina E. Cretaceous *Phoenicopsis* Heer (Leptostrobales): a new species and a geological history of the genus // Cretaceous Res. 2020. V. 116. P. 104578.

Rothwell G.W., Ohana T. Stockeystrobus gen. nov. (Cupressaceae), and the evolutionary diversification of sequoioid conifer seed cones // Botany. 2016. V. 94. № 9. P. 847–861.

Rothwell G.W., Stockey R.A., Smith S.Y. Revisiting the Late Cretaceous *Parataxodium wigginsii* flora from the North Slope of Alaska, a high-latitude temperate forest // Cretaceous Res. 2020. V. 116. P. 104592.

Sokolova A., Gordenko N., Zavialova N. The most ancient member of the Sequoioideae – the new genus *Krassilovidendron* Sokolova, Gordenko et Zavialova (Cupressaceae s.l.) from the Albian–Cenomanian of Western Siberia (Russia) // Cretaceous Res. 2017. V. 77. P. 1–27.

Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E. The Cretaceous Okhotsk—Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // J. Volcanol. Geothermal Res. 2012. V. 221–222. P. 14–32.

Рецензенты Е.В. Бугдаева, Ю.Б. Гладенков, Н.В. Носова

On the Stratigraphy and Composition of the Ayanka Flora from the Upper Cretaceous of Okhotsk-Chukotka Volcanogenic Belt, Northeastern Russia

M. G. Moiseeva^{a, #}, A. B. Herman^a, and A. B. Sokolova^b

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ^b Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 [#]e-mail: masha.moiseeva@gmail.com

Three floristic assemblages from the Upper Cretaceous volcanogenic deposits of the Bolshaya Ayanka River basin (Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt, Northeastern Russia) are described for the first time. The flora includes about 60 species of fossil plants. Conifers and angiosperms dominate, ferns are less diverse; horse-tails, liverworts, ginkgoaleans, and cycads were found in single specimens. The Ayanka flora shows its similarity with the Santonian—Campanian floras of Northeastern Russia and Northern Alaska (with Barykov, Verkhnebystrinskaya, Ust-Emuneret, and also with Ola and the Early Kogosukruk floras), which provides grounds to conclude the most probable Santonian—Campanian age of the studied flora. Floristic assemblages of the Ayanka flora reflect both slope vegetation dominated by conifers, and vegetation of lowlands—river or lake banks, dominated by angiosperms. These assemblages demonstrate the invasion of plant communities dominated by advanced angiosperms from the coastal lowlands of the Anadyr-Koryak subregion into the territory of the volcanic highlands, where ferns and conifers were often found in the Late Cretaceous, and the relict plants of the Early and early Late Cretaceous were still preserved.

Keywords: paleobotany, stratigraphy, Santonian, Campanian, floristic assemblage, plant communities, Northeastern Asia, Chukotka

УДК 551.782+551.79+551.248.2

РАЗВИТИЕ ЮЖНОЙ ПРИБРЕЖНОЙ ОБЛАСТИ КАСПИЯ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ ПО БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2022 г. В. Г. Трифонов^{1, *}, Х. Хессами², С. В. Попов³, Е. А. Зеленин¹, Я. И. Трихунков¹, П. Д. Фролов ¹, Л. А. Головина¹, А. Н. Симакова¹, А. Рашиди², А. В. Латышев⁴

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия
²Международный институт сейсмологии и сейсмостойкого строительства, Тегеран, Иран
³Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия
⁴Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
*e-mail: trifonov@ginras.ru

е-тап. пуопо единаз. ги
Поступила в редакцию 03.01.2022 г.
После доработки 15.02.2022 г.
Принята к публикации 25.02.2022 г.

Представлены результаты изучения геологического строения прибрежной области Южного Каспия, включая палеонтологическое и магнитостратиграфическое датирование неоген-четвертичных отложений. Западный и восточный сегменты этой области, расположенной между Южно-Каспийской впадиной и хребтом Эльбурс, по-разному развивались в позднем кайнозое. На западе морское осадконакопление не проникало за пределы прибрежной равнины в соседнюю пониженную часть Эльбурса в плиоцен-четвертичное время. Это указывает на стабильность границы морского бассейна или его наступление из-за абразии склонов Эльбурса. На востоке выделяется предгорная ступень, ограниченная надвигами. В миоцене на предгорной ступени происходило морское осадконакопление. В конце миоцена морские осадки были смяты в складки и позднее эродированы. Морские акчагыльские отложения накапливались на северном краю предгорной ступени в пьяченции-гелазии. Движения по пограничному Хазарскому разлому подняли эти отложения на высоту 120-150 м и изолировали предгорную ступень от прибрежной равнины. Таким образом, в восточной части побережья Южного Каспия с позднего миоцена происходило разрастание Эльбурса за счет Южно-Каспийской впадины. Различия западной и восточной частей южного побережья Каспия обусловлены особенностями развития Южно-Каспийской впадины. До позднего миоцена впадина была единым остаточным бассейном Паратетиса. В плиоцен-четвертичное время восточная часть впадины заполнилась осадками мошностью до 6 км и сохранила утоненную континентальную кору мощностью 30-37 км с осадочным чехлом мощностью до 16 км. Западная часть впадины заполнилась осадками мощностью не менее 10 км и приобрела черты впадины с субокеанической корой, где поверхность Мохоровичича находится на глубине 28-30 км при мощности чехла более 20 км.

Ключевые слова: Южно-Каспийская впадина, хребет Эльбурс, прибрежная равнина, предгорная ступень, миоцен, плиоцен, плейстоцен, акчагыл

DOI: 10.31857/S0869592X2204007X

ВВЕДЕНИЕ

Южная часть Каспийского моря образует Южно-Каспийскую впадину, днище которой на западе впадины находится на максимальных для Каспия глубинах до 980 м ниже уровня моря (рис. 1). Южнее располагается горный хребет Эльбурс с высотами до 3500—4000 м. Между складчато-надвиговым сооружением Эльбурса и Южно-Каспийской впадиной протягивается узкая прибрежная полоса, сложенная преимущественно верхнечетвертичными отложениями (рис. 2). Эта полоса варьирует по ширине от первых километров до 20 км и

расширяется до 30 км в районе г. Решт на западе и до 35 км между г. Амол и г. Сари на востоке.

Цель статьи — охарактеризовать прибрежную полосу и выявить динамику ее соотношений с горным сооружением в течение позднего плиоцена и квартера. Для определения эволюции соотношений Южно-Каспийской впадины и Эльбурса важно установить положение плиоцен-четвертичных береговых линий разного времени на южном побережье Каспия. Особое значение имеет распространение морских отложений акчагыльской трансгрессии (табл. 1). До сих пор акчагыльские отложения на южном берегу Каспия были неизвестны. Бли-

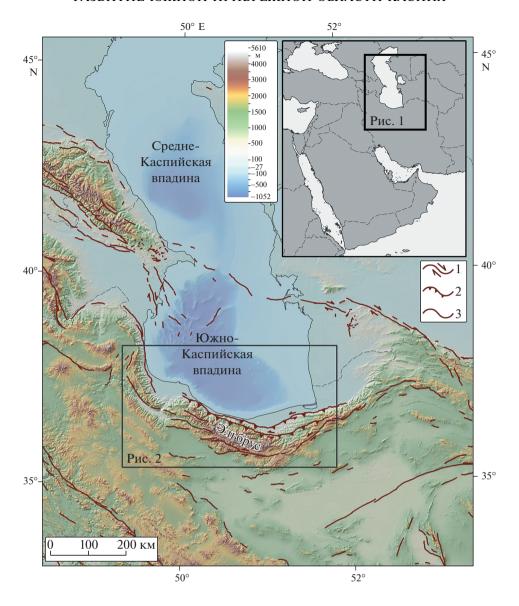


Рис. 1. Обзорная топографическая карта, показывающая положение района исследований (рис. 2) в регионе Южно-Каспийской впадины и Эльбурса, а также крупные активные разломы региона по данным (Трифонов и др., 2002; Talebian et al., 2013). На врезке показано положение региона в Юго-Западной Азии. 1 — сдвиги, 2 — надвиги и взбросы, 3 — разломы с неустановленной кинематикой.

жайшие к рассматриваемому региону выходы морского акчагыла отмечены в северном Талыше на западном побережье Каспия и севернее г. Горган на восточном побережье (Geological..., 1978; Wang et al., 2016; Soltani et al., 2020а, 2020b). На южном побережье исследовались только голоценовые морские отложения (Свиточ и др., 2013; Svitoch et al., 2016). Выявить следы более ранних плиоцен-четвертичных трансгрессий — одна из залач статьи.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Южно-Каспийская впадина ограничена с севера Апшеронским порогом. По данным сейсмо-

профилирования, выполненного на западе порога вблизи Апшеронского полуострова, под порогом выявлено утолщение осадочного чехла из-за надвигания земной коры Среднего Каспия на Южно-Каспийскую впадину и связанных с этим складчато-надвиговых деформаций осадочного чехла с преобладающей южной вергентностью (Мамедов, 2010; Кенгерли и др., 2018). Деформированы и смещены мезозойские и кайнозойские породы до миоцена включительно, тогда как несогласно перекрывающие их плиоцен-четвертичные отложения деформированы гораздо слабее. Присутствие относительно глубоких землетрясений (50–80 км) и геометрия сейсмофокальной зоны дали основание рассматривать Апшеронский по-

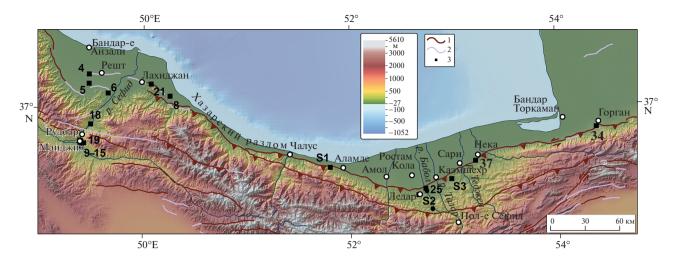


Рис. 2. Топографическая карта прибрежной полосы между Каспийским морем и Эльбурсом, показаны активные разломы региона по данным (Talebian et al., 2013).

1 — активные разломы; 2 — плиоцен-четвертичные разломы; 3 — пункты наблюдений. См. рис. 1 для объяснения других условных обозначений.

Таблица 1. Приблизительная корреляция неоген-четвертичной мировой стратиграфической шкалы и региоярусов Кавказско-Каспийского региона, упоминаемых в статье

Система	Ярусы мировой шкалы		Региональные ярусы		
	Голоцен — последние 0.0117				
		ен 0.13—0.0117			
Четвертичная	Средний плейстоцен 0.78-0.13	Низы среднего плейстоцена	Бакинский от 0.78 до ~0.55		
	К алабрий 1.8—0.78		Апшеронский от 1.8* до 0.78		
	Гелазий 2.59—1.8		Акчагыльский от 3.2* до 1.8		
П	Пьяченций 3.6—2.59				
Плиоцен –	Занклий 5.39—3.6		Балаханская (продуктивная) серия		
	Мессиний 7.25-5.35		Понт от ~6.1 до 5.3		
	Тортон 11.6—7.25		Мэотис от ~7.6 до ~6.1		
	Серравалий 13.82—11.6		Сармат от ~13.0 до ~7.6		
Миоцен	Лангий 15.97—13.82		Конка от ~13.4 до ~13.0 Караган от ~13.8 до ~13.4 Чокрак от ~14.8 до ~13.8		
	Бурдигал 20.43—15.97		Майкопская серия	Сакараул от ~20.5 до ~17	
	Аквитан 23.03—20.43				
-	Олигоцен				

Примечание. Возраст указан в млн лет. Возраст границ неогеновых региоярусов приведен по данным (Попов и др., 2018). * Есть мнение (Lazarev et al., 2021), что апшерон начинается ~2.1 млн лет назад и акчагыл продолжается с 2.95 до 2.1 млн лет; соответственно, омолаживается верхняя граница балаханской серии.

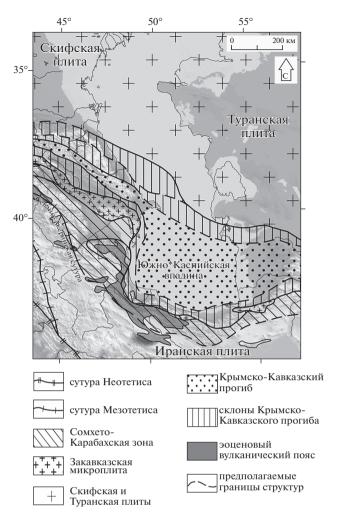


Рис. 3. Мезозойско-кайнозойская тектоническая зональность Кавказа и Каспийско-Эльбурского региона, по (Трифонов и др., 2020), с изменениями.

рог как проявление субдукции Южно-Каспийской впадины под Средний Каспий (Уломов и др., 1999; Knapp et al., 2004). В современной структуре порог выражен цепью антиклиналей и активным разломом, который продолжается на восток Исак-Челекенским активным правым сдвигом Западного Копетдага (Трифонов и др., 1986; Иванова, Трифонов, 2002). На западе разлом Апшеронского порога кулисно надстраивается зоной Главного Кавказского активного разлома. Мнения о его кинематике различны. Бесспорна взбросовая компонента смещения (Trifonov et al., 1996). Л.М. Расцветаев (1989) отметил кулисное расположение правых сдвигов СЗ простирания вдоль зоны разлома и предположил наличие правосдвиговой компоненты движений вдоль нее. Приводятся доводы в пользу позднекайнозойского правого сдвига по разломам Главному Кавказскому и Апшеронского порога на ~100 км (Патина и др., 2017).

Далее к югу, в западной части Южно-Каспийской впадины, мощность осадочного чехла достига-

ет ~20 км и более, из которых 9—11 км приходится на плиоцен-четвертичную молассу и 9—11 км на юрско-миоценовую часть разреза (Артюшков, 1993; Леонов и др., 1998; Brunet et al., 2003; Кпарр et al., 2004). Эта область может рассматриваться как продолжение юрско-миоценового Кавказского прогиба, подвергшееся интенсивному прогибанию в плиоцене—квартере (рис. 3). В восточной части Южного Каспия и в Западно-Туркменской впадине мощность чехла сокращается до 16 км за счет утонения плиоцен-четвертичной части разреза, тогда как мощность юрско-миоценовых толщ такая же, как в западной части Южного Каспия (Иванова, Трифонов, 2002).

Эльбурс — двусторонний ороген с многостадийной историей развития (Stöcklin, 1974). Древнейшие метаморфические породы слагают пакеты надвиговых пластин. Возраст одной из них, восточнее города Решт, датирован концом венда—началом кембрия, близок к единичным определениям возраста расположенной южнее Иранской микроплиты

(Модhаdam, Stern, 2014) и к возрасту фундамента Дзерульского массива —части Закавказской микроплиты (Аdamia et al., 2017). Западнее г. Решт и в районе г. Мешхеда обнаружены следы сутуры Палеотетиса (раннего Мезотетиса), закрывшегося с образованием коллизионного орогена в южном борту в среднем триасе ~235 млн лет назад (Sengör, 1984; Alavi, 1996; Zanchi et al., 2006). Коллизия фиксируется региональным угловым несогласием в основании верхнетриасово-среднеюрской формации Шемшак.

На северном склоне Эльбурса, в районе г. Сари и восточнее, в составе формации Шемшак преобладают тонкообломочные отложения, сходные с отложениями южного склона Кавказского прогиба (рис. 3). Южнее г. Решт (в районе г. Рудбар) и на южном склоне Эльбурса в составе формации появляются грубые песчаники, гравелиты и углистые сланцы, сходные с таковыми более южных кавказских зон. Они слагают северную активную окраину позднего Мезотетиса, нередко называемого северной ветвью Неотетиса (Хаин, 2001; Sosson et al., 2010). Следы этого палеоокеана прослеживаются на Малом Кавказе в виде Севано-Акеринской сутуры (Книппер, 1975; Adamia et al., 2017). Далее, по мнению (Alavi, 1996), сутура приобретает характер трансформы и следует вдоль Тебризского (Тебриз-Такестанского) разлома. Восточное продолжение сутуры гипотетично. К ней можно отнести цветной меланж мелового возраста с покровами базальтов и телами ультраосновных пород, обнаженный к югу от Восточного Эльбурса между городами Форумад и Фариман. Выходы меланжа продолжаются на юго-восток в пределы Лутского блока и его юго-восточного обрамления (Geological..., 1977). С меланжем сопоставима верхнеюрско-готеривская офиолитовая зона Хашруд, оперяющая с юга зону Гератского (Главного Герирудского) разлома на северо-западе Афганистана (Геология..., 1980).

Формацию Шемшак с несогласием перекрывают шельфовые отложения — известняки верхов средней юры, верхней юры и нижнего мела, верхнемеловые мергели и палеогеновые песчаники. Широко распространена эоцен-олигоценовая формация Карадж, сложенная субаэральными вулканическими и туфогенными породами. Выше залегает Верхняя красноцветная формация миоцена — алевролиты и песчаники с линзами гипса и известняка. Завершение формирования складчато-надвиговой структуры Эльбурса относят к концу миоцена.

Современная структура Эльбурса развивается в условиях транспрессии (Jackson et al., 2002; Guest et al., 2006). Об этом свидетельствует кинематика активных разломов (рис. 2). Впервые выделивший их М. Берберян (Berberian, 1976) отметил по ним взбросовые смещения. Позднее выястил

нилось, что большинство крупных продольных разломов Эльбурса и его южных подножий имеют левосдвиговую компоненту смещений, которая близка к вертикальной по амплитуде или превосходит ee (Berberian et al., 1992; Allen et al., 2003; Bachmanov et al., 2004). Высказано мнение (Allen et al., 2003), что сочетание поперечного укорочения с левым сдвигом было характерно для всего позднекайнозойского этапа развития Эльбурса, начало которого цитируемые авторы предположительно относят к среднему миоцену. Они оценивают позднекайнозойский левый сдвиг только по разлому Моша в 30-35 км, а суммарное поперечное укорочение хребта на меридиане Тегерана в 30 км, допуская, что часть этого укорочения могла реализоваться поддвигом Южно-Каспийской впадины под Средний Каспий. Результаты GPS измерений подтверждают транспрессивную модель (Vernant et al., 2004; Djamour et al., 2010; Mousavi et al., 2013; Khorrami et al., 2019). По результатам геодезических измерений 2001-2002 гг. современная скорость меридионального укорочения Эльбурса оценена в 5 ± 2 мм/год при суммарной скорости левого сдвига 4 ± 2 мм/год (Vernant et al., 2004). Современная высокая тектоническая активность Эльбурса отмечена рядом сильных землетрясений с магнитудами Ms до 7.4.

Для целей нашей статьи особенно важен Хазарский активный разлом, протягивающийся вдоль границы Эльбурса и прибрежной равнины (рис. 4). Разлом разделяется на простирающийся на 3СЗ Западный сегмент и простирающийся на ВСВ Восточный сегмент. Граница сегментов приходится на русло р. Бабол между г. Амол и селением Ростам Кола. А. Рашиди (Rashidi, 2021) обособляет разломный сегмент Сари между долиной р. Бабол и г. Нека, где разлом простирается на СВ. Наиболее четко выделяется западный сегмент разлома, который А. Рашиди (Rashidi, 2021) называет Северо-Эльбурским разломом. Он повсеместно выражен в рельефе уступом (Talebian et al., 2013). Назари и его соавторы (Nazari et al., 2021a, 2021b) определяют разлом как надвиг, наклоненный на юг под углом ~34°. Скорость вертикального перемещения оценена в 2 ± 0.5 мм/год по смещению датированной низкой террасы. Соответственно, скорость горизонтального перемещения по надвигу составляет ~3 мм/год, а скорость перемещения по восстанию надвига -3.6 мм/год. Часто разлом скрыт осадочным чехлом и выражен на поверхности приразломными деформациями чехла или надразломной складкой. В сегментах Сари и Восточном разлом часто скрыт, образует прерывистый ряд линейных сегментов и выражен надразломными складками (Ghassemi, 2005).

Обращается внимание (Rashidi, 2021) на зависимость характера смещений в разных сегментах Хазарского разлома от их простирания. Если в Восточном сегменте восток-северо-восточного

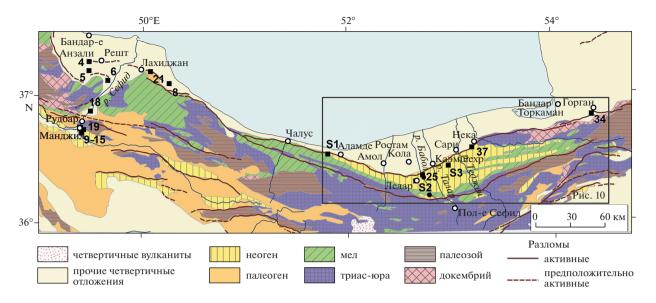


Рис. 4. Геологическая карта прибрежной области и соседних склонов Эльбурса, по (Geological..., 1977, 1978), с упро-

простирания преобладает левый сдвиг, то в сегменте Сари северо-восточного простирания его дополняет компонента растяжения, а в Западном (Северо-Эльбурском) сегменте доминируют взбросо-надвиговые смещения. На основе блокового моделирования результатов GPS измерений (Djamour et al., 2010) скорость левого сдвига по Восточному сегменту разлома Хазар оценена в ~5 мм/год при скорости поперечного укорочения 2-3 мм/год; по Западному сегменту скорость левого сдвига сокращается до 1.8 мм/год при скорости укорочения ~6 мм/год Последующие GPS измерения (Khorrami et al., 2019) показали, что в Восточном Эльбурсе сдвиговые перемещения доминируют и достигают скорости ~8 мм/год по левым сдвигам северо-восточного простирания, тогда как нормальное к хребту укорочение за счет взбросо-надвиговой компоненты движений происходит со скоростью ~2 мм/год, а в Западном Эльбурсе левый сдвиг по разломам северо-западного простирания имеет скорость ~5 мм/год при скорости нормального к хребту укорочения ~5-7 мм/год.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Статья написана по материалам полевых работ, выполненных С.В. Поповым и Л.А. Головиной в 2014 г. и иранско-российской группой в составе В.Г. Трифонова, Х. Хессами, Е.А. Зеленина, А. Рашиди, А.Н. Симаковой, Я.И. Трихункова и П.Д. Фролова в 2018 г. В ходе полевых работ и обработки полученных материалов были описаны разрезы неоген-четвертичных отложений, собраны и определены остатки моллюсков и микроорганизмов, отобраны образцы для магнитостратиграфического анализа, выявлены и определены

деформации этих отложений, строение и эволюция границы Эльбурса и прибрежной равнины. Палеонтологические находки исследованы в Палеонтологическом и Геологическом институтах РАН. Остатки морских моллюсков проанализировал С.В. Попов. П.Д. Фролов идентифицировал наземных четвертичных моллюсков. Остатки микроорганизмов изучила Л.А. Головина. Палинологический анализ, выполненный А.Н. Симаковой, не дал положительных результатов.

Палеомагнитные образцы отбирали вручную и ориентировали с помощью геологического компаса. Образцы из рыхлых отложений укрепляли немагнитным силикатным клеем. Локальное магнитное склонение рассчитывали по модели IGRF. Остаточная намагниченность определена А.В. Латышевым в лаборатории палеомагнетизма Института физики Земли РАН. Все образцы подвергались размагничиванию в ступенчато-переменном поле (АF) до 130 мТ с помощью АF-демагнетайзера в криогенном магнитометре 2G Enterprises. Остаточную намагниченность образцов измеряли с помощью криогенного магнитометра "Khramov" 2G Enterprises. Выделение природной остаточной намагниченности (NRM) производилось с использованием палеомагнитного пакета программ Энкина (Enkin, 1994), основанного на принципах компонентного анализа (Kirschvink, 1980). Примеры АГ-размагничивания образцов. представляющих все разрезы, где нами производилось палеомагнитное опробование, приведены на рис. 5.

В статье использованы следующие сокращения: s — пункт наблюдений, a.s.l. — над уровнем

моря, H — высота a.s.l. Все разрезы описаны снизу вверх.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Строение прибрежной равнины и ее соотношения с различными элементами горного сооружения Эльбурса исследовались в районе г. Решт и между городами Амол и Горган.

Район г. Решт

Поверхность прибрежной равнины в целом полого повышается к горам от современной береговой линии —26 м до ~10 м а.s.l. Равнина слабо дифференцирована по высоте. Врезы современных рек крайне невелики. Западнее г. Решт приповерхностная часть равнины сложена глинами лагунного типа (s 5). Результаты бурения, выполненного в 1945—1946 гг. возле г. Бандар-е Анзали, показали присутствие плейстоценовых морских осадков. Скважина была остановлена на глубине 300 м в мощной толще бакинских (?) морских отложений (Саидов, Кучапин, 1955).

Прибрежная равнина нарушена продольными разломами и местами отделена разломами от горного сооружения. Разломы выражены прямолинейными уступами поверхности. Один из таких разломов простирается на ВЮВ и в s 4 образует сглаженный уступ с поднятым на 5—6 м южным крылом. Градиент продольного профиля ручья, стекающего с гор в море, резко возрастает на пересечении с уступом. Разлом прослеживается на ЮВ к руслу р. Сефид-Руд. На ее западном берегу разлом ограничивает прибрежную равнину и выражен складчатым изгибом южного крыла, в котором описан разрез Джукул Бандан (s 6, 37.12297° с.ш.; 49.661202° в.д.; Н = 90 м):

- 1. Чередование прослоев средне- и крупнозернистого песка мощностью до 0.7 м. В верхней трети толщи появляются прослои алеврита мощностью 0.1—0.3 м. Кровля слоя волнистая, возможно, эродированная. Общая видимая мощность 10—12 м.
- 2. Тонкослоистый алеврит с пятнами ожелезнения и прослоем (0.2 м) грубого песка в кровле. Мошность 0.6 м.
- 3. Тонкослоистые бурые глины с тонкими (до 1 см) пропластками мергеля и прослоем алеврита с пятнами ожелезнения в 0.6—0.4 м от кровли. Мощность 2.1 м.

- 4. Алеврит, аналогичный прослоям вверху толщи 1, с прослоями тонкозернистого песка (по $0.1\,\mathrm{m}$) в подошве и кровле. Мощность $0.4\,\mathrm{m}$.
- 5. Хорошо окатанный уплощенный галечник. Мощность 2 м.
- 6. Песок, переходящий кверху в современную почву. Мощность ~ 3 м.

По составу отложений и характеру слоистости описанный разрез (рис. 6) представляет дельтовые отложения высокой террасы р. Сефид-Руд. Судя по относительно слабой консолидации осадков, разрез может относиться к квартеру. Большая часть разреза демонстрирует нормальную намагниченность, но присутствие обратно намагниченных слоев в низах и верхах разреза указывает на его принадлежность к нижнему плейстоцену. Разрез может коррелироваться с одним из крупных нормально намагниченных эпизодов, Харамильо или Олдувай, и с соседними интервалами эпохи Матуяма, т.е. может принадлежать к калабрию или самым верхам гелазия.

Выше по течению р. Сефид-Руд, в западном борту долины описан следующий разрез (s 18; 36.881096° с.ш.; 49.496066° в.д.; H = 166 м):

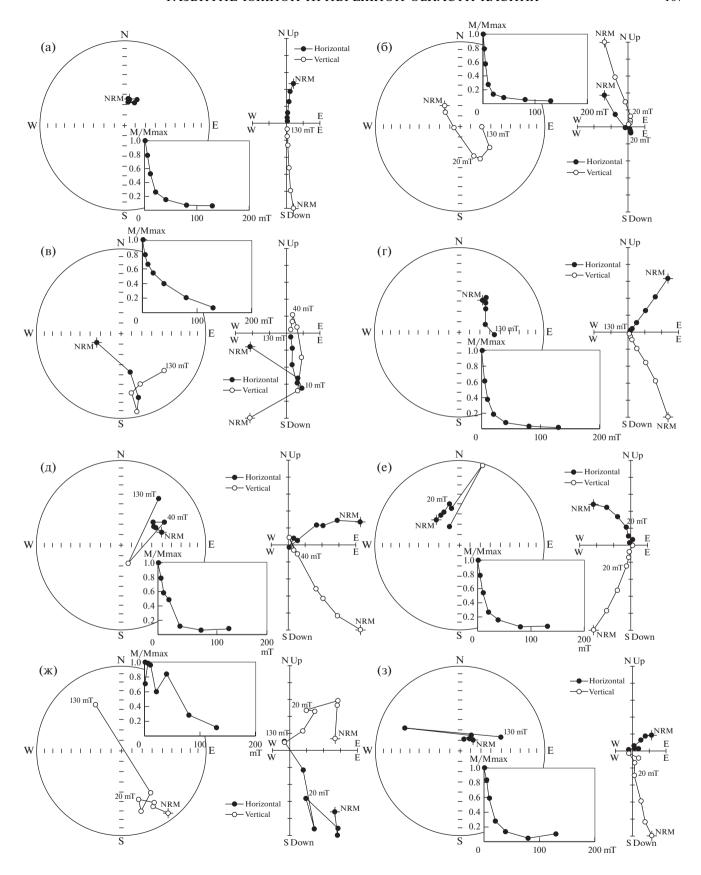
- 1. Андезитовые порфириты эоцена. Видимая мошность 4 м.
- 2. Линза загипсованного алевролита, сходная с некоторыми слоями разреза Манджил (s 9). Мощность до $1\,\mathrm{M}$.
- 3. Галечники до валунных, несогласно перекрывающие слои 1 и 2. Галечники хорошо окатаны, состоят главным образом из вулканических пород и представляют русловую фацию аллювия. Мощность 20—30 м.
- 4. Линза буроватой супеси и суглинка с прослоями галечника. Линза выклинивается к югу, а к северу частью выклинивается, а частью замещается галечниками слоя 5. Мошность до 4 м.
- 5. Галечники темные, слоистые, хорошо или среднеокатанные. Мощность $7-10\,\mathrm{m}$.
- 6. Тонкообломочные отложения, в том числе лессовидные суглинки. Мощность до 4 м.

Отложения разреза s 18 слагают высокую террасу реки. Слои 3—6 слабо сцементированы и, вероятно, принадлежат к квартеру.

Далее к югу находится обширная внутригорная впадина водохранилища Манджил. Она ограничена с севера разломом широтного (до 3С3–ВЮВ) простирания. В зоне разлома (s 15) породы рас-

Рис. 5. Результаты АF-размагничивания: представительные стереограммы, графики Зийдервельда и кривые размагничивания

Принята стратиграфическая система координат; черные точки — проекция на нижнюю полусферу, кружки — на верхнюю полусферу. (а) — образец 8, разрез Манджил (s 9); (б) — образец 32, разрез Манджил (s 9); (в) — образец 39, разрез Манджил (s 9); (г) — образец 48, разрез Манджил (s 9); (д) — образец 84, разрез Джукул Бандан (s 6); (е) — образец 94, разрез Саадабад (s 34); (ж) — образец 99, разрез Сурек (s 37); (з) — образец 112, разрез Сурек (s 37). Положение образцов показано на соответствующих стратиграфических колонках.



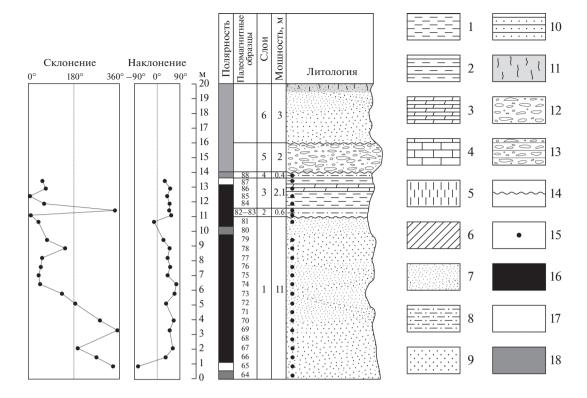


Рис. 6. Четвертичный разрез Джукул Бандан (s 6). 1 — глина; 2 — аргиллит; 3 — мергель; 4 — известняк; 5 — лёсс; 6 — суглинок; 7 — алеврит; 8 — алевролит; 9 — песок; 10 — песчаник; 11 — почва и палеопочва; 12 — галька и гравий; 13 — конгломерат; 14 — несогласие; 15 — место отбора палеомагнитного образца; 16 — нормальная намагниченность; 17 — обратная намагниченность; 18 — намагниченность неизвестна.

сланцованы, брекчированы и изменены до зеленосланцевой фации метаморфизма. В брекчии обнаружены обломки метаморфизованных базитов. Сланцеватость имеет крутое залегание и ориентирована вдоль разлома. В борту впадины вблизи разлома (s 12; рис. 7) обнажены красноцветные песчаники, гравелиты, реже конгломераты и глинистые сланцы, сопоставляемые нами с Верхней красноцветной формацией миоцена. Выше залегает мощная обломочная толща, заполняющая впадину. В ее восточной части южнее г. Манджил (s 9; 36.7073° с.ш.; 49.414922° в.д.; Н = 346 м до 36.708609° с.ш.; 49.419672° в.д.) разрез впадины таков (рис. 8):

- 1. Алевролит оскольчатый, слоистый, с мощностью прослоев 0.2—0.5 м. Видимая мощность 8 м.
 - 2. Песчаник среднезернистый. Мощность 0.4 м.
- 3. Алевролит, аналогичный слою 1. Мощность 5 м.
- 4. Песчаник тонко- и среднезернистый, плитчатый, со знаками ряби. Прослои зеленоватого аргиллита в 7 м от кровли (20 см) и в кровле (5 см) пласта. Мощность 24 м.
- 5. Алевролит оскольчатый, с выступающими плотными прослоями мощностью до 0.2 м и прослоями плитчатого тонкозернистого песчаника мощностью до 0.5 м. Мошность 45 м.

6. Слоистые конгломераты с галькой разной степени окатанности и разного размера, с песчаным матриксом и песчаными прослоями. Мощность до 50 м.

Восточнее (s 14 и южнее) в слое 5 появляются прослои галечника. На слое 5 залегает менее консолидированная валунно-галечная толща, вероятно аналогичная слою 6, с отдельными валунами, достигающими 1 м в поперечнике; мощность 15—20 м.

По составу отложений и характеру слоистости слои 1-5 описанного разреза представляют озерные и аллювиальные осадки, существенно более консолидированные, чем отложения разрезов s 6 и s 18. Эти осадки залегают выше миоценовой красноцветной формации и перекрыты менее уплотненным валунно-конгломератовым слоем 6, сходным с четвертичными отложениями s 18. Поэтому мы предположительно относим слои 1-5 разреза s 9 к плиоцену. Никаких палеонтологических остатков не было обнаружено в слоях 1-5. Они показывают нормальную намагниченность с двумя интервалами обратной полярности. Мы предположительно коррелируем эти слои с палеомагнитной эпохой Гаусса, содержащей эпизоды Каена и Маммот, т.е. с верхним плиоценом.



Рис. 7. Верхняя красноцветная формация возле пограничного разлома в северном борту впадины Манджил (s 12).

В южном крыле северного пограничного разлома слои красноцветной формации и формации s 9, примыкающей к разлому западнее долины р. Сефид-Руд, круто наклонены на юг. К югу слои формации s 9 все более выполаживаются. На значительной части впадины они залегают горизонтально или очень полого наклонены к центру впадины. Севернее разреза s 9 толща образует пологую антиклиналь. В s 10 наблюдается взброс, наклоненный на север под углом 30° и сопровождающийся приразломной деформацией (рис. 9).

На северо-востоке впадины, на восточном берегу водохранилища Манджил (s 19), на поверхности формации s 9 выработаны три террасы. Верхняя терраса покрыта слоем галечника мощностью 1 м. Две другие террасы эрозионные. Возможно, они отражают стадии падения уровня озера, заполнявшего впадину, на заключительной (четвертичной) стадии его развития. Слои типа разреза s 9, слагающие цоколи этих террас, наклонены под углом 5° относительно их поверхности.

Итак, на участке каспийского побережья в районе г. Решт плиоцен-четвертичные отложения внутри горного сооружения представлены аллювиальными и озерными фациями. Морские отложения обнаружены только в пределах прибрежной равнины. Значительная часть границы прибрежной равнины и гор образована разломами с поднятым горным крылом, но местами представляет собой эрозионный уступ. В строении склона Эльбурса отсутствует предгорная область, которую можно было бы интерпретировать как разрастание горного сооружения за счет морской впадины. Незначительная высота северного склона Эльбурса вблизи прибрежной равнины является результатом эрозии. Такие соотношения указывают на

постоянство границы морской впадины и горного сооружения или наступление моря на горы с абразией побережья.

Район между с. Аламде и г. Горган

Восточнее описанной части побережья прибрежная равнина резко сужается. На западном окончании уступа Хазарского разлома, к востоку от г. Лахиджан, скальный выход пермского (Geological..., 1978) известняка разбит трещинами (s 21). На трещинах, простирающихся вдоль разлома и наклоненных на юг, наблюдаются косые борозды скольжения, свидетельствующие о комбинации левого сдвига с движением по падению разлома. Юго-восточнее, возле с. Шалман (s 8), узкая пойма небольшой реки смещена по разлому на 0.5 м по вертикали; поднято южное крыло. Узкий участок прибрежной равнины, ограниченный Хазарским разломом, продолжается до г. Чалус. Восточнее, по мере того как береговая линия отступает от разлома, прибрежная равнина расширяется до 35 км между городами Амол и Кемшар. Далее к востоку Хазарский разлом постепенно сближается с береговой линией Каспия, и вблизи г. Горган ширина прибрежной равнины сокращается до 5-10 km.

На прибрежной равнине морские отложения, кроме осадков голоценового пляжа, не обнаружены. Однако скважина, пробуренная в г. Бандар Торкаман на юго-западном краю Южно-Каспийской впадины в 1945—1946 гг., вскрыла морские отложения мощностью более 1000 м (Саидов, Кучапин, 1955). Цитируемые авторы отнесли эти отложения к бакинскому региоярусу (низы средне-

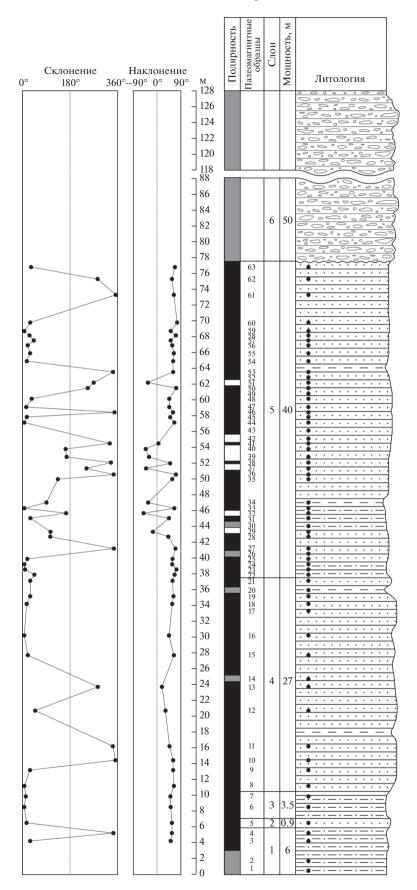


Рис. 8. Позднекайнозойский разрез впадины Манджил (s 9). См. рис. 6 для объяснения условных обозначений.



Рис. 9. Надвиг, нарушающий отложения впадины Манджил южнее г. Манджил.

го плейстоцена), но, скорее всего, среди них присутствует и нижний плейстоцен.

На рассматриваемом участке побережья прибрежная равнина расположена на высотах от современного уровня Каспия (-26 м) до 40 м a.s.l., повышаясь к югу за счет конусов выноса водотоков разного размера. Восточная часть Эльбурса характеризуется высотами от 1200 м на северном склоне до 3000 м в осевой части. Между хребтом и прибрежной равниной выделяется предгорная ступень. Ее вершинная поверхность, рассеченная речными долинами, варьирует от ~200 до 1000 м a.s.l., в целом повышаясь к югу (рис. 10). Предгорная ступень отделена от горного хребта уступом новейшего разлома, имеющего надвиговую составляющую смещений. Севернее г. Пол-е Сефид мраморизованные юрские известняки Эльбурса полого надвинуты по разлому на меловые отложения предгорной ступени (Саидов, Кучапин, 1955).

Предгорная ступень сложена породами мела, миоцена, плиоцена и квартера (рис. 11). Существование в пределах предгорной ступени отложений с миоценовой и акчагыльской фауной впервые отметил Д.В. Голубятников (1921), посетивший регион в 1916 г. Группа советских ученых детально изучила кайнозойскую стратиграфию региона и составила Геологическую карту третичных отложений Мазандаранской провинции Ирана масштаба 1: 200000 в 1945—1946 гг. Результаты этих работ, опубликованные в книге (Саидов, Кучапин, 1955), остались неизвестными мировой геологической общественности, в том числе иранским геологам. Последующие иранские геологические карты отличаются худшим стратиграфическим

расчленением и, соответственно, изображением структуры. Работа (Саидов, Кучапин, 1955) послужила основой для стратиграфического и палеонтологического изучения региона, выполненного В.С. Поповым и Л.А. Головиной (Попов и др., 2015). В итоге разрез отложений предгорной ступени представляется следующим образом.

Меловые отложения. Залегают на мраморизованных известняках верхней юры, их разрез следующий: (1) песчаники и глины, мощность ~400 м; (2) известняки с конгломератами в основании и фауной иноцерамов апта—альба, мощность 700—800 м; (3) песчаники и глины с прослоями конгломерата внизу и известняка вверху, иноцерамы и фораминиферы кампана—маастрихта в нижней части и фораминиферы датского яруса в верхней части; мощность 200—250 м.

Нижний миоцен. Сложен глинами с прослоями песчаника, несогласно залегающими на меловых отложениях. Обнаружены моллюски: Fragum semirugosum (Sandberger), Laevicardium spondyloides (Hauer), Anadara sakaraulensis (Popov), Glossus humanus (Linnaeus), Callista lilacinoides Schaffer, Calistotapes vetula (Basterot), Dosinia exoleta (Linnaeus), Lyonsia macai Kharatishvili, характерные для верхней части майкопского региояруса — сакараула (20.5—19 млн лет). Среди найденного наннопланктона идентифицированы Triquetrorhabdulus challengeri Perch-Nielsen и Sphenolithus conicus Вику. Первый вид имеет стратиграфический диапазон внутри нижнемиоценовых зон NN1—NN2. Мощность ~100 м.

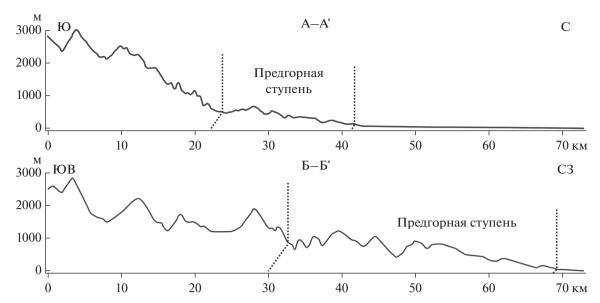


Рис. 10. Геоморфологические профили через прибрежную равнину и предгорную ступень между с. Аламде и г. Горган. Положение профилей показано на рис. 11.

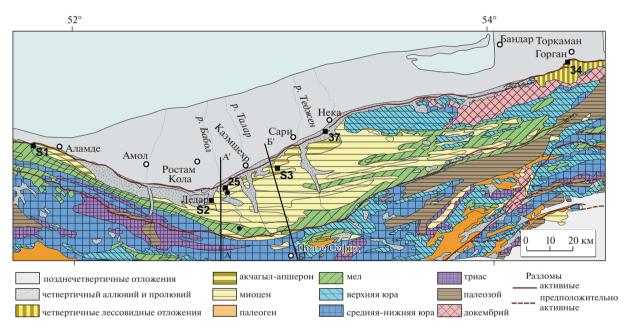


Рис. 11. Геологическая карта прибрежной равнины и предгорной ступени между с. Аламде и г. Горган, по (Geological..., 1977; Саидов, Кучапин, 1955), с изменениями.

<u>Средний миоцен.</u> Представлен чокракским, караганским, конкским и сарматским региоярусами.

Чокракский региоярус. Характеризуется фациальной изменчивостью и сложен в одних местах морскими глинами, песчаниками, мергелями и известняками, а в других пестроцветными песчаниками и песчанистыми глинами флювиального происхождения; мощность до 100 м. Среди двустворок и гастропод, найденных в морских отло-

жениях, определены Mytilus fuscus M. Hoernes, Macoma sokolovi Bajarunas, Parvicardium cf. michelotti (Deshayes), Pitar cf. rudis Poli, Chlamys (Aequipecten) cf. opercularis Linnaeus, Atamarcia taurica (Bajarunas), Gibbula cf. kertchensis (Uspenskaya) [по данным (Саидов, Кучапин, 1955) в современной номенклатуре].

Карагански региоярус. Сложен алевритами с прослоями песчаника, а также известняка в верхах восточных разрезов. Мощность варьирует от

74 до 110 м и более. Нижняя часть региояруса выделяется по присутствию многочисленных Davidashvilia (Zhgentiana) (=Spaniodontella) gentilis (Eichwald) и более редких гастропод рода Rissoa (Mohrensternia). Верхний подъярус также присутствует и идентифицирован по находкам характерных форм рода Sayanella.

Конкский региоярус. Вероятно, в значительной мере эродирован сарматской трансгрессией. Его остатки сложены глинами с прослоями песчаника и реже известняка и представлены только барниевыми слоями с Barnea uiratamica (Andrussow), В. ustjurtensis (Eichwald) и ?Ervilia sp. Мощность региояруса 78 м в скважине возле г. Кемшар.

Сарматский региоярус. Наиболее распространен в пределах предгорной ступени и представлен нижним, средним и, возможно, верхним региональными подъярусами. Нижний сармат сложен чередованием глин и песчаников с прослоями известняка; мощность варьирует от 70-75 до 100-140 м. Песчаники нижнего сармата рек Бабол и Талар содержат характерные для полузамкнутого сарматского водоема формы: Mactra eichwaldi Laskarev, M. andrussovi Kolesnikov, Musculus cf. sarmaticus (Gatuev), Plicatiformes praeplicata (Hilber), Plicatiformes plicata (Eichwald), Obsoletiformes lithopodolica (Dubois), Venerupis (Polititapes) vitaliana (Orbigny), Gomphomarcia naviculata (R. Hoernes). Наряду с ними встречены Tellina (Laciolina) cf. pretiosa Eichwald и Varicorbula gibba Olivi, известные лишь в более полигалинных отложениях. В составе наннопланктона определены Coccolithus pelagicus, Helicosphaera carteri, Sphenolithus sp., Reticulofenestra sp., Calcidiscus leptoporus, Discoaster deflandrei, Coccolithus miopelagicus. Последние два вида моллюсков и относительно разнообразный состав наннопланктона указывают на влияние канала сообщения с водами Средиземного моря и/или Индийского океана.

Средний сармат сложен чередованием алевритов и песчаников, причем в верхах разрезов р. Теджен песчаники преобладают. Есть прослои известняка и бурого угля. Мощность возрастает с запада на восток от 130 м возле с. Аламде до 450 м между р. Теджен и г. Нике. Вместе с типичными среднесарматскими формами Mactra ex gr. vitaliana (Orbigny), M. andrussovi Kolesnikov, Donax dentiger Eichwald, Plicatiformes plicata (Eichwald), Obsoletiformes sp., Venerupis (Polititapes) vitaliana, Gomphomarcia naviculata встречены относительно полигалинные Parvicardium ex gr. exiguum, Cultellus sp., Varicorbula gibba, неизвестные в типичном среднем сармате. В тех же слоях определен наннопланктон Reticulofenestra sp., Coccolithus pelagicus, Helicosphaera carteri, Sphenolithus sp., который также указывает на поступление морских водных масс из открытых бассейнов.

К верхнему сармату, выделяемому предположительно из-за скудного палеонтологического обоснования (Саидов, Кучапин, 1955), отнесено чередование глин, песчаников и конгломератов мощностью до 200 м к западу от водораздела рек Талар и Теджен. Содержание конгломератов уменьшается к северу.

На северо-востоке предгорной ступени обособляется полоса выходов верхнеюрских мраморизованных известняков и древних метаморфических пород, которые по аналогии с метаморфическими породами окрестностей г. Лахиджан в Западном Эльбурсе и района Торуд-Дирджманд могут быть датированы вендом—ранним кембрием (Moghadam, Stern, 2014). Структурные соотношения юры и древних пород с отложениями других частей предгорной ступени неясны; на Геологической карте Ирана (Geological..., 1977) показано трансгрессивное налегание на них меловых отложений.

Меловые и миоценовые отложения предгорной ступени были смяты в субширотные линейные складки в конце миоцена. Тогда же, вероятно, произошло поднятие северо-восточной части будущей предгорной ступени, где сейчас находится высочайшая ее вершина 1269 м. В раннем плиоцене при значительном падении уровня Каспия возвышавшиеся в рельефе антиклинали были эродированы, и на выравненную поверхность северного края предгорной ступени проникли воды акчагыльской трансгрессии Каспийского моря. Наиболее полный акчагыльский разрез описан вблизи Хазарского разлома южнее с. Аламде (s S1; 36.551308° с.ш.; 51.807847° в.д.; Н = 153 м; Саидов, Кучапин, 1955):

- 1. Полосчатые глины и алевриты с тонкими прослоями песчаников и мергелей. Несогласно перекрывают сарматские отложения и содержат фауну моллюсков Aktschagylia karabugasica (Andrussow) и A. venjukovi (Andrussow). Мощность 200—250 м.
- 2. Чередование алевритов, грубых песчаников и конгломератов до валунных. В алевритах низов толщи много обломков кардеид и дрейссенид. Мошность 45—50 м.
- 3. Алевриты с фауной моллюсков: Cerastoderma cf. dombra (Andrussow), Aktschagylia karabugasica и А. venjukovi. Мощность 35—40 м.

Акчагыльские отложения кверху согласно сменяются глинами и алевритами с редкими и тонкими прослоями среднезернистого и грубого песчаника и с редкими карбонатными стяжениями; мощность 250—300 м. В основании залегает 50-метровый пласт конгломерата с галькой юрских и меловых пород. В глинах и алевритах обнаружены мелкие раковины гастропод и пелеципод, среди которых определены апшеронская форма Apscheronia colvescens Andrussow, Monodacna sp., Dreissensia sp. (Саидов, Кучапин, 1955).

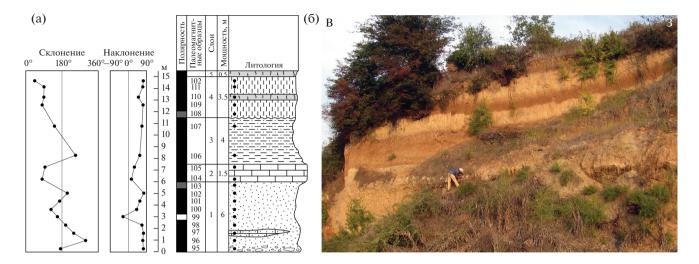


Рис. 12. Акчагыльский разрез возле с. Сурек (s 37). (a) — стратиграфическая колонка, (б) — фото. См. рис. 6 для объяснения условных обозначений.

Акчагыльские песчаники обнаружены в долине р. Седжад возле с. Ледар (s S2). Обширное поле акчагыльских песчаников протягивается от левобережья р. Толар в 3 км к ЮЗ от г. Кемшар на восток в долину р. Сиахруд до с. Рейканде (s S3; 36.450158° с.ш.; 52.975658° в.д.; H = 110 м). Отсюда определены моллюски Valvata? sp., Potamides caspius Andrussow, Aktschagylia subcaspia (Andrussow), A. karabugasica, A. venjukovi, Cerastoderma dombra [здесь и в разрезе s S1 список определенных моллюсков дан по работе (Саидов, Кучапин, 1955) в современной номенклатуре (Данукалова, 1996)]. Далее к востоку акчагыльские отложения отмечены восточнее г. Сари в уступе предгорной ступени. Возле с. Сурек (s 37; 36.588845° с.ш.; $E53.210283^{\circ}$ в.д.; H = 45 м) обнажаются в горизонтальном залегании (рис. 12):

- 1. Пески мелкозернистые, слоистые, с прослоями галечника в нижней части. Галька состоит из окатанных обломков верхнеюрского известняка. Видимая мощность 6 м.
 - 2. Известняк. Мощность 1-1.5 м.
- 3. Глины зеленовато-серые, переходящие по неровной границе в бурые. Мощность 4 м.
- 4. Лёсс с прослоем (до $0.5 \,\mathrm{M}$) темно-бурой палеопочвы. Мощность $3-3.5 \,\mathrm{M}$.
 - 5. Современная почва. Мощность до 0.5 м.

Все отложения этого разреза показывают нормальную намагниченность, кроме узкого интервала обратной полярности в слое 1. Мы предположительно сопоставляем слои 1—3 с палеомагнитной эпохой Гаусс и определяем их как нижнеакчагыльские (~3.2—2.6 млн лет). Лёссовидные суглинки 4 могут принадлежать к палеомагнитной эпохе Брюнес (средний—верхний плейстоцен).

В более южных частях предгорной ступени морской акчагыл неизвестен. В высоких террасах на склонах крупных речных долин сарматские и более древние отложения несогласно перекрыты полого залегающими аллювиальными галечниками, песками и суглинками. Так, в разрезе s 25 $(36.378764^{\circ}$ с.ш.; 52.726878° в.д.; H = 81 м) на правом берегу р. Талар на эродированной поверхности сарматских алевритов, глин, песчаников и известняка, наклоненных на север под углами 7° — 11° , залегают галечники с линзами песчаника мощностью более 20 м. Сходные соотношения наблюдаются в других долинах предгорной ступени (s 27 и s 28).

На водоразделах обнажены лёссовидные суглинки, достигающие особенно большой мощности к ЮЗ от г. Горган. В 3 км юго-западнее г. Горган, в карьере на окраине с. Саадабад (s 34; 36.828982° с.ш.; 54.382851° в.д.; H = 114 м) стенки карьера сложены лёссовидными суглинками с горизонтами палеопочвы и прослоями галечника в нижней части. Мощность 25 м. Найдены наземные моллюски: Pomatias hyrcanum (Martens), Caspicyclotus sieversi (L. Pfeiffer), Geminula didymodus (O. Boettger), Geminula cf. ghilanensis (Issel), Drusia ibera (Eichwald), Truncatellina cf. callicratis (Scacchi), Gibbulinopsis cf. signata (Mousson). Этот комплекс представляет смешанную ассоциацию лесных видов (Pomatias, Caspicyclotus) и видов, предпочитающих открытые склоны, степные и горно-степные области. Все эти виды и ныне живут в регионе (Шилейко, 1984; Sysoev, Schileyko, 2009; Bank, Neubert, 2016). Нижние 6 м разреза показали нормальную намагниченность. С. Вламинк и его соавторы (Vlaminck et al., 2016) отнесли соседний (~4 км восточнее) лёссово-почвенный разрез Тошан к позднему плейстоцену на основании люминесцентного датирования и сопоставле-





Рис. 13. Разрез лессовидных суглинков с горизонтами палеопочв около с. Саадабад (s 34): вид на северо-восточную (a) и юго-восточную (б) стенки карьера. Место находки моллюсков показано красным кружком. Палеомагнитные образцы отобраны из юго-восточной стенки.

ния с другими лёссово-почвенными разрезами региона.

Лёссовидные отложения продолжаются далее на СВ. Возле г. Гонбад-е Кавус была датирована древнейшая лёссовая формация (~2.4—1.8 млн лет; Wang et al., 2016). В ее основании обнаружен пласт известняка мощностью 2—3 м с отпечатками и ядрами моллюсков. Среди них Г.А. Данукалова определила характерные акчагыльские формы: Aktschagylia subcaspia, A. cf. ossoskovi (Andrussow), A. cf. karabugasica, Cerastoderma cf. dombra, C. cf. altum (Tscheltzov) (Wang et al., 2016).

Итак, в рассматриваемой прибрежной области морской бассейн распространялся в раннем и среднем миоцене, по меньшей мере, до южной границы современной предгорной ступени. В позднем миоцене накопившиеся морские осадки

были смяты в складки. В раннем плиоцене деформационные поднятия были эродированы до такой степени, что на северном краю предгорной ступени накопились осадки акчагыльского моря мощностью до 320 м. На более ограниченной площади (как минимум, южнее с. Аламде) морское осадконакопление продолжалось в апшеронское время, когда отложилось до 300 м осадков. В более южных частях предгорной ступени в это время развивались речные долины, где накапливался галечный аллювий до валунного, свидетельствующий об интенсивном поднятии и эрозии Эльбурса, откуда реки предгорной ступени стекали.

В конце раннего—начале среднего плейстоцена движения по Хазарскому разлому обособили предгорную ступень от прибрежной равнины, ко-

торая в это время оставалась мелководной частью Каспийского шельфа. Высота максимальной акчагыльской трансгрессии не превышала, по нашим расчетам, 40-50 м а.s.l. Сейчас акчагыльские отложения предгорной ступени находятся на высотах до 120-150 м. Это определяет минимальную амплитуду четвертичного смещения по Хазарскому разлому (без учета погружения предгорной равнины) в 60-100 м. Поскольку акчагыльские морские отложения мощностью до 300-320 м не могли внезапно выклиниваться к югу, мы должны допустить надвиговое перекрытие полосы выклинивания по прото-Хазарскому разлому.

По зоне разломов, ограничивающей предгорную ступень с юга, отмечено надвигание на нее юрских отложений Эльбурса. В ряде мест наблюдается косое примыкание складок предгорной ступени к пограничному разлому. По-видимому, имело место надвиговое перекрытие части предгорной ступени. Возраст этого смещения не может быть определен точно. Смещение произошло после того, как отложения предгорной ступени были смяты в складки, т.е. не ранее конца миоцена—начала плиоцена. Вероятно, движения продолжались в четвертичное время.

Таким образом, в восточной части южного побережья Каспия в позднем кайнозое происходило разрастание горного сооружения Эльбурса за счет сокращения Южно-Каспийской впадины. Этим развитие рассматриваемого региона принципиально отличается от развития побережья в районе г. Решт.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Различия плиоцен-четвертичного развития западного и восточного участков южного побережья Каспия связаны с различиями западной и восточной частей Южно-Каспийской впадины. Обе части впадины до начала миоцена входили в состав Черноморско-Кавказско-Южно-Каспийского прогиба Паратетиса и характеризовались континентальной корой с мощным (9-11 км) осадочным чехлом и утоненным кристаллическим фундаментом (Трифонов и др., 2020). В самом конце миоцена и раннем плиоцене произошло изменение в соотношении тектонических зон: усилилась поперечная тектоническая зональность. Это выразилось в начавшейся орогении Большого и Малого Кавказа, резком погружении западной части Южно-Каспийской впадины и более глубоком погружении Дербентской части Терско-Дербентского предгорного прогиба по сравнению с его западной Терской частью. Уровень Каспийского моря резко понизился в раннем плиоцене. Морское осадконакопление продолжалось только в Южно-Каспийской впадине и на юге Среднего Каспия. В осушившейся северной части Среднего Каспия возникли врезы речных долин глубиной до

0.7 км, продолжавшиеся на север (Антипов и др., 1996; Леонов и др., 2005). При этом только в раннем плиоцене в западной части Южно-Каспийской впадины накопилось до 6 км осадков (Леонов и др., 1998). Ускоренное погружение западной части Южного Каспия по сравнению с его восточной частью продолжалось в позднем плиоцене и плейстоцене. В результате на западе впалины накопилось ~10 км плиоцен-четвертичных осадков, а на востоке только 6 км. Восточная часть впадины, продолжающаяся в Западно-Туркменскую низменность, сохранила черты утоненной континентальной коры общей мощностью 30-37 км при мощности чехла до 16 км, а в западной части впадины кора приобрела черты субокеанической мощностью 28-30 км при мощности чехла ~20 км (Иванова, Трифонов, 2002).

Для объяснения структурных соотношений Эльбурса и Южного Каспия предложена модель врашения Южно-Каспийской впадины по часовой стрелке (Jackson et al., 2002; Ritz et al., 2006; Mousavi et al., 2013; Khorrami et al., 2019; Nazari et al., 2021a, 2021b), согласующаяся с блоковой интерпретацией результатов GPS наблюдений в Эльбурсе (Djamour et al., 2010). Однако этой модели противоречат данные об активном правом сдвиге вдоль северной границы Южно-Каспийской впадины - Апшеронского порога (см. "Геологический очерк" и рис. 1). Правый взбросо-сдвиг обнаружен и вдоль простирающейся на СЗ Сальяны-Лянгабизской зоны разломов на востоке Куринской впадины, а вдоль западного берега Южного Каспия протягиваются сбросы меридионального и север-северо-восточного простирания (Трифонов и др., 2002).

Поэтому более убедительными представляются доводы в пользу движения Южно-Каспийской впадины на запад или северо-запад (Allen et al., 2003; Vernant et al., 2004; Rashidi, 2021). Можно согласиться с моделью М.Л. Коппа (1997), согласно которой ороген Копетдага, ограниченный с севера Главным Копетдагским разломом северозападного простирания, реагирует на меридиональное давление более южных тектонических зон в позднем кайнозое поперечным укорочением и выжиманием горных масс земной коры Копетдага на запад. Можно допустить, что давление, оказываемое таким движением на западную часть Южно-Каспийской впадины, вызывает метаморфизм и, соответственно, уплотнение ее нижней коры, что приводит к более интенсивному опусканию этой части впадины. Метаморфизованные породы земной коры приобретают плотность пород мантии, что выражается в скоростной картине подъемом поверхности Мохоровичича.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Плиоцен-четвертичное развитие южного побережья Каспия происходило по-разному в его западной (район Решта) и восточной (между с. Аламде и г. Горган) частях. На западе прибрежная равнина отделена от хребта Эльбурс уступом, чаще всего сформированным активными разломами. Четвертичные и, возможно, верхнеплиоценовые морские отложения присутствуют только под прибрежной равниной и не проникают в соседнюю пониженную часть Эльбурса. Там распространены только флювиальные плиоценовые и четвертичные отложения. Это указывает на стабильность границы морского бассейна или его экспансию в результате абразии склонов Эльбурса.

На востоке между прибрежной равниной и Эльбурсом выделяется предгорная ступень, вершинная поверхность которой повышается с севера на юг от 200 ло 1000 м. Прелгорная ступень ограничена с обеих сторон разломами с надвинутыми южными крыльями. В течение миоцена морской бассейн распространялся на юг, по меньшей мере, на всю территорию предгорной ступени. Морские осадки были смяты в субширотные складки в позднем миоцене. В раннем плиоцене возникшие деформационные поднятия были эродированы настолько, что в зоне северного пограничного Хазарского разлома и в соседней части предгорной ступени накопились акчагыльские (пьяченций-гелазий) морские отложения мощностью до 300-320 м. Последующий подъем южного крыла Хазарского разлома отделил предгорную ступень от прибрежной равнины. Современное высотное положение акчагыльских отложений показывает, что вертикальная компонента смещений по разлому превысила 100 м. Тыловые части прибрежной равнины и предгорной ступени были частично перекрыты надвиганием по пограничным разломам. Таким образом, с позднего миоцена поныне происходит разрастание горного сооружения и сокращение морского бассейна в восточной части южнокаспийского побережья, в отличие от его западной части.

Различия в позднекайнозойском развитии западного и восточного сегментов южнокаспийского побережья обусловлены особенностями развития Южно-Каспийской впадины. До позднего миоцена впадина оставалась единым остаточным прогибом Паратетиса. В позднем миоцене и особенно в плиоцен-четвертичное время ясно обозначились различия в интенсивности прогибания и преобразования земной коры западной и восточной частей впадины. Восточная часть заполнилась плиоцен-четвертичными осадками мощностью до 6 км и сохранила черты впадины с утоненной до 30—37 км континентальной корой при мощности осадочного чехла до 16 км. Западная часть впадины заполнилась осадками мощностью ~10—11 км

и приобрела черты впадины с субокеанической корой, в которой поверхность Мохоровичича поднимается до глубин 28—30 км при мощности осадочного чехла около 20 км.

Декларация о конфликте интересов. Авторы заявляют, что им неизвестны конкурирующие финансовые интересы или персональные отношения, которые могли бы оказать влияние на работы, излагаемые в этой статье.

Источники финансирования. Исследования были поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований РФФИ, проект № 20-55-56004/20.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г. Геологические события и колебания уровня Каспийского моря // Геоэкология. 1996. № 3. С. 38—50.

Артношков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

Геология и полезные ископаемые Афганистана. Т. 1: Геология. Ред. Дронов В.И. М.: Недра, 1980. 535 с.

Голубятников Д.В. Нефтяные месторождения в Северной Персии // Нефтяное и сланцевое хозяйство. 1921. № 1-2. С. 9-12.

Данукалова Г.А. Двустворчатые моллюски и стратиграфия акчагыла. М.: Наука, 1996. 132c.

Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Сейсмотектоника и современные колебания уровня Каспийского моря // Геотектоника. 2002. № 2. С. 27—42.

Кенгерли Т.Н., Алиев Ф.А., Алиев А.М., Казимова С.Э., Сафаров Р.Т., Вахабов У.Г. Современная структура и активная тектоника южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана (междуречье рр. Мазымчай и Пирсаат). Ст. 1. Геолого-тектоническая обстановка // Изв. НАН Азербайджана. Сер.: Науки о Земле. 2018. № 2. С. 19—38.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 267).

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 506).

Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А., Зверев В.П., Копп М.Л., Костикова И.А., Лаврушин Ю.А. Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды / Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко, В.Т. Балабаев и др. (ред.). Новосибирск: СО РАН, 1998. С. 30—57.

Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Бобылова Е.Е., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений Каспийского региона с элементами палеогеографии, масштаб 1:2500000, и геологическая история четвертичных осадочных бассейнов за последние 700 000 лет. М.: Научный мир, 2005. 34 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 568).

Мамедов П.З. Современная архитектура Южно-Каспийского мегабассейна — результат многоэтапной эволюции литосферы в центральном сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса // Изв. НАН Азербайджана. Сер.: Науки о Земле. 2010. № 4. С. 46—72. Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П., Трифонов В.Г., Морозов Ю.А. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколизионный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17—30.

https://doi.org/10.7868/S0016853X17040063

Попов С.В., Головина Л.А., Гончарова И.А. Миоценовые отложения, моллюски и наннопланктон Восточного Паратетиса в Северном Иране // Стратиграфические и палеогеографические проблемы неогена и квартера России. 2015. М.: ГЕОС. С. 34—38.

Попов С.В., Головина Л.А., Радионова Э.П., Гончарова И.А., Филиппова Н.Ю., Ростовцева Ю.В., Палка Д.В. Стратотипы и опорные разрезы неогеновых региоярусов Южной России и проблемы их границ // Неоген и квартер России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 47—54.

Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106—111.

Саидов М.Н., Кучапин А.В. Геологическое строение области развития третичных отложений Мазандэрана (Северный Иран). Л.: Гостоптехиздат, 1955. 103 с.

Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н., Шейхи Б., Янина Т.А. Геолого-геоморфологическое строение и современная история иранского побережья Каспийского моря // ДАН. 2013. Т. 451, № 4. С. 451—457.

Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И., Скобелев С.Ф., Оразсахатов X. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 года в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3—16.

Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношения со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55-81.

https://doi.org/10.31857/S0016853X20030108

Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. Сейсмогеодинамика района Каспийского моря // Физика Земли. 1999. № 12. С. 76—82.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Шилейко А.А. Наземные моллюски подотряда Pupillina фауны СССР (Gastropoda, Pulmonata, Geophila) // Фауна СССР, Моллюски, III, З. Л.: Наука, 1984. С. 1—399. Adamia S.A., Chkhotia T.G., Gavtadze T.T., Lebanidze Z.A., Lursmanashvili N.D., Sadradze N.G., Zakaraia D.P., Zakariadze G.S. Tectonic setting of Georgia — Eastern Black Sea: a review // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Eds. Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. V. 428. P. 11—40.

Alavi M. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran // J. Geodyn. 1996. V. 21. № 1. P. 1–33.

Allen M.B., Ghassemi M.R., Shahrabi M., Qorashi M. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran // J. Struct. Geol. 2003. V. 25. P. 659–672.

Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Hessami Kh.T., Kozhurin A.I., Ivanova T.P., Rogozhin E.A., Hademi M.C., Jamali F.H. Active faults in the Zagros and central Iran // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 221–241.

Bank R. A., Neubert E. Notes on Enidae, 7. Revision of the Enidae of Iran, with special reference to the collection of Jacques de Morgan (Gastropoda: Pulmonata) // Vita Malacologica. 2016. V. 14. P. 1–84.

Berberian M. Contribution on the seismotectonics of Iran, part 1. Tehran: Geol. Surv. Iran Publ., 1976. 516 p.

Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A., Priestley K., Wallace T. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia — Preliminary field and seismological observation, and its tectonic significance // Bull. Seismol. Soc. Am. 1992. V. 82. № 4. P. 726—1755.

Brunet M.F., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling // Sed. Geol. 2003. V. 156. № 1–4. P. 119–148.

Djamour Y., Vernant P., Bayer R., Nankali H., Ritz J.F., Hinderer J., Hatam Y., Luck B., Le Moigne N., Sedighi M., Khorrami F. GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran // Geophys. J. Int. 2010. V. 183. P. 1287–1301.

Enkin R.J. A Computer Program Package for Analysis and Presentation of Paleomagnetic Data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.

Geological Map of Iran. Sheet 2, Sheet 3. Scale 1:1000000. Tehran: National Iranian Oil Company, 1977.

Geological Map of Iran. Sheet 1. Scale 1:1000000. Tehran: National Iranian Oil Company, 1978.

Ghassemi M. Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault, north-eastern Alborz, Iran // Basin Res. 2005. V. 17. P. 425–436.

Guest B., Axen G.J., Lam P.S., Hassanzadeh J. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation // Geosphere. 2006. V. 2. № 1. P. 35–52.

Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the South Caspian Basin // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 214–245.

Khorrami F., Vernant P., Masson F., Nilfouroushan F., Mousavi Z., Nankali H., Saadat S.A., Walpersdorf A., Hosseini S., Tavakoli P., Aghamohammadi A., Alijanzade M. An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities // Geophys. J. Int. 2019. V. 217. P. 832—843.

Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.

Knapp C.C., *Knapp J.H.*, *Connor J.A*. Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling // Mar. Petrol. Geol. 2004. V. 21. P. 1073–1081.

Lazarev S., Kuiper K.F., Oms O., Bukhsianidze M., Vasilyan D., Jorissen E.L., Bouwmeester M. J., Aghayeva V., van Amerongen A.J., Agustí J., Lordkipanidze D., Krijgsman W. Five-fold expansion of the Caspian Sea in the late Pliocene: new and

revised magnetostratigraphic and 40 Ar/ 39 Ar age constraints on the Akchagylian Stage // Global Planet. Change. 2021. V. 206. No 103624.

Moghadam H.S., Stern R.J. Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 91. P. 19–38.

Mousavi Z., Walpersdorf A., Walker R.T., Tavakoli F., Pathier E., Nankali H., Nilfouroushan F., Djamour Y. Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 377–378, P. 287–298.

Nazari H., Ritz J.-F., Avagyan A. Morphotectonics and slip rate of the Khazar fault in Central Alborz (Northern Iran) // Geosciences. 2021a. V. 31. № 2. P. 101–110.

Nazari H., Ritz J.-F., Burg J.-P., Shokri M., Haghipour N., Mohammadi Vizheh M., Avagyan A., Fazeli Nashli H., Ensani M. Active tectonics along the Khazar fault (Alborz, Iran) // J. Asian Earth Sci. 2021b. V. 219. № 104893. P. 1–11. Rashidi A. Geometric and kinematic characteristics of the Khazar and North Alborz faults: links to the structural evolution of the North Alborz-South Caspian boundary, Northern Iran // J. Asian Earth Sci. 2021. V. 213. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104755

Ritz J.F., Nazari H., Ghassemi A., Salamati R., Shafei A., Solaymani S., Vernant P. Active transtention inside Central Alborz: a new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics // Geology. 2006. V. 34. № 6. P. 477—480. Sengör A.M.C. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia // Geol. Soc. Am. Spec. Publ. 1984. V. 195. 82 p.

Soltani B., Beiranvand B., Moussavi-Harami R., Honarmand J., Taati F. Facies analysis and depositional setting of the upper pliocene Akchagyl Formation in southeastern Caspian Basin, NE Iran // Carbonates and Evaporites. 2020a. V. 35. № 8.

https://doi.org/10.1007/s13146-019-00537-9

Soltani B., Beiranvand B., Moussavi Harami S.R., Honarmand J., Taati F. Regional factors controlling the type of Pliocene deposits in the southeastern Caspian Basin, NE Iran: implication for tectono-stratigraphic analysis // J. Petroleum Sci. Technology. 2020b. V. 10. P. 46–53. https://doi.org/10.22078/jpst.2020.4059.1648

Sosson M., Rolland Y., Mueller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mozar J. Subductions, obduction and collision

in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia): new insights // Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Ed. by Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R.A., Bergerat F., Starostenko V. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. V. 340. P. 329–352.

Stöcklin J. Possible ancient continental margins in Iran // The Geology of Continental Margins. Eds. Burk C.A., Drake C.L. Berlin: Springer-Verlag, 1974. P. 873–887.

Svitoch A.A., Badyukova E.N., Yanina T.A., Sheikhi B. Biostratigraphy of the Marine Holocene on the Iranian coasts of the Caspian Sea // Quaternary Int. 2016. V. 409. P. 8–15. Sysoev A.V., Schileyko A.A. Land snails and slugs of Russia and adjacent countries // Pensoft Ser. Faunistica. 2009. № 87. P. 1–312.

Talebian M., Ghorashi M., Nazari H. Seismotectonic map of the Central Alborz, Scale 1:750000. Geological Survey of Iran, 2013. http://ries.ac.ir/eqhazard/wp/Resualts. htm

Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Berberian M., Ivanova T.P., Kazmin V.G., Kopp M.L., Kozhurin A.I., Kuloshvili S.I., Lukina N.V., Mahmud S.M., Vostrikov G.A., Swedan A., Abdeen M. Active faults of the Arabian Plate bounds in Caucasus and Middle East // J. Earthquake Prediction Res. 1996. V. 5. № 3. P. 363–374.

Vernant P., Nilforoushan F., Chery J., Bayer R., Djamour Y., Masson F., Nankali H., Ritz J.F., Sedighi M., Tavakoli F. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 223. P. 177–185.

Vlaminck S., Kehl M., Lauer T., Shahriari A., Sharifi J., Eckmeier E., Lehndorff E., Khormali F., Frechen M. Loesssoil sequence at Toshan (Northern Iran): insights into late Pleistocene climate change // Quaternary Int. 2016. V. 399. P. 122–135.

Wang X., Wei H., Taheri M., Khormali F., Danukalova G., Chen F. Early Pleistocene climate in western arid central Asia inferred from loess-palaeosol sequences // Sci. Rep. 2016. V. 6. № 20560.

Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi M., Sabouri J. Inversion tectonics in central Alborz, Iran // J. Structural Geol. 2006. V. 28. P. 2023–2037.

Рецензенты Г.А. Данукалова, Т.Н. Кенгерли, А.К. Маркова

Development of the Southern Coastal Area of Caspian Sea during the Pliocene— Quaternary According to Bio-Stratigraphic and Magneto-Stratigraphic Data

V. G. Trifonov^{a, #}, K. Hessami^b, S. V. Popov^c, E. A. Zelenin^a, Ya. I. Trikhunkov^a, P. D. Frolov^a, L. A. Golovina^a, A. N. Simakova^a, A. Rashidi^b, and A.V. Latyshev^d

^a Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ^b International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran
 ^c Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ^d Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia
 [#]e-mail: trifonov@ginras.ru

The paper considers geological structure of the coastal region of the South Caspian, including paleontological and magneto-stratigraphic dating of the Neogene-Quaternary deposits. Western and eastern segments of

the region between the South Caspian Basin and the Alborz Ridge developed differently in the Late Cenozoic. In the west, marine sediments did not penetrate beyond the coastal plain into the neighboring lowered part of the Alborz Ridge during the Pliocene—Quaternary. This indicates the stability of the marine basin boundary or its expansion due to the abrasion of the Alborz slopes. In the east, a piedmont step emerged, bounded by thrust faults. The marine deposition at the piedmont step occurred in the Miocene. At the end of the Miocene, the marine sediments were folded and eroded. The Akchagylian (Piacenzian—Gelasian) marine sediments accumulated at the northern edge of the piedmont step. Khazar fault raised these sediments up to 120—150 m and isolated the piedmont step. Thus, the expansion of the Alborz mountain building and the reduction of the South Caspian Basin occurred in the eastern part of the coastal area from the Late Miocene. The differences between the western and eastern segments of the coastal area are related to the development of the South Caspian Basin. Until the Late Miocene, it remained a residual trough of the Paratethys. During the Pliocene—Quaternary the eastern part was filled with the sediments up to 6 km thick and retained the features of a thinned continental crust 30—37 km thick with sedimentary cover up to 16 km thick. The western part of the basin was filled with ca. 10 km thick sediments and acquired the features of suboceanic crust with the Mohorovichich surface at a depth of 28—30 km with a thickness of the sedimentary cover exceeding 20 km.

Keywords: South Caspian Basin, Alborz Ridge, coastal plain, piedmont step, Miocene, Pliocene, Quaternary, Akchagylian