

ISSN 0024-497X

Номер 3

Май – Июнь 2024



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2024

Геохимические особенности плейстоценовых отложений Атлантического океана <i>М. А. Левитан, Т. А. Антонова, Л. Г. Домарацкая, А. В. Кольцова</i>	279
Аутигенный биотит из гидротермально измененных терригенных осадков Центрального Холма (трог Эсканаба, хребет Горда, Тихий океан, скважина ODP 1038B) <i>Б. А. Сахаров, В. Б. Курносов, Т. С. Зайцева, А. Т. Савичев, И. А. Морозов, Д. М. Коршунов</i>	301
Литогеохимические характеристики и обстановки осадконакопления известняков укской свиты верхнего рифея Южного Урала <i>А. В. Маслов, С. А. Дуб</i>	317
Методика оценки интегрального показателя окатанности зерен обломочного циркона: пример осадочных толщ киммерид Горного Крыма <i>Т. В. Романюк, П. Д. Котлер</i>	340
Среднеюрские отложения кряжа Улахан-Сис (Республика Саха): биостратиграфия, литологическая характеристика и обстановки осадконакопления <i>В. В. Костылева, О. А. Лутиков, М. В. Герцева, Е. В. Ватрушкина, М. И. Тучкова</i>	358
Литолого-геохимические характеристики осадочных пород поднятия Альфа-Менделеева <i>М. И. Тучкова, С. Г. Сколотнев, С. Д. Соколов, С. А. Сергеев</i>	376

CONTENTS

No. 3, 2024

Geochemical peculiarities of the Atlantic Pleistocene sediments <i>M. A. Levitan, T. A. Antonova, L. G. Domaratskaya, A. V. Koltsova</i>	279
Authigenic Biotite from Hydrothermally Altered Terrigenous Sediments of the Central Hill (Escanaba Trough, Gorda Ridge, Pacific Ocean, Hole ODP 1038B) <i>B. A. Sakharov, V. B. Kurnosov, T. S. Zaitseva, A. T. Savichev, I. A. Morozov, D. M. Korshunov</i>	301
Lithochemical Characteristics and Sedimentary Environments of the Uk Formation Limestones (Upper Riphean, Southern Urals) <i>A. V. Maslov, S. A. Dub</i>	317
A method for estimating of integral roundness index for a detrital Zircons set: a case of the sequences from the cimmerides of the Mountainous Crimea <i>T. V. Romanyuk, P. D. Kotler</i>	340
Middle Jurassic deposits of Ulakhan-Sis Ridge (Sakha Republic): biostratigraphy, lithological features and depositional environments <i>V. V. Kostyleva, O. A. Lutikov, M. V. Gertseva, E. V. Vatrushkina, M. I. Tuchkova</i>	358
Analysis of sedimentary and geochemical characteristics of sedimentary clastic rock samples from Alpha-Mendeleev rice (underwater sampling) <i>M. I. Tuchkova, S. G. Skolotnev, S. D. Sokolov, S. A. Sergeev</i>	376

УДК 551.35:550.4:551.79

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

© 2024 г. М. А. Левитан*, Т. А. Антонова, Л. Г. Домарацкая, А. В. Кольцова

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия*

** e-mail: m-levitan@mail.ru*

Поступила в редакцию 05.10.2023 г.

После доработки 20.11.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

В настоящем геохимическом обзоре на материале отчетов по рейсам Международного проекта глубоководного бурения (фазы DSDP, ODP, IODP) и других литературных данных для основных типов плейстоценовых отложений Атлантики приводятся таблицы по среднему арифметическому химическому составу, средневзвешенному химическому составу, скоростям накопления и абсолютным массам химических компонентов. Эти таблицы можно использовать для сравнительного анализа с осадками этого же и других стратонов в иных океанических бассейнах, а также с отложениями палеоокеанов на континентах. Среди литогенного вещества выявлено доминирование терригенной матрицы. Методами математической статистики установлены основные геохимические ассоциации и главные факторы, определяющие химический состав изучаемых отложений. Подсчитаны массы оксидов петрогенных элементов и ряда редких элементов в осадках плейстоценового возраста. Получено представление о среднем химическом составе плейстоцена Атлантического океана.

Ключевые слова: Атлантический океан, плейстоцен, донные отложения, геохимия

DOI: 10.31857/S0024497X24030019, **EDN:** xwprut

Данный геохимический обзор входит в цикл публикаций о геохимических особенностях плейстоценовых отложений Мирового океана, начатый нашей статьей по Индийскому океану [Левитан и др., 2023]. Введение в учение о химическом составе земной коры представлений о средневзвешенном химическом составе различных ее составляющих [Ронов и др., 1990] позволяет существенно детализировать существующие взгляды на эту тему.

В книге [Левитан, 2021] удалось рассчитать средневзвешенный литологический состав осадков плейстоцена в Атлантическом океане. Такая информация необходима для получения эталонных данных (в табличном виде) о средневзвешенном химическом составе плейстоценовых отложений Атлантического океана и тесно связанных с этим параметром средних скоростях накопления и абсолютных массах химических компонентов. Это и является целью настоящей статьи. Для достижения указанной цели сначала необходимо решить две задачи: 1) создать базу данных и 2) рассчитать средний арифметический

химический состав для основных типов отложений плейстоцена в Атлантике.

Ранее в научной литературе такого рода цели и задачи не описывались. Их достижение требуется для создания основы сравнительного анализа внутри плейстоценового стратона Мирового океана, а также для балансовых расчетов в системе континенты–океаны. Кроме того, результаты расчета средних арифметических химических составов могут быть использованы, например, для сравнения с ними составов предполагаемых океанических осадочных пород в разрезах континентов, в частности в районе развития палеоокеана Мезотетис.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В качестве фактического материала для выполнения данной работы использована, главным образом, информация по химическому составу осадков плейстоцена Атлантики, содержащаяся в отчетах по рейсам Международного проекта глубоководного бурения (фазы DSDP, ODP,

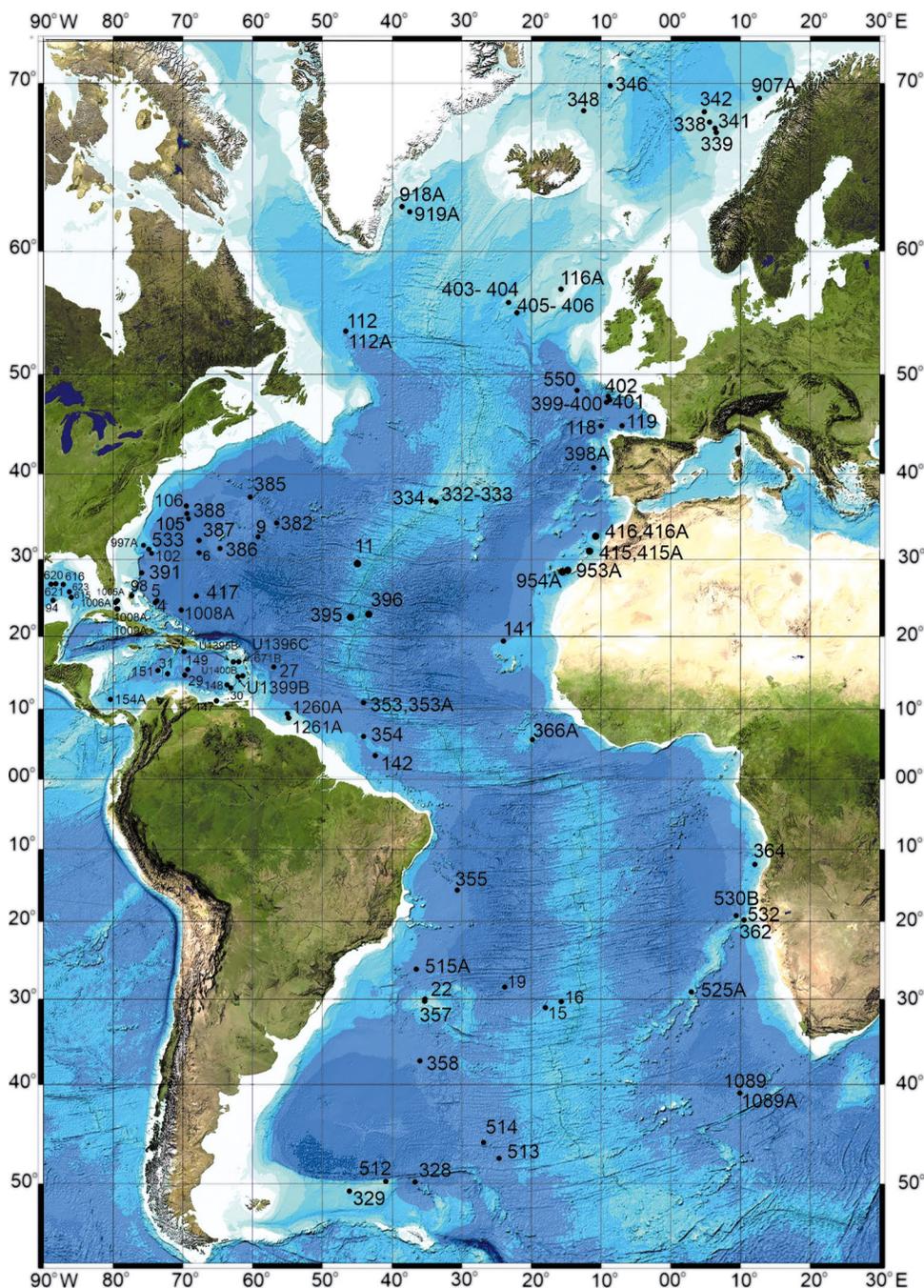


Рис. 1. Расположение скважин глубоководного бурения в Атлантическом океане, для плейстоценовых отложений которых опубликованы анализы химического состава (см. раздел статьи “Фактический материал”).

IODP) (рис. 1). Большое количество дополнительных данных взято из опубликованных литературных источников.

Ниже приводятся списки использованной литературы для каждого из основных типов плейстоценовых отложений, чей химический состав изучен в статье. Отметим, что по сравнению с Индийским океаном [Левитан и др., 2023] из перечня плейстоценовых отложений

исчезли морские диамиктиты и радиоляриево-диатомовые илы, а появились карбонатные турбидиты и вулканогенные отложения.

Для группы пелагических глин химические анализы взяты из работ [Дубинин, Римская-Корсакова, 2011; Дубинин, Розанов, 2001; Емельянов, 1982; Емельянов, Романкевич, 1979; Емельянов и др., 1975; Емельянов и др., 1989; Donnelly, 1980; Emel'yanov, 1977; Murdmaa et al., 1979].

Гемипелагические глины охарактеризованы анализами из статей [Дубинин, Римская-Корсакова, 2011; Дубинин, Розанов, 2001; Емельянов, 1982; Емельянов, Романкевич, 1979; Емельянов и др., 1975; Левитан, Дитрих, 1990; Левитан и др., 1990а, 1990б, 2008; Тримонис, 1995; Cunningham, Kroopnick, 1985; Debrabant et al., 1979; Donnelly, 1980; Emel'yanov, 1977; Emel'yanov et al., 1978; Hetzel et al., 2006; Lacasse et al., 1996; Latimer, Filippelli, 2001; Lu et al., 2000; Matsumoto, 1983; Murdmaa et al., 1978; Pickering, Stow, 1986; Wang et al., 1990].

Химический состав терригенных турбидитов охарактеризован в работах [Емельянов и др., 1975; Donnelly, 1980; Murdmaa et al., 1979; Pickering, Stow, 1986; Saito, 1998].

Данные по химическому составу морских песков представлены в публикациях [Емельянов, 1982; Емельянов, Романкевич, 1979; Емельянов и др., 1975; Saito, 1998].

Для кокколитовых глин и илов химические анализы взяты из статей [Дубинин, Розанов, 2001; Емельянов, 1982; Емельянов, Романкевич, 1979; Емельянов и др., 1975; Левитан и др., 1990а; Лисицын и др., 1977; Chamley et al., 1979; Cronan, 1977; Dean, Parduhn, 1984; Debrabant et al., 1980; Donnelly, 1980; Latimer, Filippelli, 2001; Matsumoto, 1983; Migdisov et al., 1980; Murdmaa et al., 1978; Pickering, Stow, 1986; Timofeev et al., 1979; Varentsov, 1979; Wang et al., 1990].

Фораминиферо-кокколитовые глины и илы охарактеризованы анализами из статей [Дубинин, Римская-Корсакова, 2011; Дубинин, Розанов, 2001; Дубинин и др., 2013; Емельянов, 1982; Емельянов, Романкевич, 1979; Емельянов и др., 1975, 1989; Левитан и др., 1990а, 1990б; Лисицын и др., 1977; Cronan, 1977; Dean, Parduhn, 1984; Debrabant et al., 1979; Donnelly, 1980; Donnelly, Nalli, 1973; Emel'yanov, 1977; Latimer, Filippelli, 2001; Lu et al., 2000; Murdmaa et al., 1978, 1979].

Для бентогенных и карбонатно-обломочных отложений анализы взяты из работ [Емельянов и др., 1975; Лисицын и др., 1977; Malone, 2000; Murray et al., 2016].

Карбонатные турбидиты охарактеризованы анализами из публикаций [Donnelly, 1980; Jarvis et al., 1998; Murdmaa et al., 1978; Murray et al., 2016; Rodehorst et al., 1998].

Для характеристики диатомовых глин и илов были использованы анализы из статей [Емельянов, 1982; Емельянов, Романкевич, 1979; Емельянов и др., 1975; Левитан и др., 1990б; Лисицын и др., 1977; Dean, Parduhn, 1984; Donnelly, 1980; Emel'yanov, 1977; Latimer,

Filippelli, 2001; Tarney, Donnellan, 1977; Varentsov et al., 1983].

В группу вулканогенных отложений входят вулканогенные алевриты, вулканогенные турбидиты и вулканические пеплы. Химические анализы для их характеристики использованы из работ [Емельянов, 1982; Емельянов и др., 1975; Lacasse et al., 1996; Lackschewitz et al., 1994; Schmidt et al., 2020; Wallrabe-Adams, Lackschewitz, 2003].

Следует указать на то, что в целом Международный проект глубоководного бурения начался именно в Атлантическом океане еще в 1968 г., и это обстоятельство объясняет непривычно “старый” возраст значительного числа литературных ссылок. Кроме того, большинство отечественных работ по химическому составу молодых осадков Атлантики было опубликовано исследователями Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР в 1970-х гг. и естественно, что эти данные также учтены в нашей работе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Применявшиеся методы исследования точно соответствуют тому, что было подробно рассмотрено в предыдущей статье об Индийском океане [Левитан и др., 2023], и это избавляет авторов от необходимости повторяться. Отметим, что для работы с выборкой использовались методы математической статистики из пакета Statgraphics plus версия 5. Основной задачей являлось определение средних арифметических содержаний каждого проанализированного элемента для каждой выбранной литологической градации.

Необходимо указать, что в качестве статистически достоверных значений средних арифметических содержаний нами приняты только те содержания, которые основаны на не менее 7 анализах [<https://habr.com/ru/post/339798>]. Применялись также корреляционный и факторный анализы.

Дополнительно отметим, что встречавшиеся в литературе содержания петрогенных элементов были пересчитаны на содержания оксидов этих элементов; указанные в приведенных ниже таблицах содержания Fe_2O_3 соответствуют валовым значениям; наконец, мы выбраковывали встречавшиеся “ураганные” содержания.

Укажем на необходимость точного определения литотипа каждой пробы, для которой есть данные химических анализов, с помощью всех доступных аналитических результатов. При этом авторы использовали классификацию

вещественно-генетических осадков Мирового океана из работы [Безруков, Лисицын, 1960] и описание видов красных глин [Скорнякова, Мурдмаа, 1968]. Как уже указывалось в монографии [Левитан, 2021], для расчета количественных параметров на основе построенных обзорных литолого-фациальных карт оказалось необходимым объединение множества литотипов в более крупные ассоциации осадков, которые были названы типами отложений. Например, пелагические глины объединяют эв-, миопелагические глины и цеолитовые глины.

Жанр геохимического обзора позволяет не останавливаться на детальных описаниях множества химико-аналитических методов, использованных авторами указанных литературных источников. При этом нельзя не отметить, что данные применявшегося по отношению к осадкам, полученным в ходе четырех первых рейсов DSDP, метода нейтронно-активационного анализа на медленных (14 МэВ) нейтронах пришлось исключить из рассмотрения, т.к. суммы оксидов петрогенных элементов, как правило, заметно превышали 100%.

Всего в нашей выборке по осадкам Атлантики учтены результаты анализа более 2500 проб, основанного на примерно 20 000 элементоопределений. Около половины анализов взято из отчетов по глубоководному бурению, а половина – из других литературных источников. Среди последних необходимо особенно отметить книгу [Емельянов и др., 1975], в которой практически все пробы, подвергшиеся химическим анализам, имеют также гранулометрические и, часто, минералогические характеристики.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Средний химический состав

В табл. 1 и 2 представлены результаты расчета средних арифметических содержаний петрогенных и редких элементов в плейстоценовых отложениях Атлантического океана. Эти таблицы свидетельствуют о значительных колебаниях содержаний исследованных элементов в каждом из изученных типов осадков. Такие колебания вызваны как возрастными изменениями, связанными с эволюцией основных осадкообразующих процессов и флюктуациями параметров седиментации, так и пространственными факторами (сменой питающих провинций, фациальной изменчивостью и т.д.).

В течение плейстоцена вырос поток литогенного вещества, карбонатов и биогенного опала, резко уменьшилась роль пелагических глин [Левитан, 2021]. В то же время хорошо была выражена фациальная изменчивость, которая наиболее ярко представлена материалами по химическому составу морских песков и крупных алевритов. В частности, обращают на себя внимание высокие содержания U в этом типе отложений, развитых в верхней части континентального склона Южной Гренландии [Saito, 1998].

Наш опыт [Левитан и др., 2023] показал, что интересные результаты приносит сравнение пар относительно близких по составу типов осадков. Частные от деления средних содержаний химических компонентов в этих парах назовем коэффициентами сравнения (КС).

Рассмотрим сначала КС при делении средних арифметических содержаний элементов в пелагических глинах на этот же параметр в гемипелагических глинах. Уместно отметить, что в ряде публикаций оба типа глинистых отложений рассматриваются вместе, в рамках единого типа осадков [Ронов и др., 1989; Маккой и др., 2003], что, на наш взгляд, резко противоречит данным фациального анализа [Мурдмаа, 1987] и материалам по абсолютным массам [Левитан, 2021].

Выявлены 4 группы компонентов по КС: 1) $КС < 0.7$ (CaO, ППП); 2) $0.7 < КС < 1.4$ (SiO₂, TiO₂, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅; V, Cr, Zn, Zr, Be, La); 3) $1.4 < КС < 2.0$ (Al₂O₃, Fe₂O₃, Ba); 4) $КС > 2.0$ (MnO, Co, Ni, Cu, Mo, Ce).

Компоненты 1-й группы обусловлены тем, что пелагические глины аккумулируются ниже глубины карбонатной компенсации. 2-я группа свидетельствует в целом о большой близости состава обоих типов глинистых отложений (сходной терригенной матрице). При этом необходимо помнить о большей роли гидрогенных форм элементов в пелагических глинах [Гордеев, 2012]. В 3-й группе преобладают полуторные оксиды, что, скорее всего, говорит о совместном действии двух универсальных эмпирических закономерностей: 1) увеличении роли литогенного вещества по сравнению с биогенным при движении осадочного материала от поверхностной водной массы ко дну и 2) сильном возрастании роли гидрогенных форм Fe и Al в ходе геохимической дифференциации в океане в пелагическом направлении [Гордеев, 2012]. Наконец, в группе 4 очевидно доминирование существенно гидрогенной формы MnO – прекрасного сорбента из морской воды для других элементов этой группы.

Таблица 1. Средние арифметические содержания химических элементов в плейстоценовых литогенных отложениях Атлантического океана (содержания петрогенных компонентов даны в мас. %, редких элементов – в г/т)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	39.20–61.42/52.80 (n = 37)	29.70–73.80/51.14 (n = 213)	37.77–79.27/56.16 (n = 178)	28.20–86.11/56.14 (n = 52)	47.25–75.63/63.22 (n = 53)
TiO ₂	0.18–1.37/0.82 (n = 145)	0.10–1.90/0.68 (n = 438)	0.40–3.51/0.86 (n = 203)	0.05–3.79/0.80 (n = 167)	0.17–1.99/0.71 (n = 63)
Al ₂ O ₃	0.60–43.47/21.65 (n = 104)	6.71–34.10/15.42 (n = 264)	6.77–21.00/14.02 (n = 180)	0.02–26.97/10.44 (n = 53)	7.52–15.20/11.52 (n = 61)
Fe ₂ O ₃	1.17–33.52/13.08 (n = 175)	2.18–29.94/9.01 (n = 572)	2.17–16.76/ 6.87 (n = 210)	0.54–30.14/7.33 (n = 215)	5.13–33.30/12.92 (n = 65)
MnO	0.08–6.63/0.92 (n = 170)	0.01–0.89/ 0.12 (n = 486)	0.03–0.45/0.13 (n = 210)	0.01–0.32/0.07 (n = 193)	0.06–11.90/1.96 (n = 62)
MgO	1.22–3.96/2.75 (n = 26)	1.26–6.31/2.65 (n = 224)	1.23–7.75/3.17 (n = 176)	0.34–7.80/3.67 (n = 34)	0.02–8.80/1.81 (n = 59)
CaO	0.14–4.64/3.01 (n = 63)	0.05–16.33/6.79 (n = 540)	0.02–14.10/ 5.09 (n = 195)	0.40–14.38/ 6.89 (n = 69)	0.41–16.8/ 7.08 (n = 58)
Na ₂ O	0.86–4.29/1.53 (n = 31)	0.49–6.37/2.12 (n = 262)	1.03–2.91/1.85 (n = 192)	0.35–3.31/2.10 (n = 47)	1.07–6.40/2.81 (n = 57)
K ₂ O	2.08–4.34/3.20 (n = 31)	0.22–3.82/2.43 (n = 266)	0.26–3.55/2.39 (n = 179)	0.23–7.52/1.33 (n = 47)	0.30–3.9/2.09 (n = 53)
P ₂ O ₅	0.05–2.11/0.36 (n = 146)	0.01–2.29/0.30 (n = 454)	0.04–0.69/0.17 (n = 193)	0.01–15.87/0.80 (n = 244)	0.02–2.76/0.83 (n = 35)
ППП	6.50 (n = 17)	9.57 (n = 16)	10.27 (n = 9)	Н.о.	4.88 (n = 65)
Li	–	23–73/47 (n = 24)	12–70/49 (n = 118)	Н.о.	Н.о.
Sc	Н.о.	11–15/12 (n = 13)	4–16/13 (n = 120)	Н.о.	–
Sn	Н.о.	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
V	67–157/97 (n = 21)	32–170/103 (n = 89)	35–194/134 (n = 118)	Н.о.	65–384/171 (n = 32)
Cr	53–130/82 (n = 92)	46–119/85 (n = 108)	30–163/89 (n = 148)	10–168/100 (n = 10)	1–465/128 (n = 7)
Co	20–189/81 (n = 14)	5–27/16 (n = 101)	5–22/14 (n = 123)	Н.о.	0.2–30/9 (n = 7)
Ni	49–184/81 (n = 24)	14–80/37 (n = 108)	15–67/47 (n = 135)	24–36/30 (n = 7)	26–93/44 (n = 25)
Cu	0.01–259/91 (n = 26)	13–140/41 (n = 107)	9–45/30 (n = 135)	Н.о.	30–91/49 (n = 10)
Zn	0.01–201/88 (n = 35)	32–144/78 (n = 99)	16–91/58 (n = 17)	Н.о.	25–191/90 (n = 27)
Rb	Н.о.	72–129/97 (n = 54)	3–8/7 (n = 9)	1–36/14 (n = 21)	13–32/60 (n = 26)
Ga	Н.о.	14–25/20 (n = 8)	Н.о.	Н.о.	–
As	Н.о.	6–12/9 (n = 42)	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sr	–	63–353/188 (n = 86)	118–230/165 (n = 129)	106–460/267 (n = 21)	84–678/298 (n = 45)
Ba	90–865/535 (n = 18)	41–560/317 (n = 86)	124–600/493 (n = 118)	52–555/214 (n = 21)	190–376/267 (n = 17)
Ge	2–7/5 (n = 18)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.

Окончание таблицы 1

Компонент	1	2	3	4	5
Pb	–	7–46/19 (<i>n</i> = 59)	Н.о.	7–10/9 (<i>n</i> = 7)	1056/23 (<i>n</i> = 25)
Mo	1–9/6 (<i>n</i> = 18)	2–5/3 (<i>n</i> = 10)	Н.о.	Н.о.	1–3/2 (<i>n</i> = 19)
Y	Н.о.	18–38/23 (<i>n</i> = 57)	13–39/25 (<i>n</i> = 129)	14–43/27 (<i>n</i> = 21)	–
Zr	70–165/125 (<i>n</i> = 18)	81–190/148 (<i>n</i> = 63)	78–284/225 (<i>n</i> = 9)	125–294/202 (<i>n</i> = 20)	80–957/341 (<i>n</i> = 7)
Cs	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.69–4.87/2.73 (<i>n</i> = 23)
Cd	–	0.23–6.00/3.26 (<i>n</i> = 36)	Н.о.	Н.о.	Н.о.
B	Н.о.	54–110/74 (<i>n</i> = 8)	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Nb	9.98–86.50/43.12 (<i>n</i> = 21)	Н.о.	17–34/26 (<i>n</i> = 8)	5–36/14 (<i>n</i> = 21)	Н.о.
Be	1–2/1 (<i>n</i> = 11)	1–2/1.4 (<i>n</i> = 8)	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Hf	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	–
La	10.70–82.90/41.35 (<i>n</i> = 25)	27.00–43.20/33.99 (<i>n</i> = 18)	14.80–46.00/32.49 (<i>n</i> = 128)	9.80–29.40/15.44 (<i>n</i> = 14)	9.80–57.90/25.36 (<i>n</i> = 19)
Ce	41.30–220.00/ 125.57 (<i>n</i> = 25)	28.00–102.00/ 55.48 (<i>n</i> = 18)	15.00–85.00/58.79 (<i>n</i> = 127)	24.10–62.10/37.08 (<i>n</i> = 14)	30.60–224.00/81.81 (<i>n</i> = 7)
Pr	2.94–22.60/11.31 (<i>n</i> = 21)	–	4.88–8.11/6.82 (<i>n</i> = 8)	3.74–8.01/5.20 (<i>n</i> = 14)	3.60–28.80/10.29 (<i>n</i> = 7)
Nd	9.98–86.50/42.92 (<i>n</i> = 25)	12.00–38.80/29.64 (<i>n</i> = 47)	11.60–38.30/28.81 (<i>n</i> = 8)	16.60–31.90/23.77 (<i>n</i> = 14)	13.50–109.00/39.71 (<i>n</i> = 7)
Sm	2.21–20.30/9.55 (<i>n</i> = 25)	–	2.73–8.84/7.10 (<i>n</i> = 9)	3.62–8.31/5.61 (<i>n</i> = 14)	2.60–23.30/8.66 (<i>n</i> = 7)
Eu	0.48–4.78/2.23 (<i>n</i> = 25)	–	1.09–2.58/2.14 (<i>n</i> = 9)	1.56–2.72/1.98 (<i>n</i> = 14)	0.28–5.00/1.61 (<i>n</i> = 7)
Gd	2.06–20.60/9.36 (<i>n</i> = 25)	–	4.02–12.30/9.15 (<i>n</i> = 9)	5.39–12.90/8.68 (<i>n</i> = 14)	2.20–21.80/8.11 (<i>n</i> = 7)
Tb	0.29–2.86/1.28 (<i>n</i> = 25)	–	0.61–1.62/1.35 (<i>n</i> = 12)	0.96–1.88/1.34 (<i>n</i> = 13)	0.35–30.00/5.48 (<i>n</i> = 7)
Dy	1.72–17.80/7.88 (<i>n</i> = 25)	–	4.75–9.03/7.95 (<i>n</i> = 9)	4.69–11.10/8.01 (<i>n</i> = 14)	2.10–21.10/8.13 (<i>n</i> = 7)
Ho	0.30–3.55/1.52 (<i>n</i> = 25)	–	0.96–1.90/1.50 (<i>n</i> = 9)	0.94–2.27/1.58 (<i>n</i> = 14)	0.45–4.20/1.60 (<i>n</i> = 7)
Er	0.81–9.55/4.12 (<i>n</i> = 25)	–	2.89–5.38/4.47 (<i>n</i> = 9)	3.26–6.51/4.85 (<i>n</i> = 14)	1.37–11.40/4.64 (<i>n</i> = 7)
Tm	0.12–1.28/0.57 (<i>n</i> = 25)	–	0.42–0.82/0.64 (<i>n</i> = 9)	0.45–0.91/0.49 (<i>n</i> = 14)	0.22–1.60/0.70 (<i>n</i> = 7)
Yb	0.79–8.80/3.66 (<i>n</i> = 25)	–	Н.о.	Н.о.	1.6010.50/4.58 (<i>n</i> = 7)
Lu	0.11–1.31/0.54 (<i>n</i> = 25)	–	0.41–0.75/0.59 (<i>n</i> = 9)	0.45–0.94/0.69 (<i>n</i> = 14)	0.25–1.50/0.67 (<i>n</i> = 7)
Th	–	Н.о.	Н.о.	2.95–4.21/3.59 (<i>n</i> = 7)	4.60–26.50/13.01 (<i>n</i> = 7)
U	Н.о.	Н.о.	0.17–22.0/17.02 (<i>n</i> = 182)	1.88–192.39/55.00 (<i>n</i> = 53)	2.20–9.00/4.61 (<i>n</i> = 7)

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; ППП – потери при прокаливании; в числителе – колебания значений, в знаменателе – среднее арифметическое; *n* – число проб; 1–5 – типы отложений: 1 – пелагические глины; 2 – гемипелагические глины; 3 – терригенные турбидиты; 4 – морские пески; 5 – вулканогенные отложения.

Таблица 2. Средние содержания химических элементов в плейстоценовых биогенных отложениях Атлантического океана (содержания петрогенных компонентов даны в мас.%, редких элементов – в г/т)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	3.0–53.14/21.66 (n = 92)	45.05	2.01–57.22/21.19 (n = 124)	53.4	–	3.61–33.3/20.81 (n = 99)	37.6–67.42/54.09 (n = 30)
TiO ₂	0.05–0.72/0.26 (n = 368)	0.54	0.02–1.90/0.31 (n = 241)	0.78	0.01–0.53/0.16 (n = 63)	0.07–0.76/0.44 (n = 105)	0.03–0.73/0.31 (n = 251)
Al ₂ O ₃	0.5–29.95/11.13 (n = 265)	23.15	0.32–15.20/5.27 (n = 140)	13.28	0.57–27.03/13.48 (n = 15)	1.2411.70/7.0 (n = 98)	7.4–39.95/20.28 (n = 98)
Fe ₂ O ₃	0.09–11.58/4.70 (n = 410)	9.78	0.17–21.74/4.07 (n = 307)	10.26	0.01–8.81/2.66 (n = 92)	0.46–8.75/3.28 (n = 108)	1.08–9.84/.22 (n = 251)
MnO	0.01–0.66/0.11 (n = 398)	0.23	0.01–0.87/0.13 (n = 255)	0.33	0.002–0.18/0.05 (n = 60)	0.04–0.14/0.07 (n = 104)	0.01–0.18/0.06 (n = 247)
MgO	0.22–7.66/3.23 (n = 203)	Н.о.	0.22–4.86/1.50 (n = 108)	Н.о.	0.0003–3.84/0.44 (n = 158)	0.40–2.81/1.76 (n = 99)	1.456.96/.44 (n = 89)
CaO	16.85–51.52/ 28.99 (n=373)	Н.о.	16.9–54.04/33.74 (n = 221)	Н.о.	16.80–54.64/ 47.68 (n = 158)	19.1–50.5/31.35 (n = 105)	0.131–6.58/9.53 (n = 189)
Na ₂ O	0.14–3.38/1.42 (n = 87)	2.95	0.14–4.54/1.38 (n = 90)	3.48	0.34–4.54/0.94 (n = 143)	0.30–2.93/1.79 (n = 99)	1.304.19/2.90 (n = 33)
K ₂ O	0.14–2.75/1.10 (n = 91)	2.29	0.10–2.19/0.95 (n = 96)	2.39	0.19–2.68/1.32 (n = 13)	0.23–2.48/1.30 (n = 99)	0.93–2.75/2.02 (n = 34)
P ₂ O ₅	0.02–0.79/0.32 (n = 358)	0.67	0.02–2.91/0.28 (n = 330)	0.71	0.04–2.91/0.39 (n = 72)	0.07–0.29/0.23 (n = 11)	0.05–1.38/0.42 (n = 249)
ППП	–	Н.о.	17.65 (n = 7)	Н.о.	Н.о.	7.23 (n = 100)	10.97 (n = 8)
Li	6–49/25 (n = 33)	52	3–59/19 (n = 47)	48	Н.о.	Н.о.	34–83/61 (n = 20)
Sc	4–17/8 (n = 12)	17	5–15/9 (n = 16)	23	Н.о.	Н.о.	10–21/16 (n = 20)
V	5–82/49 (n = 58)	102	7–79/34 (n = 53)	86	43–129/84 (n = 9)	–	71–190/10 (n = 22)
Cr	5–96/39 (n = 56)	81	30–98/68 (n = 53)	171	Н.о.	2–111/57 (n = 96)	41–60/101 (n = 39)
Co	4–39/13 (n = 51)	27	5–50/15 (n = 48)	38	Н.о.	Н.о.	6–6/13 (n = 26)
Ni	11–62/29 (n = 64)	60	10–75/37 (n = 83)	93	Н.о.	–	18–81/52 (n = 36)
Cu	10–92/38 (n = 56)	79	9–81/36 (n = 52)	91	12–46/29 (n = 9)	–	34–193/81 (n = 30)
Zn	3–96/43 (n = 232)	89	5–100/40 (n = 53)	101	Н.о.	–	23–137/60 (n = 113)
Rb	33–80/57 (n = 8)	119	3–32/13 (n = 27)	33	Н.о.	Н.о.	22–98/67 (n = 11)
Ga	5–50/15 (n = 24)	31	20–60/25 (n = 15)	63	Н.о.	Н.о.	20–537/87 (n = 23)
As	4–20/19 (n = 12)	40	1–8/4 (n = 28)	10	Н.о.	Н.о.	20–40/23 (n = 20)
Sr	65–890/164 (n = 203)	Н.о.	520–1478/1139 (n = 49)	Н.о.	3–8321/802 (n = 124)	666–1640/1135 (n = 95)	40–360/110 (n = 109)
Ba	29–298/70 (n = 205)	354	41–874/275 (n = 57)	693	7–314/156 (n = 11)	81–662/375 (n = 93)	34–997/230 (n = 108)
Ge	1–5/2 (n = 20)	4	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Pb	8–70/22 (n = 37)	46	1–46/15 (n = 48)	38	Н.о.	Н.о.	6–50/18 (n = 32)
Mo	1–17/6 (n = 29)	12	1–32/9 (n = 47)	23	Н.о.	Н.о.	7–75/25 (n = 18)
Y	6–18/14 (n = 18)	29	7–36/16 (n = 43)	40	Н.о.	Н.о.	10–62/22 (n = 33)

Окончание таблицы 2

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Zr	0.04–172/50 (<i>n</i> = 28)	104	10–119/48 (<i>n</i> = 32)	121	Н.о.	–	60–192/114 (<i>n</i> = 24)
Cs	Н.о.	Н.о.	0.22–1.94/0.87 (<i>n</i> = 25)	2.19	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cd	1–9/2 (<i>n</i> = 206)	4	0.2–15/3.4 (<i>n</i> = 48)	9	Н.о.	Н.о.	0.16–9.00/2 (<i>n</i> = 107)
B	50–180/115 (<i>n</i> = 11)	239	50–140/95 (<i>n</i> = 17)	239	Н.о.	Н.о.	90–260/167 (<i>n</i> = 19)
Nb	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	4–16/9 (<i>n</i> = 11)
Be	1.00–3.00/2.80 (<i>n</i> = 16)	5.82	0.07–0.63/0.27 (<i>n</i> = 27)	0.68	Н.о.	Н.о.	2.00–4.00/3.0 (<i>n</i> = 20)
W	Н.о.	Н.о.	0.19–1.94/0.79 (<i>n</i> = 26)	1.99	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Tl	Н.о.	Н.о.	0.08–1.54/ 0.40 (<i>n</i> = 26)	1.01	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Bi	Н.о.	Н.о.	0.02–0.62/0.24 (<i>n</i> = 20)	0.60	Н.о.	Н.о.	Н.о.
La	5.00–36.60/6.07 (<i>n</i> = 19)	33.43	7.57–30.00/5.50 (<i>n</i> = 32)	39.06	Н.о.	Н.о.	8.0–31.0/20.29 (<i>n</i> = 31)
Ce	30.00–97.0/ 42.54 (<i>n</i> = 25)	88.48	10.10–87.0/34.55 (<i>n</i> = 32)	87.07	Н.о.	Н.о.	8.0–70.0/40.84 (<i>n</i> = 31)
Pr	3.78–9.10/5.69 (<i>n</i> = 8)	11.84	1.87–9.70/4.27 (<i>n</i> = 32)	10.76	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Nd	14.20–60.0/ 39.08 (<i>n</i> = 19)	81.29	7.55–38.3/16.85 (<i>n</i> = 32)	42.46	Н.о.	Н.о.	50.0–90.0/52.11 (<i>n</i> = 19)
Sm	2.71–7.40/4.31 (<i>n</i> = 8)	8.96	1.59–8.77/3.67 (<i>n</i> = 32)	9.25	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Eu	0.54–1.57/0.92 (<i>n</i> = 8)	1.91	0.35–1.94/0.82 (<i>n</i> = 32)	2.07	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Gd	2.39–6.17/ 3.70 (<i>n</i> = 8)	7.70	1.63–8.55/ 3.63 (<i>n</i> = 32)	9.15	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Tb	0.33–0.86/0.51 (<i>n</i> = 8)	1.06	0.23–0.85/0.48 (<i>n</i> = 30)	1.21	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Dy	2.01–10.0/4.53 (<i>n</i> = 17)	9.42	1.44–7.24/3.09 (<i>n</i> = 32)	7.79	Н.о.	Н.о.	5.00–18.00/ 8.95 (<i>n</i> = 19)
Ho	0.40–0.99/0.6 (<i>n</i> = 8)	1.25	0.30–1.41/0.62 (<i>n</i> = 32)	1.56	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Er	1.04–2.65/1.70 (<i>n</i> = 8)	3.54	0.83–3.80/1.70 (<i>n</i> = 32)	4.28	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Tm	0.16–0.36/0.23 (<i>n</i> = 8)	0.48	0.11–0.50/0.23 (<i>n</i> = 32)	0.58	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Yb	0.98–2.35/1.79 (<i>n</i> = 19)	3.72	0.72–3.22/1.42 (<i>n</i> = 32)	3.58	Н.о.	Н.о.	2.00–6.00/ 3.05 (<i>n</i> = 20)
Lu	0.16–0.3/0.23 (<i>n</i> = 8)	0.48	0.09–0.4/0.20 (<i>n</i> = 31)	0.50	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Th	3.73–10.86.19 (<i>n</i> = 8)	12.88	0.77–6.22/2.59 (<i>n</i> = 26)	6.53	Н.о.	Н.о.	6.00–30.00/3.15 (<i>n</i> = 26)
U	Н.о.	Н.о.	0.13–0.77/0.35 (<i>n</i> = 26)	0.88	Н.о.	Н.о.	10.0–20.0/ 11.05 (<i>n</i> = 19)

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; ППП – потери при прокаливании; в числителе – колебания значений, в знаменателе – среднее арифметическое; *n* – число проб; 1–7 – типы отложений: 1 – кокколито-вые глины и илы; 2 – бескарбонатное вещество кокколито-вых глин и илов; 3 – кокколито-во-фораминиферо-вые глины и илы; 4 – бескарбонатное вещество кокколито-во-фораминиферо-вых глин и илов; 5 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 6 – карбонатные турбидиты; 7 – диатомовые глины и илы.

Важные значения имеют также окислительно-восстановительные условия седиментогенеза и раннего диагенеза, существенно окислительные в пелагических глинах и преимущественно восстановительные в гемипелагических глинах. С ними связано, в частности, доминирование в пелагических глинах соединений четырехвалентного Mn в твердом виде и относительное их обогащение аутигенным баритом.

По отношению диатомовых илов и глин к гемипелагическим глинам (по КС) выделены 4 группы компонентов: 1) $КС < 0.7$ (TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , Rb, Sr, La); 2) $0.7 < КС < 1.4$ (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ; V, Cr, Co, Zn, Ba, Pb, Mo, Zr, Ce); 3) $1.4 < КС < 2.0$ (MgO , Cu, Ni, Nd); 4) $КС > 2.0$ (Ga, As, Be).

Гемипелагические глины относительно диатомовых глин обогащены, вероятно, материалом разноса основных горных пород, однако в целом наблюдается большое сходство состава глинистых осадков. Относительно SiO_2 надо иметь в виду, что в гемипелагических глинах речь идет об алюмосиликатном (главным образом) и кварцевом кремнеземе, а в диатомовых осадках существенную роль играет также биогенный опал. В нашей базе данных среди диатомовых отложений ведущую роль играют диатомовые глины района Намибийского апвеллинга, что и объясняет большую специфику их химического состава. Как известно, в этих фациальных условиях существует гигантская первичная продукция, с которой, по нашему мнению, связаны высокие содержания Cu, Ni, Ga, As. Относительно невысокие концентрации Ba обусловлены интенсивным растворением аутигенного барита в сильно восстановительных условиях раннего диагенеза. Вероятно, эти же условия явились причиной низкого содержания MnO. В составе диатомовых отложений обращает на себя внимание высокая концентрация U, что связано, вероятнее всего, с очень большими содержаниями $C_{орг}$.

По отношению средних составов кокколито-фораминиферовых глин и илов к средним составам кокколитовых глин и илов выделены 4 группы компонентов по КС: 1) $КС < 0.7$ (Al_2O_3 , MgO ; V, Rb, As, Pb, Be, Nd, Dy, Th); 2) $0.7 < КС < 1.4$ (SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ; Li, Sc, Co, Ni, Cu, Zn, Y, Zr, B, La, Ce, Pr, Sm, Eu, Gd, Tb, Ho, Er, Tm, Yb, Lu); 3) $1.4 < КС < 2.0$ (Cr, Ga, Mo, Cd); 4) $КС > 2.0$ (Sr, Ba).

В целом распределение КС свидетельствует об очень большом сходстве состава обоих рассматриваемых типов отложений. На наш взгляд, существенного внимания заслуживает

сильный дефицит Al_2O_3 и MgO в кокколито-фораминиферовых глинах и илах и, напротив, заметное обогащение этих отложений Sr и Ba. Вероятно, кальцитовые раковинки фораминифер по сравнению с кальцитом кокколитов обогащены Sr и обеднены Mg. Избыток Ba, скорее всего, вызван биогенным Ba в виде барита, являющимся хорошо известным индикатором повышенной палеопродуктивности.

Важно отметить, что в кокколитовых илах и глинах, которые накапливаются на большей глубине и в условиях меньшей первичной продукции, чем кокколито-фораминиферовые илы и глины, отмечается высокое содержание Al_2O_3 . Это же явление отмечено ранее и в пелагических глинах по сравнению с гемипелагическими глинами. Возможно, что все это подтверждает известную точку зрения [Лисицын, 1978] о пелагических глинах как нерастворимом остатке после растворения кокколитовых илов. Кроме того, важную роль играло растворение кокколитов в глубинных и придонных водах Атлантики, активизировавшееся во время Среднеплейстоценового перехода [Sexton, Barker, 2012]. Поэтому представляет интерес и отношение бескарбонатного вещества (бкв) обеих главных разновидностей океанических планктон-генных карбонатов.

Выделены 4 группы компонентов по КС: 1) $КС < 0.7$ (Al_2O_3 ; Rb, As, Be, Nd, Dy, Th); 2) $0.7 < КС < 1.4$ (SiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ; Li, Sc, V, Cu, Zn, Pb, Y, Zr, B, La, Ce, Pr, Sm, Eu, Gd, Tb, Ho, Er, Tm, Yb, Lu); 3) $1.4 < КС < 2.0$ (TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO ; Co, Ni, Ba, Mo); 4) $КС > 2.0$ (Cr, Ga, Cd).

В целом бкв основных карбонатных осадков похожи друг на друга. Как и ожидалось, бкв кокколитовых илов и глин обогащены Al_2O_3 и связанными с глиноземом Rb, Be, Th. Бкв кокколито-фораминиферовых илов и глин несколько обогащены элементами, которые: 1) можно связать с влиянием изверженных пород основного состава (TiO_2 , Fe_2O_3 , Cr); 2) указывают на большую роль гидрогенного вещества (MnO , Ni, Co); 3) обусловлены повышенной палеопродуктивностью (Ba, Ga).

Сравнение средних арифметических химических составов фораминиферо-кокколитовых илов и глин с карбонатными турбидитами убедительно свидетельствует о том, что эти турбидиты по своему составу являются, по сути дела, теми же илами и глинами, только другого генетического типа по механизму своего образования.

Бентогенные и карбонатно-обломочные отложения в нашей базе данных представлены как почти чистыми карбонатами Багамской возвышенности, так и смесью их обломков с фоновыми планктоногенными карбонатами на склонах этой структуры. Рассматриваемые отложения обогащены CaO и, соответственно, обеднены другими химическими компонентами по сравнению с планктоногенными карбонатными илами и глинами.

Рассмотренные выше осадки (за исключением бентогенных разностей) обладают существенно пелитовой и тонкозернистой структурой. Поэтому логично сравнить глины и бескарбонатное вещество карбонатных илов с хорошо известным эталоном терригенных глин – постархейскими австралийскими глинистыми сланцами (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] (рис. 2).

Изучение этого рисунка показало, что в основе всех рассмотренных осадков лежит практически общая терригенная матрица. Определенная специфика в плане повышенных содержаний CaO, естественно, отличает океанические гемипелагические глины и диатомовые отложения, которые аккумулировались выше глубины карбонатной компенсации. По содержаниям MnO, Na₂O, Co, Ni и, частично, Ga глубоководные отложения заметно превосходят PAAS, а по K₂O, Cr и Ba – существенно уступают. Таким образом, можно сделать вывод о заметной роли как биогенного фактора (включая повышенную палеопродуктивность), так и гидрогенного фактора осадкообразования в океанических глубоководных отложениях.

Терригенные турбидиты и морские пески по своему среднему химическому составу были нормированы на состав верхней континентальной коры (UCC) [Rudnick, Gao, 2003] (рис. 3). Наблюдается большое сходство содержаний таких, например, компонентов как SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO; Sc, Cr, Co, Ni, Y, Zr. В то же время

обращает на себя внимание некоторое обогащение терригенных турбидитов Li и U. Пески обогащены P₂O₅ и U (в основном за счет Намибийского апвеллинга), а также имеют более высокое отношение SiO₂/Al₂O₃ (за счет кварца?). Турбидиты обеднены Na₂O, Rb и Sr, а пески – MnO, Na₂O, K₂O, Rb, Sr, Ba, Th. В целом рассмотренные типы отложений очень близки по своему химическому составу к UCC. Вероятно предположение об обеднении обломочных осадков плейстоцена Атлантики полевыми шпатами.

Средний состав вулканогенных отложений (см. табл. 1) в нашей базе данных составлен из анализов вулканогенно-обломочных отложений хребта Колбейнсей и анализов вулканических пеплов Исландии. Отсюда не удивительна смесь составов основных вулканитов и кислых пеплов. Вероятно, в этом плане данные табл. 1 надо считать несколько сдвинутыми в сторону геохимии пеплов, т.к. по литологическим данным в этой группе отложений все-таки преобладают вулканогенно-обломочные осадки [Левитан, 2021]. Сравнение среднего арифметического состава этих отложений со средними составами других рассматриваемых типов плейстоценовых осадков Атлантики приводит к заключению, что вулканогенное вещество в определенных фациальных условиях могло служить одним из источников материала по таким, например, элементам как Fe, Mn, Mg, V, Cr, Rb, Pb и целый ряд других.

Подведем предварительные итоги проделанного анализа. Отношение SiO₂/Al₂O₃ в осадках фациального ряда: морские пески (5.38), терригенные турбидиты (4.01), гемипелагические глины (3.32), пелагические глины (2.44) – свидетельствует об уменьшении содержания песчаных и алевритовых фракций и связанных с этим снижением концентрации кварца и повышении содержания алюмосиликатов (особенно глинистых минералов) в процессе осадочной

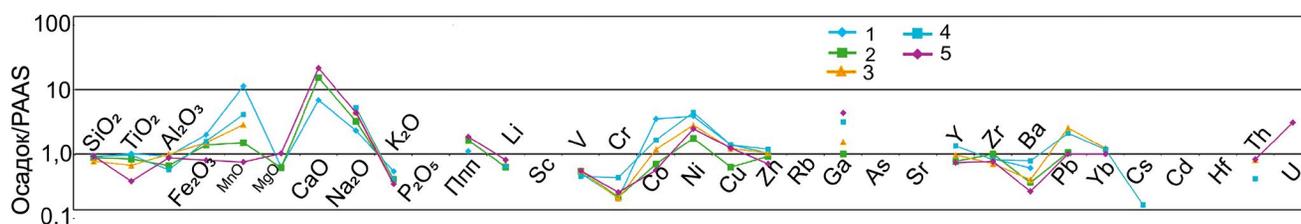


Рис. 2. Спайдер-диаграмма состава плейстоценовых осадков по отношению к PAAS.

1 – пелагические глины; 2 – гемипелагические глины; 3 – бескарбонатное вещество кокколитовых илов и глин; 4 – бескарбонатное вещество фораминиферо-кокколитовых илов и глин; 5 – диатомовые илы и глины.

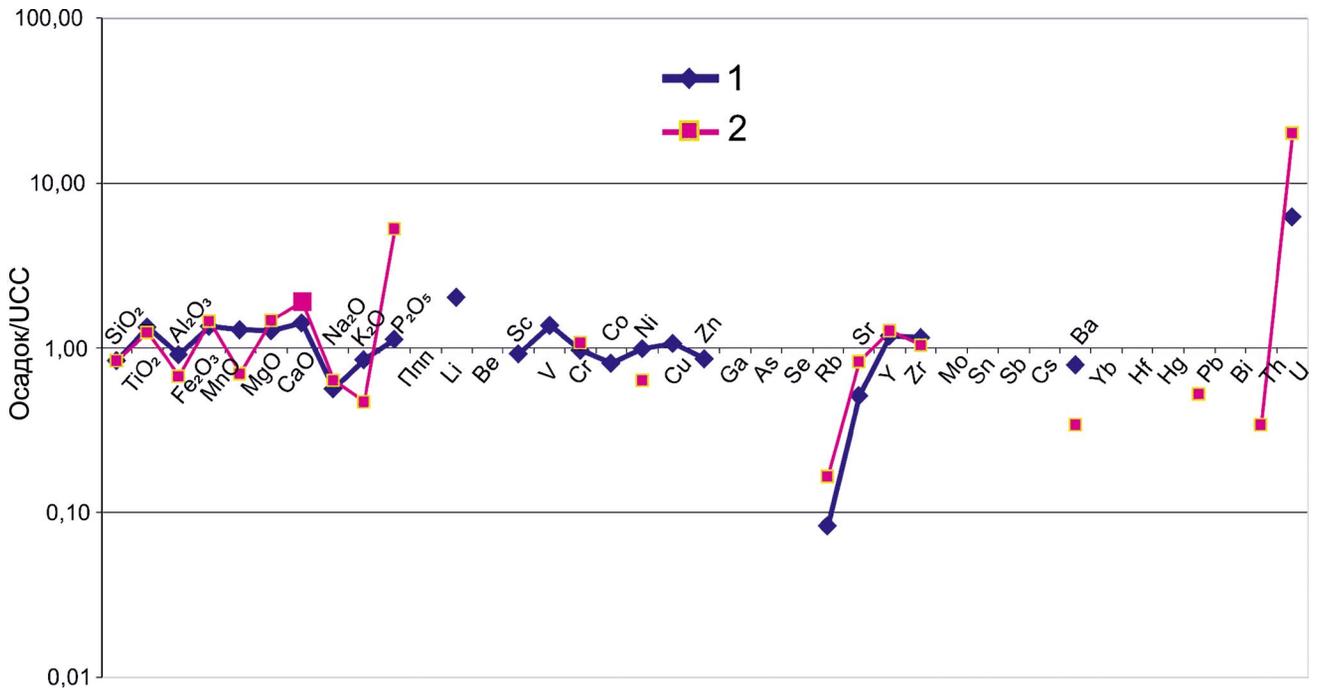


Рис. 3. Спайдер-диаграмма состава плейстоценовых обломочных отложений по отношению к UCC. 1 – терригенные турбидиты; 2 – морские пески.

дифференциации при движении от континентов к центру океана.

В глинистых разностях несколько более высокое содержание (по отношению к PAAS) Fe_2O_3 и обогащение более глубоководных и пелагических отложений Al_2O_3 могут свидетельствовать о заметной роли продуктов химического выветривания (в том числе латеритного типа?) среди терригенного материала, поставлявшегося в плейстоцене в Атлантику. Вероятное обогащение обломочных осадков (по отношению к UCC) кварцем и их обеднение полевыми шпатами также могут быть результатом повышенной роли химического выветривания в среднем на окружающих Атлантику континентах, чем в среднем на Земле. Это предположение логично с учетом огромной роли в поставке терригенного материала с водосбора Амазонки, Ла-Платы; выносов рек северной Патагонии, Нигера и Конго [Тримонис, 1995]. При этом не исключается и несколько большее в среднем значение более зрелых осадочных пород в данном регионе (например, в фэне Миссисипи).

Результаты применения методов математической статистики. Для корреляционного анализа были использованы компоненты химического состава (оксиды петрогенных элементов, а также V, Co, Cu, Ni, Ba) в тех типах отложений,

которые полностью охарактеризованы этими компонентами.

В табл. 3 представлена получившаяся корреляционная матрица с коэффициентами Пирсона. В результате ее анализа по значащим коэффициентам выявлены следующие геохимические ассоциации и отдельные элементы: 1) SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O ; 2) Al_2O_3 , K_2O , Ni, Cu; 3) MnO, Fe_2O_3 ; 4) MgO (отрицательная корреляция с CaO); 5) CaO (только отрицательные корреляции); 6) P_2O_5 и V (у обоих компонентов нет никакой значащей корреляции с другими компонентами табл. 3); 7) Co, Ni, Cu, Al_2O_3 , Fe_2O_3 ; 8) Ba, Ni, K_2O , TiO_2 . Представляется, что 1 ассоциация обусловлена парагенезом кварца и полевых шпатов; 2 – парагенезом глинистых минералов, тонкодисперсных калиевых полевых шпатов и сорбированных на них из морской воды указанных редких элементов; 3 – взаимодействием оксигидроксидов железа и марганца в их гидрогенной форме; 4 – ролью вулканогенных отложений; 5 – чисто биогенным накоплением кальцита; 6 – связью обоих компонентов исключительно с органическим веществом; 7) сорбцией редких элементов на глинистом веществе и оксигидроксида железа; 8) ролью калиевых полевых шпатов.

Таблица 3. Корреляционная матрица Пирсона

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	V	Co	Ni	Cu	Ba
1.000	0.799	0.528	0.776	0.487	0.578	-0.953	0.756	0.705	0.484	0.479	0.160	0.506	0.281	0.412
	1.000	0.259	0.758	0.395	0.331	-0.845	0.347	0.674	0.269	0.281	0.317	0.504	0.001	0.685
		1.000	0.469	0.140	0.458	-0.533	0.269	0.802	-0.023	0.428	0.587	0.636	0.751	0.318
			1.000	0.793	0.191	-0.779	0.433	0.774	0.454	0.507	0.538	0.648	0.446	0.472
				1.000	0.179	-0.384	0.409	0.419	0.572	0.627	0.280	0.402	0.359	0.203
					1.000	-0.684	0.560	0.287	0.098	-0.081	0.041	0.333	0.240	0.051
						1.000	-0.680	-0.748	-0.309	-0.371	-0.301	-0.617	-0.329	-0.512
							1.000	0.314	0.495	0.450	-0.215	0.255	0.259	0.052
								1.000	-0.045	0.629	0.694	0.805	0.652	0.728
									1.000	0.016	-0.238	-0.110	-0.152	-0.325
										1.000	0.160	0.376	0.478	0.377
											1.000	0.854	0.719	0.631
												1.000	0.794	0.762
													1.000	0.337
														1.000

Примечание. Полу жирным курсивом обозначены коэффициенты Пирсона, установленные с достоверностью 95%.

На основе табл. 1, 2 и, особенно, табл. 3 мы провели факторный анализ в разновидности главных компонент с варимаксным вращением. В результате были найдены два основных фактора, определяющих геохимию плейстоценовых отложений Атлантического океана. Коэффициенты вариации равны: для первого фактора 77.754%, для второго фактора 18.939%. В сумме оба фактора объясняют 96.693% среднего арифметического химического состава плейстоценовых осадков Атлантики. Первый фактор, судя по положительным факторным нагрузкам после варимаксного вращения, связан с литогенным веществом, а отрицательные нагрузки обусловлены карбонатными отложениями. При этом по модулю значение факторной нагрузки на CaO даже несколько превышает ту же величину для SiO₂. Второй фактор связан с гидрогенным веществом.

Средневзвешенный химический состав

При исследовании средневзвешенного химического состава умножается масса того или иного типа отложений на его среднеарифметический химический состав. По данным [Левитан, 2021], среди плейстоценовых отложений Атлантического океана масса пелагических глин равна 196.0×10^{18} г, гемипелагических глин — 657.0×10^{18} г, терригенных турбидитов — 649.6×10^{18} г, морских песков — 65.4×10^{18} г, вулканогенных отложений — 41.9×10^{18} г, кокколито-фораминиферовых глин и илов — 671.3×10^{18} г, кокколито-фораминиферовых глин и илов — 716.0×10^{18} г,

бентогенных и карбонатно-обломочных отложений — 58.6×10^{18} г, карбонатных турбидитов — 53.4×10^{18} г, диатомовых глин и илов — 156.3×10^{18} г. Перемножение этих значений на средние арифметические содержания изученных элементов (см. табл. 1, 2) дает нам возможность построить табл. 4 и 5.

В целом в плейстоценовых отложениях Атлантического океана содержится (в 10^{18} г): SiO₂ — min 1260.78 (без бентогенных карбонатов); TiO₂ — 17.26, Al₂O₃ — 402.26, Fe₂O₃ — 213.66, MnO — 6.11, MgO — 87.11, CaO — 586.82, Na₂O — 58.70, K₂O — 63.37, P₂O₅ — 9.81, ППП — min 287.20.

Относительно редких элементов: обращает на себя внимание, что средний арифметический химический состав карбонатных турбидитов практически такой же, как и у кокколито-фораминиферовых илов и глин. Следовательно, если мы возьмем такие же содержания ряда редких элементов и включим их в расчет общих минимальных масс в плейстоцене Атлантики, то получим следующие величины (10^{18} г): V — 0.261, Cr — 0.236, Co — 0.060, Ni — 0.130, Cu — 0.135, Zn — 0.179, Zr — 0.384, Ba — 0.967.

Если разделить приведенные выше массы петрогенных оксидов и ряда редких элементов на общую массу плейстоценовых отложений, то получим следующие средние содержания петрогенных оксидов в плейстоцене Атлантического океана (в мас. %): SiO₂ — 40.13, TiO₂ — 0.53, Al₂O₃ — 12.32, Fe₂O₃ — 6.54, MnO — 0.19, MgO — 2.67, CaO — 17.97, Na₂O — 1.80, K₂O — 1.94,

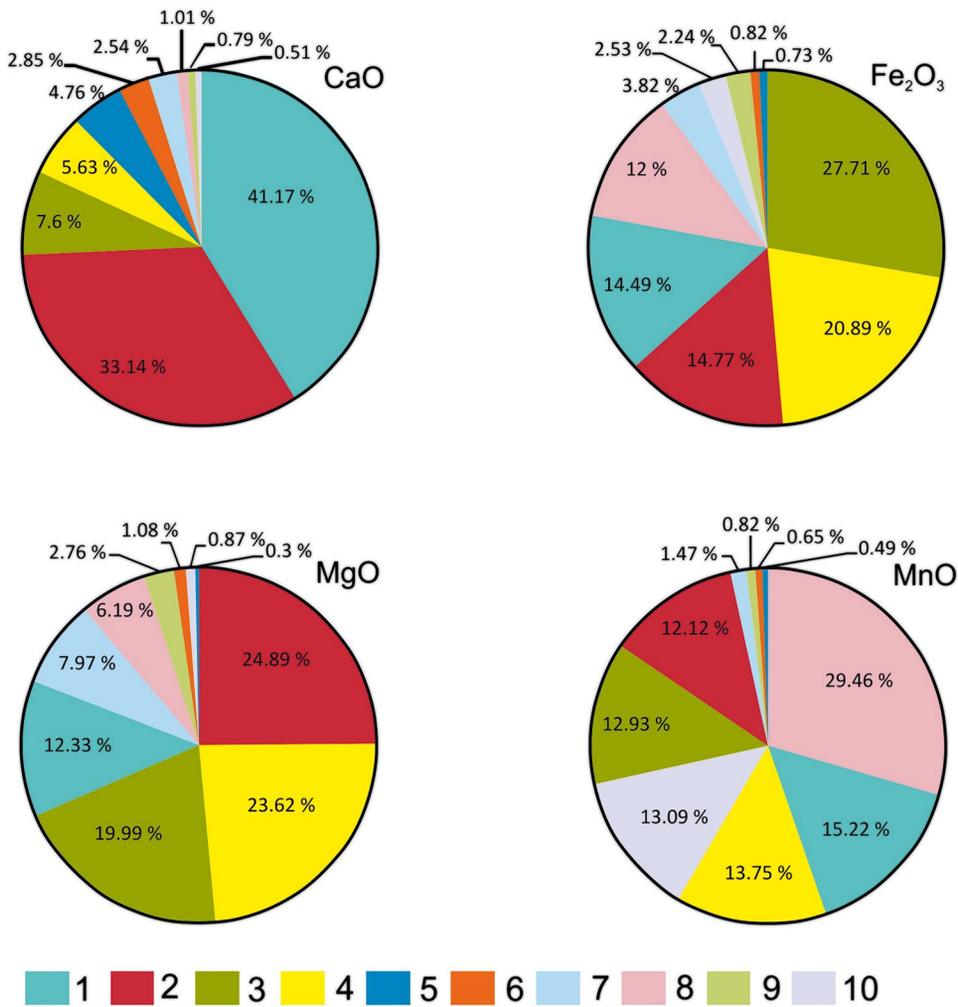


Рис. 4. Распределение масс некоторых химических компонентов в основных типах плейстоценовых отложений. 1 – кокколито-фораминиферовые глины и илы; 2 – кокколитовые глины и илы; 3 – гемипелагические глины; 4 – терригенные турбидиты; 5 – карбонатно-обломочные отложения; 6 – карбонатные турбидиты; 7 – диатомовые илы и глины; 8 – пелагические глины; 9 – морские пески; 10 – вулканогенные отложения (в %).

P₂O₅ – 0.30. Тогда средние содержания редких элементов в плейстоцене Атлантического океана составят (в г/т): V – 83, Cr – 74, Co – 19, Ni – 41, Cu – 44, Zn – 58, Zr – 122, Ba – 296.

Все показанные в табл. 4 и 5 содержания оксидов петрогенных элементов для типов осадков пересчитаны на %, исходя из общей суммы для каждого компонента, равной 100%. При рассмотрении структуры распределения масс компонентов в осадках (в %) намечаются два основных тренда и один дополнительный. В рамках первого основного тренда доминирующую роль играет убывание масс самих осадков. К нему относится также распределение CaO и P₂O₅ (рис. 4). Второй основной тренд сводится к убыванию масс главных литогенных типов осадков

(гемипелагических глин и терригенных турбидитов) и главных карбонатных илов и глин (кокколитовых и кокколито-фораминиферовых). Примерами являются распределение масс SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O (см. рис. 4). Обращает на себя внимание промежуточный тип изменения масс MgO, обусловленный его тяготением как к литогенному веществу, так и к планктоногенным карбонатам (см. рис. 4). К дополнительному тренду относится распределение MnO (см. рис. 4), в котором на первом месте находятся его массы в пелагических глинах, на втором – в кокколито-фораминиферовых илах и глинах, а на третьем – в вулканогенных отложениях.

Таблица 4. Средневзвешенный химический состав плейстоценовых литогенных отложений Атлантического океана (в 10^{18} г)

КОМПОНЕНТ						КОМПОНЕНТ					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	103.99	335.99	364.82	36.72	26.49	Pb	–	0.012	Н.о.	0.002	0.001
TiO ₂	1.61	4.47	5.59	0.52	0.30	Mo	0.001	0.002	Н.о.	Н.о.	0.0001
Al ₂ O ₃	42.43	101.31	91.07	6.83	4.83	Y	Н.о.	0.015	0.016	0.002	–
Fe ₂ O ₃	25.64	59.20	44.63	4.79	5.41	Zr	0.025	0.097	0.146	0.013	0.014
MnO	1.80	0.79	0.84	0.05	0.80	Cs	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0001
MgO	5.39	17.41	20.59	2.40	0.76	Cd	–	0.002	Н.о.	Н.о.	Н.о.
CaO	5.90	44.61	33.06	4.51	2.97	B	Н.о.	0.049	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Na ₂ O	3.00	13.93	13.77	1.37	1.18	Nb	0.008	Н.о.	0.017	0.001	Н.о.
K ₂ O	6.27	21.02	15.53	0.87	0.88	Be	0.0002	0.001	Н.о.	Н.о.	Н.о.
P ₂ O ₅	0.71	1.97	1.10	0.52	0.35	La	0.008	0.022	0.021	0.001	0.001
ППП	12.74	62.87	62.17	Н.о.	2.04	Ce	0.025	0.036	0.038	0.005	0.003
Li	–	0.031	0.031	Н.о.	Н.о.	Pr	0.002	–	0.004	0.0003	0.0004
Sc	Н.о.	0.008	0.008	Н.о.	–	Nd	0.008	0.019	0.019	0.002	0.002
V	0.019	0.068	0.087	Н.о.	0.007	Sm	0.002	–	0.005	0.0004	0.0004
Cr	0.016	0.056	0.058	0.007	0.005	Eu	0.0004	–	0.001	0.0001	0.0001
Co	0.016	0.011	0.009	Н.о.	0.0004	Gd	0.002	–	0.006	0.0006	0.0003
Ni	0.016	0.024	0.031	0.002	0.002	Tb	0.0003	–	0.001	0.0001	0.0002
Cu	0.018	0.027	0.019	Н.о.	0.002	Dy	0.002	–	0.005	0.0005	0.0003
Zn	0.017	0.051	0.038	Н.о.	0.004	Ho	0.0003	–	0.001	0.0001	0.0001
Rb	Н.о.	0.064	0.005	0.001	0.003	Er	0.0008	–	0.003	0.0003	0.0002
Ga	Н.о.	0.013	Н.о.	–	–	Tm	0.0001	–	0.0004	0.00003	0.00003
As	Н.о.	0.006	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Yb	0.0007	–	Н.о.	Н.о.	0.0002
Sr	–	0.124	0.107	0.017	0.012	Lu	0.0001	–	0.0004	0.00005	0.00003
Ba	0.105	0.208	0.320	0.014	0.011	Th	–	Н.о.	Н.о.	0.0002	0.0005
Ge	0.001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	U	Н.о.	Н.о.	0.011	0.004	0.0002

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; ППП – потери при прокаливании; 1–5 – типы отложений: 1 – пелагические глины; 2 – гемипелагические глины; 3 – терригенные турбидиты; 4 – морские пески; 5 – вулканогенные отложения.

Средние скорости накопления химических элементов

Этот параметр необходим для сравнительных анализов плейстоценовых отложений Атлантического океана как с другими океанами внутри плейстоценового стратона, так и с отложениями иных стратиграфических подразделений внутри осадочного чехла Мирового океана. Поскольку для нашей базы данных был выбран именно плейстоцен, продолжительность которого по “старой” шкале [Gradstein et al., 2004] равна 1.79 млн лет, то данные в следующих табл. 6 и 7 получаются при делении соответствующих значений табл. 4 и 5 на 1.79 млн лет.

Естественно, что структура табл. 6 и 7 точно повторяет структуру табл. 4 и 5, поэтому ниже отдельные описания табл. 6 и 7 не даются.

Абсолютные массы элементов

Абсолютные массы характеризуют интенсивность накопления химических компонентов. В табл. 8 приведены результаты расчета абсолютных масс оксидов петрогенных элементов в плейстоценовых отложениях Атлантического океана. Данные табл. 8 получены или делением скоростей накопления (см. табл. 6, 7) на площади распространения анализируемых типов плейстоценовых отложений, приведенные в работе [Левитан, 2021], или умножением процентных

Таблица 5. Средневзвешенный химический состав плейстоценовых биогенных осадков Атлантического океана (в 10^{18} г)

Компонент						Компонент					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	145.40	151.72	—	11.11	84.54	Mo	0.004	0.006	Н.о.	Н.о.	0.004
TiO ₂	1.75	2.22	0.09	0.23	0.48	Y	0.009	0.011	Н.о.	Н.о.	0.003
Al ₂ O ₃	74.72	37.73	7.90	3.74	31.70	Zr	0.034	0.034	Н.о.	—	0.018
Fe ₂ O ₃	31.55	30.97	1.56	1.75	8.16	Cs	Н.о.	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.
MnO	0.74	0.93	0.03	0.04	0.09	Cd	0.001	0.002	Н.о.	Н.о.	0.0003
MgO	21.68	10.74	0.26	0.94	6.94	B	0.077	0.068	Н.о.	Н.о.	0.026
CaO	194.61	241.58	27.94	16.74	14.90	Nb	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.001
Na ₂ O	9.53	9.88	0.55	0.96	4.53	Be	0.002	0.0002	Н.о.	Н.о.	0.0005
K ₂ O	7.38	6.80	0.77	0.69	3.16	W	Н.о.	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.
P ₂ O ₅	2.15	2.00	0.23	0.12	0.66	Tl	Н.о.	0.0003	Н.о.	Н.о.	Н.о.
ППП	Н.о.	126.37	Н.о.	3.86	17.15	Bi	Н.о.	0.0002	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Li	0.017	0.014	Н.о.	Н.о.	0.010	La	0.011	0.011	Н.о.	Н.о.	0.003
Sc	0.005	0.006	Н.о.	Н.о.	0.003	Ce	0.029	0.025	Н.о.	Н.о.	0.006
V	0.033	0.024	0.005	—	0.016	Pr	0.004	0.003	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cr	0.026	0.049	Н.о.	0.003	0.016	Nd	0.026	0.001	Н.о.	Н.о.	0.008
Co	0.009	0.011	Н.о.	Н.о.	0.002	Sm	0.003	0.003	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ni	0.019	0.026	Н.о.	—	0.008	Eu	0.0006	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cu	0.026	0.026	0.002	—	0.013	Gd	0.002	0.003	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Zn	0.029	0.029	Н.о.	—	0.009	Tb	0.0003	0.0003	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Rb	0.038	0.009	Н.о.	Н.о.	0.010	Dy	0.003	0.002	Н.о.	Н.о.	0.001
Ga	0.010	0.018	Н.о.	Н.о.	0.014	Ho	0.0004	0.0004	Н.о.	Н.о.	Н.о.
As	0.013	0.003	Н.о.	Н.о.	0.004	Er	0.001	0.001	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sr	0.110	0.816	0.047	0.061	0.002	Tm	0.0002	0.0002	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ba	0.047	0.197	0.009	0.020	0.036	Yb	0.001	0.001	Н.о.	Н.о.	0.0005
Ge	0.001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Lu	0.0002	0.0001	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Pb	0.015	0.011	Н.о.	Н.о.	0.003	Th	0.004	0.002	Н.о.	Н.о.	0.002
						U	Н.о.	0.0003	Н.о.	Н.о.	0.002

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; ППП – потери при прокаливании; 1–5 – типы отложений: 1 – кокколитовые глины и илы; 2 – кокколитово-фораминиферовые глины и илы; 3 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 4 – карбонатные турбидиты; 5 – диатомовые глины и илы.

содержаний оксидов петрогенных элементов на абсолютные массы соответствующих типов отложений, взятых из работы [Левитан, 2021].

Анализ табл. 8 выделил 3 типа отложений с максимальными абсолютными массами оксидов: 1 – терригенные турбидиты (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O); 2 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения (CaO); 3 – вулканогенно-обломочные отложения и вулканические пеплы (MnO, P₂O₅). Если рассмотреть первые три по величине абсолютные массы для различных оксидов, то получим следующие группы: 1) терригенные турбидиты, гемипелагические глины,

вулканогенно-обломочные отложения и вулканические пеплы (SiO₂, TiO₂, MgO, Na₂O, K₂O); 2) терригенные турбидиты, гемипелагические глины, бентогенные и карбонатно-обломочные отложения (Al₂O₃); 3) терригенные турбидиты, вулканогенно-обломочные отложения и вулканические пеплы, гемипелагические глины (Fe₂O₃); 4) вулканогенно-обломочные отложения и вулканические пеплы, гемипелагические глины, пелагические глины (MnO); 5) бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; кокколитово-фораминиферовые глины и илы; кокколитовые глины и илы (CaO); 6) вулканогенно-обломочные отложения

Таблица 6. Средние скорости накопления химических компонентов плейстоценовых литогенных отложений Атлантического океана (в 10^{18} г/млн лет)

Компонент	Типы отложений					Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	58.09	187.70	203.81	20.51	14.80	Pb	Н.о.	0.0067	Н.о.	0.0011	0.0006
TiO ₂	0.90	2.50	3.12	0.29	0.17	Mo	0.0006	0.0067	Н.о.	Н.о.	0.00006
Al ₂ O ₃	23.70	56.60	50.88	3.82	2.70	Y	Н.о.	0.0084	0.0089	0.0011	Н.о.
Fe ₂ O ₃	14.32	33.07	24.93	2.68	3.02	Zr	0.0140	0.0492	0.0816	0.0073	0.0078
MnO	1.01	0.44	0.47	0.03	0.45	Cs	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.00006
MgO	3.01	9.73	11.50	1.34	0.42	Cd	Н.о.	0.0067	Н.о.	Н.о.	Н.о.
CaO	3.30	24.92	18.47	2.52	1.51	B	Н.о.	0.0274	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Na ₂ O	1.68	7.78	7.69	0.77	0.66	Nb	0.0045	Н.о.	0.0095	0.0006	Н.о.
K ₂ O	3.50	11.74	8.68	0.49	0.49	Be	0.0001	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.
P ₂ O ₅	0.40	1.10	0.61	0.29	0.20	La	0.0045	0.0123	0.0117	0.0006	0.0006
ППП	7.12	35.12	34.73	Н.о.	1.14	Ce	0.0140	0.0201	0.0212	0.0028	0.0017
Li	Н.о.	0.0173	0.0173	Н.о.	Н.о.	Pr	0.0011	Н.о.	0.0022	0.0002	0.0002
Sc	Н.о.	0.0045	0.0045	Н.о.	Н.о.	Nd	0.0045	0.0106	0.0106	0.0011	0.0002
V	0.0106	0.0380	0.0486	Н.о.	0.0039	Sm	0.0011	Н.о.	0.0028	0.0002	0.0002
Cr	0.0089	0.0313	0.0324	0.0039	0.0028	Eu	0.0002	Н.о.	0.0006	0.0001	0.0001
Co	0.0089	0.0061	0.0050	Н.о.	0.0002	Gd	0.0011	Н.о.	0.0034	0.0003	0.0002
Ni	0.0089	0.0134	0.0173	0.0011	0.0011	Tb	0.0002	Н.о.	0.0006	0.0001	0.0001
Cu	0.0101	0.0151	0.0106	Н.о.	0.0011	Dy	0.0011	Н.о.	0.0028	0.0003	0.0002
Zn	0.0095	0.0285	0.0212	Н.о.	0.0022	Ho	0.0002	Н.о.	0.0006	0.0001	0.0001
Rb	Н.о.	0.0358	0.0028	0.0006	0.0017	Er	0.0004	Н.о.	0.0017	0.0002	0.0001
Ga	Н.о.	0.0073	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Tm	0.0001	Н.о.	0.0002	0.00002	0.00002
As	Н.о.	0.0034	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Yb	0.0004	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0001
Sr	Н.о.	0.0693	0.0598	0.0095	0.0067	Lu	0.0001	Н.о.	0.0002	0.00003	0.00002
Ba	0.0587	0.1162	0.1788	0.0078	0.0061	Th	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0003	0.0003
Ge	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	U	Н.о.	Н.о.	0.0061	0.0022	0.0001

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; ППП – потери при прокаливании; типы отложений: 1 – пелагические глины; 2 – гемипелагические глины; 3 – терригенные турбидиты; 4 – морские пески; 5 – вулканогенные отложения.

Таблица 7. Средние скорости накопления химических компонентов плейстоценовых биогенных отложений Атлантического океана (в 10^{18} г/млн лет)

Компонент	Типы отложений					Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	81.23	84.76	Н.о.	6.21	47.23	Mo	0.0022	0.0034	Н.о.	Н.о.	0.0022
TiO ₂	0.98	1.24	0.05	0.13	0.27	Y	0.0050	0.0061	Н.о.	Н.о.	0.0017
Al ₂ O ₃	41.74	21.08	4.41	2.09	17.71	Zr	0.0190	0.0190	Н.о.	Н.о.	0.0101
Fe ₂ O ₃	17.63	17.30	0.87	0.98	4.56	Cs	Н.о.	0.0003	Н.о.	Н.о.	Н.о.
MnO	0.41	0.52	0.02	0.02	0.05	Cd	0.0006	0.0011	Н.о.	Н.о.	0.0002
MgO	12.11	6.00	0.15	0.53	3.88	B	0.0430	0.0380	Н.о.	Н.о.	0.0145

Окончание таблицы 7

Компонент	Типы отложений					Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
CaO	108.72	134.96	15.61	9.35	8.32	Nb	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0006
Na ₂ O	5.32	5.52	0.31	0.54	2.53	Be	0.0011	0.0001	Н.о.	Н.о.	0.0003
K ₂ O	4.12	3.80	0.43	0.39	1.77	W	Н.о.	0.0003	Н.о.	Н.о.	Н.о.
P ₂ O ₅	1.20	1.12	0.13	0.07	0.37	Tl	Н.о.	0.0002	Н.о.	Н.о.	Н.о.
ППП	Н.о.	70.60	Н.о.	2.16	9.58	Bi	Н.о.	0.0001	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Li	0.0095	0.0078	Н.о.	Н.о.	0.0056	La	0.0061	0.0061	Н.о.	Н.о.	0.0017
Sc	0.0028	0.0034	Н.о.	Н.о.	0.0017	Ce	0.0162	0.0140	Н.о.	Н.о.	0.0034
V	0.0184	0.0134	0.0028	Н.о.	0.0089	Pr	0.0022	0.0017	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cr	0.0145	0.0274	Н.о.	0.0017	0.0089	Nd	0.0145	0.0006	Н.о.	Н.о.	0.0045
Co	0.0050	0.0061	Н.о.	Н.о.	0.0011	Sm	0.0017	0.0017	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ni	0.0106	0.0145	Н.о.	Н.о.	0.0045	Eu	0.0003	0.0003	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cu	0.0145	0.0145	0.0011	Н.о.	0.0073	Gd	0.0011	0.0017	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Zn	0.0162	0.0162	Н.о.	Н.о.	0.0050	Tb	0.0002	0.0002	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Rb	0.0212	0.0050	Н.о.	Н.о.	0.0056	Dy	0.0017	0.0011	Н.о.	Н.о.	0.0006
Ga	0.0056	0.0101	Н.о.	Н.о.	0.0078	Ho	0.0002	0.0002	Н.о.	Н.о.	Н.о.
As	0.0073	0.0017	Н.о.	Н.о.	0.0022	Er	0.0006	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sr	0.0615	0.4559	0.0243	0.0341	0.0011	Tm	0.0001	0.0001	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ba	0.0263	0.1101	0.0050	0.0112	0.0201	Yb	0.0006	0.0006	Н.о.	Н.о.	0.0003
Ge	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Lu	0.0001	0.00006	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Pb	0.0084	0.0061	Н.о.	Н.о.	0.0017	Th	0.0022	0.0011	Н.о.	Н.о.	0.0011
						U	Н.о.	0.0002	Н.о.	Н.о.	0.0011

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньшее 7; ППП – потери при прокаливании; типы отложений: 1 – кокколитовые глины и илы; 2 – кокколитово-фораминиферовые глины и илы; 3 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 4 – карбонатные турбидиты; 5 – диатомовые глины и илы.

Таблица 8. Средневзвешенные абсолютные массы петрогенных компонентов химического состава основных типов плейстоценовых отложений Атлантического океана, в г/см² х тыс. лет

Компонент	Типы отложений							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0.74	5.12	10.53	0.81	0.39	Н.о.	0.71	4.77
TiO ₂	0.01	0.07	0.16	0.01	0.006	0.01	0.004	0.05
Al ₂ O ₃	0.30	1.55	2.63	0.41	0.10	1.03	0.27	0.87
Fe ₂ O ₃	0.18	0.90	1.29	0.17	0.07	0.20	0.07	0.98
MnO	0.01	0.01	0.02	0.004	0.002	0.004	0.001	0.15
MgO	0.04	0.27	0.59	0.12	0.03	0.03	0.06	0.14
CaO	0.04	0.68	0.95	1.08	0.61	3.63	0.12	0.53
Na ₂ O	0.02	0.21	0.35	0.05	0.03	0.07	0.04	0.21
K ₂ O	0.04	0.24	0.45	0.04	0.02	0.10	0.03	0.16
P ₂ O ₅	0.005	0.03	0.03	0.01	0.005	0.03	0.006	0.06

Примечания. Н.о. – не определялся; типы отложений: 1 – пелагические глины; 2 – гемипелагические глины; 3 – терригенные турбидиты; 4 – кокколитовые глины и илы; 5 – кокколитово-фораминиферовые глины и илы; 6 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 7 – диатомовые глины и илы; 8 – вулканогенно-обломочные отложения и вулканические пеплы.

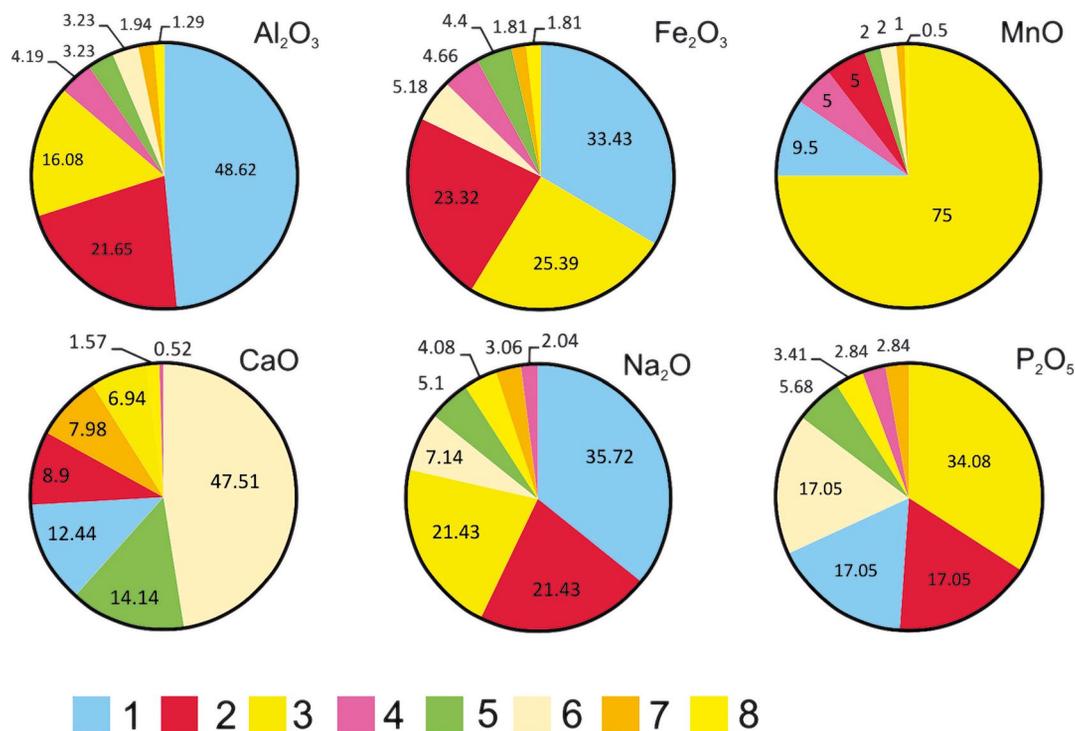


Рис. 5. Распределение абсолютных масс петрогенных компонентов химического состава (в условных единицах) в типах плейстоценовых отложений.

1 – терригенные турбидиты; 2 – гемипелагические глины; 3 – вулканогенно-обломочные отложения и вулканические пеплы; 4 – пелагические глины; 5 – кокколитовые глины и илы; 6 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 7 – кокколитово-фораминиферовые глины и илы; 8 – диатомовые глины и илы.

и вулканические пеплы, терригенные турбидиты, гемипелагические глины (P_2O_5). Более подробно полученные данные (в условных единицах) показаны на рис. 5.

Напомним, что абсолютные массы биогенных компонентов осадков, в отличие от абсолютных масс литогенных компонентов, являются не первичными, а вторичными, т.е. остаточными [Левитан, 2021]. Кроме того, не исключен вариант изменения в будущем абсолютных масс терригенных отложений в сторону их увеличения [Левитан, 2021].

Из проведенного анализа вытекают минимум два вывода: важнейшая роль абсолютных масс самих осадков (наряду с их химическим составом) и необходимость дополнения количественных параметров, получаемых в результате применения объемного метода А.Б. Ронова [1949], абсолютными массами химических компонентов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящий геохимический обзор является частью цикла наших работ по геохимическим особенностям плейстоценовых отложений Мирового

океана [Левитан и др., 2023]. Он предпринят для детализации данных о химическом составе земной коры на основе подхода А.Б. Ронова [Ронов и др., 1990].

Целью статьи являлось получение в табличном виде сведений о средневзвешенном химическом составе плейстоцена Атлантического океана и связанных с ними данных по скоростям накопления химических компонентов в основных литологических типах рассматриваемых отложений и их абсолютным массам. Для достижения этой цели было необходимо решить задачи по созданию соответствующей базы данных и расчету средних арифметических составов в этих типах отложений.

В работе изучены данные по плейстоцену Атлантики в его границах от пролива Фрама на севере до берегов Антарктиды на юге. Составленные нами ранее литолого-фациальные карты [Левитан, 2021] охватывают 86.6% всей площади дна. В качестве фактического материала для проведенных исследований послужили результаты химических анализов, опубликованные как в отчетах о проведенных рейсах международного

проекта глубоководного бурения (фазы DSDP, ODP, IODP), так и в других литературных источниках.

Всего в собранной базе данных содержится свыше 2500 проб с более чем 20 000 элементно-определений. Проведенный критический анализ этой базы позволил точно охарактеризовать литотип каждой пробы, перевести значения содержаний петрогенных химических элементов в содержания их оксидов, выбраковать “ураганные значения”, избавиться от неправильно выполненных анализов. Выявленная сильная неравномерность в распределении содержаний химических компонентов по возрасту заставила нас ограничиться только расчетами средних содержаний по всему плейстоцену, без его деления на нео- и эоплейстоцен.

В результате рассчитаны средние арифметические значения химического состава для основных литологических типов отложений. Проведены сравнения полученных данных для существенно глинистых осадков с эталоном PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], а для обломочных отложений – с эталоном верхней континентальной коры (UCC) [Rudnick, Gao, 2003]. Выявлены соответствующие черты сходства и различия. Установлено доминирование терригенной матрицы для глинистых осадков и бескарбонатного вещества карбонатных отложений. На основании корреляционного анализа выделены основные геохимические ассоциации. Факторный анализ установил доминирование двух факторов: первый из них связан с литогенным/карбонатным веществом (соответственно, по положительным и отрицательным факторным нагрузкам), второй – с гидрогенным материалом.

С учетом ранее полученных данных по средневзвешенному литологическому составу [Леви-тан, 2021], рассчитаны средневзвешенные химические составы изученных отложений. В целом в плейстоценовых отложениях Атлантического океана содержится (в 10^{18} г): SiO_2 – min 1260.78 (без бентогенных карбонатов); TiO_2 – 17.26, Al_2O_3 – 402.26, Fe_2O_3 – 213.66, MnO – 6.11, MgO – 87.11, CaO – 586.82, Na_2O – 58.70, K_2O – 63.37, P_2O_5 – 9.81, п.п.п. – min 287.20, V – 0.261, Cr – 0.236, Co – 0.060, Ni – 0.130, Cu – 0.135, Zn – 0.179, Zr – 0.384, Ba – 0.967.

Получены следующие средние содержания петрогенных оксидов в плейстоцене Атлантического океана (в мас. %): SiO_2 – 40.13, TiO_2 – 0.53, Al_2O_3 – 12.32; Fe_2O_3 – 6.54, MnO – 0.19, MgO – 2.67, CaO – 17.97, Na_2O – 1.80, K_2O – 1.94, P_2O_5 – 0.30. Средние содержания редких элементов при этом

составляют (в г/т): V – 83, Cr – 74, Co – 19, Ni – 41, Cu – 44, Zn – 58, Zr – 122, Ba – 296.

На основе данных по средневзвешенному химическому составу получены затем таблицы средних скоростей накопления и, в заключение, абсолютные массы петрогенных компонентов.

В целом полученная нами информация позволяет проводить сравнительный анализ как с плейстоценовыми отложениями других океанических бассейнов, так и с осадками других стратонов в пределах и Мирового океана, и палеоокеанов на континентах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны К.В. Сыромятникову за предоставленные результаты по математической статистике и выполненные им рисунки.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в соответствии с госзаданием для Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. ИО АН СССР. Т. 32. 1960. С. 3–14.
- Гордеев В.В. Геохимия системы река–море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
- Дубинин А.В., Римская-Корсакова М.Н. Геохимия редкоземельных элементов в донных отложениях Бразильской котловины Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 1. С. 3–20.
- Дубинин А.В., Розанов А.Г. Геохимия редкоземельных элементов и тория в осадках и железо-марганцевых конкрециях Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 3. С. 311–323.
- Дубинин А.В., Свальнов В.Н., Бережная Е.Д. и др. Геохимия редких и рассеянных элементов в осадках и марганцевых микроконкрециях Ангольской котловины // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 3. С. 191–214.
- Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 191 с.

- Емельянов Е.М., Романкевич Е.А.* Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.
- Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В.* Типы донных осадков Атлантического океана. Результаты исследований по МГП. Океанологические исследования. Калининград, 1975. 579 с.
- Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Харин Г.С.* Палеоокеанология Атлантического океана. Л.: Недра, 1989. 248 с.
- Левитан М.А.* Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.
- Левитан М.А., Дитрих П.Г.* Фациальная изменчивость донных осадков к северу от о. Элефант // Биологические и геологические исследования дна в Южной Атлантике / Отв. ред. Н.Г. Виноградова // Тр. ИО АН СССР. Т. 126. 1990. С. 185–192.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В., Сыромятников К.В.* Химический состав плейстоценовых отложений Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 5. С. 423–444.
- Левитан М.А., Дитрих П.Г., Горбунова З.Н.* Донные осадки на трансокеанском профиле (Южная Атлантика) // Биологические и геологические исследования дна в Южной Атлантике / Отв. ред. Н.Г. Виноградова // Тр. ИО АН СССР. Т. 126. 1990а. С. 172–184.
- Левитан М.А., Дитрих П.Г., Рудакова А.Н., Вершинин А.В.* Фациальная изменчивость поверхностного слоя осадков континентальной окраины Намибии // Биологические и геологические исследования дна в Южной Атлантике / Отв. ред. Н.Г. Виноградова // Тр. ИО АН СССР. Т. 126. 1990б. С. 193–206.
- Левитан М.А., Рощина И.А., Толмачева А.В.* Геохимические особенности осадков континентального склона моря Уэдделла и их палеоокеанологическая интерпретация // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 2. С. 128–142.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н.* Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнезем. Результаты исследований по МГП. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Маккой Ф.Х., Суинт Т.Р., Пайнер Д.Ц.* Типы донных осадков // Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Гл. ред. Г.Б. Удинцев. М., СПб., 2003. С. 114–115.
- Мурдмаа И.О.* Фашии океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
- Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. Т. 3. 1949. 136 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 183 с.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Мингео СССР, 1989. 79 с.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О.* Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 6. С. 17–37.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тримонис Э.С.* Терригенная седиментация в Атлантическом океане. М.: Наука, 1995. 255 с.
- Chamley H., Debrabant P., Foulon J. et al.* Mineralogy and geochemistry of Cretaceous and Cenozoic Atlantic sediments off the Iberian Peninsula (site 398, DSDP leg 47B) // Init. Repts. DSDP, 47B. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1979. P. 429–449.
- Cronan D.S.* Geochemical investigations on sediments from the Mid-Atlantic Ridge: leg 37, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts. DSDP, 37. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1977. P. 631–632.
- Cunningham R., Kroopnick P.M.* Inorganic and isotopic geochemistry of sediments from sites 549 to 551, northeastern North Atlantic // Init. Repts. DSDP, 80. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1985. P. 1073–1079.
- Dean W.E., Parduhn N.L.* Inorganic geochemistry of sediments and rocks recovered from the southern Angola Basin and adjacent Walvis Ridge, sites 530 and 532, Deep Sea Drilling Project leg 75 // Init. Repts. DSDP, 75. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1984. P. 923–958.
- Debrabant P., Chamley H., Foulon J., Maillot H.* Mineralogy and geochemistry of upper Cretaceous and Cenozoic sediments from north Biscay Bay and Rockall Plateau (Eastern North Atlantic), DSDP leg 48 // Init. Repts. DSDP, 48. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1979. P. 703–725.
- Debrabant P., Foulon J., Maillot H.* Mathematical treatment of geochemical data, Deep Sea Drilling Project sites 415 and 416 // Init. Repts. DSDP, 50. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1980. P. 695–703.
- Donnelly T.W.* Chemistry of sediments of the Western Atlantic: site 417 compared with sites 9, 105, 386, and 387 // Init. Repts. DSDP, 51, 52, 53. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1980. P. 1515–1523.
- Donnelly T.W., Nalli G.* Mineralogy and chemistry of Caribbean sediments, leg 15 // Init. Repts. DSDP, 15. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1973. P. 929–961.
- Emel'yanov E.M.* Geochemistry of sediments in the Western Central Atlantic, DSDP leg 39 // Init. Repts. DSDP, 39. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1977. P. 477–492.
- Emel'yanov E.M., Blazhishin A.I., Kharin G.S. et al.* Mineral and chemical composition of sediments of the Vøring Plateau, DSDP leg 38 // Init. Repts. DSDP, 38. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1978. P. 31–44.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.* A Geological Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.

- Hetzel A., Brumsack H.-J., Schnetger B., Böttcher M.E.* Inorganic geochemical characterization of lithologic units recovered during ODP leg 207 (Demerara Rise) // Proc. ODP, Sci. Results, 207. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 2006. P. 1–37. <https://habr.com/ru/post/339798>
- Jarvis I., Moreton J., Gerard M.* Chemostratigraphy of Madeira abyssal plain Miocene–Pliocene turbidites, site 950 // Proc. ODP, Sci. Res., 157. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1998. P. 535–558.
- Lacasse C., Paterne M., Werner R. et al.* Geochemistry and origin of Pliocene and Pleistocene ash layers from the Iceland Plateau, site 907 // Proc. ODP, Sci. Results, 151. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1996. P. 309–331.
- Lackschewitz K.S., Wallrabe-Adams H.-J., Garbe-Schönberg D.* Geochemistry of surface sediments from the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge, north of Iceland // Mar. Geol. 1994. V. 121. P. 105–119.
- Latimer J.C., Filippelli G.M.* Data report: sediment geochemistry at site 1089, leg 177 // Proc. ODP, Sci. Results, 177. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 2001. P. 1–14.
- Lu H., Matsumoto R., Watanabe Y.* Data report: major element geochemistry of the sediments from site 997, Blake Ridge, Western Atlantic // Proc. ODP, Sci. Results, 164. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 2000. P. 147–182.
- Malone M.* Data report: geochemistry and mineralogy of periplatform carbonate sediments: sites 1006, 1008, and 1009 // Proc. ODP, Sci. Results, 166. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 2000. P. 145–152.
- Matsumoto R.* Mineralogy and geochemistry of carbonate diagenesis of the Pliocene and Pleistocene hemipelagic mud on the Blake Outer Ridge, site 533, leg 76 // Init. Repts. DSDP, 76. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1983. P. 411–427.
- Migdisov A.A., Girin Yu.P., Galimov E.M. et al.* Major and minor elements and sulfur isotopes of the Mesozoic and Cenozoic sediments at sites 415 and 416, leg 50, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts. DSDP, 50. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1980. P. 675–689.
- Murdmaa I.O., Gordeev V.V., Emelyanov E.M., Bazilevskaya E.S.* Inorganic geochemistry of the leg 44 sediments // Init. Repts. DSDP, 44. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1978. P. 575–582.
- Murdmaa I.O., Gordeev V.V., Emelyanov E.M., Bazilevskaya E.S.* Inorganic geochemistry of leg 43 sediments // Init. Repts. DSDP, 43. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1979. P. 675–694.
- Murray M.A., Muratli J.M., Hartwell A.M. et al.* (2016) Data report: dissolved minor element compositions, sediment major and minor element concentrations, and reactive iron and manganese data from the Lesser Antilles volcanic arc region, IODP Expedition 340 Sites U1394, U1395, U1396, U1399, and U1400 // Proc. IODP, 340. Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.), 2016. P. 1–27.
- Pickering K.T., Stow D.A.V.* Inorganic major, minor and trace element geochemistry and clay mineralogy of sediments from the Deep Sea Drilling Project leg 96, Gulf of Mexico // Init. Repts. DSDP, 96. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1986. P. 733–745.
- Rodehorst U., Schmincke H.-U., Sumita M.* Geochemistry and petrology of Pleistocene ash layers erupted at las Cañaras Edifice (Tenerife) // Proc. ODP, Sci. Results, 157. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1998. P. 315–328.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of continental crust // Treatise of Geochemistry. V. 3. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 1–64.
- Saito S.* Major and trace element geochemistry of sediments from east Greenland continental rise: an implication for sediment provenance and source area weathering // Proc. ODP, Sci. Results, 152. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1998. P. 19–28.
- Schmidt C., Hensen C., Hübscher C. et al.* Geochemical characterization of deep-sea sediments on the Azores Plateau – From diagenesis to hydrothermal activity // Mar. Geol. 2020. V. 429. 106291.
- Sexton P.F., Barker S.* Onset of “Pacific-style” deep-sea sedimentary carbonate cycles at the mid-Pleistocene transition // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 321–322. P. 81–94.
- Tarney J., Donnellan N.C.B.* Minor element geochemistry of sediments at site 328, Falkland Outer Basin and site 329, Falkland Plateau, leg 36, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts. DSDP, 36. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1977. P. 929–939.
- Timofeev P.P., Varentsov I.M., Rateev M.A., Rengarten N.V.* Lithology, mineralogy, and geochemistry of upper Cenozoic sediments at 23°N near the Mid-Atlantic Ridge, drilled on leg 45 // Init. Repts. DSDP, 45. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1979. P. 323–347.
- Varentsov I.M.* The geochemistry of heavy metals in upper Cenozoic sediments near the crest of the Mid-Atlantic Ridge, latitude 23°N, drilled on DSDP leg 45 // Init. Repts. DSDP, 45. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1979. P. 349–377.
- Varentsov I.M., Ludwig W.J., Krasheninnikov V.A. et al.* Geochemical history of post-middle Jurassic sedimentation in the Southwestern Atlantic, Deep Sea Drilling Project leg 71: Ba, Sr, and major components // Init. Repts. DSDP, 71. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1983. P. 423–442.
- Wallrabe-Adams H.-U., Lackschewitz K.S.* Chemical composition, distribution, and origin of silic volcanic ash layers in the Greenland – Iceland – Norwegian Sea: explosive volcanism from 10 to 300 ka as recorded in deep-sea sediments // Mar. Geol. 2003. V. 193. P. 273–293.
- Wang Y.-C., Gieskes J.M., Musoke L.* Bulk chemical analysis of sediments, hole 671B // Proc. ODP, Sci. Results, 110. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1990. P. 179–188.

GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF THE ATLANTIC PLEISTOCENE SEDIMENTS

M. A. Levitan*, T. A. Antonova, L. G. Domaratskaya, A. V. Koltsova

*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS,
Kosygina str., 19, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: m-levitan@mail.ru*

In the geochemical review based on records from cruises of International project of Deep-Sea Drilling (phases of DSDP, ODP, IODP) and other literature data we presented tables of average arithmetic chemical composition, meanweighted chemical composition, accumulation rates, and mass accumulation rates of chemical components. These tables can be used for comparative analysis with sediments of the same or other strata in different oceanic basins and also with paleoceanic sediments on the continents. Terrigenous matrix dominates within lithogenic matter. Using methods of mathematical statistics we revealed main geochemical associations and base factors determining the chemical composition of studied sediments. Masses of oxides of petrogenic elements and a number of trace elements have been calculated for Pleistocene sediments. We managed to take an idea about average chemical composition of the Atlantic Pleistocene.

Keywords: Atlantic Ocean, Pleistocene, bottom sediments, geochemistry

УДК 551.46

АУТИГЕННЫЙ БИОТИТ ИЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ХОЛМА (ТРОГ ЭСКАНАБА, ХРЕБЕТ ГОРДА, ТИХИЙ ОКЕАН, СКВАЖИНА ODP 1038B)

© 2024 г. Б. А. Сахаров^{а, *}, В. Б. Курносов^{а, **}, Т. С. Зайцева^{б, ***},
А. Т. Савичев^{а, ****}, И. А. Морозов^{с, *****}, Д. М. Коршунов^{а, *****}

^а Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^б Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^с Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

* e-mail: sakharovba@gmail.com

** e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

*** e-mail: z-t-s@mail.ru

**** e-mail: savichev.1947@mail.ru

***** e-mail: ivan.morozov@yandex.ru

***** e-mail: dmit0korsh@gmail.com

Поступила в редакцию 18.09.2023 г.

После доработки 06.12.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

Впервые в плейстоценовых терригенных осадках из Центрального Холма, расположенного в трог Эсканаба в южной части хребта Горда (северо-восточный сектор Тихого океана), обнаружен аутигенный дисперсный биотит, который составляет почти все содержание тонких фракций <1 мк большинства образцов из скважины ODP 1038B. Аутигенная природа биотита связывается с метасоматическим воздействием гидротермального раствора на терригенные глинистые минералы осадков после внедрения в них базальтовой магмы в форме лакколита с температурой ~1200°C. Минеральный состав тонких фракций осадков был изучен с помощью комплекса аналитических методов, включая моделирование рентгеновских дифракционных картин. Установлено, что дисперсный слюдистый минерал (биотит) является триоктаэдрическим, высокожелезистым, не разбухает при насыщении этиленгликолем, но сжимается после прогрева при 550°C. Показано, что в его структуре нет инородных слоев, высота и состав которых отличаются от слюдистых слоев. Уменьшение высоты слюдистых слоев при нагревании биотита до 550°C связано с уменьшением высоты октаэдров 2:1 слоев за счет разницы в длинах связей Fe²⁺–O и Fe³⁺–O в результате окисления катионов Fe²⁺. Установлена предельная величина коэффициента вариации CV, характеризующего отсутствие смешанослойности в однородной периодической структуре, которая не должна превышать значение 0.10.

Ключевые слова: гидротермальная система, Центральный Холм, хребет Горда, биотит, коэффициент вариации регулярной структуры, моделирование дифракционных картин, структурное моделирование

DOI: 10.31857/S0024497X24030023, **EDN:** xwcmu

Биотит является важным породообразующим железисто-магнезиальным слюдистым минералом, относящимся к нестойким кластогенным компонентам пород, которые в значительной степени определяют состав глинистых минералов в процессах постседиментационных преобразований [Дриц, Коссовская, 1991]. Биотит

широко распространен практически во всех кислых магматических (граниты, гранодиориты) и метаморфических (гнейсы, сланцы) породах. Температура кристаллизации минерала колеблется в пределах 600–700°C. В неизмененных осадочных терригенных породах биотит обычно имеет обломочное происхождение.

Структура биотита сложена 2:1 слоями, между которыми располагаются межслоевые катионы калия. Слой 2:1 состоит из одной октаэдрической сетки и двух тетраэдрических сеток, каждая из которых примыкает сверху и снизу к октаэдрической сетке. В октаэдрической сетке три симметрически независимых октаэдра (транс- и два цис-октаэдра) отличаются друг от друга расположением ОН групп и атомов кислорода, координирующих октаэдрические катионы. В транс-октаэдрах ОН группы расположены на телесной диагонали, а каждая пара цис-октаэдров связана одним общим ребром из ОН групп. В триоктаэдрических 2:1 слюдах все три симметрически независимых октаэдра заняты катионами. Анионный каркас 2:1 слоя имеет состав $O_{10}(OH)_2$ в расчете на половину содержания элементарной ячейки и определяет число преимущественно двухвалентных октаэдрических катионов, равное или очень близкое к трем.

Биотиты неустойчивы в процессах диагенеза, выветривания и постседиментационных преобразований и легко преобразуются в смешанослойные и другие глинистые минералы [Aldahan, Morad, 1986a, b; Veblen, Ferry, 1983]. Широко распространены замещения биотита одновременно хлоритом и иллитом [Дриц, Коссовская, 1991]. Также часто происходит хлоритизация и вермикулитизация биотитов, при которых отдельные слюдястые слои или целые фрагменты структуры преобразуются в хлоритовые или вермикулитовые. Наиболее детально описано преобразование биотита в вермикулит при выветривании через серию смешанослойных структур биотит–вермикулит (гидробиотитов) [Дьяконов, 1981]. Главные результаты этого исследования сводятся к следующим выводам: содержание вермикулитовых слоев, W_B , в смешанослойных кристаллах биотит–вермикулит может меняться только в пределах от 0 до 50%; при концентрации $W_B > 0.5$, по-видимому, происходит скачкообразный переход биотита в вермикулит; как правило, встречаются гидробиотиты только двух типов с $0 < W_B < 0.15$ и $0.30 < W_B < 0.50$, при этом в обоих типах структур вермикулитовые слои вместе не встречаются; в структурах с $0 < W_B < 0.15$ вермикулитовые слои разделены большими блоками из нескольких биотитовых слоев, а в структурах с $0.30 < W_B < 0.50$ в основном преобладают фрагменты двух видов – ВБВ и ВБВВ, где Б и В – биотитовые и вермикулитовые слои соответственно. Еще один процесс преобразования биотита связан с формированием каолинита, параллельно с которым происходит выделение окислов железа. Эти минералы образуют эпитаксиальные сращения с биотитовой матрицей без каких-либо смешанослойных фаз [Banfield, Eggleton, 1988].

Статья посвящена детальному изучению комплексов аналитических методов структурных и кристаллохимических характеристик новообразованного тонкодисперсного биотита в образцах из глубоководной скважины 1038В и обсуждению условий его образования в процессе взаимодействия высокотемпературного гидротермального флюида с терригенными осадками из Центрального Холма (северо-восточный сектор Тихого океана).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

В северо-восточную часть Тихого океана осадочный материал поступает с Северо-Американского континента благодаря большой площади водосбора реки Колумбия и рекам Северной Калифорнии и Орегона. В трог Эсканаба накопились плейстоценовые терригенные осадки мощностью в несколько сотен метров. Позднее в него внедрилась базальтовая магма в форме лакколита мощностью 75–100 м с температурой $\sim 1200^\circ\text{C}$. В результате был поднят блок осадков мощностью ~ 300 м, верхняя часть которого диаметром 1 км поднялась над дном на 60 м, получив название Центральный Холм [Fouquet et al., 1998]. По периметру блока осадков образовалась разломная зона, хорошо проницаемая для миграции растворов и образования в ней каналов разгрузки восходящих гидротермальных растворов [Zierenberg et al., 1993]. Возле одного из таких каналов пробурена глубоководная скважина 1038В глубиной 120.50 м [Fouquet et al., 1998], образцы которой изучались в данной работе. Внедрение лакколита сопровождалось сильным разогревом гидротермального флюида. В результате на высокотемпературной стадии взаимодействия гидротермального флюида с осадками происходило преобразование исходных терригенных глинистых минералов. В настоящей работе представлены материалы, касающиеся только детального исследования аутигенного биотита.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рентгеновская дифракция. Рентгеновские исследования проводились на дифрактометре D8 Advance Bruker на $\text{CuK}\alpha_{1,2}$ -излучении по схеме Брэгга-Брентано при напряжении и токе на рентгеновской трубке 40 kV и 40 mA. Радиус гониометра равнялся 250 мм; выходные горизонтальные и антирассеивающая щели для падающего пучка имели фиксированную расходимость 0.5° ; для дифрагированного пучка приемная щель детектора составляла 0.04° ; вертикальную расходимость обоих пучков ограничивали две щели Соллера по 2.5° . Дифракционные картины от ориентированных

препаратов фракции <1 мк, полученные экспресс-съёмкой, были зарегистрированы в диапазоне от 2.00° до 34.00° 2 θ с шагом 0.05° 2 θ и экспозицией 2 с в точке. Для детальных исследований использовали съёмку от 4.00° до 78.00° 2 θ с шагом 0.05° 2 θ и экспозицией 25 с. Дифрактограммы от неориентированных препаратов фракции <1 мк были получены в диапазоне от 3.00° до 65.00° 2 θ с шагом 0.05° 2 θ и экспозицией 130 с в точке. Препараты ориентированных образцов готовились осаждением суспензии на предметные стекла размером 3.8 · 2.4 см. Для неориентированных препаратов использовался плоский прямоугольный держатель образца с размерами 3.0 × 2.5 × 0.5 см, а боковая набивка препарата значительно уменьшала ориентацию частиц. Моделирование дифракционных картин, содержащих базальные рефлексы (для моделей регулярных и смешанослойных структур, соответствующих ориентированным препаратам), или все типы *hkl* рефлексов (для моделей структур, соответствующих неориентированному порошковому препарату) осуществлялось по программам, основанным на алгоритмах, описанных в монографиях [Дриц, Сахаров, 1976; Drits, Tchoubar, 1990] и в главе монографии [Sakharov, Lanson, 2013].

Сканирующая электронная микроскопия и микронзондовый анализ. Исследование морфологии частиц (обр. 3081) проводилось на полированном шлифе, в куске из отдельных участков вмещающей породы, а также в ориентированных препаратах, приготовленных из фракции образца <1 мк, с помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MV-2300. Полуколичественный анализ катионного состава частиц осуществлялся с помощью энергодисперсионной приставки INCA-200 (Oxford Instrument). Микроанализы охватывали площадь частиц размером ~ 1 мк². Погрешность измерений соответствовала четвертой категории точности по требованиям Научного Совета по Аналитическим методам (ГИН РАН).

Термический анализ. Термогравиметрический анализ образца 3081 проводился на приборе EXSTAR TG/DTA 7300 (SII). Образец помещался в корундовый тигль и нагревался с постоянной скоростью 10°С/мин. Продувка печного пространства для отвода выделяющихся в процессе нагревания газов проводили воздухом, осушенным путем пропускания через колонку с силикагелем при объемной скорости циркуляции воздуха 100 мл/мин. Навеска образца составляла ~5 мг. В ходе анализа производилось одновременное определение потери массы образца и выявление тепловых эффектов, сопровождающих термические реакции.

Мёссбауэровская спектроскопия. С помощью мёссбауэровской спектроскопии оценивалось химическое и структурное состояние железа в структуре биотита (обр. 3081). Мёссбауэровские спектры были получены в ИГГД РАН (ЦКП “АИРИЗ”) при комнатной температуре на мёссбауэровском спектрометре СМ-1201. Аппаратурная ширина линии в спектре эталонного α -Fe составляла 0.23 ± 0.01 мм/с. Угол между нормалью к образующей конуса и направлением к источнику гамма-излучения составлял в мёссбауэровском спектрометре 54.7° и позволял исключить асимметрию дублетов квадрупольного расщепления, связанную с ориентацией образца [Ericsson, Wäppling, 1976]. Плотность поглотителя по природному железу не превышала 5 мг/см². Качество разложения спектра оценивалось при помощи критерия Пирсона (χ^2).

Инфракрасная спектроскопия. Инфракрасные спектры поглощения были получены на ИК Фурье-спектрометре VERTEX 80v фирмы Bruker, оснащенный детектором DTGS и КВг-светоделителем (ГИН РАН). Для каждого образца проводилось 256 сканирований в средней области (4250–800 см⁻¹) в условиях вакуумной откачки с разрешением 4 см⁻¹. Предварительно истертый и спрессованный при давлении 10 тонн в таблетку с КВг образец прогревался в стеклянной бюксе с CaCl₂ в течение 8 часов при температуре 195°С. Согласно [Vedder, Wilkins, 1969] для улучшения качества получаемого спектра такую процедуру проводили дважды. Образец после первого прогрева ещё раз был спрессован и снова прогрет в течение 8 часов. Обработка результатов была проведена при помощи программы OPUS7.0. Коррекция базовой линии производилась в интерактивном режиме методом рассеивания Rubberband (количество итераций – 5 и 10 соответственно).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Качественный анализ рентгеновских дифракционных картин

На первом этапе исследований, чтобы выявить состав основных глинистых минералов, присутствующих в изучаемых осадках, проводился экспрессный метод рентгеновской съёмки ориентированных препаратов фракции <1 мк в относительно небольшом интервале дифракционных углов, 2–34° 2 θ , с шагом сканирования 0.05° 2 θ . На всех дифрактограммах природных, насыщенных этиленгликолем и прокаленных при 550°С образцов наблюдались интенсивные базальные отражения 001 и 003 типичные для слюдястого минерала и значительно более слабые отражения хлорита

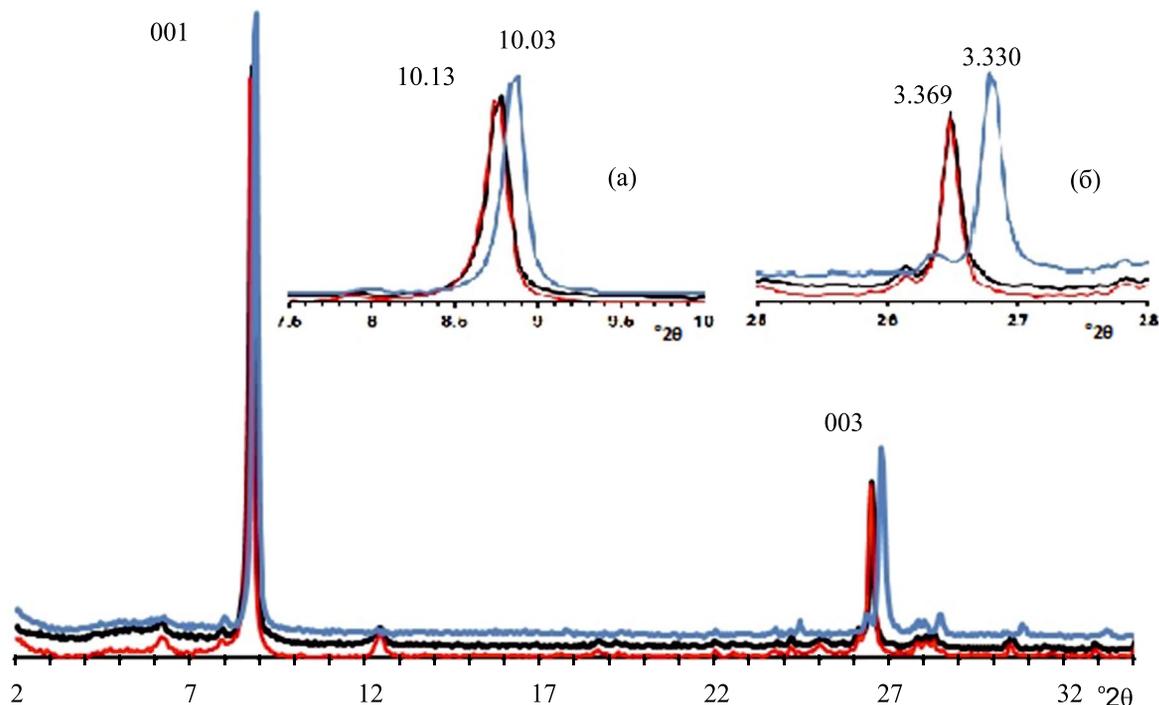


Рис. 1. Экспериментальные дифракционные картины, полученные от ориентированных препаратов, приготовленных из фракции <1 мк образца 3081 в воздушно-сухом (красная линия), насыщенном этиленгликолем (черная линия) и прокаленном при 550°C (синяя линия) состояниях. На врезках в увеличенном масштабе показаны фрагменты дифрактограмм с отражениями 001 (а) и 003 (б).

и/или смектита. Значения межплоскостных расстояний базальных отражений слюдястого минерала для природных и насыщенных этиленгликолем образцов оставались неизменными, что свидетельствовало об отсутствии разбухающих межслоевых промежутков смектитового типа в их структуре. Более того для разных образцов в обоих состояниях значения d базальных отражений 001 и 003 составляли почти целочисленную серию от межплоскостного расстояния $\sim 10.10\text{--}10.13$ Å. Однако после прокаливания образцов при 550°C позиции базальных отражений 001 и 003 заметно сместились в сторону больших углов дифракции и соответствовали значению межплоскостного расстояния слюды $\sim 9.99\text{--}10.00$ Å. Практически нулевая интенсивность у отражения 002 свидетельствовала о присутствии значительного количества железа в составе октаэдрических катионов слюдястого минерала. Анализ отражений 060 на дифрактограммах неориентированных препаратов исследованных образцов (1.543 Å) показал, что слюдястый минерал является триоктаэдрическим. Все эти предварительные данные свидетельствуют о том, что основной состав осадков скважины 1038В сложен преимущественно тонкодисперсным слюдястым минералом, по-видимому, биотит-флогопитового типа с небольшими

примесями смектитового и хлоритового минералов. Однако структура слюдястого минерала оставалась не вполне ясной. То обстоятельство, что после прокаливания высота слюдястых слоев заметно уменьшается, говорит о том, что в его структуре, возможно, присутствуют молекулы воды в смектитовых, либо вермикулитовых межслоях. То есть возможно минерал является смешанослойным образованием биотит–сапонит или биотит–вермикулит (гидробиотит), либо какие-то иные структурные особенности данной структурной разновидности ответственны за такое поведение образца при его различных обработках. Очевидно, что только детальные исследования структуры и состава этих дисперсных слюдястых минералов могут позволить понять их природу и особенности строения. По результатам качественного анализа экспрессных дифракционных картин тонких фракций среди образцов скважины 1038В образец 3081¹ содержит наименьшее количество примесей смектита и хлорита

¹ В исследовании использованы образцы пород, отобранные в кернохранилище, Программы океанского бурения (ODP), г. Колледж Стейшн, Техас, США. Лабораторный номер образца 3081 соответствует: скважине–кern–секции 1038В-6R-1, интервалу 62–65 см, глубине 44.22 м ниже поверхности дна [Fouquet et al., 1998].

по отношению к содержанию триоктаэдрического слюдястого минерала. На рис. 1 приведены экспресс-дифрактограммы этого образца, из анализа которых следуют все описанные выше особенности поведения слюдястой фазы при разных обработках. Поэтому данный образец был выбран для детального изучения различными методами.

Определение предельной величины коэффициента вариации CV для регулярных несмешанослойных структур

Вопрос, который следовало выяснить вначале, заключался в установлении наличия или отсутствия эффектов смешанослойности у исследуемых слюдястых минералов. Смешанослойность структуры минерала может быть выявлена по нецелочисленной серии значений d базальных отражений и по отсутствию равенства их полуширин с учетом эффекта угловой дисперсии. Экспресс-дифрактограмма образца 3081, содержащая фактически только два базальных

отражения 001 и 003 (см. рис. 1), не может дать ответ на этот вопрос. Поэтому была получена дифракционная картина от ориентированного препарата в естественном состоянии в широком диапазоне углов от 4.00° до $78.00^\circ 2\theta$, позволявшая зарегистрировать базальные отражения вплоть до рефлекса 008 (рис. 2).

Чтобы прецизионно измерить позиции базальных отражений и их полуширину, из дифракционной картины, полученной на характеристическом $\text{CuK}\alpha_{1,2}$ -излучении, была исключена $\text{K}\alpha_2$ -составляющая с помощью метода Решингера в стандартной программе дифрактометра X'Pert HighScore. В табл. 1 приведены значения $d(00l)$ и вычисленные для каждого из них значения $d(001) = l \cdot d(00l)$.

Показателем целочисленности значений d базальных отражений может служить коэффициент вариации CV [Bailey, 1982], величина которого характеризует отклонения вычисленных значений $d(001) = l \cdot d(00l)$, от его средней

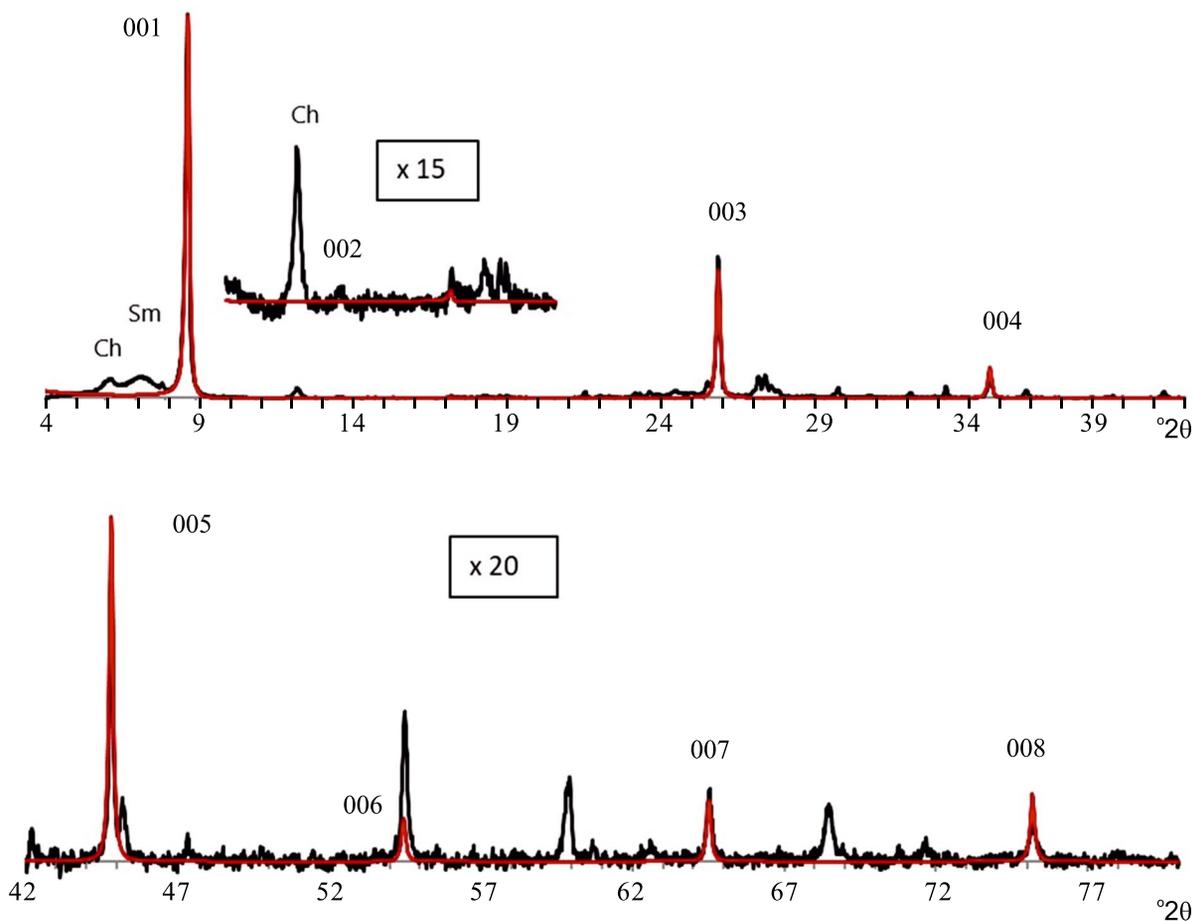


Рис. 2. Экспериментальная (черная линия) и рассчитанная (красная линия) дифрактограммы для ориентированного препарата образца 3081, фракция <1 мк; Ch – хлорит, Sm – смектит. На врезке показаны фрагменты дифрактограмм в увеличенном масштабе для рефлекса 002.

Таблица 1. Значения межплоскостных расстояний $d(00l)$, $d(001)$, $d(001)_{\text{cp}}$ и полуширин $\Delta(00l)$ (с учетом эффекта угловой дисперсии) базальных рефлексов для образца 3081, монокристалла биотита, дисперсного мусковита и модельной смешанослойной структуры биотит–вермикулит

Образец		001	001	002	003	004	005	006	007	008	$d(001)_{\text{cp}}$ Å	CV
3081	$d(00l)$ Å	10.112	5.050	3.367	2.525	2.020	1.684	1.443	1.263			
	$d(001)$ Å	10.112	10.100	10.100	10.102	10.101	10.101	10.102	10.100	10.102	10.102	0.04
	$\Delta(00l)$ град. 2θ	0.14	–	0.12	0.14	0.14	–	0.14	0.15			
Биотит А4 [Brigatti et al., 2000]	$d(00l)$ Å	10.0907	5.0454	3.3636	2.5227	2.0181	1.6818	1.4415	1.2613		10.0907	0.002
	$d(001)$ Å	10.0907	10.0908	10.0908	10.0908	10.0905	10.0908	10.0905	10.0904	10.0904		
Мусковит [Dabat et al., 2019]	$d(00l)$ Å	9.9954	4.9945	3.3283	2.5008	1.9967	1.6631	1.4260	1.2479		9.9954	0.08
	$d(001)$ Å	9.9954	9.9891	9.9849	10.0032	9.9834	9.9787	9.9817	9.9829			
Биотит-вермикулит 0.98:0.02, $R = 0$	$d(00l)$ Å	10.150	5.058	3.370	2.525	2.020	1.684	1.443	1.263			
	$d(001)$ Å	10.150	10.116	10.111	10.102	10.100	10.105	10.098	10.104	10.111	10.111	0.17
	$\Delta(00l)$ град. 2θ	0.15	–	0.09	0.17	0.08	0.14	0.13	0.08			

величины $d(001)_{\text{cp}}$. Коэффициент вариации CV был предложен С. Бейли [Bailey, 1982] для упорядоченных смешанослойных структур типа ректорита (слюда–сметит) или корренсита (хлорит–сметит), в структуре которых при одинаковом содержании разнотипных слоев А и В (0.5: 0.5) их упорядоченное чередование осуществляется по закону АВАВАВ... Величина CV вычисляется по формуле

$$CV = 100 \sigma / d(001)_{\text{cp}} \text{ [Bailey, 1982]},$$

где σ – стандартное отклонение, рассчитанное по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n [d(001)_i - d(001)_{\text{cp}}]^2}.$$

Согласно [Bailey, 1982] коэффициент вариации для упорядоченных смешанослойных структур должен быть меньше 0.75, чтобы считать адекватной регулярность в чередовании разнотипных слоев А и В.

В принципе коэффициент вариации CV можно использовать и для таких образований, каким является слюдястый минерал в образце 3081, в структуре которых возможно содержится очень небольшая концентрация слоев, высота, состав и строение которых отличаются от слоев основной структуры. Однако для рассматриваемых

образований предельная величина коэффициента вариации CV может оказаться другой по сравнению с коэффициентом вариации для упорядоченных смешанослойных структур. Чтобы установить предельную величину коэффициента вариации CV для однородных и периодических структур, образованных слюдястыми слоями одного типа, необходимо выбрать образец с заведомо несмешанослойной структурой. Например, монокристалл слюды, для которого проводилось уточнение координат атомов. В табл. 1 представлены соответствующие данные для такого образца биотита, А4, полученные в работе [Brigatti et al., 2000]. Расчеты показали, что для образца А4 $CV = 0.002$ сильно отличается от 0.75 для регулярных смешанослойных структур. Столь высокая разница в значениях CV возможно связана с разными экспериментальными условиями порошкового и монокристалльного методов. Поэтому еще один расчет был выполнен для порошкового образца дисперсного мусковита (см. табл. 1) из коллекции Университета г. Пуатье (Франция), полученного ультразвуковой обработкой крупных природных кристаллов с последующим выделением фракции <1 мк методом центрифугирования [Dabat et al., 2019]. Предполагалось, что кристаллиты такого препарата сложены идентичными К-содержащими слюдястыми слоями и поэтому не являются

смешанослойными. Дифрактограмма этого образца была снята в тех же условиях, что и образец 3081. Полученное значение $CV \sim 0.08$ (см. табл. 1) у дисперсного мусковита оказалось почти в 40 раз выше, чем для монокристалла биотита, однако на порядок ниже, чем для упорядоченных смешанослойных структур. Для изучаемого образца биотита 3081 значение $CV \sim 0.04$ (см. табл. 1) получилось того же порядка величины, что и для дисперсного мусковита.

Помимо целочисленной серии значений межплоскостных расстояний, d , базальные отражения для регулярной несмешанослойной структуры должны иметь на дифракционной картине одинаковую или очень близкую ширину пиков, $\Delta(00l)$, с учетом эффекта угловой дисперсии, $\Delta(00l) = \beta(00l)\cos\theta$, где $\beta(00l)$ – ширина пика $00l$ на половине высоты его максимума, а θ – угол, соответствующий положению отражения $00l$. Поэтому для образца 3081 профили рефлексов $00l$ были аппроксимированы функцией Split-Pearson-VII в программе Fityk [Wojdyr, 2010] с последующим определением их полуширины $\beta(00l)$. Полученные значения $\Delta(00l)$ даны в табл. 1. Следует, однако, отметить, что из-за слабой интенсивности отражения 002 и наложения отражения 006 на рефлексы hkl (см. рис. 2) полуширины этих двух базальных отражений не удалось правильно измерить. Из табл. 1 видно, что полуширины базальных рефлексов $\Delta(00l)$ практически одинаковы, что также подтверждает высокую однородность слюдистых слоев в структуре биотита из образца 3081.

Чтобы понять, насколько изменится величина коэффициента вариации CV и значения полуширин слюдистых рефлексов в случае смешанослойной структуры, методом моделирования [Drits, Tchoubar, 1990; Sakharov et al., 1999] была рассчитана дифракционная картина для модели биотит–вермикулит, в которой неупорядоченно чередуются 98% биотитовых и 2% вермикулитовых слоев. В табл. 1 приведены соответствующие результаты моделирования. Видно, что значение $CV = 0.17$ резко возросло по сравнению с величиной коэффициента вариации $CV = 0.04$ для образца биотита 3081, а полуширины базальных отражений стали существенно различаться.

Из проведенных экспериментов следует несколько важных выводов:

– структура исследуемого слюдистого минерала (обр. 3081) не является смешанослойной; высоты всех слюдистых слоев имеют практически одинаковую высоту, равную 10.102 \AA ;

– предельная величина коэффициента вариации CV для минералов, в структуре которых содержится небольшая концентрация инородных слоев, отличающихся по высоте и составу от слоев основной структуры, по-видимому, не должна превышать значение 0.10;

– следует также отметить, что значительно более сильное отклонение значения $d(001)$ от $d(001)_{\text{ср}}$ по сравнению с другими базальными отражениями для образца 3081 (см. табл. 1) связано с малыми размерами кристаллитов в направлении нормали к слоям, что приводит к смещению этого отражения в область малых углов 2θ [Дриц, Сахаров, 1976].

Альтернативная модель структуры слюдистого минерала

Тот факт, что после прокаливания образца 3081 при 550°C высота слюдистых слоев заметно уменьшается, не исключает модель структуры альтернативную смешанослойной, в которой все слюдистые межслои содержат не очень большое, но одинаковое число молекул воды в гексагональных полостях, образованных тетраэдрическими сетками смежных 2:1 слоев вместо некоторых катионов К. Можно также полагать, что из-за присутствия молекул H_2O в межслоях средняя высота таких слюдистых слоев будет несколько выше высоты чисто К-слоев, а после прокаливания образца станет одинаковой с ними. Вместе с тем очевидно, что такие межслои не смогут разбухать с этиленгликолем из-за большого числа катионов К, обеспечивающих сильную связь с анионами кислотного тетраэдрических сеток смежных 2:1 слоев. В то же время целочисленность значений d базальных отражений для такой структуры будет обеспечена равной высотой всех $(\text{K}+\text{H}_2\text{O})$ -слоев. Чтобы проверить эту гипотезу образец 3081 был прогрет в течение 2 часов при температуре 300°C . Очевидно, что при этой температуре молекулы H_2O должны исчезнуть из межслоев, а высота слюдистых слоев уменьшится. Однако эксперимент с нагревом до 300°C показал (рис. 3), что дифракционная картина для такого препарата не изменилась по сравнению с дифрактограммой исходного непрогретого образца. Следовательно, модель с небольшим содержанием молекул воды в слюдистых межслоях тоже следует отвергнуть.

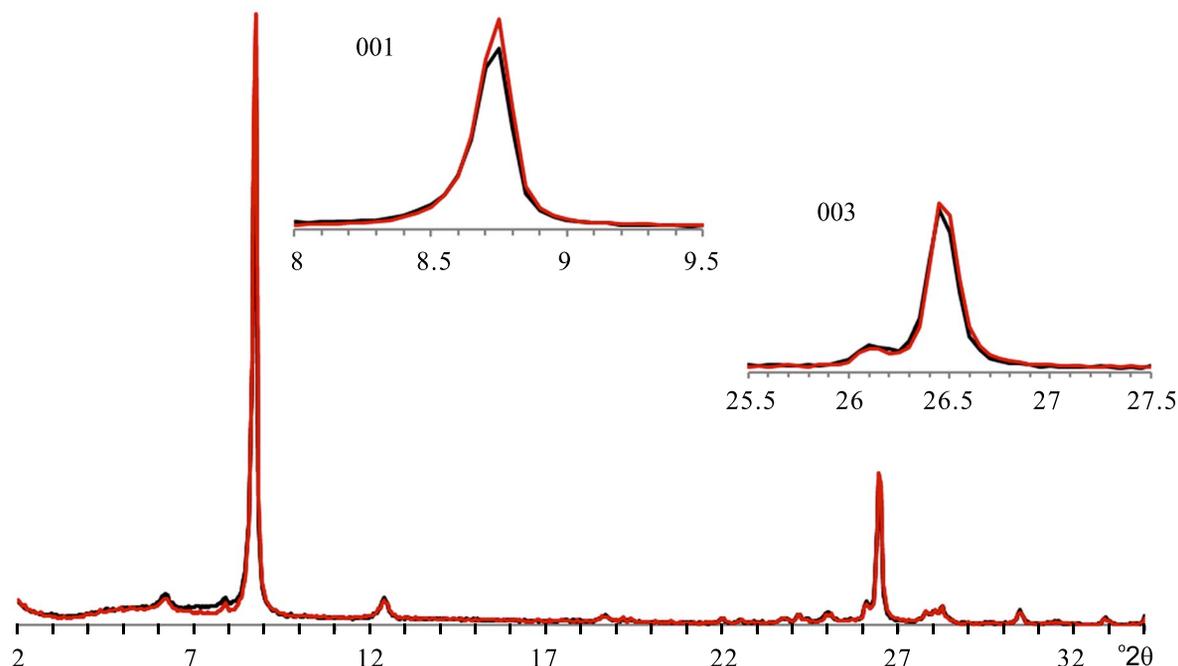


Рис. 3. Экспериментальные дифрактограммы, полученные от ориентированных препаратов исходного (черная линия) и прогретого при 300°C (красная линия) образца 3081, фракция <1 мк. На вставках показаны фрагменты дифрактограмм в увеличенном масштабе для рефлексов 001 и 003.

Моделирование дифракционной картины для ориентированного образца 3081

Чтобы подтвердить достоверность регулярной структуры слюдяного минерала, с помощью метода моделирования [Drits, Tchoubar, 1990; Sakharov et al., 1999] была рассчитана дифракционная картина для модели биотита, содержащая базальные отражения в широком угловом интервале (см. рис. 2). Координаты атомов в модели слюдяного минерала были заимствованы из работы по уточнению структуры природного биотита А4 [Brigatti et al., 2000] на том основании, что высота его слоев близка к значению $d(001)_{\text{ср}}$ для образца 3081 (см. табл. 1). Состав элементарной ячейки (главным образом, содержание катионов Fe и K), а также высота и среднее число слоев в кристаллитах варьировались таким образом, чтобы обеспечить минимальное расхождение между положением, интенсивностью и профилем базальных отражений на рассчитанной и экспериментальной дифракционных картинах (см. рис. 2). Наилучшее согласие дифракционных картин показало, что высота, $d(001)$, и среднее число слоев, N , в слюдяных кристаллитах равны 10.102 Å и 30, а в 2:1 слоях и межслоях (в расчете на анионный каркас $O_{10}(OH)_2$) содержится (Al, Mg)_{2.0}, Fe_{1.0} и K_{0.75} катионов соответственно. Таким образом, проведенные расчеты показывают, что структура слюдяного минерала

в образце 3081 не является смешанослойной, то есть, кроме K-содержащих слюдяных межслоевых промежутков не содержит ни смектитовых, ни вермикулитовых межслоев. Моделирование дифрактограммы ориентированного образца 3081 (фракция <1 мк) показало также, что в его составе кроме биотита (~87%) содержится ~4% смектита и ~9% хлорита.

Дегидроксиляция структуры слюдяного минерала

Другое объяснение эффекта уменьшения высоты слюдяных слоев при нагревании исследуемых образцов может быть связано с процессами преобразования OH групп в структуре этих минералов. Известно, например, что в диоктаэдрических слюдах при дегидроксиляции два аниона OH^- , расположенные на поделенном ребре октаэдра в 2:1 слоях, объединяются в молекулу H_2O , которая покидает структуру, а оставшийся ион кислорода O^{2-} располагается в середине бывшего ребра. В результате происходит искажение октаэдра, при котором октаэдрический катион оказывается в пятерной координации. Однако и эта модель не может быть принята, так как, например, дегидроксиляция мусковита, которая происходит около 600°C, хотя и приводит к такой перестройке его структуры, тем не менее

не затрагивает существенно высоту слоя [Vedder, Wilkins, 1969].

Дегидрирование в триоктаэдрической Fe²⁺-содержащей структуре слюдястого минерала

Процесс термического разложения Fe²⁺-содержащих филлосиликатов при нагревании их на воздухе кроме дегидратации и дегидроксилирования включает также дегидрирование структуры [Vedder, Wilkins, 1969; Lempart et al., 2018, 2020], которое сопровождается высвобождением атомов водорода из соседних OH групп, координированных с Fe²⁺, с последующим образованием газообразного водорода, и одновременным окислением Fe²⁺ до Fe³⁺, чтобы сохранить баланс зарядов. Окисление происходит через хорошо известную реакцию: Fe²⁺ + OH⁻ → Fe³⁺ + O²⁻ + H⁺. Показано, что изменения в структуре биотита при нагревании происходят в три этапа [Vedder, Wilkins, 1969; Lempart et al., 2018, 2020]. В порошковых препаратах уже при температурах до 400°C мелкие частицы биотита с заметной скоростью теряют водород параллельно с окислением Fe²⁺. При температурах выше 500°C молекулы H₂O в таких образцах исчезают главным образом из позиций близких к октаэдрическим вакансиям. В крупных кристаллах биотита эти гидроксилы теряются при температурах ниже 800°C. Наконец, гидроксилы, расположенные близко к катионной координации из 3Mg или 2Mg + трехвалентный катион в октаэдрическом слое, остаются в структуре до температур выше 1000°C. В природных биотитах число октаэдрических катионов, приходящееся

на анионный каркас O₁₀(OH)₂, часто составляет 2.9–3.0 ф.е. (формульных единиц) и не бывает меньше 2.45 ф.е. [Brigatti et al., 2000]. Следовательно, при нагревании до 550°C, по-видимому, только окисление Fe²⁺ может существенно менять высоту слюдястых слоев.

Результаты мёссбауэровской спектроскопии образца 3081

Чтобы оценить масштаб окисления катионов Fe²⁺ в октаэдрическом слое структуры биотита при разных температурах нагревания, были получены мёссбауэровские спектры для исходного образца 3081 и прогретого при 300 и 550°C. Линии гамма-резонансного поглощения мёссбауэровских спектров были разложены на несколько дублетов квадрупольного расщепления от двух- и трехвалентных ионов железа (табл. 2, рис. 4). Для дублетов от ионов Fe³⁺ и Fe²⁺ в октаэдрических позициях характерны следующие параметры: химические сдвиги в интервале 0.40–0.57 и 1.13 мм/с, квадрупольные расщепления в интервале 0.90–1.55 и 2.57 мм/с соответственно. Разложение мессбауэровского спектра на дублеты квадрупольного расщепления от Fe³⁺ и Fe²⁺ ионов железа позволило вычислить соотношение Fe³⁺/Fe²⁺ в изученных образцах, которое в природном образце составляет 0.17, немного увеличивается до 0.22 после прогрева до 300°C, а после 550°C достигает 1, то есть все двухвалентное железо полностью окисляется до трехвалентного состояния (см. табл. 2).

Таблица 2. Параметры мёссбауэровских спектров биотита (обр. 3081) для исходного и прогретого при температурах 300°C и 550°C препарата

Дублеты квадрупольного расщепления	Г, мм/с	δ, мм/с	Δ, мм/с	S, %	Fe ³⁺ / Fe ²⁺
T = 25°C					
Fe ³⁺	0.58	0.46	0.89	14.7	0.17
Fe ²⁺	0.37	1.12	2.57	85.3	
T = 300°C					
Fe ³⁺	0.67	0.45	0.94	18.0	0.22
Fe ²⁺	0.37	1.13	2.56	82.0	
T = 550°C					
Fe ³⁺	0.34	0.40	1.03	29.9	0.99(9)
Fe ³⁺	0.57	0.57	1.55	70.1	

Примечание. S – интегральная интенсивность дублетов разложения; Г – полуширина линии поглощения; δ – химический сдвиг относительно α-Fe; Δ – квадрупольное расщепление; χ² = 1.10–1.78.

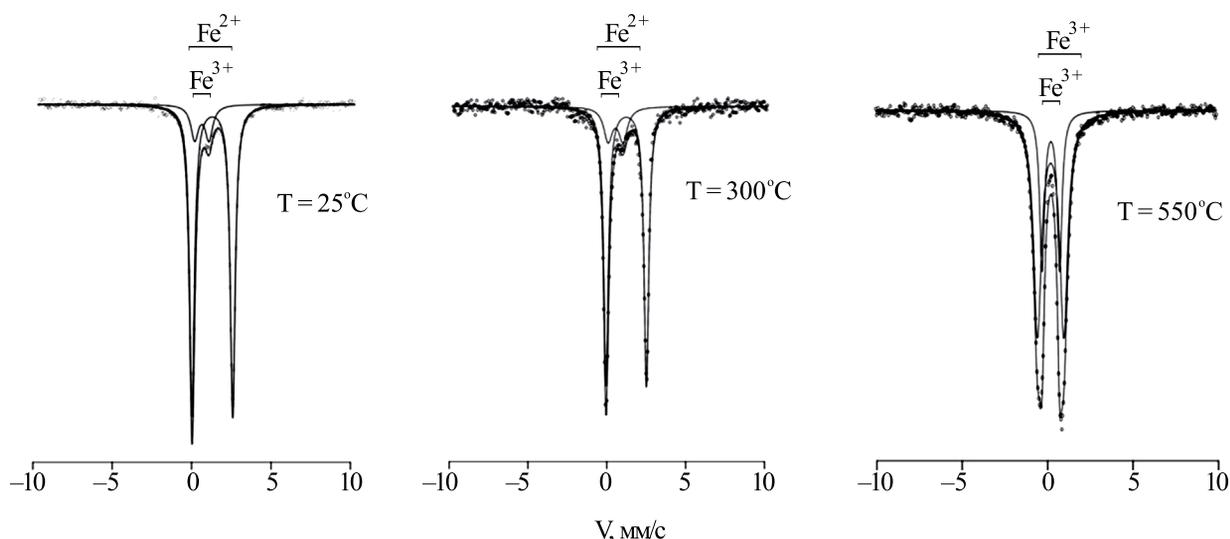


Рис. 4. Мёссбауэровские спектры, полученные от биотита (обр. 3081, фракция <1 мк) в природном состоянии ($T = 25^\circ\text{C}$), после нагревания при $T = 300^\circ\text{C}$ и $T = 550^\circ\text{C}$ и результаты разложения спектров.

Результаты термического анализа образца 3081

На рис. 5 приведены термические кривые ТГ (термогравиметрическая кривая потери веса), ДСК (кривая дифференциальной сканирующей калориметрии) и ДТГ (дифференциальная термогравиметрическая кривая потери веса) образца 3081. В диапазоне от 25 до 1200°C происходит потеря массы образца на 9.33%, наиболее

интенсивные потери сопровождаются эндотермическими эффектами около 100 , 500 и 800°C . Первая, низкотемпературная ступень, происходит в интервале 25 – 200°C и связана с удалением адсорбированной воды. Вторая ступень начинается при нагревании около 400°C и, видимо, связана с процессами дегидрирования, при которых потери массы значительно меньше, чем

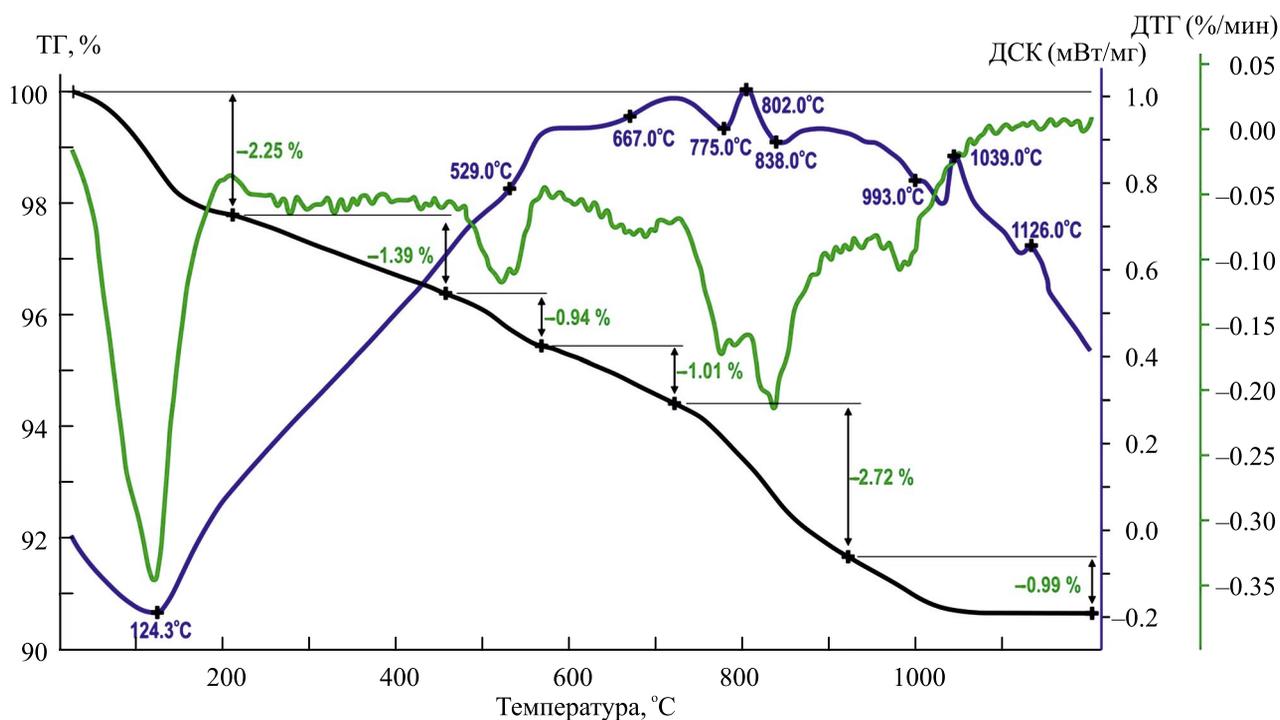


Рис. 5. Термические кривые ТГ, ДСК и ДТГ образца 3081.

на третьей ступени (600–840°C), связанной с разрушением структурных гидроокислов (дегидроксидация). Этот результат согласуется с данными [Földvári, 2011], согласно которым триоктаэдрические слюды практически не имеют термических реакций ниже 1000°C, а небольшие модуляции на кривых ДСК и ДТГ связаны скорее всего с присутствием в образце примесей смектита (~4%) и хлорита (~9%). Процесс дегидрирования (вторая ступень) сопровождается окислением двухвалентного железа, что подтверждается данными мёссбауэровской спектроскопии, где было показано, что после нагрева образца до 550°C в спектре не фиксируется дублетов двухвалентного железа.

*Результаты изучения биотита
в сканирующем электронном микроскопе
с микрозондовой приставкой*

Микрофотографии, полученные для обр. 3081, от полированного шлифа (а), скола консолидированного куска породы (б) и ориентированного препарата путем осаждения фракции <1 мк на стекло (в), показаны на рис. 6. На двух первых фотографиях (см. рис. 6а, 6б) видны отдельные пластинчатые частицы разного размера, произвольно ориентированные в пространстве. Картина, позволяющая оценить морфологию и размеры глинистых частиц, проявилась на микрофотографии, полученной от фракции ориентированного препарата. По их правильной форме с ровными краями можно предполагать, что каждая частица принадлежит отдельному кристаллу глинистого минерала. Многочисленные микрозондовые анализы этих частиц показали,

что в подавляющем большинстве их состав весьма близок друг другу и, что все они содержат высокое содержание K_2O при отсутствии или очень низкой концентрации CaO и Na_2O . Соответствующие пересчеты этих анализов на кристаллохимическую формулу слюдистого минерала, предполагая состав анионного каркаса структуры равный $O_{10}(OH)_2$, подтвердили, что эти частицы действительно представлены кристаллами триоктаэдрического биотита (табл. 3). Приближенная усредненная кристаллохимическая формула биотита (с учетом отношения $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0.17$) имеет вид: $K_{0.73}Ca_{0.02}Na_{0.01}(Al_{0.33}Mg_{1.45}Fe_{0.88}^{2+}Fe_{0.15}^{3+}Ti_{0.08})_{2.89}(Si_{2.94}Al_{1.06})_4O_{10}(OH)_2$.

*Моделирование дифракционной картины
для неориентированного образца 3081*

Чтобы убедиться, что структура биотита в образце 3081 соответствует структурной формуле, полученной усреднением результатов микрозондовых анализов индивидуальных слюдистых частиц, было проведено моделирование дифрактограммы неориентированного препарата. Координаты атомов были заимствованы из работы [Brigatti et al., 2000], в которой уточнялась структура природного монокристалла биотита, А4 сходного по составу с образцом 3081. Из рис. 7 видно, что совпадение расчетных и экспериментальных профилей hkl рефлексов достаточно близкое. Небольшие расхождения связаны, главным образом, с содержанием в образце незначительных примесей.

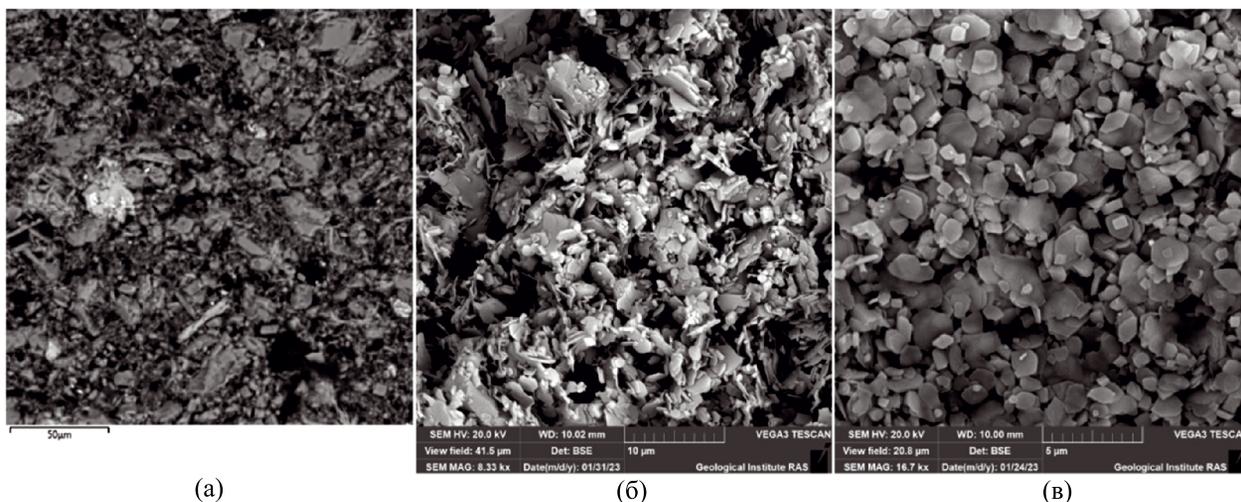


Рис. 6. Микрофотографии обр. 3081: шлиф (а), скол консолидированного образца (б), фракция <1 мк (в).

Таблица 3. Структурные формулы слюдястого минерала, рассчитанные на анионный состав $O_{10}(OH)_2$ из результатов микронзондовых анализов обр. 3081 (ф.е.)

№ спектра	Ca	Na	K	Al	Mg	Fe	Mn	Ti	Σ	Si	Al
1	0.000	0.000	0.761	0.265	1.519	1.096	0.000	0.065	2.944	2.957	1.043
2	0.000	0.000	0.723	0.226	1.430	1.163	0.000	0.137	2.956	2.865	1.135
3	0.068	0.000	0.652	0.165	1.550	1.052	0.000	0.148	2.915	2.919	1.081
4	0.000	0.000	0.724	0.496	1.263	0.981	0.000	0.111	2.852	2.854	1.146
5	0.039	0.000	0.745	0.314	1.501	0.999	0.000	0.064	2.878	2.981	1.019
6	0.000	0.000	0.676	0.295	1.625	1.009	0.008	0.051	2.988	2.953	1.047
7	0.000	0.000	0.865	0.296	1.302	1.206	0.034	0.073	2.911	2.871	1.129
8	0.000	0.000	0.713	0.358	1.518	0.987	0.000	0.066	2.929	2.941	1.059
9	0.068	0.135	0.724	0.300	1.299	1.073	0.000	0.097	2.768	2.975	1.025
10	0.000	0.000	0.665	0.311	1.637	0.990	0.000	0.051	2.989	2.944	1.056
11	0.000	0.000	0.809	0.279	1.453	1.138	0.000	0.063	2.934	2.917	1.083
12	0.000	0.000	0.829	0.263	1.408	1.221	0.000	0.056	2.949	2.896	1.104
13	0.000	0.000	0.733	0.323	1.506	1.070	0.000	0.054	2.953	2.929	1.071
14	0.073	0.086	0.742	0.445	1.156	1.006	0.000	0.065	2.673	3.106	0.894
15	0.000	0.000	0.799	0.124	1.634	0.999	0.000	0.149	2.908	2.962	1.038
16	0.000	0.000	0.727	0.357	1.539	0.955	0.000	0.068	2.919	2.941	1.059
17	0.000	0.000	0.675	0.377	1.520	0.994	0.000	0.048	2.939	2.974	1.026
18	0.000	0.000	0.697	0.466	1.446	0.881	0.000	0.090	2.884	2.889	1.111
19	0.000	0.000	0.710	0.316	1.603	0.933	0.000	0.068	2.921	2.996	1.004
20	0.046	0.000	0.658	0.408	1.480	0.944	0.000	0.047	2.880	2.988	1.012
21	0.000	0.000	0.824	0.364	1.242	1.213	0.000	0.062	2.881	2.925	1.075
22	0.129	0.084	0.637	0.469	1.187	0.934	0.015	0.091	2.695	2.981	1.019
23	0.000	0.000	0.805	0.281	1.526	1.079	0.000	0.054	2.940	2.925	1.075
24	0.000	0.000	0.642	0.462	1.529	0.851	0.000	0.061	2.903	2.969	1.031
Среднее	0.02	0.01	0.73	0.33	1.45	1.03	0.00	0.08	2.90	2.94	1.06

Примечание. Σ – сумма октаэдрических катионов.

Результаты изучения биотита методом ИК-спектроскопии

Профиль и положения полос поглощения в ИК-спектре образца 3081 (рис. 8а, 8б) в целом оказались типичными для триоктаэдрической слюды биотит-флогопитового состава (см., например, [Developments, 2017]). В области $1400\text{--}400\text{ см}^{-1}$ ИК-спектр сходен с характерными особенностями ИК-спектров триоктаэдрических минералов, поскольку на положение основной полосы валентных колебаний Si–O вблизи 1000 см^{-1} мало влияют, как замещения Si на Al в тетраэдрах, так и Fe²⁺ на Mg в октаэдрах. Однако имеются существенные различия в области

$900\text{--}500\text{ см}^{-1}$, где полосы связанные с деформационными колебаниями OH групп, перекрываются с полосами, возникающими в результате колебаний в тетраэдрических сетках.

В области валентных колебаний OH-групп $3900\text{--}3200\text{ см}^{-1}$ ИК-спектр образца 3081 демонстрирует сложную картину (см. рис. 8б). Тем не менее можно полагать, что широкое плечо вблизи 3700 см^{-1} соответствует вкладу от полосы с частотой $\nu(3\text{Mg-OH})$, пик при 3660 см^{-1} включает вклады от полос $\nu(2\text{Mg, Al-OH})$ и $\nu(2\text{Mg, Fe}^{2+}\text{-OH})$, а пик при 3620 см^{-1} связан с $\nu(\text{Mg, Al-OH})$. Полоса при 3603 см^{-1} соответствует валентным колебаниям с $\nu(2\text{Mg, Fe}^{3+}\text{-OH})$

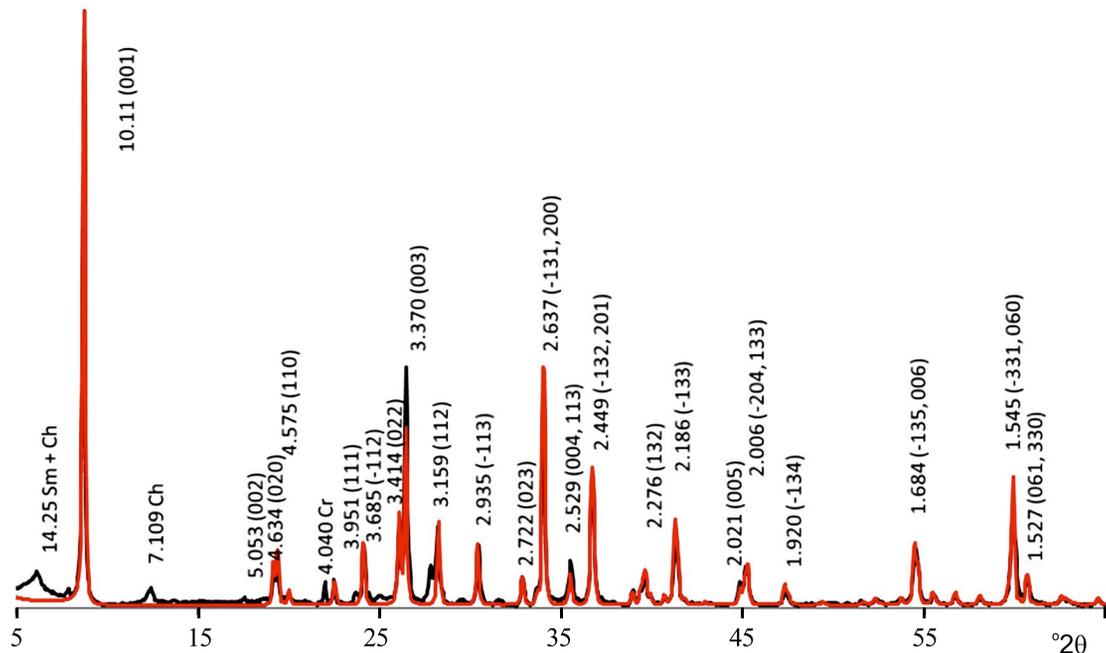


Рис. 7. Экспериментальная и рассчитанная дифрактограммы для неориентированного препарата, фракция <1 мк обр. 3081. Ch – хлорит, Sm – смектит, Cr – кристаллит.

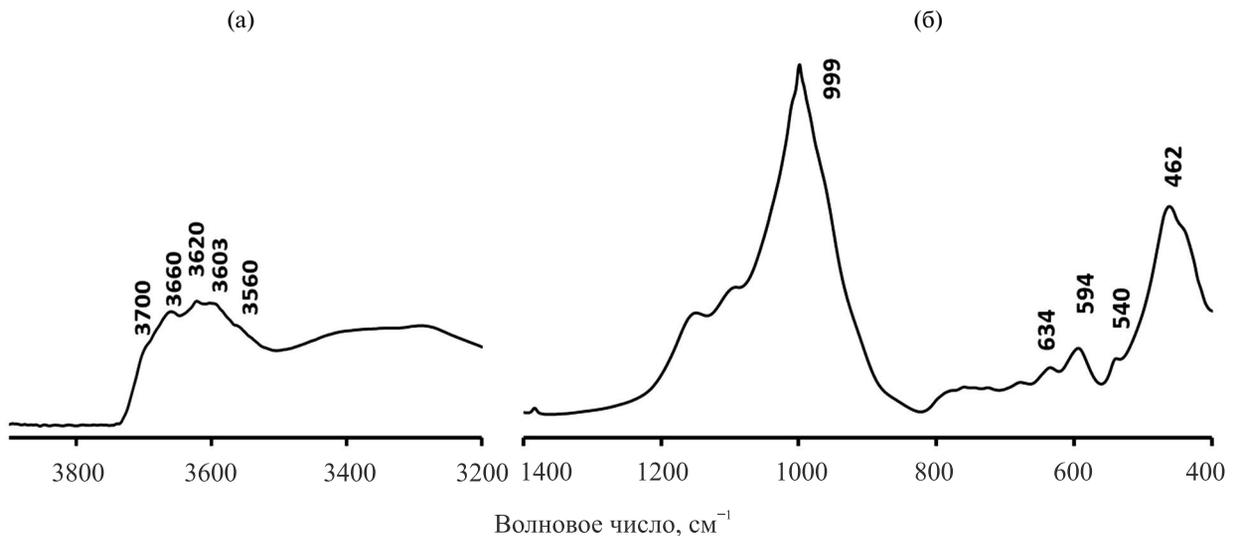


Рис. 8. ИК-спектр биотита обр. 3081.

и/или $\nu(\text{Al}, \text{Fe}^{2+}\text{-OH})$ [Developments, 2017]. Вместе с тем У. Веддер и У. Уилкинс [Vedder, Wilkins, 1969] связывают полосы поглощения в биотите в области валентных колебаний OH групп со следующими комбинациями октаэдрических катионов: плечо 3700 см^{-1} соответствует вкладу от полос $\nu(3\text{Mg-OH})$ и $\nu(2\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}\text{-OH})$, пик при 3660 см^{-1} включает вклады $\nu(2\text{Mg}, \text{R}^{3+}\text{-OH})$ и $\nu(\text{Fe}^{3+}\text{-OH})$, а пик при 3620 см^{-1} дает полосу

$\nu(\text{R}^{2+}, \text{R}^{2+}, \text{V-OH})$. Полоса при 3603 см^{-1} соответствует колебаниям с $\nu(\text{R}^{2+}, \text{R}^{3+}, \text{V-OH})$, а полоса 3560 см^{-1} $\nu(\text{R}^{3+}, \text{R}^{3+}, \text{V-OH})$, где $\text{R}^{2+} = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}$; $\text{R}^{3+} = \text{Al}, \text{Fe}^{3+}$; V = вакансия. Попытки соотносить интенсивность индивидуальных полос от октаэдрических катионов в области валентных колебаний OH групп с химическим составом образца оказались безуспешными. По-видимому, неизвестный характер катионного

распределения в 2:1 слоях биотита и наличие примесей в образце не позволили провести такое сравнение.

Определение высоты 2:1 слоев в структуре слюдястого минерала

Считается, что октаэдрическая сетка в структуре слюдястого минерала является наиболее жестким элементом его структуры, поэтому можно полагать, что размерные характеристики структуры биотита контролируются, главным образом, составом его октаэдров. Если предположить, что разница в высоте слюдястых слоев в исходном и прогретом при 550°C биотите определяется в основном длинами связи катион–анион в 2:1 октаэдрах, то высоту последних можно рассчитать, используя метод структурного моделирования, предложенный в работе [Smoliar-Zviagina, 1993]. Средняя толщина октаэдра в триоктаэдрических слюдах:

$$\langle h_{oct} \rangle = 2.532d_{oct} - 0.336b,$$

где $d_{oct} = \sum C_{R_i} \cdot d_{R_i}$ – средняя длина связи в октаэдре; C_{R_i} – число R_i катионов, приходящихся на $O_{10}(OH)_2$ /сумму окт. катионов; d_{R_i} – расстояние R_i -катион–анион; b – параметр элементарной ячейки. В триоктаэдрических слюдах индивидуальные расстояния катион–кислород равны: $d(Fe^{2+}-O) = 2.120 \text{ \AA}$, $d(Fe^{3+}-O) = 1.990 \text{ \AA}$, $d(Al-O) = 1.930 \text{ \AA}$, $d(Mg-O) = 2.080 \text{ \AA}$, $d(Ti-O) = 1.945 \text{ \AA}$ [Smoliar-Zviagina, 1993]. Расчеты показали, что для исходного образца 3081 высота октаэдров 2:1 слоев с учетом их состава согласно кристаллохимической формуле равна 2.135 \AA , а для образца, прокаленного при 550°C, считая, что все катионы Fe^{2+} окислились до Fe^{3+} , – 2.018 \AA . Видно, что значения этих высот различаются на $\sim 0.12 \text{ \AA}$, что соответствует понижению значения $d(001)$ исходного биотита после его нагрева до 550°C. Таким образом уменьшение высоты слоев биотита при 550°C связано с окислением Fe^{2+} , а не с присутствием молекул H_2O в его межслоях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Аутигенная природа биотита и его структурные и кристаллохимические особенности

Образцы терригенных глинистых минералов в осадках, вскрытых скважинами, пробуренными в северо-восточной части Тихого океана около Северо-Американского континента, если они не были подвергнуты гидротермальным изменениям, как правило, представляют собой смесь диоктаэдрических смектитовых минералов (смектита

и/или смешанослойных смектит–иллита) с иллитом и хлоритом [Fouquet et al., 1998]. В тех скважинах, осадки которых подвергались гидротермальному воздействию, этот состав исходных глинистых минералов был преобразован в разной степени в зависимости от глубины скважин и температуры гидротермального источника. В таких образцах наряду с сохранившимися терригенными иллитом и хлоритом вместо смектитовых минералов появлялся новообразованный триоктаэдрический смешанослойный хлорит–смектит. В иных образцах фиксировались корренситовые минералы, либо новообразованный хлорит [Fouquet et al., 1998]. Однако среди новообразованных глинистых минералов никогда ранее не встречался дисперсный триоктаэдрический слюдястый минерал, богатый Fe.

Биотиты обычно формируются путем кристаллизации из расплава, что, по-видимому, исключено в случае образцов из скважины 1038В. Мы полагаем, что наиболее вероятным механизмом формирования биотитов в этих образцах является метасоматическое преобразование глинистых осадков под действием высокотемпературных гидротермальных растворов. При этом структурные, кристаллохимические или морфологические особенности этих слюдястых образований, по-видимому, могут как-то отражать специфику их генезиса. Обсудим эти аспекты.

В осадочных породах биотит не образуется и поэтому в таких отложениях он обычно имеет обломочный генезис. Как правило, в этих породах он встречается в виде сохранившихся обломков относительно крупных кристаллов разной степени морфологического совершенства. Однако, он никогда не составляет основу дисперсной части глинистых фракций, как, например, это установлено моделированием дифракционной картины образца 3081. Результаты сканирующей электронной микроскопии этого образца также показывают многочисленные мелкие по размеру кристаллики, которые имеют хорошо выраженную форму с четкими очертаниями граней. Для них не обнаружено каких-то признаков вторичных изменений, что скорее всего свидетельствует о том, что эти кристаллы сформировались *in situ*. Микрозондовые анализы этих кристаллов, пересчитанные на структурный состав слюдястого минерала, подтверждают кристаллохимическую формулу биотита. Природные биотиты, как стабильная фаза, образуются независимо от первичного материала, который служил исходным веществом для их формирования, демонстрируя очень высокую изменчивость химического состава. По-видимому, единственное необходимое условие для их образования – наличие

достаточного содержания калия, который в данных условиях безусловно присутствует в терригенных иллитах, калиевых полевых шпатах, морской воде и возможно гидротермальном флюиде. Тем не менее структурная формула биотита обр. 3081 содержит пониженное содержание катионов калия (0.73 ф.е.) по сравнению с типичными образцами этого минерала из магматических или метаморфических пород. С этой точки зрения биотит обр. 3081 сходен с иллитами. Возможно, что пониженное содержание катионов калия является характерным признаком для биотитов такого генезиса.

Еще одним косвенным аргументом в пользу аутигенного происхождения биотитов из образцов скважины 1038В могут служить результаты детального рентгеновского изучения, которые показали, что их структура является однородной и строго периодической, в частности, они не содержат межслои постороннего типа, то есть не являются смешанослойными минералами. По-видимому, в районе Центрального Холма сложилась такая обстановка, когда разогретая до очень высоких температур магма привела, как мы полагаем, к метасоматическому образованию дисперсного биотита при воздействии гидротермального флюида на терригенные осадки.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарности Т.Д. Зеленовой — за подготовку препаратов для рентгенодифрактометрической съемки, Е.В. Покровской — за проведение этой съемки, Н.М. Боевой — за проведение термического анализа.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00064, <https://rscf.ru/project/23-27-00064/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дьяконов Ю.С. Новые данные о разновидностях гидробиотитов // Кристаллохимия минералов. Л.: Наука, 1981. С. 39–46.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465. М.: Наука, 1991. 177 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.

Aldahan A.A., Morad S. Chemistry of detrital biotites and their phyllosilicate intergrowths in sandstones // *Clays and Clay Minerals*. 1986a. V. 34. P. 539–548.

Aldahan A.A., Morad S. Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in proterozoic sandstones from Sweden // *American Journal of Science*. 1986b. V. 286. P. 29–80.

Bailey S.W. Nomenclature for regular interstratifications // *American Mineralogist*. 1982. V. 67. P. 394–398.

Banfield J.F., Eggleton R.A. Transmission electron microscopy study of biotite weathering // *Clays and Clay Minerals*. 1988. V. 36. P. 47–60.

Brigatti M.F., Frigieri P., Ghezzi C., Poppi L. Crystal chemistry of Al-rich biotites coexisting with muscovites in peraluminous granites // *American Mineralogist*. 2000. V. 85. P. 436–448.

Dabat T., Hubert F., Paineau E., Launois P., Laforest C., Grégoire B., Dazas B., Tertre E., Delville A., Ferrage E. A general orientation distribution function for clay-rich media // *Nature Communications*. 2019. V. 10. № 5456.

Developments in Clay Science. Chapter 5. Infrared and Raman Spectroscopies of Clay Minerals / Eds W.P. Gates, J.T. Kloprogge, J. Madejova, F. Bergaya. Amsterdam, Netherlands, Oxford, United Kingdom, Cambridge, United States: Elsevier, 2017. V. 8. P. 107–149.

Drits V.A., Tchoubar C. X-Ray diffraction by disordered lamellar structures. Heldenberg: Springer-Verlag, 1990. 371 p.

Ericsson T., Wäppling R. Texture effects in 3/2–1/2 Mössbauer spectra // *J. Phys. Colloq.* 1976. V. 37. № C6. P. 719–723.

Fouquet Y., Zierenberg R., Miller D. et al. Procideengs of the ODP, Initial Reports, 169 (Ocean Drilling Program). 1998. 592 p.

Földvári M. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. Budapest: Geol. Inst. of Hungary, 2011. 180 p. (Occasional Papers of Geological Institute of Hungary. V. 213). Ref.: P. 141–175. Ind.: P. 177–180.

Lempart M., Derkowski A., Lubarda-Durnaś K., Skiba S., Błachowski A. Dehydrogenation and dehydroxylation as drivers of the thermal decomposition of Fe-chlorites // *American Mineralogist*. 2018. V. 103. P. 1837–1850.

Lempart M., Derkowski A., Strączek T., Kapusta C. Systematics of H₂ and H₂O evolved from chlorites during oxidative dehydrogenation // *American Mineralogist*. 2020. V. 105. P. 932–944.

Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A. Determination of illite-smectite structures using multispecimen

X-ray diffraction profile fitting // *Clay Miner.* 1999. V. 47. P. 555–566.

Sakharov B.A., Lanson B. X-ray identification of mixed-layer structures. Modeling of diffraction effects. Chapter 2.3. *Handbook of Clay Science. Part B. Techniques and Applications* / Eds F. Bergaya, G. Lagaly. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N.Y., Oxford: Elsevier, 2013. P. 51–135.

Smoliar-Zviagina B.B. Relationships between structural parameters and chemical composition of micas // *Clay Minerals.* 1993. V. 28. P. 603–624.

Vedder W., Wilkins W.T. Dehydroxylation and rehydroxylation, oxidation and reduction of mica // *American Mineralogist.* 1969. V. 54. P. 482–509.

Wojdyr M. Fityk: a general-purpose peak fitting program // *J. Appl. Cryst.* 2010. V. 43. P. 1126–1128.

Zierenberg R.A., Shanks W.C., Koski R.A., Morton J.L., III. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba trough, 41N, Gorda Ridge // *Economic Geology.* 1993. V. 88. P. 2069–2098.

Veblen D.R., Ferry J.M. A TEM study of the biotite-chlorite reaction and comparison with petrologic observations // *Amer. Miner.* 1983. V. 68. P. 1160–1168.

AUTHIGENIC BIOTITE FROM HYDROTHERMALLY ALTERED TERRIGENOUS SEDIMENTS OF THE CENTRAL HILL (ESCANABA TROUGH, GORDA RIDGE, PACIFIC OCEAN, HOLE ODP 1038B)

B. A. Sakharov^{1,*}, V. B. Kurnosov^{1,}, T. S. Zaitseva^{2,***}, A. T. Savichev^{1,****},
I. A. Morozov^{3,*****}, D. M. Korshunov^{1,*****}**

¹ *Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

² *Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS,
Makarova emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

³ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

* e-mail: sakharovba@gmail.com

** e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

*** e-mail: z-t-s@mail.ru

**** e-mail: savichev.1947@mail.ru

***** e-mail: ivan.morozov@yandex.ru

***** e-mail: dmit0korsh@gmail.com

For the first time, authigenic dispersed biotite was discovered in Pleistocene terrigenous sediments of the Central Hill, located in the Escanaba Trough in the southern part of the Gorda Ridge (northeastern sector of the Pacific Ocean), which accounts for almost the entire content of fine fractions <1 μm of some samples from ODP 1038B hole. The authigenic nature of biotite is associated with the metasomatic effect of hydrothermal solution on terrigenous clay minerals after intrusion of basaltic magma in the form of laccolith with a temperature of ~1200°C. The mineral composition of fine fractions of sediments was studied using complex analytical methods, including modeling of their diffraction patterns. It has been established that the dispersed micaceous mineral (biotite) is trioctahedral, high-iron, does not swell when saturated with glycol, but contracts after heating at 550°C. It is shown that in its structure there are no foreign layers, the height and composition of which differ from the micaceous layers. The decrease in the height of micaceous layers upon heating biotite to 550°C is mainly due to a decrease in the height of 2:1 octahedra due to the difference in the Fe²⁺–O and Fe³⁺–O bond lengths as a result of the oxidation of Fe²⁺ cations. It has been established a limit value for the coefficient of variation CV, characterizing the absence of mixed-layering in a regular structure, which should not exceed a value of 0.10.

Keywords: hydrothermal system, Central Hill, Gorda Ridge, biotite, coefficient of variation of regular structure, modeling of diffraction pattern, structural modeling

УДК 550.4+551.8

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2024 г. А. В. Маслов^а, *, С. А. Дуб^б, **

^а Геологический институт РАН,

Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^б Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,

ул. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620110 Россия

* e-mail: amas2004@mail.ru

** e-mail: sapurin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 29.09.2023 г.

После доработки 17.11.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

Рассмотрены литогеохимические характеристики известняков укской свиты, завершающей стратотипический разрез верхнего рифея на Южном Урале. Показано, что фигуративные точки известняков (40 образцов), накапливавшихся в обстановках среднего и внутреннего рампа, имеют достаточно контрастное распределение на диаграммах с параметрами $(La/Sm)_{sh}$, $(La/Yb)_{sh}$ и $(Sm/Yb)_{sh}$, предложенных на основании систематизации значительного объема аналитических данных о карбонатных последовательностях, формировавшихся в различных плейтктонических (в широком смысле слова – палеогеографических) обстановках [Zhang et al., 2017]. Точки состава известняков медвежьей толщи укской свиты, формировавшейся, по данным детального литолого-фациального анализа, в обстановках среднего рампа, тяготеют на указанных диаграммах к полю известняков открытого океана, тогда как известняки манайсинской толщи (внутренний рампа) по своим геохимическим характеристикам более соответствуют известнякам прибрежных обстановок. Таким образом, геохимические характеристики известняков укской свиты в целом подтверждают выводы ранее проведенного фациального анализа. Высказано предположение, что в описанном нами примере распределение редких и рассеянных элементов в известняках внутреннего рампа контролировалось, по всей видимости, поступавшей с континента тонкой алюмосиликокластикой, а в более глубоководных известняках среднего рампа уже ощущается влияние геохимических особенностей открытого океана.

Ключевые слова: Южный Урал, укская свита, известняки, литогеохимические характеристики, обстановки осадконакопления

DOI: 10.31857/S0024497X24030034, **EDN:** xwbvscy

Реконструкция палеогеодинамических/палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических обстановок формирования осадочных последовательностей разного возраста, а также состава питающих провинций уже почти полвека базируется не только на сугубо литологических, но и на разнообразных литогеохимических данных, полученных при исследовании терригенных пород (обзоры подобного рода исследований и соответствующие ссылки см. в работах [Маслов и др., 2016, 2018а, 2019б, 2020; Маслов, Подковыров, 2023 и др.]). В последние десятилетия во многом благодаря громадному объему океанологических

и палеоокеанологических исследований, в фокус внимания специалистов все более попадают и породы карбонатные [Nothdurft, 2001; Летникова, 2002, 2003; Armstrong-Altrin et al., 2003; Mazumdar et al., 2003; Nothdurft et al., 2004; Nagarajan et al., 2008, 2011; Frimmel, 2009; Madhavaraju et al., 2010; Nagendra et al., 2011; Ali, Wagreich, 2017; Idakwo, 2017; Zhang et al., 2017; Özyurt et al., 2020; Adelabu et al., 2021; Mirza et al., 2021 и др.].

Не имея возможности остановиться на кратком обзоре хотя бы некоторых из перечисленных работ, отметим, что одной из наиболее интересных публикаций в этом направлении является,

по нашему мнению, работа [Zhang et al., 2017]. В ней, на основе данных, полученных при изучении валовых проб известняков карбонатных последовательностей позднего мела Гималаев, среднего мела блока Лхаса и океанических плато Мезотетиса, меловых отложений преддугового бассейна Гандезе, юры блока Цянтан, а также раннемеловых и палеоген-неогеновых отложений террейна Сонгпан-Ганзи, формировавшихся в обстановках океанических плато, пассивных и активных континентальных окраин и внутриконтинентальных бассейнов, с привлечением материалов глубоководного бурения в Индийском, Тихом и Атлантическом океанах, предпринята попытка выявить связь между различными тектоническими обстановками и геохимическими характеристиками накапливающихся в них карбонатных отложений.

Авторами показано, что содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в известняках внутриконтинентальных и окраинно-континентальных обстановок имеет отчетливую положительную корреляцию с Al_2O_3 . В известняках открытого океана названные элементы взаимосвязаны, напротив, с MnO . Наблюдается систематический рост величины Se аномалии в известняках при переходе от областей спрединговых хребтов и поднятий открытого океана к пассивным и активным окраинам континентов и пресноводным водоемам. Известняки открытого океана отличаются узким диапазоном значений $(La/Sm)_{sh}$, $(Sm/Yb)_{sh}$ и $(La/Yb)_{sh}$, но обладают высокими (>1.5) величинами $(La/Ce)_{sh}$ (здесь и далее индекс sh указывает на нормированное по PAAS содержание). Установлено также, что известняки внутриконтинентальных и прибрежных бассейнов характеризуются существенными вариациями первых трех параметров, а значения $(La/Ce)_{sh}$ для них заметно ниже, чем для известняков открытого океана. Свойственные последним геохимические характеристики контролируются в основном параметрами морской воды и потоком Fe-Mn-оксигидроксидов гидротермальной природы, тогда как таковые известняков внутриконтинентальных и прибрежных обстановок определяются в первую очередь присутствующей в них терригенной примесью и адсорбцией некоторых элементов из пресной воды. По мнению авторов работы [Zhang et al., 2017], наилучшими инструментами для разграничения различных обстановок накопления известняков по их геохимическим характеристикам являются некоторые параметры нормированных по PAAS спектров распределения РЗЭ, а также

ряд индикаторных отношений малоподвижных элементов, например, Zr/Ti , La/Sc и др.

Задачей наших исследований являлась реконструкция, с учетом подходов авторов вышеупомянутой публикации, обстановок накопления известняков укской свиты каратауской серии верхнего рифея Южного Урала на основе анализа, как и в публикации [Zhang et al., 2017], по валовым пробам их литогеохимических характеристик. Ранее для указанного стратона выполнены детальные литолого-фациальные исследования [Дуб, Гражданкин, 2021], но тектоническая или в широком смысле слова палеогеографическая обстановка формирования свиты все еще не совсем понятна. Рядом авторов предполагается, что накопление отложений, слагающих верхи каратауской серии, происходило в пределах пассивной окраины Балтики, к востоку от которой (в современных координатах) находился океанический бассейн [Раабен, 2007; Пучков, 2010 и др.; Li et al., 2013 и др.]. Однако имеются аргументы и в пользу существования суши к востоку от области седиментации как в укское время [Беккер, 1961], так и ранее [Горохов и др., 2019]. Кроме того, более трети обломочных зерен циркона в породах укской свиты имеют мезопротерозойский (в интервале 1561–1435 млн лет) возраст [Зайцева и др., 2022]. Удаленность комплексов Фенноскандии и Свеконорвегии (основных источников циркона такого возраста в пределах Восточно-Европейской платформы) от Южного Урала позволяют рассматривать, как гипотезу, в качестве поставщика кластики в укское время некий неизвестный террейн, который мог причленился к Балтике с востока во время гренвильской орогении [Дуб, 2021; Зайцева и др., 2022]. Таким образом, укская свита формировалась либо в обстановках, подверженных влиянию открытого океана, либо в морском бассейне, находившемся между достаточно удаленными друг от друга массивами суши (возможно, в окраинно-континентальных обстановках). В этой связи анализ литогеохимических параметров известняков укской свиты в целях расшифровки их палеотектонической/палеогеографической позиции весьма актуален.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Укская свита (мощность до 450 м) венчает разрез каратауской серии верхнего рифея Южного Урала [Беккер, 1961; Стратотип ..., 1983; Маслов и др., 2002, 2019а; Пучков и др., 2017]. Она подразделяется на две подсвиты — нижнюю карбонатно-терригенную (в ряде разрезов

терригенно-карбонатную), и верхнюю существенно карбонатную. Нижняя подсвита сложена глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также известняками, часто содержащими существенную долю терригенной примеси. Верхняя подсвита представлена массивными строматолитовыми известняками и слоистыми зернистыми разностями. Породы в разной степени доломитизированы. Свита несогласно залегает на карбонатной миньярской свите и перекрывается на западе и юго-востоке Башкирского мегантиклинория терригенными породами бакеевской, толпаровской и криволукской свит. В Тирлянкой синклинали (северо-восток мегантиклинория) на укской свите залегает аршинская серия [Пучков и др., 2017 и ссылки там], вулканические породы в составе которой имеют возраст $\sim 732 \dots \sim 690$ млн лет [Краснобаев и др., 2012, 2019].

Для укской свиты характерно широкое распространение строматолитов *Linella ukka* Krylov и *Patomella kelleri* Raaben [Стратотип ..., 1982, 1983 и др.] (далее соответственно просто *Linella* и *Patomella*). Глинистые породы содержат *Leiosphaeridia* Eisenack emend. Downie et Sarjeant, *Protosphaeridium* Timofeev и *Siphonophycus typicum* (Hermann) Butterfield, встречаются также *Palaeolyngbya zilimica* Jankauskas, *Bavlinella faveolata* (Schepeleva) Vidal, *Symplassosphaeridium* Timofeev sp., чехлы *Polytrichoides* Hermann и *Tortunema* Hermann [Вейс и др., 2003; Станевич и др., 2018].

Возраст свиты является предметом дискуссий. С одной стороны, по глаукониту из нижеукской подсвиты Rb–Sr и K–Ar методами получены датировки 663 ± 9 и 669 ± 16 млн лет [Зайцева и др., 2008], а ранее — 688 ± 10 млн лет [Горожанин, Кутявин, 1986]. Однако общегеологические, хемо- и литостратиграфические данные дают основание считать, что этот стратон как минимум древнее ~ 717 млн лет [Маслов и др., 2019а; Дуб, 2021]. Самый молодой обломочный циркон в известняках нижеукской подсвиты имеет датировку 1129 ± 15 млн лет [Зайцева и др., 2022], что не добавляет аргументов в пользу тех или иных представлений.

Наиболее полным разрезом укской свиты является разрез на восточной окраине г. Усть-Катав Челябинской области, на правом берегу р. Юрюзань (в литературе последних лет он часто именуется разрезом Медведь–Шубино). Он приурочен к западному крылу Сулеймановской антиклинали и характеризуется хорошей обнаженностью большинства стратиграфических уровней

и удовлетворительно представленными взаимоотношениями укской свиты с подстилающими и перекрывающими образованиями. В настоящее время данный разрез считается стратотипическим, тогда как разрезы Алатауского антиклинория (рис. 1), расположенные в бассейнах рек Басу и Зилим (“Кулмас”, “Аккостяк”, “Куртаза”–“Савинтук”) в какой-то мере его дополняют и, соответственно, являются гипостратотипами [Сергеева и др., 2023; Дуб и др., 2024]. Фрагментарные выходы свиты известны в Каратауском структурном комплексе (р. Сим), Инзерском синклинории (р. Большой Инзер), Тирлянкой синклинали (р. Арша и урочище Рудник) и в Аралбаевской синклинали (бассейн р. Бугунды).

В стратотипическом разрезе в нижней подсвите выделяется три толщи (снизу вверх): ямаштинская, аккостякская и авдырдакская, в верхней — четыре: юрюзанская, медвежья I, манайсинская и медвежья II [Дуб, Гражданкин, 2021; Дуб и др., 2024]. Ямаштинская толща (мощность 20 м) представлена полевошпатово-кварцевыми песчаниками с глауконитом, реже алевролитами и аргиллитами, встречаются также прослои гравелитов и конгломератов с обломками карбонатных пород. Аккостякская толща (мощность 5 м) сложена строматолитовыми и грубообломочными известняками (карбонатными конгломератами) с терригенной примесью. Авдырдакская толща (мощность 45 м) объединяет пачки терригенных (преимущественно алевролиты с карбонатным цементом) и карбонатных пород (известняки интракластовые и оолитовые, а также микрозернистые, часто с molar tooth (MT) текстурами). Юрюзанская толща (мощность до 25 м) состоит в основном из доломитизированных известняков с тонкостолбчатыми строматолитами *Patomella*. Наиболее мощной (~ 70 – 75 м) и хорошо обнаженной, но неравномерно доломитизированной, в рассматриваемом разрезе является толща медвежья I. Она сложена массивными строматолитовыми постройками, состоящими из сочлененных биогермов, образованных столбчатыми строматолитами *Linella*, разделенными пакетами слоистых известняков или прослоями глинисто-карбонатных пород. Манайсинская толща (мощность до 28 м) представлена слоистыми ясно- и микрозернистыми известняками, участками интенсивно доломитизированными или слабо окремненными, с многочисленными MT-текстурами. Строматолитовые постройки в ней отсутствуют. Толща медвежья II (мощность — до 20), как и медвежья I, состоит из строматолитовых биогермов; слоистые зернистые известняки здесь

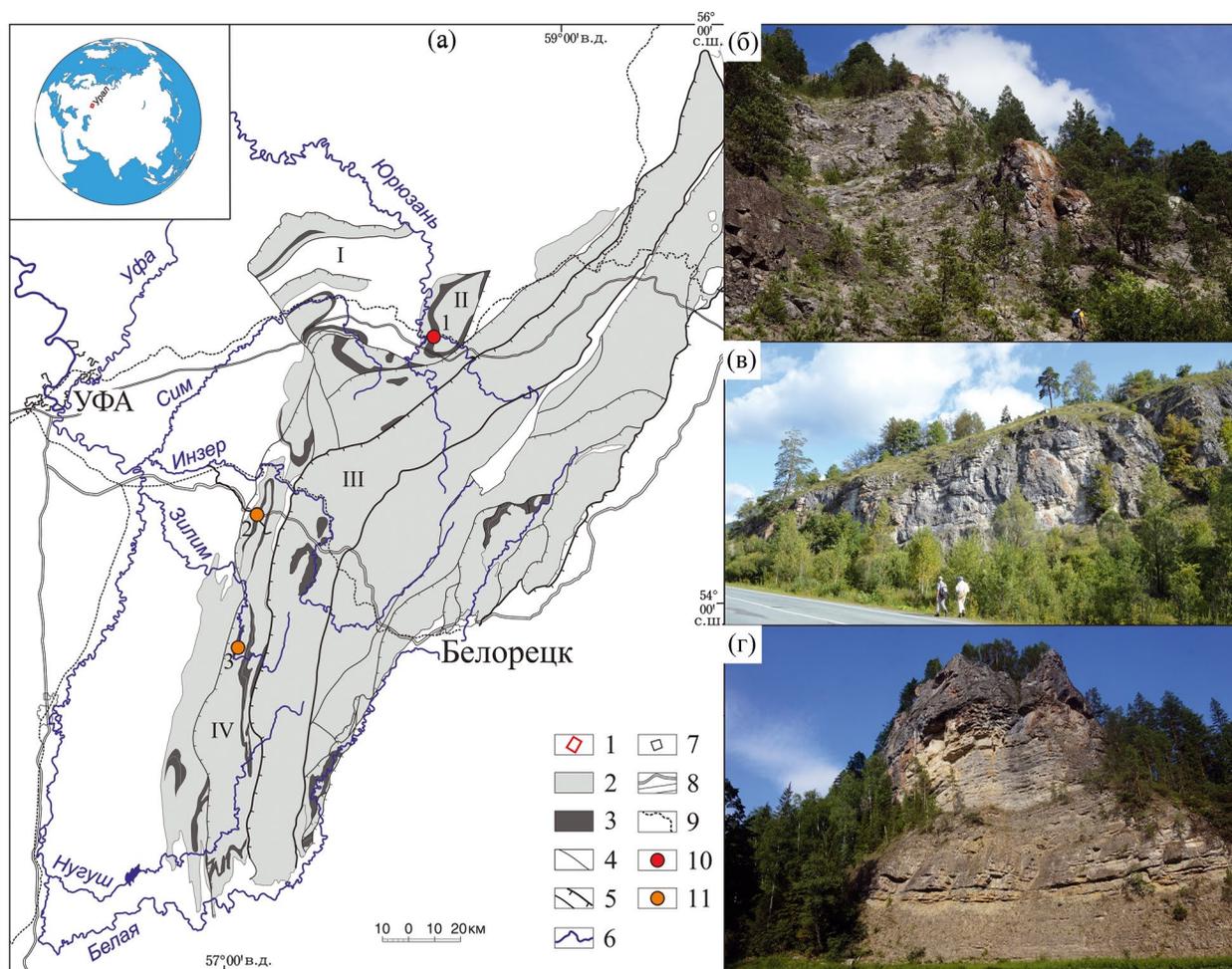


Рис. 1. Обзорная схема геологического строения Башкирского мегантиклинория Южного Урала, по [Государственная ..., 2013] с изменениями, расположение наиболее представительных разрезов укской свиты (а) и их общий вид (б – Медведь–Шубино, в – “Кулмас” (фото Л.В. Бадиды), г – “Аккостяк”).

1 – расположение листа карты; 2 – распространение верхнекембрийских образований за исключением миньярской и укской свит; 3 – площадь распространения миньярской и укской свит; 4 – стратиграфические границы; 5 – тектонические границы; 6 – реки; 7 – населенные пункты; 8 – автомагистрали; 9 – железные дороги; 10, 11 – разрезы укской свиты: 10 – стратотип (1 – Медведь–Шубино), 11 – гипостратотипы (2 – “Кулмас”, 3 – “Аккостяк”). Структурно-тектонические единицы разного порядка: I – Каратауский структурный комплекс; II – Сулеймановская антиклиналь; III – Инзерский синклиниорий; IV – Алатауский антиклинорий.

тоже присутствуют, но не образуют отчетливо выраженных пакетов [Дуб, Гражданкин, 2021].

Органогенные постройки толщи медвежьей I (далее просто “медвежьей”) состоят из биогермов (размер $n \cdot 10 \text{ см} \dots n \cdot 1 \text{ м}$), сложенных строматолитами *Linella*, представляющими собой *толстостолбчатые баундстоуны* (здесь и далее структуры даны по классификации Р. Данхема [Dunham, 1962], с дополнениями А. Эмбри и Дж. Клована [Embry, Klovan, 1971], а также В. Райта [Wright, 1992]) (рис. 2а). Между биогермами залегают линзы *тонко-микрозернистых известняков (кальцимадстоунов)* (см. рис. 2б), иногда с примесью глинистого материала. Пакеты слоистых известняков

между постройками строматолитов сложены *интракластовыми известняками* (калькаренидами) (см. рис. 2в), чередующимися с *микро- и тонкозернистыми известняками* (см. рис. 2г). Манайсинская толща характеризуется значительным разнообразием микрофаций и литотипов и имеет циклическое строение. Мощность циклитов составляет в среднем около 15–20 см, но толщина отдельных элементов внутри них может варьировать. Полный элементарный циклит обычно состоит из трех элементов: нижнего, с обломками известняков различной размерности, в том числе грубой (*интракластовые грубозернистые известняки с МТ-кластами*); среднего, сложенного более

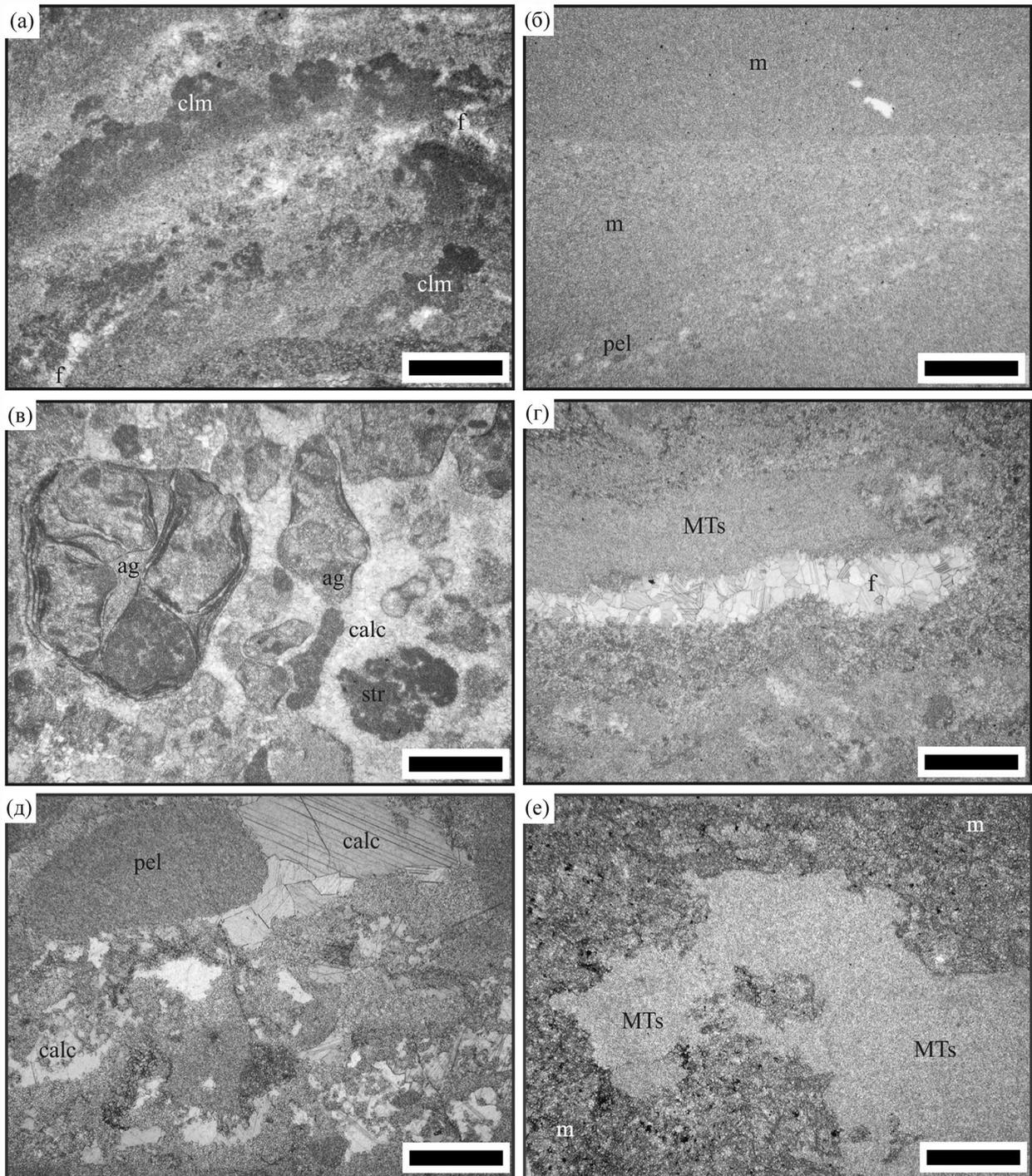


Рис. 2. Литотипы (микрофациальные типы) известняков верхнеукской подсвиты (а–г – медвежьей толщи, д, е – манайсинской толщи) в шлифах (николи параллельны). а – кальцимикробные баундстоуны столбика строматолитов *Linella* (обр. 18.18-3-2); б – слоистые кальцимадстоуны межбиогермного заполнения (обр. 18.18-3-9); в – интракластовые известняки (пакстоуны и рудстоуны) слоистых пакетов (обр. 18.18-3-5); г – тонкозернистые пелоидные известняки (вакстоуны) с МТ-прожилками (обр. 18.18-3-3); д – интракластовые известняки (пакстоуны) (обр. 18.18-4-8); е – микро- и тонкозернистые разновидности (слабо перекристаллизованные кальцимадстоуны) с МТ-прожилками (обр. 18.18-4-6). Длина масштабной линейки 1 мм. аг – агрегатные зерна; calc – кальцитовый цемент; clm – кальцимикробы; f – фенестры; m – микрокристаллиты; МТs – МТ-текстуры in situ; pel – пелоиды; str – строматокласты.

мелким, хорошо сортированным материалом и вмещающего разноориентированные МТ-трещины сложной геометрии (*интракластовые мелко- и тонкозернистые известняки с МТ-текстурами*) (см. рис. 2д); и верхнего – наиболее тонкозернистого, с МТ-прожилками, преимущественно ориентированными перпендикулярно слоистости (литотип – *микрозернистые известняки с МТ-трещинами*) (см. рис. 2е). В манайсинской толще присутствуют также маломощные (менее 1 м) пачки косослоистых зернистых известняков. Все отчетливо-зернистые известняки манайсинской толщи объединены в литотип *интракластовых зернистых известняков с МТ-кластами* (см. рис. 2д).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Для исследований особенностей распределения в известняках укской свиты основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов из разреза на восточной окраине г. Усть-Катав в 2016–2018 гг. отобрано более 60 образцов различных литотипов. Образцы характеризуют наименее изменённые вторичными процессами породы (степень преобразования оценивалась визуально). Какого-либо предварительного разделения минеральных фаз не производилось. Масса каждого образца составляла 50–100 г. После дробления и истирания из каждой пробы для определения содержания основных породообразующих оксидов отобрано около 10 г (на изготовление таблетки-излучателя и определение потерь при прокаливании), а для определения содержания редких и рассеянных элементов – 100 мг.

Измерение содержания основных породообразующих оксидов выполнено в 2019 г. в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова) рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометрах EDX-8000 (Shimadzu) и СРМ-35 (г. Орел) согласно аттестованной методике [Горбунова, Татарина, 2015]. Точность исследований составляла 1–5% для элементов, содержание которых было выше 1–5 мас. %, и до 12–15% для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Пределы обнаружения для оксидов кремния и алюминия составляли 0.22 и 0.16 мас. %, для оксидов Mg и Mn – 0.37 и 0.02 мас. %, суммарного железа – 0.06, оксидов калия и натрия – 0.04 и 0.15 мас. %, для P_2O_5 – 0.03 мас. %.

Концентрации редких и рассеянных элементов измерены в 2019 г. там же на ICP-MS спектрометре Perkin Elmer ELAN 9000 (аналитики – Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина). Подготовка проб для анализа велась по стандартной методике [Вотьяков и др., 2006]: навеску массой порядка 100 мг полностью растворяли в смеси азотной, соляной и плавиковой кислот во фторопластовых вкладышах в микроволновой печи SpeedWave 3+ (Berghof) с последующим переводом полученных растворов в нитраты. Пределы обнаружения для РЗЭ варьировали от $0.01 \cdot 10^{-3}$ (Tm) до $0.9 \cdot 10^{-3}$ (Ce) мкг/г. Ошибки определения содержания большинства элементов составляли не более 7–10%.

В итоге использованная при подготовке статьи коллекция включает 40 образцов известняков верхнеукской подсвиты. Образцы принадлежат нескольким литотипам (см. рис. 2): 1) толстостолбчатые строматолитовые известняки; 2) тонко-, микрозернистые тонкослоистые межбиогермные известняки; 3) интракластовые известняки слоистых пакетов между постройками; 4) микро- и тонкозернистые известняки тех же слоистых пакетов; 5) интракластовые известняки с МТ-кластами; 6) микрозернистые известняки с МТ-прожилками. Литотипы 1–4 относятся к медвежьей толще, 5 и 6 – к манайсинской.

Исходя из свойственного известнякам содержания оксидов Ca и Mg, исследованная нами коллекция представлена, в соответствии с представлениями Л.В. Анфимова [1997], почти исключительно чистыми известняками (рис. 3); к числу низкодоломитовых и доломитовых разностей принадлежит всего 3 или 4 образца. Среднее содержание SiO_2 и Al_2O_3 во всей выборке составляет 1.96 ± 1.50 (здесь и далее указано среднее арифметическое и стандартное отклонение) и 0.48 ± 0.28 мас. %. Максимальное содержание SiO_2 достигает 6.18 мас. %. Среднее содержание TiO_2 в известняках равно 0.024 ± 0.015 мас. %, а величины $MnO_{\text{среднее}}$ и $P_2O_{5\text{среднее}}$ на порядок меньше (0.0023 ± 0.0033 и 0.0022 ± 0.0011 мас. %). Суммарное содержание железа (II, III) в виде $Fe_2O_3^*$ варьирует от 0.05 до 0.62 мас. %. Максимальное содержание MgO достигает 4.76 мас. % (обр. 18m-3-3); остальные образцы имеют содержание $MgO < 1.50$ мас. %. При исключении указанного образца из расчета среднего содержания MgO мы получаем значение $MgO_{\text{среднее}}$, равное 0.48 ± 0.21 мас. %. Сумма породообразующих оксидов без учета потерь при прокаливании и CaO варьирует в известняках исследованной

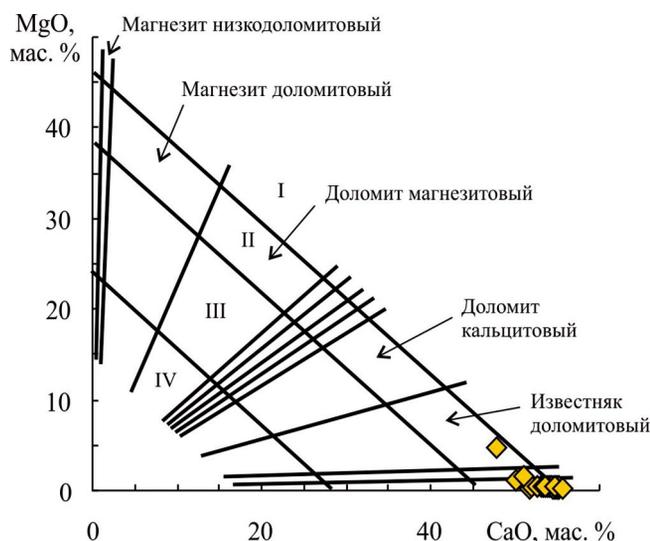


Рис. 3. Положение фигуративных точек известняков укской свиты на диаграмме CaO–MgO. I – чистые карбонатные породы; II – глинистые карбонатные породы; III – мергели; IV – карбонатные сланцы.

нами коллекции от 0.84 до 9.41 мас. % (среднее – 3.49 ± 2.22 мас. %).

Сумма лантаноидов в известняках укской свиты меняется от 0.63 до ~22 мкг/г ($P3Э_{\text{среднее}} = 7.53 \pm 5.04$ мкг/г). Нормированные к PAAS средние значения Eu и Ce аномалий составляют 1.05 ± 0.12 и 0.89 ± 0.06 . Интервалы их изменения равны соответственно 0.91...1.48 и 0.80...1.00. Средние значения индикаторных отношений $(La/Yb)_{sh}$, $(La/Sm)_{sh}$ и $(La/Ce)_{sh}$ составляют 1.06 ± 0.55 , 0.85 ± 0.12 и 1.12 ± 0.10 . Наконец, параметр $(Sm/Yb)_{sh}$ варьирует от 0.70 до 2.95, а средняя его величина для всей исследованной выборки равна 1.22 ± 0.46 .

Содержание основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов в известняках укской свиты и свойственные им значения индикаторных отношений приведены в табл. 1. В этой же таблице указана принадлежность изученных образцов к различным литотипам и областям карбонатного рампа.

Авторы публикации [Zhang et al., 2017] нормировали содержание P3Э в валовых образцах к содержанию в постархейском среднем австралийском сланце (PAAS [Taylor, McLennan, 1985]). Расчет Ce аномалии выполнен ими и повторен здесь нами по формуле $Ce/Ce^* = (2 \cdot Ce_{\text{образец}}/Ce_{\text{PAAS}})/[(La_{\text{образец}}/La_{\text{PAAS}}) + (Nd_{\text{образец}}/Nd_{\text{PAAS}})]$. Для расчета Eu аномалии использована формула $Eu/Eu^* = (2 \cdot Eu_{\text{образец}}/Eu_{\text{PAAS}})/[(Sm_{\text{образец}}/Sm_{\text{PAAS}}) + (Tb_{\text{образец}}/Tb_{\text{PAAS}})]$. Степень

обогащения легких редких земель (LP3Э, La, Ce, Pr и Nd) по отношению к тяжелым редким землям (TP3Э, Er, Tm, Yb и Lu) определялась в указанной работе по индикаторному отношению $(La/Yb)_{sh} = (La_{\text{образец}}/La_{\text{PAAS}})/(Yb_{\text{образец}}/Yb_{\text{PAAS}})$. Степень обогащения LP3Э по отношению к средним редким землям (CP3Э, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy и Ho) – отношением $(La/Sm)_{sh} = (La_{\text{образец}}/La_{\text{PAAS}})/(Sm_{\text{образец}}/Sm_{\text{PAAS}})$, а степень обогащения CP3Э по отношению к TP3Э – индикаторным отношением $(Sm/Yb)_{sh} = (Sm_{\text{образец}}/Sm_{\text{PAAS}})/(Yb_{\text{образец}}/Yb_{\text{PAAS}})$. При построении спектров распределения P3Э, нормированных по PAAS, иттрий располагался между Ho и Dy, согласно представлениям [Bau, 1996]. Как и авторы публикации [Zhang et al., 2017], мы использовали при рассмотрении только образцы известняков с содержанием $(SiO_2 + TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3^* + MnO + MgO + Na_2O + K_2O + P_2O_5) < 10$ мас. %.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАНЕЕ ПРОВЕДЕННЫХ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты литолого-фациального анализа [Дуб, Гражданкин, 2021] свидетельствуют, что строматолитовые постройки медвежьей толщи формировались в обстановках ниже базиса действия обычных волн, в пределах фациальных поясов фотической зоны. Соответственно, биогермы с толстостолбчатыми строматолитами (литотип 1) являются образованиями среднего рампа. Тонко-микрозернистые межбиогермные отложения (литотип 2) с признаками воздействия штормов представляют фоновые осадки полостей внутри построек. Пакеты слоистых известняков (литотипы 3 и 4), это, скорее всего, отложения штормовых течений; они выполняют каналы между органогенными постройками. Во время накопления отложений манайсинской толщи (литотипы 5 и 6), несущих признаки воздействия обычных и штормовых волн, доминировали обстановки внутреннего рампа – верхней части среднего рампа.

Ранее выполненные литогеохимические исследования известняков укской свиты в основном были направлены на реконструкцию окислительно-восстановительных особенностей водной толщи времени их накопления, а также анализ влияния катагенетических процессов и процессов контаминации на распределение в известняках P3Э и Y. В результате

Таблица 1. Содержание основных породообразующих оксидов, P3Э и Y, а также значения некоторых индикаторных отношений в известняках уксой свиты

Компоненты, индикаторные отношения	Образец (префикс 18.18-...)															CP					
	1-1a	1-1	1-2	1-4	1-5	1-6	1-7	2-2	2-3	2-4	3-1	3-2	3-3	4-8	3-4		3-5	3-6	3-7	3-8	3-9
	Литотип																				
Компоненты, индикаторные отношения	Области рампа															CP					
	6	6	5	5	5	6	6	2	2	2	1	3	4	5	3		3	3	3	1	2
SiO ₂ , мас. %	1.11	0.65	6.13	0.70	0.26	0.45	0.28	2.37	2.21	3.06	1.18	0.69	3.42	0.47	0.57	0.88	1.16	0.45	1.57	4.94	
TiO ₂	0.021	0.011	0.001	0.001		0.012	0.004	0.038	0.034	0.040	0.019	0.008	0.043	0.005	0.009	0.013	0.012	0.008	0.021	0.055	
Al ₂ O ₃	0.37	0.25	0.07	0.07	0.11	0.22	0.22	0.64	0.62	0.80	0.38	0.25	0.82	0.22	0.21	0.32	0.33	0.18	0.47	1.20	
Fe ₂ O ₃ *	0.13	0.09	0.11	0.06	0.07	0.12	0.05	0.17	0.15	0.17	0.13	0.11	0.17	0.11	0.12	0.14	0.15	0.10	0.19	0.26	
MnO	—	0.0005	0.0014	0.0006	0.0028	0.0014	0.0001	0.0003	—	—	—	—	—	0.0017	0.0003	0.0012	0.0015	0.0004	0.0005	—	
MgO	0.43	0.38	0.31	0.28	0.28	0.29	0.28	0.57	0.55	0.56	0.51	0.48	0.47	0.29	0.37	0.42	0.36	0.51	0.45	0.53	
CaO	55.00	54.74	51.72	54.69	55.14	55.10	54.98	53.23	53.43	53.21	54.05	55.12	52.67	54.50	54.95	55.11	54.25	54.72	54.47	51.84	
K ₂ O	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.23	0.31	0.10	0.03	0.29	0.02	0.02	0.06	0.08	0.00	0.14	0.44	
Na ₂ O	0.10	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.13	0.12	0.13	0.11	0.09	0.11	0.13	0.11	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0.002	0.001	0.002	—	0.002	0.001	—	—	—	—	—	—	0.003	
ППП	42.67	43.59	41.56	44.00	43.80	43.41	44.06	42.32	42.26	41.47	43.32	43.00	42.00	44.29	43.56	42.82	43.57	44.02	42.52	40.59	
Сумма без CaO	99.91	99.84	100.00	99.91	99.77	99.71	99.99	99.70	99.60	99.73	99.80	99.78	100.00	100.02	99.93	99.89	100.03	100.12	99.94	99.97	
Y, мкг/г	2.24	1.52	6.72	1.22	0.84	1.20	0.95	4.15	3.91	5.06	2.44	1.66	5.32	1.23	1.42	1.96	2.21	1.38	2.95	7.55	
La	0.842	0.680	0.676	0.180	0.256	0.158	0.508	0.859	2.047	1.483	2.921	3.805	3.386	2.882	4.357	2.992	3.067	4.037	1.987	2.184	
Ce	0.800	0.935	0.495	0.316	0.396	0.365	0.719	1.533	1.635	1.407	1.607	1.753	2.209	2.332	1.739	1.347	1.269	1.450	1.464	1.538	
Pr	1.55	1.81	1.08	0.62	0.79	0.67	1.51	2.82	2.80	2.41	2.76	3.05	3.68	5.36	3.01	2.28	2.06	2.48	2.50	2.73	
Nd	0.180	0.210	0.113	0.071	0.086	0.082	0.177	0.341	0.365	0.310	0.338	0.364	0.464	0.630	0.357	0.283	0.255	0.296	0.314	0.342	
Sm	0.728	0.883	0.487	0.293	0.357	0.322	0.722	1.450	1.481	1.258	1.365	1.509	1.841	2.570	1.533	1.169	1.075	1.228	1.258	1.333	
Eu	0.131	0.163	0.096	0.056	0.075	0.059	0.139	0.286	0.288	0.243	0.276	0.308	0.373	0.538	0.321	0.260	0.228	0.279	0.225	0.289	
Gd	0.027	0.033	0.022	0.011	0.014	0.013	0.028	0.060	0.067	0.054	0.059	0.069	0.079	0.108	0.068	0.053	0.051	0.060	0.054	0.059	
	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	

Продолжение таблицы 1

Компоненты, индикаторные отношения	Образец (префикс 18.18-...)														CP						
	1-1a	1-1	1-2	1-4	1-5	1-6	1-7	2-2	2-3	2-4	3-1	3-2	3-3	4-8		3-4	3-5	3-6	3-7	3-8	3-9
	Литотип																				
Области рампа	Литотип														CP						
	6	6	5	5	5	6	6	2	2	2	1	3	4	5		3	3	3	3	1	2
	Области рампа														CP						
	Области рампа															CP					
Tb	0.019	0.023	0.015	0.008	0.011	0.008	0.020	0.039	0.051	0.039	0.050	0.059	0.059	0.077	0.060		0.047	0.043	0.053	0.038	0.041
Dy	0.121	0.135	0.093	0.048	0.076	0.046	0.132	0.246	0.312	0.252	0.313	0.388	0.381	0.472	0.397	0.309	0.295	0.348	0.237	0.268	
Ho	0.025	0.029	0.022	0.010	0.016	0.010	0.028	0.053	0.071	0.057	0.067	0.086	0.083	0.095	0.091	0.069	0.067	0.085	0.047	0.056	
Er	0.071	0.082	0.059	0.026	0.044	0.023	0.073	0.143	0.201	0.161	0.197	0.239	0.253	0.262	0.259	0.201	0.191	0.258	0.148	0.172	
Tm	0.010	0.010	0.008	0.003	0.005	0.003	0.010	0.016	0.027	0.022	0.026	0.032	0.033	0.036	0.036	0.027	0.027	0.035	0.020	0.024	
Yb	0.067	0.064	0.042	0.015	0.022	0.015	0.049	0.089	0.158	0.112	0.172	0.179	0.207	0.209	0.232	0.161	0.156	0.194	0.116	0.159	
Lu	0.010	0.009	0.005	0.002	0.004	0.002	0.008	0.013	0.023	0.017	0.022	0.029	0.031	0.031	0.030	0.023	0.022	0.030	0.018	0.023	
Ce/Ce*	0.92	0.90	0.99	0.92	0.95	0.88	0.95	0.85	0.81	0.82	0.84	0.85	0.82	0.98	0.83	0.82	0.80	0.84	0.83	0.86	
Eu/Eu*	1.04	1.03	1.11	1.00	0.93	1.15	1.02	1.09	1.05	1.06	0.95	0.97	1.02	1.02	0.93	0.91	0.98	0.93	1.11	1.04	
(La/	0.88	1.08	0.87	1.56	1.33	1.80	1.08	1.27	0.76	0.93	0.69	0.72	0.79	0.82	0.55	0.62	0.60	0.55	0.93	0.71	
Yb) _{sh}																					
(La/	0.89	0.83	0.75	0.82	0.77	0.90	0.75	0.78	0.83	0.84	0.85	0.83	0.86	0.63	0.79	0.75	0.81	0.76	0.95	0.77	
Sm) _{sh}																					
(Sm/	0.99	1.29	1.16	1.89	1.73	1.99	1.44	1.63	0.92	1.10	0.81	0.87	0.91	1.31	0.70	0.82	0.74	0.73	0.98	0.92	
Yb) _{sh}																					
(Ce) _{sh}	1.08	1.08	0.96	1.06	1.05	1.14	0.99	1.13	1.22	1.22	1.22	1.20	1.25	0.91	1.20	1.23	1.28	1.22	1.22	1.17	
P3Э/	10.45	18.24	37.79	21.96	17.98	7.62	17.17	11.55	12.63	8.29	20.02	33.89	12.36	60.53	40.71	20.48	18.38	39.77	14.31	6.11	
Al ₂ O ₃ /	0.74	0.74	0.39	0.54	0.61	0.65	0.81	0.79	0.81	0.82	0.75	0.69	0.83	0.67	0.64	0.70	0.69	0.64	0.71	0.82	
(Al ₂ O ₃ +																					
Fe ₂ O ₃ *)																					

Продолжение таблицы 1

Компоненты, индикаторные отношения	Образец (префикс 18.18-...)										Образец (префикс 18m-...)																															
	4-1		4-3		4-4		4-5		4-6		4-7		4-10a		4-106		4-12		4-13		3-2		3-3		3-4		3-5		3-6		3-7		3-8		3-9		3-10					
	1	1	1	1	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	5	6	6	1	3	3	3	3	1	1	1	1	1	1	1	6	6	6	6						
Лито типы																																										
Области рампы																																										
	СР									ВР-ВСП									СР									ВР-ВСП														
	SiO ₂ , мас. %	1.71	1.63	1.63	1.37	1.48	1.19	1.69	3.20	2.68	0.87	2.37	6.18	3.02	3.66	2.59	3.60	3.58	1.31	1.61	0.44	1.71	1.63	1.63	1.37	1.48	1.19	1.69	3.20	2.68	0.87	2.37	6.18	3.02	3.66	2.59	3.60	3.58	1.31	1.61	0.44	
TiO ₂	0.024	0.022	0.021	0.025	0.022	0.021	0.023	0.048	0.040	0.003	0.038	0.060	0.031	0.033	0.032	0.037	0.037	0.020	0.026	0.011	0.024	0.022	0.021	0.025	0.022	0.021	0.023	0.048	0.040	0.003	0.038	0.060	0.031	0.033	0.032	0.037	0.037	0.020	0.026	0.011		
Al ₂ O ₃	0.48	0.40	0.38	0.40	0.47	0.38	0.54	0.84	0.78	0.16	0.69	1.15	0.62	0.76	0.67	0.77	0.78	0.48	0.61	0.19	0.48	0.40	0.38	0.40	0.47	0.38	0.54	0.84	0.78	0.16	0.69	1.15	0.62	0.76	0.67	0.77	0.78	0.48	0.61	0.19		
Fe ₂ O ₃ *	0.17	0.22	0.26	0.16	0.17	0.20	0.15	0.19	0.17	0.28	0.12	0.37	0.62	0.35	0.23	0.28	0.22	0.10	0.12	0.09	0.17	0.22	0.26	0.16	0.17	0.20	0.15	0.19	0.17	0.28	0.12	0.37	0.62	0.35	0.23	0.28	0.22	0.10	0.12	0.09		
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.45	0.42	0.45	0.47	0.47	0.46	0.50	0.54	0.51	0.35	0.45	1.08	4.76	1.50	0.44	0.47	0.47	0.48	0.43	0.30	0.45	0.42	0.45	0.47	0.47	0.46	0.50	0.54	0.51	0.35	0.45	1.08	4.76	1.50	0.44	0.47	0.47	0.48	0.43	0.30		
CaO	53.89	53.98	53.94	53.62	54.82	54.18	54.66	52.69	53.35	54.30	53.38	50.09	47.87	50.96	54.24	53.74	53.46	54.81	54.72	55.65	53.89	53.98	53.94	53.62	54.82	54.18	54.66	52.69	53.35	54.30	53.38	50.09	47.87	50.96	54.24	53.74	53.46	54.81	54.72	55.65		
K ₂ O	0.15	0.09	0.09	0.07	0.09	0.06	0.13	0.28	0.24	0.00	0.22	0.44	0.24	0.30	0.22	0.28	0.29	0.11	0.18	0.00	0.15	0.09	0.09	0.07	0.09	0.06	0.13	0.28	0.24	0.00	0.22	0.44	0.24	0.30	0.22	0.28	0.29	0.11	0.18	0.00		
Na ₂ O	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.14	0.12	0.14	0.13	0.10	0.11	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.14	0.12	0.14	0.13	0.10	0.11	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	
P ₂ O ₅	—	—	—	0.003	0.002	0.005	0.002	0.001	—	—	0.003	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.004	—	0.001	—	—	—	—	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.004	—	0.001	0.001	—	—		
ППП	43.08	43.18	42.56	43.42	42.22	43.34	42.11	41.88	42.07	43.90	42.56	40.54	42.80	42.37	41.36	40.76	41.13	42.60	42.02	43.08	43.08	43.18	42.56	43.42	42.22	43.34	42.11	41.88	42.07	43.90	42.56	40.54	42.80	42.37	41.36	40.76	41.13	42.60	42.02	43.08		
Сумма	100.06	100.07	99.44	99.68	99.87	99.97	99.94	99.80	99.98	99.97	99.97	100.04	100.08	100.05	99.93	100.08	100.09	100.06	99.84	99.88	100.06	100.07	99.44	99.68	99.87	99.97	99.94	99.80	99.98	99.97	100.04	100.08	100.09	100.06	99.84	99.88						
Сумма без ППП + CaO	3.10	2.91	2.95	2.64	2.83	2.45	3.16	5.23	4.57	1.77	4.03	9.41	9.40	6.71	4.33	5.58	5.50	2.65	3.11	1.15	3.10	2.91	2.95	2.64	2.83	2.45	3.16	5.23	4.57	1.77	4.03	9.41	9.40	6.71	4.33	5.58	5.50	2.65	3.11	1.15		
Y, мкг/г	2.37	4.06	3.86	0.96	1.50	1.46	1.17	0.27	0.46	0.02	1.02	1.36	7.36	7.28	2.24	2.10	2.11	1.28	0.03	0.01	2.37	4.06	3.86	0.96	1.50	1.46	1.17	0.27	0.46	0.02	1.02	1.36	7.36	7.28	2.24	2.10	2.11	1.28	0.03	0.01		
La	1.36	2.99	3.99	1.57	1.52	1.48	1.23	1.03	0.85	0.15	1.41	1.44	4.05	4.09	1.35	1.62	1.53	1.27	0.40	0.14	1.36	2.99	3.99	1.57	1.52	1.48	1.23	1.03	0.85	0.15	1.41	1.44	4.05	4.09	1.35	1.62	1.53	1.27	0.40	0.14		
Ce	2.54	5.85	9.32	3.14	2.94	2.75	2.31	1.92	1.59	0.26	2.58	2.50	8.30	8.54	2.19	2.82	2.71	2.40	0.70	0.23	2.54	5.85	9.32	3.14	2.94	2.75	2.31	1.92	1.59	0.26	2.58	2.50	8.30	8.54	2.19	2.82	2.71	2.40	0.70	0.23		
Pr	0.301	0.693	1.131	0.382	0.316	0.335	0.269	0.219	0.185	0.032	0.304	0.289	0.900	0.961	0.279	0.347	0.332	0.285	0.081	0.027	0.301	0.693	1.131	0.382	0.316	0.335	0.269	0.219	0.185	0.032	0.304	0.289	0.900	0.961	0.279	0.347	0.332	0.285	0.081	0.027		
Nd	1.222	2.676	4.401	1.580	1.288	1.330	1.060	0.848	0.702	0.139	1.126	1.082	3.634	3.832	1.129	1.405	1.302	1.112	0.335	0.115	1.222	2.676	4.401	1.580	1.288	1.330	1.060	0.848	0.702	0.139	1.126	1.082	3.634	3.832	1.129	1.405	1.302	1.112	0.335	0.115		
Sm	0.255	0.548	0.823	0.284	0.247	0.247	0.187	0.128	0.109	0.021	0.203	0.193	0.783	0.810	0.245	0.271	0.253	0.201	0.041	—	0.255	0.548	0.823	0.284	0.247	0.247	0.187	0.128	0.109	0.021	0.203	0.193	0.783	0.810	0.245	0.271	0.253	0.201	0.041	—		
Eu	0.056	0.111	0.157	0.055	0.046	0.050	0.043	0.021	0.020	0.003	0.037	0.035	0.156	0.161	0.051	0.053	0.058	0.043	0.009	—	0.056	0.111	0.157	0.055	0.046	0.050	0.043	0.021	0.020	0.003	0.037	0.035	0.156	0.161	0.051	0.053	0.058	0.043	0.009	—		
Gd	0.297	0.603	0.795	0.281	0.270	0.268	0.218	0.122	0.115	0.018	0.225	0.207	0.926	0.939	0.284	0.308	0.306	0.233	0.038	—	0.297	0.603	0.795	0.281	0.270	0.268	0.218	0.122	0.115	0.018	0.225	0.207	0.926	0.939	0.284	0.308	0.306	0.233	0.038	—		

Окончание таблицы 1

Компоненты, индикаторные отношения	Образец (префикс 18.18-...)										Образец (префикс 18m-...)																																																	
	4-1					4-2					4-3					3-2					3-3					3-4					3-5					3-6					3-7					3-8					3-9					3-10				
	1	1	1	1	1	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6															
	Литотипы																																																											
	Области рампа																																																											
	CP										BP-BCP										CP										BP-BCP																													
Tb	0.042	0.086	0.109	0.035	0.034	0.034	0.030	0.009	0.010	0.023	0.022	0.129	0.136	0.037	0.041	0.042	0.027	0.003	—	0.089	0.135	0.89	1.35	1.14	0.96	1.05	3.46	2.02	—	1.93	1.47	0.73	0.69	0.73	0.82	1.04	—	0.89	0.73	0.71	0.80	0.89	0.87	0.96	1.17	1.13	1.03	1.08	0.75	0.74	0.80	0.87	0.92	—						
Dy	0.270	0.521	0.632	0.216	0.192	0.211	0.176	0.068	0.072	0.148	0.149	0.809	0.817	0.241	0.253	0.257	0.177	0.015	—	0.129	0.043	0.129	0.043	0.041	0.034	0.014	0.068	0.072	0.007	0.148	0.149	0.809	0.817	0.241	0.253	0.257	0.177	0.015	—	0.129	0.043	0.129	0.043	0.041	0.034	0.014	0.068	0.072	0.007	0.148	0.149	0.809	0.817	0.241	0.253	0.257	0.177	0.015	—	
Ho	0.058	0.107	0.129	0.043	0.041	0.044	0.034	0.014	0.015	0.031	0.033	0.173	0.186	0.051	0.055	0.053	0.035	0.003	—	0.367	0.127	0.129	0.043	0.041	0.044	0.034	0.014	0.015	0.001	0.031	0.033	0.173	0.186	0.051	0.055	0.053	0.035	0.003	—	0.367	0.127	0.129	0.043	0.041	0.044	0.034	0.014	0.015	0.001	0.031	0.033	0.173	0.186	0.051	0.055	0.053	0.035	0.003	—	
Er	0.169	0.305	0.367	0.127	0.121	0.122	0.101	0.038	0.042	0.086	0.093	0.497	0.519	0.156	0.168	0.161	0.101	—	—	0.367	0.127	0.129	0.043	0.041	0.044	0.034	0.014	0.015	0.002	0.086	0.093	0.497	0.519	0.156	0.168	0.161	0.101	—	—	0.367	0.127	0.129	0.043	0.041	0.044	0.034	0.014	0.015	0.002	0.086	0.093	0.497	0.519	0.156	0.168	0.161	0.101	—	—	
Tm	0.023	0.042	0.053	0.014	0.017	0.017	0.014	0.004	0.006	0.011	0.011	0.067	0.072	0.020	0.022	0.023	0.014	—	—	0.053	0.014	0.053	0.014	0.017	0.017	0.014	0.004	0.006	0.011	0.011	0.067	0.072	0.020	0.022	0.023	0.014	—	—	0.053	0.014	0.053	0.014	0.017	0.017	0.014	0.004	0.006	0.011	0.011	0.067	0.072	0.020	0.022	0.023	0.014	—	—			
Yb	0.137	0.257	0.332	0.086	0.098	0.114	0.086	0.022	0.031	0.054	0.072	0.411	0.438	0.136	0.145	0.136	0.090	—	—	0.332	0.086	0.332	0.086	0.098	0.114	0.086	0.022	0.031	0.054	0.072	0.411	0.438	0.136	0.145	0.136	0.090	—	—	0.332	0.086	0.332	0.086	0.098	0.114	0.086	0.022	0.031	0.054	0.072	0.411	0.438	0.136	0.145	0.136	0.090	—	—			
Lu	0.019	0.037	0.047	0.014	0.014	0.018	0.014	0.004	0.005	0.008	0.011	0.056	0.066	0.020	0.020	0.023	0.013	—	—	0.047	0.014	0.047	0.014	0.014	0.018	0.014	0.004	0.005	0.008	0.011	0.056	0.066	0.020	0.020	0.023	0.013	—	—	0.047	0.014	0.047	0.014	0.014	0.018	0.014	0.004	0.005	0.008	0.011	0.056	0.066	0.020	0.020	0.023	0.013	—	—			
Ce/Ce*	0.89	0.93	1.00	0.90	0.95	0.89	0.91	0.93	0.93	0.82	0.90	0.98	0.97	0.80	0.85	0.87	0.91	0.82	0.82	1.00	0.90	1.00	0.90	0.95	0.89	0.91	0.93	0.93	0.82	0.90	0.98	0.97	0.80	0.85	0.87	0.91	0.82	0.82	1.00	0.90	1.00	0.90	0.95	0.89	0.91	0.93	0.93	0.82	0.90	0.98	0.97	0.80	0.85	0.87	0.91	0.82	0.82			
Eu/Eu*	1.03	0.98	1.00	1.06	0.96	1.05	1.10	1.12	1.14	1.47	1.03	0.94	0.93	1.03	0.96	1.07	1.12	1.48	—	1.00	1.06	1.00	1.06	0.96	1.05	1.10	1.12	1.14	1.47	1.03	0.94	0.93	1.03	0.96	1.07	1.12	1.48	—	1.00	1.06	1.00	1.06	0.96	1.05	1.10	1.12	1.14	1.47	1.03	0.94	0.93	1.03	0.96	1.07	1.12	1.48	—			
(La/ Yb) _{sh}	0.73	0.86	0.89	1.35	1.14	0.96	1.05	3.46	2.02	—	1.93	0.73	0.69	0.73	0.82	0.83	1.04	—	—	0.89	1.35	0.89	1.35	1.14	0.96	1.05	3.46	2.02	—	1.93	1.47	0.73	0.69	0.73	0.82	0.83	1.04	—	—	0.89	1.35	0.89	1.35	1.14	0.96	1.05	3.46	2.02	—	1.93	1.47	0.73	0.69	0.73	0.82	0.83	1.04	—	—	
(La/ Sm) _{sh}	0.78	0.79	0.71	0.80	0.89	0.87	0.96	1.17	1.13	1.03	1.08	0.75	0.74	0.80	0.87	0.88	0.92	—	—	0.71	0.80	0.71	0.80	0.89	0.87	0.96	1.17	1.13	1.03	1.08	0.75	0.74	0.80	0.87	0.88	0.92	—	—	0.71	0.80	0.71	0.80	0.89	0.87	0.96	1.17	1.13	1.03	1.08	0.75	0.74	0.80	0.87	0.88	0.92	—	—			
(Sm/ Yb) _{sh}	0.94	1.08	1.26	1.67	1.28	1.10	1.10	2.95	1.78	—	1.91	0.97	0.94	0.91	0.95	0.94	1.13	—	—	1.26	1.67	1.26	1.67	1.28	1.10	1.10	2.95	1.78	—	1.91	1.36	0.97	0.94	0.91	0.95	0.94	1.13	—	—	1.26	1.67	1.26	1.67	1.28	1.10	1.10	2.95	1.78	—	1.91	1.36	0.97	0.94	0.91	0.95	0.94	1.13	—	—	
(La/ Ce) _{sh}	1.11	1.07	0.89	1.04	1.08	1.12	1.11	1.12	1.11	—	1.14	1.02	1.00	1.29	1.19	1.18	1.10	—	—	0.89	1.04	0.89	1.04	1.08	1.12	1.11	1.12	1.11	—	1.14	1.20	1.02	1.00	1.29	1.19	1.18	1.10	—	—	0.89	1.04	0.89	1.04	1.08	1.12	1.11	1.12	1.11	—	1.14	1.20	1.02	1.00	1.29	1.19	1.18	1.10	—	—	
PзЭ/ Al ₂ O ₃	14.06	37.06	58.66	19.56	15.18	18.47	10.68	5.29	4.81	3.96	5.33	33.69	28.38	9.24	9.77	9.21	12.50	—	—	19.56	15.18	58.66	19.56	15.18	18.47	10.68	5.29	4.81	3.96	9.05	5.33	33.69	28.38	9.24	9.77	9.21	12.50	—	—	19.56	15.18	58.66	19.56	15.18	18.47	10.68	5.29	4.81	3.96	9.05	5.33	33.69	28.38	9.24	9.77	9.21	12.50	—	—	
Al ₂ O ₃ / (Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃ *)	0.74	0.65	0.59	0.71	0.73	0.66	0.78	0.82	0.82	0.36	0.76	0.50	0.68	0.74	0.73	0.78	0.83	0.68	0.68	0.59	0.71	0.59	0.71	0.73	0.66	0.78	0.82	0.82	0.36	0.85	0.76	0.50	0.68	0.74	0.73	0.78	0.83	0.68	0.68	0.59	0.71	0.59	0.71	0.73	0.66	0.78	0.82	0.82	0.36	0.85	0.76	0.50	0.68	0.74	0.73	0.78	0.83	0.68	0.68	

Примечание. Прочерк — не обнаружено. Литотипы: 1 — толстостолбчатые строматолитовые известняки; 2 — тонко-, микрозернистые тонкослоистые межбиогермные известняки; 3 — интракластовые известняки слоистых пакетов между постройкиками; 4 — микрозернистые известняки слоистых пакетов между постройкиками; 5 — интракластовые известняки с МТ-кластами; 6 — микрозернистые известняки с МТ-прожилками. BP-BCP — внутренний рампы и верхи среднего рампы, CP — средний рампы.

установлено, что распределение лантаноидов и Y в известняках сопоставимо с тем, что наблюдается и в ацетатных вытяжках из них [Маслов и др., 2018б, 2019а]. В обоих случаях в нормированных по PAAS спектрах распределения PЗЭ + Y наблюдаются положительные аномалии La, Gd и Y и отрицательные аномалии Eu и Ce. Это дает основание считать, что накопление известняков происходило в морском бассейне, имевшем связь с Мировым океаном, а влияние гидротермальных флюидов или катагенетических процессов на их геохимические характеристики, если и имело место, то не было критическим [Маслов, 2021].

Анализ взаимосвязей K_2O , CaO и суммы PЗЭ в известняках позволил установить, что содержание PЗЭ в них контролируется преимущественно терригенной/глинистой примесью [Маслов, 2021]. В пользу сказанного говорит и положительная корреляция между суммой лантаноидов и концентрациями Th и Zr. В то же время, спектры PЗЭ ацетатных вытяжек, полученных при использовании слабой (0.5 и 1%) уксусной кислоты, не очень сильно отличаются от спектров PЗЭ валовых проб. Это дает основание полагать, что значительная доля лантаноидов может концентрироваться во вторичных карбонатных фазах – скорее всего в метасоматическом доломите, который в том или ином (как правило, достаточно небольшом) количестве присутствует практически во всех пробах и в порошке тоже хорошо растворим [Дуб и др., 2019а, 2019б]. Соответственно, большинство известняков оказались непригодными для реконструкции состава морской воды конца позднего рифея. Исключением являются образцы с деплетированием ЛРЗЭ относительно СРЗЭ и величиной $Y/No > 44$ [Маслов, Дуб, 2019а, 2019б].

СВЯЗЬ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ИЗВЕСТНЯКОВ И ОБСТАНОВОК ИХ ФОРМИРОВАНИЯ (ОБЗОР)

В работе [Zhang et al., 2017] проанализированы особенности распределения основных породообразующих оксидов, а также редких и рассеянных, в том числе редкоземельных, элементов в ряде позднемезозойских и более молодых известняковых последовательностей Западного Китая, сформированных во внутриконтинентальных пресноводных (озерных), мелководных окраинно-континентальных (пассивные окраины, пред- и задуговые бассейны) и открытых

океанических (дно океана и океанические поднятия) обстановках (далее перечисленные обстановки рассматриваются соответственно как внутриконтинентальные, прибрежные и обстановки открытого океана). Вместе с опубликованными по результатам исследований в рамках программ глубоководного бурения геохимическими данными об известняках открытого океана, это позволило авторам названной работы определить геохимические характеристики известняков, накапливавшихся в различных плейттектонических обстановках.

В результате установлено, что известняки внутриконтинентальных водоемов не имеют значимой взаимосвязи между Al_2O_3 и $Fe_2O_3^*$, но в морских известняках указанные оксиды обладают положительной корреляцией. Содержание Al_2O_3 имеет положительную корреляцию с MnO для всех групп известняков. Это предполагает, по мнению авторов работы [Zhang et al., 2017], что содержание $Fe_2O_3^*$ и MnO в них контролируется как терригенной, так и гидротермальной компонентами. Известняки пресноводных и прибрежных обстановок демонстрируют положительную корреляцию между P_2O_5 , с одной стороны, и TiO_2 , $Fe_2O_3^*$ и K_2O , с другой. По-видимому, часть P_2O_5 в этих известняках не является биогенной.

Содержание PЗЭ в известняках во многом определяется положением области карбонатнакопления относительно суши. Известняки различных обстановок имеют изменчивые концентрации PЗЭ и различаются (даже в пределах одной обстановки) по характеристикам нормированных к PAAS их спектров. Сумма PЗЭ для известняков внутриконтинентальных и прибрежных обстановок отчетливо положительно коррелирует с SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 и $Fe_2O_3^*$, предполагая связь лантаноидов с терригенной компонентой. Сумма PЗЭ для известняков открытого океана имеет выраженную положительную корреляцию, как правило, только с MnO. Известняки этой группы имеют узкий диапазон значений $(La/Sm)_{sh}$ (0.46–0.96), $(Sm/Yb)_{sh}$ (0.25–1.96) и $(La/Yb)_{sh}$ (0.23–1.38), тогда как известнякам пресноводных и прибрежных обстановок присущи более широкие пределы изменения перечисленных параметров. Параметр $(Sm/Yb)_{sh}$ для пресноводных известняков отрицательно взаимосвязан с $Fe_2O_3^*$. Известняки открытого океана имеют отчетливую отрицательную корреляцию $(La/Sm)_{sh}$ с MnO.

Концентрации Ce в морских известняках имеют положительную корреляцию с Al_2O_3 ,

Fe_2O_3^* и MnO , а значения Ce/Ce^* с Al_2O_3 и MnO . Это указывает на взаимосвязь Ce как с терригенной, так и гидротермальной компонентами. Концентрации Ce в пресноводных известняках обладают выраженной положительной связью с TiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . Величины Ce/Ce^* в них также отчетливо положительно взаимосвязаны с TiO_2 , Fe_2O_3^* , MnO , MgO , K_2O и P_2O_5 . Значения Ce аномалии в известняках демонстрируют рост от центральных частей океана к прибрежным обстановкам; на диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Ce}/\text{Ce}^*$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^*\text{—Ce}/\text{Ce}^*$ и $\text{MnO—Ce}/\text{Ce}^*$ можно видеть хорошее разграничение полей известняков открытого океана и известняков внутриконтинентальных и прибрежных обстановок.

Известняки внутриконтинентальных обстановок имеют существенные диапазоны Eu/Eu^* : например, озёрные палеоген-неогеновые известняки Тибета (бассейн Вули) обладают значениями Eu аномалии от 3.74 до 13.01 [Zhang et al., 2017]. Самые низкие средние величины данного параметра (0.99 ± 0.17) свойственны известнякам преддуговых бассейнов. Известняки океанических поднятий имеют несколько большие величины Eu/Eu^* , чем известняки океанского дна (соответственно 1.24 ± 0.54 и 1.12 ± 0.18). Параметры Eu/Eu^* и Ce/Ce^* имеют отчетливую положительную корреляцию в известняках внутриконтинентальных и прибрежных обстановок.

Показано, что известняки внутриконтинентальных и прибрежных обстановок характеризуются, как правило, значениями $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}} < 2$. Известняки открытого океана, напротив, обладают заметно более высокими величинами названного параметра. Последнее лучше всего проявлено, по-видимому, в отложениях с возрастом моложе среднего девона, когда дефицит Ce стал характеристическим признаком для всей толщи вод океана вследствие ее насыщения кислородом [Wallace et al., 2017]. В целом, свойственные известнякам открытого океана величины $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ не имеют какой-либо выраженной корреляции ни с терригенной, ни с гидротермальной компонентами. Известняки этой группы характеризуются заметным обеднением Ce, обогащением ТРЗЭ и положительной La аномалией, поскольку распределение лантаноидов в них унаследовано от морской воды. Известняки внутриконтинентальных и прибрежных обстановок обладают положительной корреляцией между $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ и $\text{PЗЭ}/\text{Al}_2\text{O}_3$, тогда как между $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}$ и $\text{PЗЭ}/\text{Al}_2\text{O}_3$ корреляция отрицательная. Это предполагает контроль спектров распределения ПЗЭ в них со стороны терригенной компоненты.

Содержание редких и рассеянных элементов в пресноводных и прибрежных известняках также в основном контролируется терригенной компонентой, о чем свидетельствует их положительная корреляция с Al_2O_3 , TiO_2 и Fe_2O_3^* .

На диаграммах $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$, $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ известняки внутриконтинентальных и прибрежных обстановок, с одной стороны, и известняки открытого океана, с другой, образуют два разных поля. Они отличаются не только значениями $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$, но и более высокими величинами $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ в группах пресноводных и прибрежных известняков. Параметр $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ имеет выраженную отрицательную корреляцию с Ce/Ce^* . Достаточно хорошо разделяются области известняков открытого океана и пресноводных + прибрежных известняков и на диаграммах $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}\text{Ce}/\text{Ce}^*$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}\text{—}\text{Ce}/\text{Ce}^*$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}\text{Ce}/\text{Ce}^*$.

При оценке всего сказанного выше важно иметь в виду, что выводы авторов работы [Zhang et al., 2017] применимы, по всей видимости, не только для среднемеозойских и более молодых известняков, на результатах исследования которых основана указанная публикация. Для обоснования представлений о том, что вековые вариации соотношения арагонита и кальцита в карбонатных осадках [Ries, 2010; Hood, Wallace, 2018] и отчетливый сдвиг в позднем мезозое областей карбоната накопления в открытый океан [Arvidson et al., 2006; Ries, 2010; Кузнецов, 2011 и др.] с соответствующими изменениями темпов седиментации и адсорбции лантаноидов и других элементов из морской воды [MurRAY et al., 1991a, 1991b] существенно не повлияли на геохимические характеристики накапливавшихся в различных обстановках известняков, авторы публикации [Zhang et al., 2017] выполнили анализ геохимических характеристик почти 40 карбонатных толщ, возраст которых варьирует от архея до голоцена, а обстановки накопления реконструированы по геологическим данным достаточно уверенно. В результате выявлена хорошая в целом сопоставимость выводов как для постсреднемеозойских, так и для более древних карбонатных последовательностей. К числу последних принадлежат мезопротерозойские Известняки Рохтас Центральной Индии, раннепротерозойские карбонатные породы надсерии Трансвааль Южной Африки, неопротерозойская формация Шахабад Южной Индии, позднеархейские строматолитовые карбонаты платформы Кэмпбеллранд Южной Африки, неопротерозойские Известняки Крол и Известняки Билара Северо-Западной Индии, палеопротерозойские известняки формации Муидраай Южной

Африки, архейские строматолитовые карбонаты Кратона Пилбара Австралии, раннемезопротерозойские карбонатные породы серии Семри Центральной Индии, среднеэопротерозойские мраморы террейна Цзяобей Китая и другие объекты [Zhang et al., 2017 и ссылки там].

Всего в работе [Zhang et al., 2017] приведено более 50 различных дискриминантных диаграмм, однако достаточно заметное разграничение полей известняков, накапливавшихся в обстановках внутриконтинентальных озер, прибрежных бассейнов и открытого океана наблюдается не более чем на ~ 10 из них. Это диаграммы $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$, $10^*\text{MnO}-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$, $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}-\text{Ce}/\text{Ce}^*$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}-\text{Ce}/\text{Ce}^*$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ и ряд других. Далее мы рассмотрим распределение на них точек состава как всех образцов известняков укской свиты, так и их совокупностей, характеризующих разные зоны карбонатного рампа. Следует еще раз отметить, что, как в публикации [Zhang et al., 2017], так и в настоящей работе, речь идет о геохимических характеристиках валовых проб известняков.

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Между суммой РЗЭ и содержанием SiO_2 и Al_2O_3 в известняках укской свиты при 5-процентном уровне значимости наблюдаются статистически ничтожные взаимосвязи (соответственно $r_{\text{РЗЭ}-\text{SiO}_2} = 0.14$, $r_{\text{РЗЭ}-\text{Al}_2\text{O}_3} = 0.21$). Это же характерно и для пары сумма РЗЭ– TiO_2 . Оксид кальция и РЗЭ в укских известняках характеризуются статистически значимой отрицательной корреляцией ($r_{\text{РЗЭ}-\text{CaO}} = -0.46$); такая же, но положительная корреляция характерна для оксида марганца и суммы РЗЭ ($r = 0.57$, $n = 30$). Между суммой РЗЭ и содержанием V, Co, Ni и Cu при 5-процентном уровне значимости наблюдается выраженная положительная корреляция, тогда как для пары сумма РЗЭ–Rb она отсутствует. В соответствии с представлениями авторов публикации [Abedini, Calagari, 2015 и ссылки там], это предполагает, что РЗЭ-систематика известняков укской свиты в значительной мере контролируется, как это свойственно и большинству известняков прибрежных обстановок, присутствующей в них терригенной компонентой.

На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Ce}/\text{Ce}^*$ наблюдается довольно существенное перекрытие полей известняков всех трех групп (рис. 4а). Точки состава известняков укской свиты в основном

расположены здесь в области перекрытия полей известняков открытого океана и прибрежных обстановок. Несколько меньше их в области перекрытия полей известняков всех трех групп. На диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-\text{Ce}/\text{Ce}^*$ перекрытие полей известняков открытого океана и известняков внутриконтинентальных обстановок незначительное, но перекрытие поля последних с полем известняков прибрежных обстановок существенное (см. рис. 4б). Это же характерно для полей известняков открытого океана и известняков прибрежных областей. Фигуративные точки известняков укской свиты на данном графике расположены в области перекрытия полей известняков всех трех групп. В такой ситуации сделать выводы об их принадлежности к отложениям тех или иных обстановок невозможно. Примерно такая же картина наблюдается и на диаграмме $10^*\text{MnO}-\text{Ce}/\text{Ce}^*$ (см. рис. 4в), где точки состава известняков укской свиты, благодаря присущим им низким концентрациям MnO, в основном находятся вне названных полей.

На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ перекрытие полей известняков открытого океана, прибрежных областей и пресноводных бассейнов также довольно значительное (рис. 5а). Фигуративные точки известняков укской свиты, принадлежащих внутреннему и верхам среднего рампа, расположены на рассматриваемом графике в основном в поле известняков прибрежных обстановок и области перекрытия его с полем известняков открытого океана. Точки состава известняков, отвечающих обстановкам среднего рампа, сосредоточены в поле известняков открытого океана и области перекрытия его с полем прибрежных известняков. На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}$ примерно треть точек состава известняков укской свиты (без разбиения на группы) расположена в области перекрытия полей известняков открытого океана и прибрежных их разностей, тогда как остальные попадают в области перекрытия полей известняков всех трех групп (см. рис. 5б). Сходная ситуация наблюдается и на графике $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ (см. рис. 5в).

На диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ также наблюдается перекрытие полей известняков всех трех групп, в то же время фигуративные точки известняков укской свиты, накапливавшихся в пределах внутреннего и верхов среднего рампа в основном приурочены к полям пресноводных и прибрежных обстановок, а точки известняков среднего рампа сосредоточены преимущественно в полях известняков открытого океана и прибрежных обстановок (рис. 6а). Эта особенность

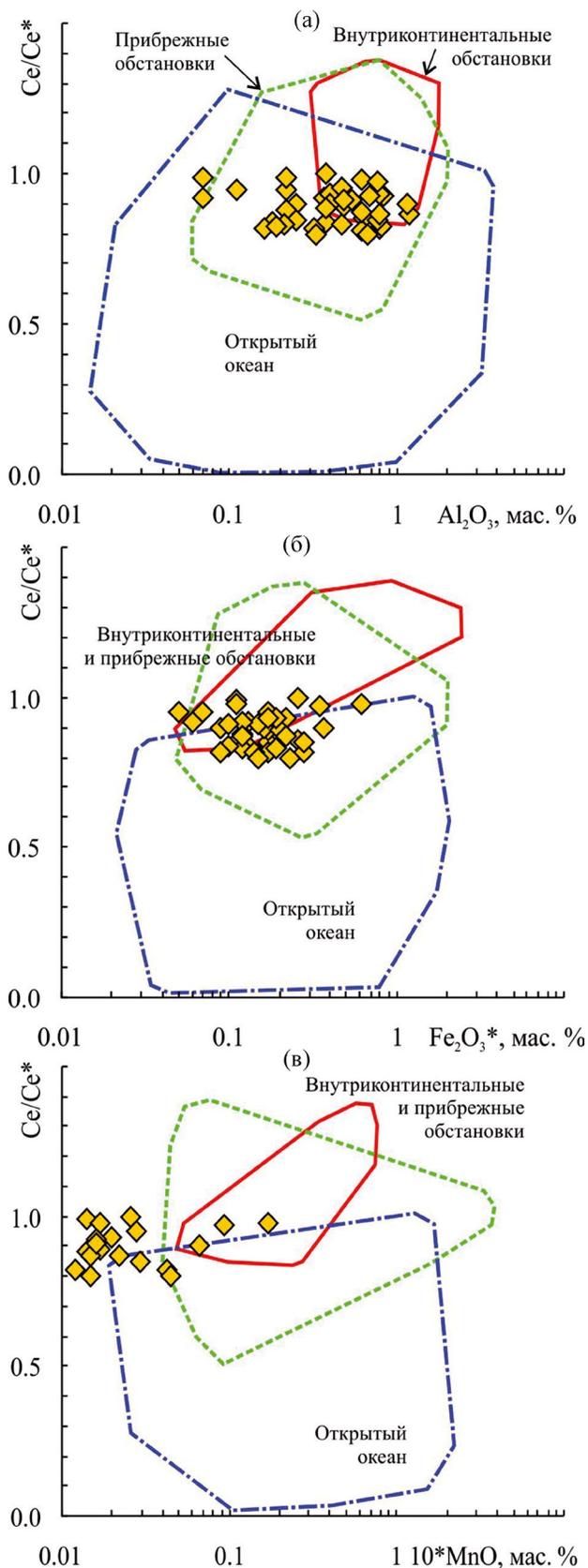


Рис. 4. Распределение точек состава известняков укской свиты на диаграммах Al_2O_3-Ce/Ce^* (а), $Fe_2O_3^*-Ce/Ce^*$ (б) и $10 * MnO-Ce/Ce^*$ (в).

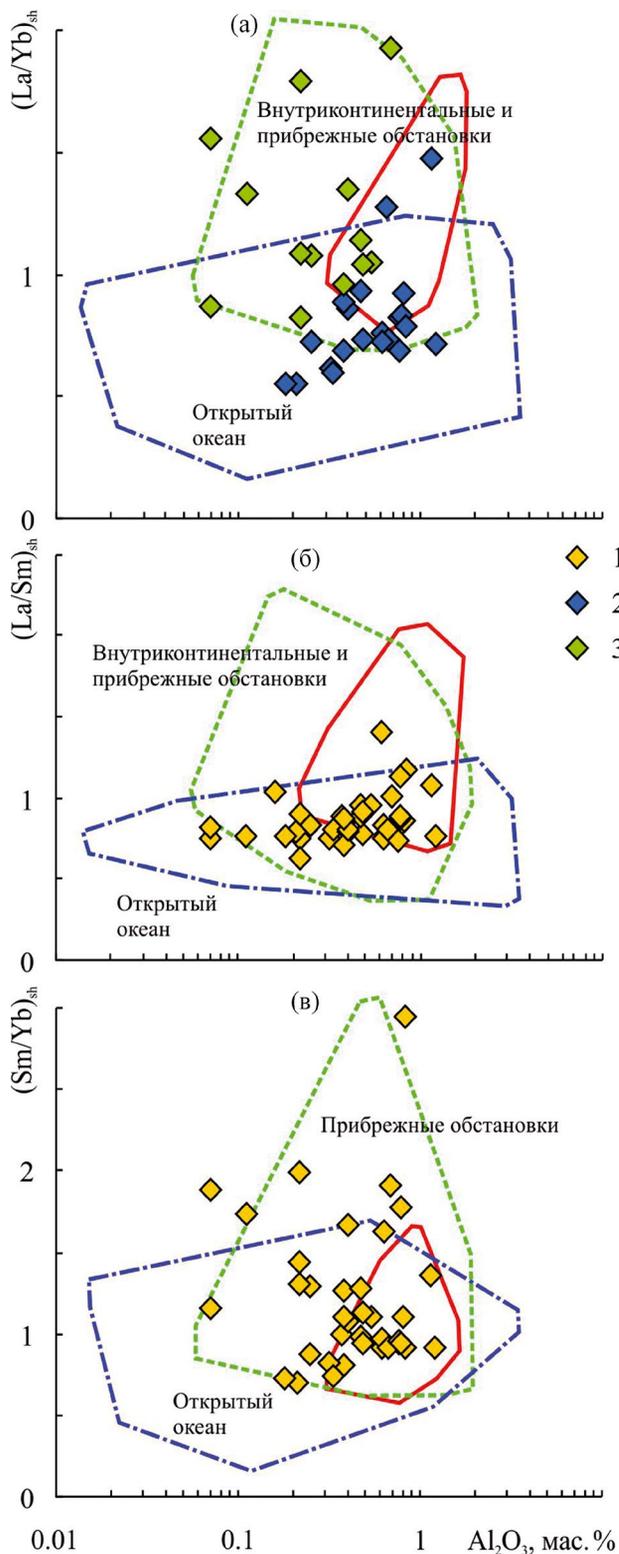


Рис. 5. Распределение фигуративных точек известняков укской свиты (вся выборка, а также известняки разных фаций) на диаграммах $Al_2O_3-(La/Yb)_{sh}$ (а), $Al_2O_3-(La/Sm)_{sh}$ (б) и $Al_2O_3-(Sm/Yb)_{sh}$ (в). 1 – вся выборка известняков укской свиты; 2 – известняки среднего рампа (медвежья толща); 3 – известняки внутреннего рампа.

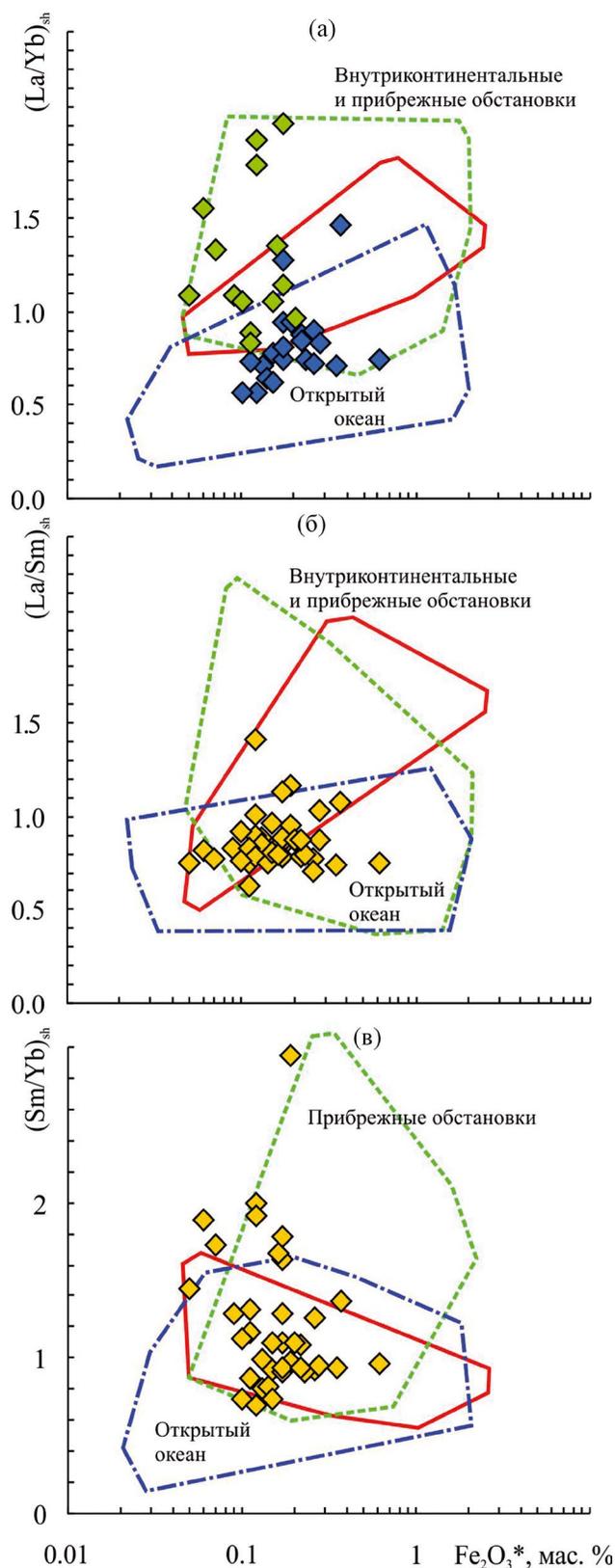


Рис. 6. Распределение фигуративных точек известняков укской свиты (вся выборка, а также известняки разных фаций) на диаграммах $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ (а), $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}$ (б) и $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ (в). Условные обозначения см. рис. 5.

распределения известняков разных областей рампа сопоставима с той, что вырисовывается и на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ (см. выше). На графике $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}$ подавляющее число точек состава известняков укской свиты сосредоточено в намеченном авторами публикации [Zhang et al., 2017] поле известняков открытого океана (см. рис. 6б), но надо иметь в виду, что пересечение полей известняков разных групп и здесь достаточно значительно. Это же присуще и диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ (см. рис. 6в), где поле внутриконтинентальных известняков практически полностью перекрыто полем известняков открытого океана. К указанной области принадлежит на данном графике и примерно треть поля прибрежных известняков.

Выше мы уже отмечали, что по данным работы [Zhang et al., 2017], известняки пресноводных обстановок характеризуются средним значением $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ 1.09 ± 0.04 . Для известняков прибрежных обстановок средняя величина $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ изменяется от 1.21 ± 0.25 до 3.34 ± 4.05 , а известняки открытого океана обладают средней величиной $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ 6.07 ± 5.06 . Выборка известняков укской свиты характеризуется средним значением $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ 1.13 ± 0.10 и соответственно на всех диаграммах с участием данного параметра, таких как $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3^*)-(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}-(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}-(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ и др., фигуративные точки известняков данной литостратиграфической единицы располагаются в основном в полях значений, характерных для пресноводных и прибрежных известняков (рис. 7). Такое их распределение согласуется с низкими значениями $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ в морских хемогенных отложениях докембрия, так как недостаток (отрицательная аномалия) церия, в отличие от постдевонских карбонатов, для них характерен не был (см. выше).

Тенденция несколько различного расположения фигуративных точек известняков среднего рампа, с одной стороны, и внутреннего и верхов среднего рампа, с другой, хорошо выражена и на диаграммах $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}-\text{Ce}/\text{Ce}^*$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}-\text{Ce}/\text{Ce}^*$, где при примерно сопоставимых величинах Ce-аномалии первые обладают меньшими значениями $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$, чем вторые. В результате точки известняков среднего рампа на указанных диаграммах сдвинуты относительно точек известняков внутреннего и верхов среднего рампа в сторону поля более удаленных от берега и более глубоководных обстановок, а некоторые из них присутствуют только в поле известняков открытого океана. Мы отдаем

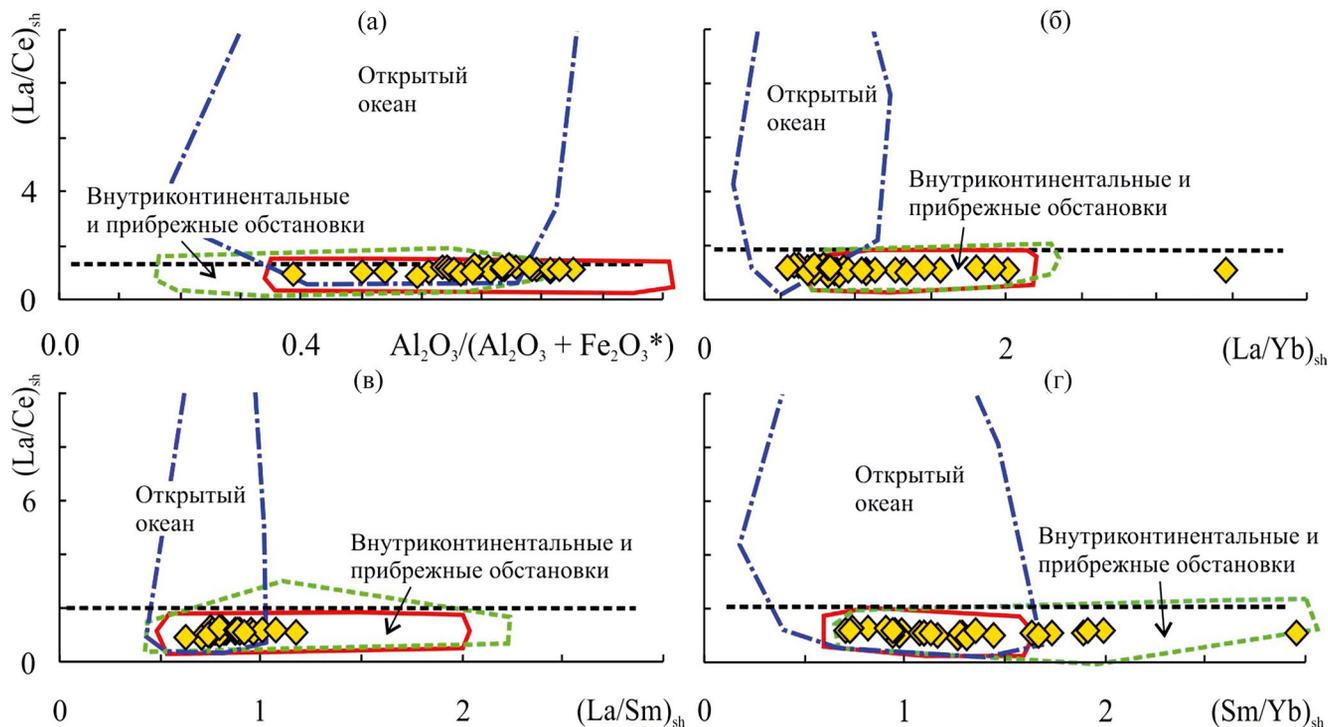


Рис. 7. Положение точек состава известняков укской свиты (вся выборка) на диаграммах $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3^*) - (La/Ce)_{sh}$ (а), $(La/Yb)_{sh} - (La/Ce)_{sh}$ (б), $(La/Sm)_{sh} - (La/Ce)_{sh}$ (в) и $(Sm/Yb)_{sh} - (La/Ce)_{sh}$ (г). Условные обозначения см. рис. 5.

себе отчет в том, что масштабы рампов, даже самых крупных, несопоставимы с масштабами обстановок, положенных в основу диаграмм китайских коллег, но факт налицо. В то же время на графике $(La/Sm)_{sh} - Ce/Ce^*$ точки состава известняков укской свиты (выборка в целом), где перекрытие полей известняков всех групп выражено несколько сильнее, чем на двух других рассматриваемых здесь графиках, локализованы именно в области перекрытия полей (рис. 8).

Для выявления причин, обусловивших контрастное разделение точек на основе параметра $(La/Yb)_{sh}$, нами рассчитаны величины аномалии La (в соответствии с работой [Lawrence et al., 2006, формула 6], без учета содержаний Ce). Выявлено, что практически для всех образцов характерны положительные La аномалии. Тем не менее, величина La/La^* в породах манайсинской толщи варьирует в пределах 0.97–1.38 (среднее 1.14 ± 0.11), а в известняках медвежьей составляет от 0.84 до 1.41 (среднее значение заметно выше: 1.20 ± 0.15). Исходя из представлений о том, что существенные положительные аномалии La, скорее всего, указывают на наследование распределения РЗЭ в известняках от морской воды, где часто наблюдается переизбыток La [Lawrence et al., 2006] (т.е. характерны для более чистых известняков), можно предполагать,

что высокие значения $(La/Yb)_{sh}$ в известняках манайсинской толщи обусловлены влиянием терригенной примеси.

Вследствие того, что укским известнякам среднего рампа свойственны более низкие в целом значения отношений $(Sm/Yb)_{sh}$ и $(La/Yb)_{sh}$, чем те, что характерны для известняков этой же свиты, формировавшихся в обстановках внутреннего и верхов среднего рампа, тенденция к разграничению фигуративных точек указанных фаций выражена на диаграмме $(Sm/Yb)_{sh} - (La/Yb)_{sh}$ весьма отчетливо (рис. 9а). В то же время, средние значения параметра $(La/Sm)_{sh}$ для тех и других статистически сопоставимы (соответственно 0.82 ± 0.08 и 0.88 ± 0.14) и обозначенная выше тенденция проявлена на графиках $(La/Sm)_{sh} - (La/Yb)_{sh}$ и $(La/Sm)_{sh} - (Sm/Yb)_{sh}$ менее ярко (см. рис. 9б, 9в).

Наконец, нормированные к PAAS спектры распределения РЗЭ в известняках укской свиты принципиальным образом (отсутствие выраженной отрицательной Ce-аномалии, хотя, конечно, не следует сбрасывать со счета и эволюцию состава вод океана с течением времени) отличаются от таковых для известняков открытого океана (рис. 10), но похожи как на спектры известняков прибрежных обстановок, в первую очередь – пассивных окраин, так и на спектры

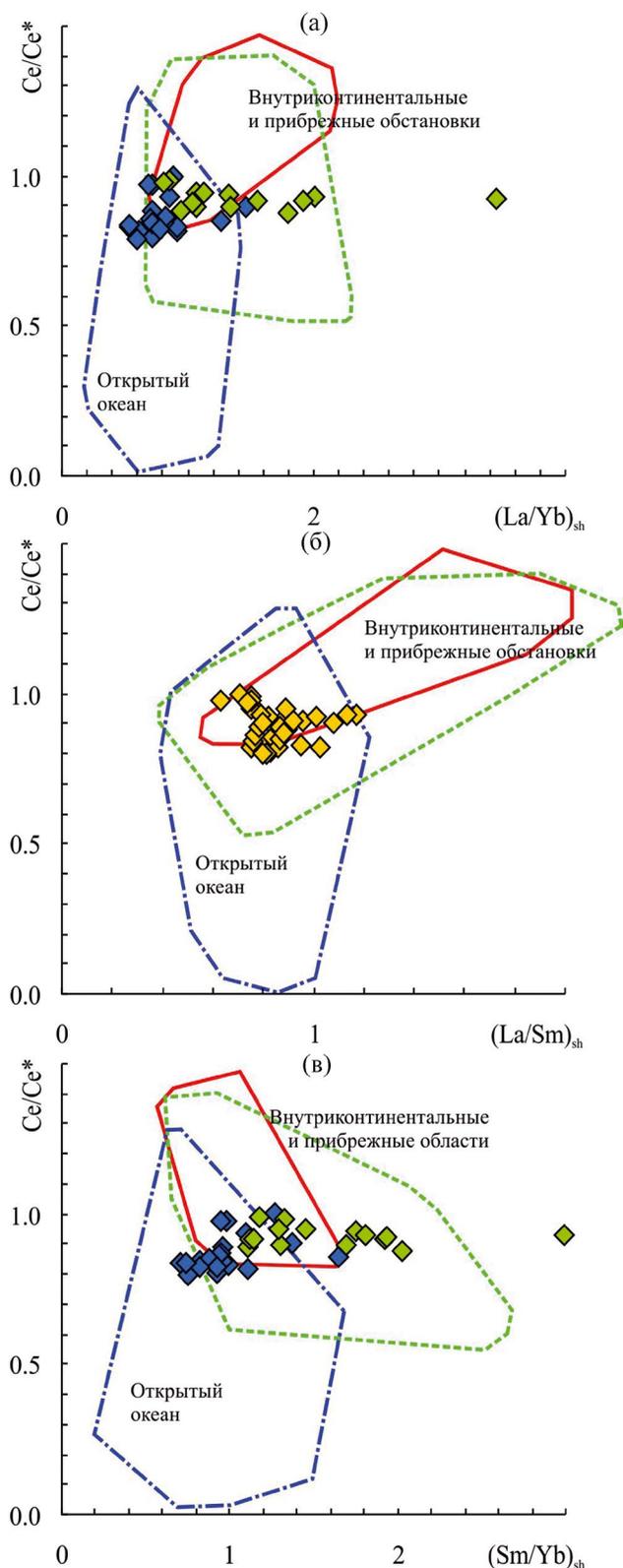


Рис. 8. Особенности локализации точек состава известняков укской свиты (вся выборка, а также известняки разных фаций) на диаграммах $(La/Yb)_{sh} - (Ce/Ce^*)$ (а), $(La/Sm)_{sh} - (Ce/Ce^*)$ (б) и $(Sm/Yb)_{sh} - (Ce/Ce^*)$ (в).
Условные обозначения см. рис. 5.

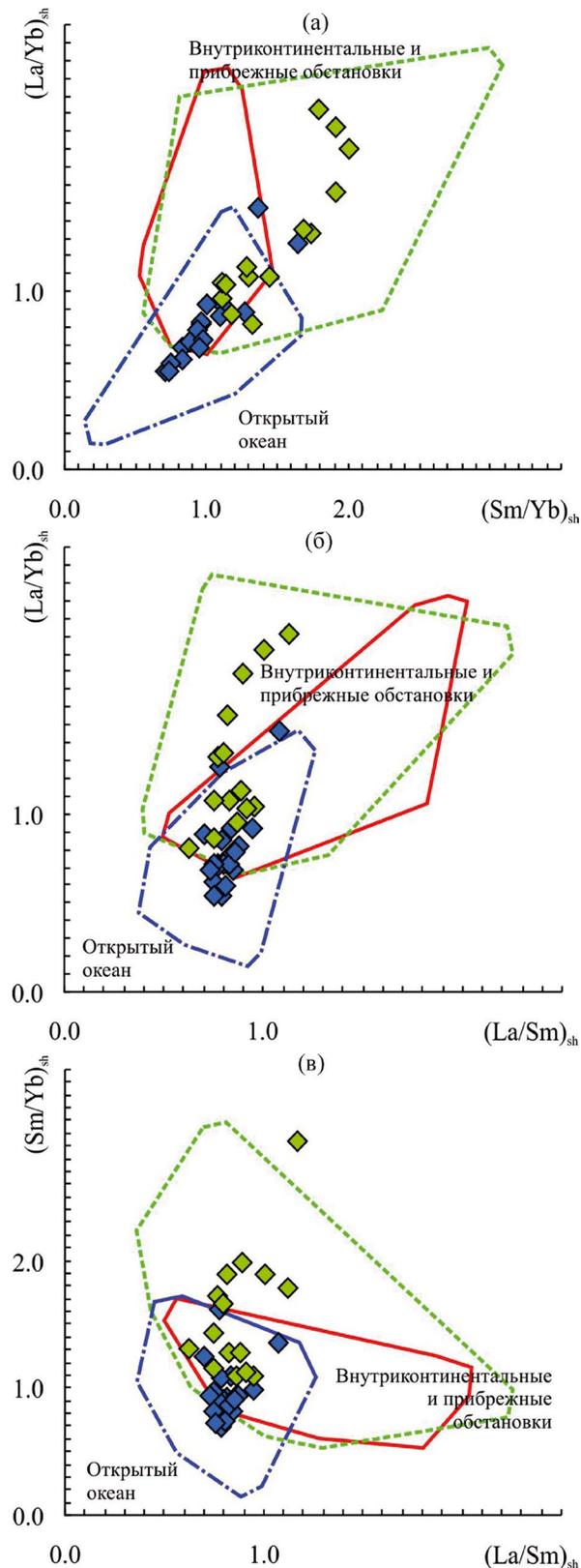


Рис. 9. Распределение точек состава известняков укской свиты (разные фации) на диаграммах $(Sm/Yb)_{sh} - (La/Yb)_{sh}$ (а), $(La/Sm)_{sh} - (La/Yb)_{sh}$ (б) и $(La/Sm)_{sh} - (Sm/Yb)_{sh}$ (в).
Условные обозначения см. рис. 5.

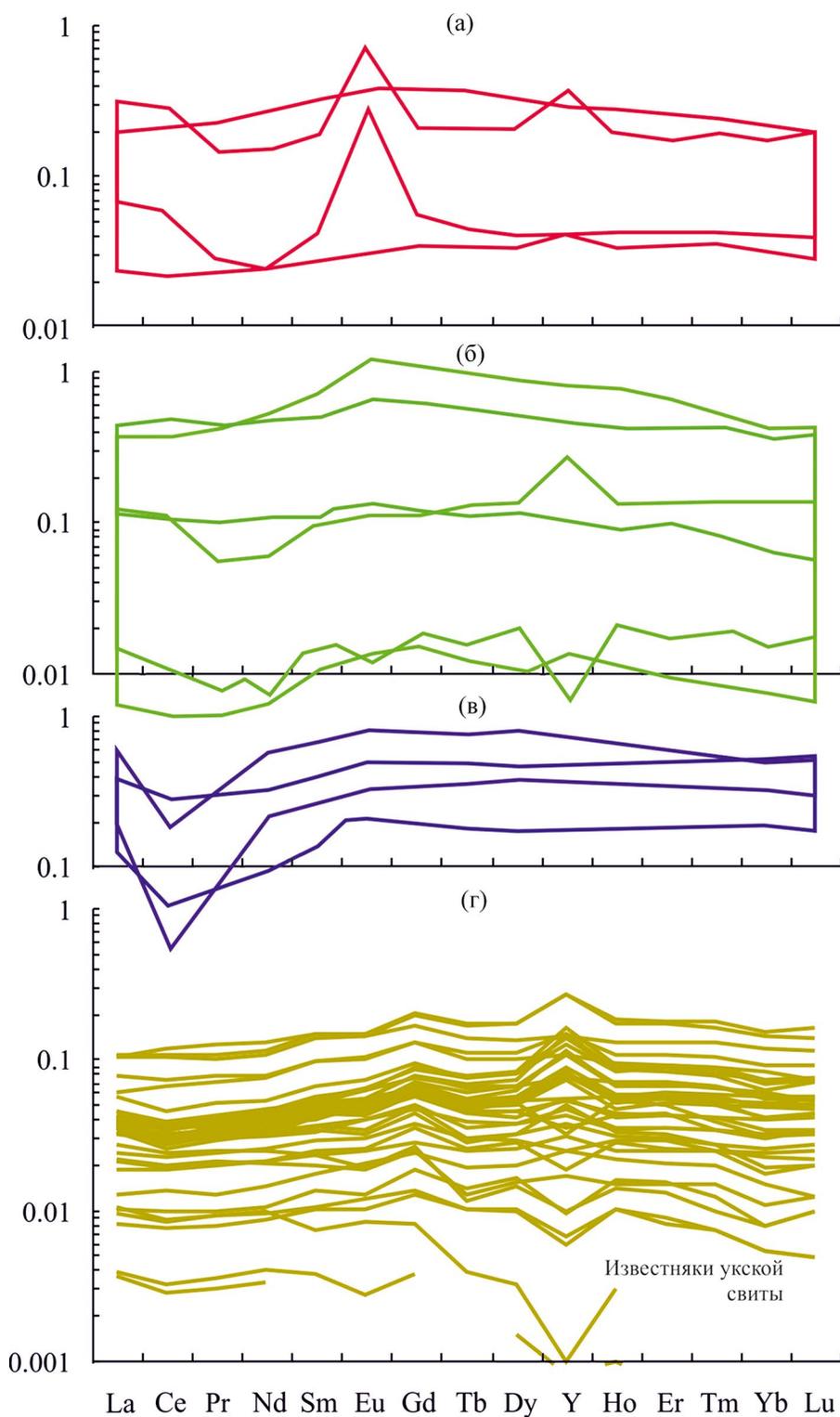


Рис. 10. Нормированное к PAAS распределение лантаноидов и Y в пресноводных известняках (а), известняках прибрежных обстановок (б), известняках открытого океана (в), все по данным [Zhang et al., 2017], и известняках укской свиты (г) верхнего рифея Южного Урала.

некоторых пресноводных/внутриконтинентальных известняков. Это в существенной мере согласуется с тем, что мы видели выше, и позволяет считать известняки укской свиты верхнего рифея Южного Урала образовавшимися в относительно мелководных обстановках.

ВЫВОДЫ

Приведенные в работе [Zhang et al., 2017] диаграммы, к сожалению, не обладают достаточной разрешающей способностью для детального разделения отложений мелководных окраинно-континентальных обстановок в зависимости от палеогеографической позиции области их седиментации. Тем не менее, фигуративные точки известняков укской свиты верхнего рифея Южного Урала характеризуются достаточно контрастным распределением на диаграммах с параметрами $(La/Sm)_{sh}$, $(La/Yb)_{sh}$ и $(Sm/Yb)_{sh}$: точки известняков медвежьей толщи, формировавшейся в обстановках среднего рампа, тяготеют на них к полю известняков открытого океана, тогда как известняки манайсинской толщи (внутренний рампа) по своим геохимическим характеристикам более соответствуют известнякам прибрежных обстановок. Таким образом, геохимические данные в целом подтверждают выводы ранее проведенного фациального анализа, показавшего, что укская свита в наиболее полном разрезе объединяет преимущественно известняки внутреннего (прибрежно-морские отложения) и среднего (несколько более глубоководные и удаленные от берега образования) рампа. Если распределение редких и рассеянных элементов в первых в основном контролировалось, по-видимому, поступавшей с суши тонкой алюмосиликокластикой, то для вторых уже ощущается влияние геохимических особенностей воды открытого океана. Индикатором последнего служат более низкие значения параметра $(La/Yb)_{sh}$, и, в то же время, лучше выраженная положительная аномалия La в известняках медвежьей толщи.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны О.Ю. Мельнику за помощь в подборе литературы, а также анонимным рецензентам, взявшим на себя труд ознакомиться с рукописью и сделавшим ряд принципиальных замечаний. Иллюстрации к статье выполнены Н.С. Глушковой.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН и ИГГ УрО РАН (темы FMMG-2023-0004 и 123011800013-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л. В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
- Беккер Ю. Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.
- Вейс А. Ф., Козлов В. И., Сергеева Н. Д., Воробьева Н. Г.* Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 19–44.
- Вотяков С. Л., Киселева Д. В., Шагалов Е. С. и др.* Мультиэлементный анализ геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ELAN9000 // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 425–430.
- Горбунова Н. П., Татаринова Л. А.* Многоканальный спектрометр СРМ-35 – новые возможности силикатного рентгенофлуоресцентного анализа // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 235–237.
- Горожанин В. М., Кутявин Э. П.* Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 60–63.
- Горохов И. М., Зайцева Т. С., Кузнецов А. Б. и др.* Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах верхнерифейской инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 3–30.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1000000 (третье поколение). Лист N-40 – Уфа. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
- Дуб С. А.* Верхнерифейско-вендские отложения Башкирского мегантиклинория Южного Урала: состояние изученности и стратиграфическое расчленение // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 11. С. 1511–1530.
- Дуб С. А., Гражданкин Д. В.* Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 6. С. 513–537.

- Дуб С.А., Мельничук О.Ю., Крупенин М.Т.* Карбонатно-терригенные отложения нижеульской подсвиты верхнего рифея в стратотипическом разрезе и их корреляция в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала // *Литосфера*. 2024. Т. 24. № 3. С. 451–478.
- Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. и др.* Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала // *Литосфера*. 2019а. Т. 19. № 6. С. 919–944.
- Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. и др.* Распределение редкоземельных элементов в уксуснокислотных вытяжках из карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении*. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2019б. Вып. 22. С. 326–336.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др.* Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д. и др.* U–Th–Pb-возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвилльских источников сноса в позднем рифее Южного Урала // *Докл. АН. Науки о Земле*. 2022. Т. 503. № 2. С. 90–96.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.* Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // *Литосфера*. 2012. № 4. С. 127–140.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.* Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала // *Георесурсы*. 2019. Т. 21. № 1. С. 15–25.
- Кузнецов В.Г.* Литология. Основы общей (теоретической) литологии / Учебное пособие для вузов. М.: Научный мир, 2011. 360 с.
- Летникова Е.Ф.* Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях // *Докл. РАН*. 2002. Т. 385. № 5. С. 672–676.
- Летникова Е.Ф.* Распределение R3Э в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // *Докл. РАН*. 2003. Т. 393. № 2. С. 235–240.
- Маслов А.В.* Известняки укской свиты верхнего рифея Южного Урала: влияние контаминации и диагенетических флюидов на распределение редкоземельных элементов и иттрия // *Литосфера*. 2021. Т. 21. № 1. С. 23–31.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А. и др.* Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований) // *Литосфера*. 2019а. Т. 19. № 5. С. 659–686.
- Маслов А.В., Дуб С.А.* Распределение редкоземельных элементов и иттрия в карбонатных породах укской свиты (верхний рифей, Южный Урал) // *Ежегодник-2018*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019а. С. 114–121.
- Маслов А.В., Дуб С.А.* Укская свита верхнего рифея Южного Урала: к реконструкции окислительно-восстановительных параметров морской воды // *Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей*. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). Казань: Издательство Казанского университета, 2019б. С. 281–282.
- Маслов А.В., Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В.* Первые данные о распределении редкоземельных элементов и иттрия в карбонатных породах укской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // *Ежегодник-2017*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018б. С. 41–47.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А. и др.* Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // *Литосфера*. 2020. Т. 20. № 1. С. 40–62.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В.* Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // *Литосфера*. 2002. № 2. С. 54–95.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Индексы химического выветривания и их использование для палеоклиматических реконструкций (на примере разреза венда-нижнего кембрия Подольского Приднестровья) // *Литология и полез. ископаемые*. 2023. № 3. С. 249–273.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Котова Л.Н.* Валовый химический состав песчаников и палеогеодинамические реконструкции // *Литосфера*. 2016. № 6. С. 33–55.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ножкин А.Д.* Синрифтовые песчаники и глинистые породы: валовый химический состав и положение на ряде дискриминантных палеогеодинамических диаграмм // *Литология и полез. ископаемые*. 2019б. № 5. С. 439–465.
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф. и др.* Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018а. 383 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А.* Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала

- ла // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. Т. 23. С. 3–26.
- Раабен М. Е.* Строматолитовые формации рифея в обрамлении Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 11. № 15. С. 35–46.
- Сергеева Н. Д., Пучков В. Н., Дьякова С. А., Зайцева Т. С.* Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал) // Литосфера. 2023. Т. 23. № 1. С. 38–51.
- Станевич А. М., Пучков В. Н., Корнилова Т. А. и др.* Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала и протерозоя Восточной Сибири (палеобиологические аспекты) // Геол. вестник. 2018. № 3. Р. 3–41.
- Стратотип рифея. Палеонтология, палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Abedini A., Calagari A. A.* Rare earth element geochemistry of the Upper Permian limestone: the Kanigorgeh mining district, NW Iran // Turkish J. Earth Sci. 2015. V. 24. P. 365–382.
- Adelabu I. O., Opeloye S. A., Oluwajana O. A.* Petrography and geochemistry of Paleocene-Eocene (Ewekoro) limestone, eastern Benin basin, Nigeria: implications on depositional environment and post-depositional overprint // Heliyon. 2021. V. 7. e08579.
- Ali A., Wagreich M.* Geochemistry, environmental and provenance study of the Middle Miocene Leitha limestones (Central Paratethys) // Geologica Carpathica. 2017. V. 68. P. 248–68.
- Armstrong-Altrin J. S., Verma S. P., Madhavaraju J. et al.* Geochemistry of Late Miocene Kudankulam Limestones, South India // Int. Geol. Rev. 2003. V. 45. P. 16–26.
- Arvidson R. S., Collier M., Davis K. J. et al.* Magnesium inhibition of calcite dissolution kinetics // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 583–594.
- Bau M.* Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.
- Dunham R. J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks / Ed. W. E. Ham // AAPG Mem. 1962. V. 1. P. 108–121.
- Embry A. F., Klovan J. E.* A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. V. 19. P. 730–781.
- Frimmel H. E.* Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator // Chem. Geol. 2009. V. 258. P. 338–353.
- Hood A. van S., Wallace M. W.* Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance // Global and Planet. Change. 2018. V. 160. P. 28–45.
- Idakwo S. O.* Depositional Conditions, Characteristics and Source of Rare Earth Elements in Carbonate Strata of the Albian Asu River Group, Middle Benue Trough, North Central Nigeria // J. Geol. Soc. India. 2017. V. 90. P. 495–502.
- Lawrence M. G., Greig A., Collerson K. D., Kamber B. S.* Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways // Aquat. Geochem. 2006. V. 12. P. 39–72.
- Li Z. X., Evans D. A., Halverson G. P.* Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland // Sediment. Geol. 2013. V. 294. P. 219–232.
- Madhavaraju J., González-León C. M., Lee Y. I. et al.* Geochemistry of the Mural Formation (Aptian-Albian) of the Bisbee Group, Northern Sonora, Mexico // Cretaceous Res. 2010. V. 31. P. 400–414.
- Mazumdar A., Tanaka K., Takahashi T., Kawabe I.* Characteristics of rare earth element abundances in shallow marine continental platform carbonates of Late Neoproterozoic successions from India // Geochemical J. 2003. V. 37. P. 277–289.
- Mirza T. A., Kalaitzidis S. P., Fatah S. S., Tsiotou S.* Petrographic and geochemical features of Gimo marble, Gole area, Kurdistan Region, Iraq: constraints on its protolith's origin and depositional environment // Earth Sci. Res. J. 2021. V. 25(3). P. 275–285. DOI: <https://doi.org/10.15446/esrj.v25n3.88686>
- Murray R. W., Buchholtz Ten Brink M. R., Gerlach D. C. et al.* Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991a. V. 55. P. 1875–1895.
- Murray R. W., Buchholtz Ten Brink M. R., Gerlach D. C. et al.* Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce*, results from ODP Leg 127 // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991b. V. 55. P. 2453–2466.
- Nagarajan R., Madhavaraju J., Armstrong-Altrin J. S., Nagendra R.* Geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, southern India // Geosciences J. 2011. V. 15. P. 9–25.
- Nagarajan R., Sial A. N., Armstrong-Altrin J. S. et al.* Carbon and oxygen isotope geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, Southern India // Revistas Mexicana de Ciencias Geol. 2008. V. 25. P. 225–235.
- Nagendra R., Nagarajan R., Bakkiaraj D., Armstrong-Altrin J. S.* Depositional and post-depositional setting of Maastriichtian limestone, Ariyalur Group, Cauvery Basin, South India: a geochemical appraisal // Carbonates Evaporites. 2011. V. 26. P. 127–147. DOI: [10.1007/s13146-010-0041-2](https://doi.org/10.1007/s13146-010-0041-2)
- Nothdurft L. D.* Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: a proxy for ancient seawater chemistry / Honours

thesis. Brisbane: Queensland University of Technology, 2001. 103 p.

Nothdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. Rare earth element geochemistry of late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, western Australia: Confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68. P. 263–83.

Özyurt M., Kırmacı M.Z., Al-Aasm I. et al. REE Characteristics of Lower Cretaceous Limestone Succession in Gümüşhane, NE Turkey: Implications for Ocean Paleoredox Conditions and Diagenetic Alteration // *Minerals*. 2020. V. 10. 683. DOI: 10.3390/min10080683

Ries J.B. Review: geological and experimental evidence for secular variation in seawater Mg/Ca (calcite-aragonite

seas) and its effects on marine biological calcification // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 2795–2849.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Wallace M.W., Hood A.v.S., Shuster A. et al. Oxygenation history of the Neoproterozoic to early Phanerozoic and the rise of land plants // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 466. P. 12–19.

Wright V.P. A revised classification of limestones // *Sediment. Geol.* 1992. V. 76. P. 177–185.

Zhang K.-J., Li Q.-H., Yan L.-L. et al. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // *Earth-Sci. Rev.* 2017. V. 167. P. 27–46.

LITHOGEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF THE UK FORMATION LIMESTONES (UPPER RIPHEAN, SOUTHERN URALS)

A. V. Maslov^{1, *}, S. A. Dub^{2, **}

¹ *Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

² *Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS,
Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620110 Russia*

* e-mail: amas2004@mail.ru

** e-mail: sapurin@igg.uran.ru

The lithogeochemical characteristics of the Uk Formation limestones (Uppermost Unit of the Riphean stratotype section in the Southern Urals) are considered. Data points of limestones (40 samples) accumulated in the middle and inner ramp environments have a quite contrasting distribution on diagrams with parameters $(La/Sm)_{sh}$, $(La/Yb)_{sh}$ and $(Sm/Yb)_{sh}$, proposed based on the systematization of a significant amount of analytical data on carbonate sequences formed in various plate tectonic (in the broad sense of the word, paleogeographic) environments (according to [Zhang et al., 2017]) was established. The data points of the limestones of the Medved Member of the Uk Formation, which was formed, according to a detailed lithological-facies analysis, in the middle ramp environment, in the indicated diagrams located towards the field of limestones of the open ocean, while the limestones of the Manaysu Member (inner ramp deposits) in their geochemical characteristics are more consistent with the limestones of the near-coastal environments. Thus, the geochemical characteristics of the Uk Formation limestones seem to confirm the conclusions of the previous reconstructions. It has been suggested that in the example we described, the distribution of trace elements in the inner ramp limestones was apparently controlled by fine-grained siliciclastic material coming from the continent, while in the geochemical features of deeper-sea middle ramp limestones the influence of the open ocean environment is already perceptible.

Keywords: Southern Urals, Uk Formation, limestones, lithogeochemical characteristics, settings of accumulation

УДК 551

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ИНТЕГРАЛЬНОГО ПОКАЗАТЕЛЯ ОКАТАННОСТИ ЗЕРЕН ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА: ПРИМЕР ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА

© 2024 г. Т. В. Романюк^{а, *}, П. Д. Котлер^{б, с, **}

^а Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

^б Казанский федеральный университет, ул. Кремлевская, 18, Казань, 420111 Россия

^с Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

* e-mail: t.romanyuk@mail.ru

** e-mail: pkotler@yandex.ru

Поступила в редакцию 23.09.2023 г.

После доработки 23.11.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

В работе представлена методика оценки степени окатанности зерен детритового циркона по пятибальной шкале согласно степени сохранности вершин, ребер и граней кристаллов. По результатам степени окатанности отдельных зерен рассчитывается интегральный индекс для наборов зерен из различных стратиграфических подразделений. Получаемые данные позволяют определить долю зерен разного класса окатанности в различных толщах, оценить степень сходства/различия наборов зерен, что может служить дополнительным критерием при расчленении осадочных разрезов. Предлагаемая методика применена для сопоставления характеристик окатанности обломочного циркона из некоторых осадочных толщ киммерид Горного Крыма. Показано, что для песчаников ченкской толщи относительно песчаников флишевых толщ характерна более высокая доля неокатанных и слабоокатанных зерен циркона и практически отсутствие полностью окатанных зерен. Величины интегрального индекса окатанности $SO_{\text{выб}}$ для зерен циркона из песчаников толщ таврической серии показали значения 3.41 и 3.95, а для ченкской толщи – 2.55. Таким образом, зафиксировано существенное различие $SO_{\text{выб}}$ между исследуемыми толщами, что также подтверждается значениями взаимных парных коэффициентов p , рассчитанных с помощью теста Колмогорова–Смирнова.

Ключевые слова: зерна обломочного циркона, окатанность, интегральный индекс окатанности, киммериды Горного Крыма, ченкская толща

DOI: 10.31857/S0024497X24030041, **EDN:** xvyicw

В пределах областей развития верхнетриасово-среднеюрских образований киммерийского комплекса Горного Крыма на локальных участках выделяют ченкскую толщу (в некоторых работах в ранге свиты) [Панов и др., 1978; 2011, Геологическое ..., 1989; Тевелев и др., 2012; Стафеев и др., 2014 и ссылки там]. Ченкская толща – фактически фаунистически немая. Поэтому, несмотря на длительную историю ее изучения (см. обзор в работе [Кузнецов и др., 2024]), в понимании стратиграфического положения ченкской толщи консенсус отсутствует, и в разных публикациях оценки ее возраста варьируют от среднего триаса до средней юры (рис. 1). Важность получения любой новой информации по этой толще

с применением современных методов и технологий трудно переоценить.

В последнее десятилетие в арсенал методов, применяемых при геологических исследованиях, все шире входит метод массового U–Pb-изотопного датирования зерен циркона из обломочных пород. Этот метод позволяет получить ранее фактически недоступную информацию о возрасте кристаллических комплексов, которые служили источниками изученных зерен обломочного циркона. Сопоставление наборов значений возрастов зерен обломочного циркона из разновозрастных отложений в одном районе позволяет проследить для этого района эволюцию

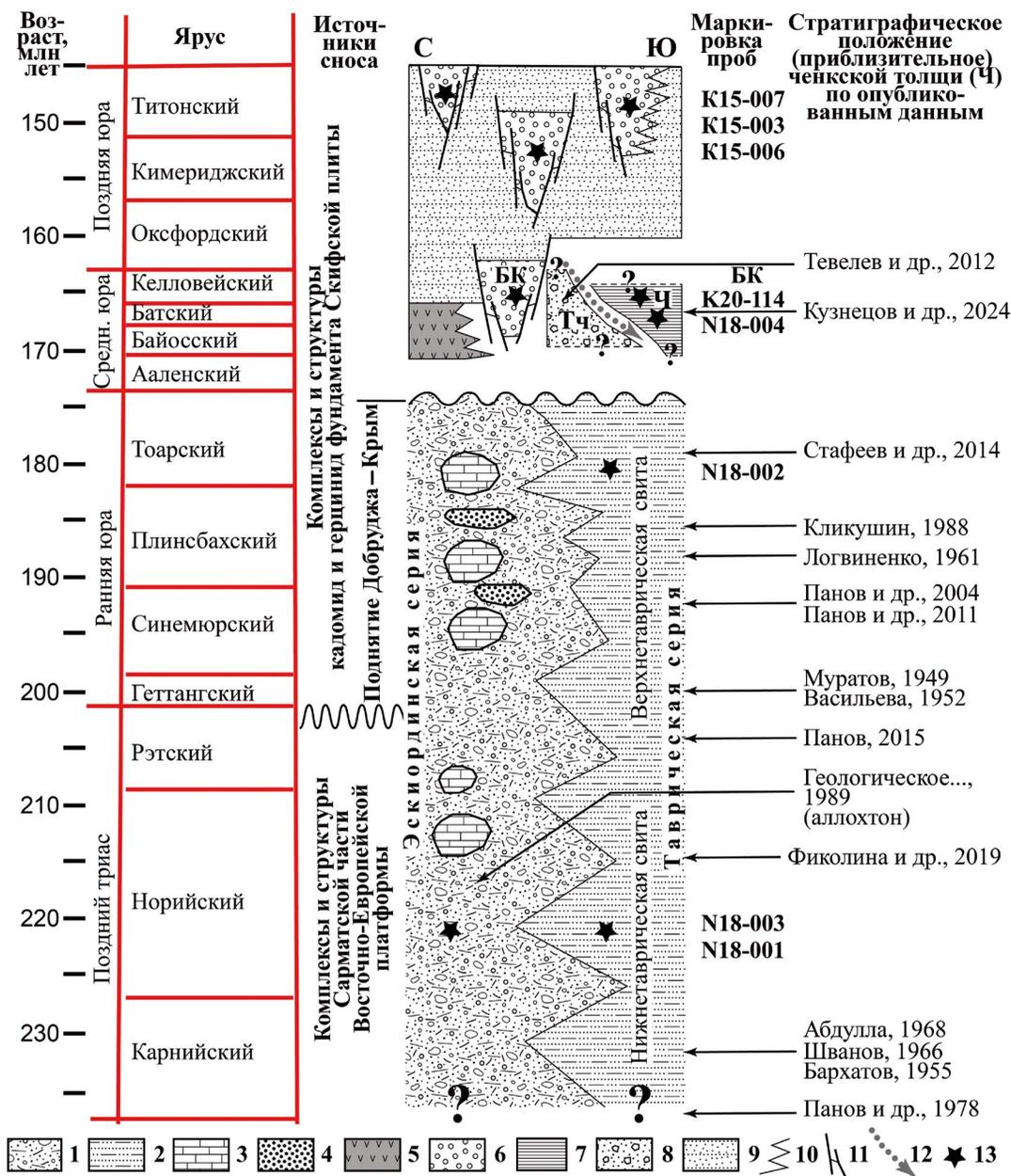


Рис. 1. Концептуальная упрощенная, обобщенная стратиграфическая схема триасово-юрских флишевых и юрских грубообломочных толщ Горного Крыма – по [Кузнецов и др., 2024]. Выделение нижнетаврической и верхнетаврической свит в таврической серии – по [Панов и др., 2011; Стафеев и др., 2014]. Стратиграфическая шкала – по [International ..., 2020].

Ч – ченкская толща, БК – битакские конгломераты, Тч – темир-чаирская толща. Справа от разреза стрелками и надписями показаны имеющиеся в литературе примерные оценки стратиграфического положения ченкской толщи.

1 – эскиординская серия; 2 – таврическая серия; 3, 4 – блоки (пластовые отторженцы), олистолиты и олистоплаки в олистостромах эскиординской серии: 3 – каменноугольные, пермские и триасовые известняки; 4 – триасовые(?) и юрские песчаники; 5 – вулканогенные и туфогенные образования района мыса Фиолент, Трудолубовка (бодракская свита), пос. Форос, горного массива Карадаг (карадакская серия); 6 – песчаные и грубокластические (конгломератовые) аллювиальные, дельтовые и мелководно-морские отложения, местами с прослоями углей, сформированные в небольших тектонически ограниченных пулл-апарт суб-бассейнах и в дельтах гильбертова типа; 7 – ченкская толща; 8 – темир-чаирская толща; 9 – нерасчлененные образования шельфа, мелководных бассейнов и прибрежных зон; 10 – фациальные переходы; 11 – тектонические ограничения суб-бассейнов; 12 – поверхность тектоногравитационного надвига в основании ченкского тектоногравитационного покрова; 13 – приблизительная стратиграфическая привязка проб на U–Pb датирование обломочного циркона, номер пробы указан в колонке “Маркировка проб”.

питающих провинций во времени. В некоторых случаях изучение обломочного циркона может помочь уточнить стратиграфическую принадлежность толщ, не охарактеризованных палеонтологическими остатками, быть использовано для региональных и межрегиональных стратиграфических корреляций и др. [Gehrels, 2000, 2014; Davis et al., 2003; Dickinson, Gehrels, 2009; Cawood, 2012].

К настоящему времени некоторые стратиграфические образования Горного Крыма уже охарактеризованы результатами изучения обломочного циркона. Так, в работе [Nikishin et al., 2015] представлены суммарные результаты U–Pb-датирования зерен обломочного циркона из набора проб песчаников, попадающих в стратиграфический интервал от средней юры до неогена, в работах [Никишин и др., 2016; Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019; Романюк и др., 2020] – из песчаников средне- и верхнеюрских грубообломочных (конгломератовых) толщ, в работах [Никишин и др., 2020; Кузнецов и др., 2022a] – из песчаников таврической и эскиординской серий, в работе [Кузнецов и др., 2024] – из песчаников ченкской толщи.

Сопоставление результатов U–Pb-изотопного датирования зерен обломочного циркона из толщ разного возраста и литологического облика, принимающих участие в строении киммерийского комплекса Горного Крыма, показало их существенное различие [Кузнецов и др., 2024]. Вместе с другими геологическими данными это свидетельствует о том, что питающие провинции ченкской толщи и верхнетриасовых и нижнеюрских флишевых толщ таврической и эскиординской серий существенно различны.

При подготовке к U–Pb-датированию (при выборе областей в зернах без дефектов, чужеродных включений и др.) для каждого зерна циркона были получены и проанализированы серии микрофотографий. Они включали микрофотографии зерна, сделанные с помощью оптического микроскопа в отраженном свете, а также в проходящем поляризованном и неполяризованном свете с разной глубиной фокусировки (от полированной поверхности вглубь до внешних границ зерна). Кроме того, использовались изображения зерна, полученные с помощью электронного микроскопа в режимах рассеянных и отраженных электронов, а также в катодных лучах (катодолюминесцентные изображения).

Накопленная база данных изображений зерен циркона из разных толщ Горного Крыма фиксирует существенное различие наборов зерен не только по U–Pb-возрастам, но также по другим характеристикам зерен – цвету, прозрачности, морфологическим особенностям, наличию/отсутствию и/или количеству инородных включений. Также в наборах зерен заметно варьируют пропорции зерен разной степени окатанности. Чаще всего общее количество выделенных из пробы песчаника зерен обломочного циркона, для которых получены серии оптических и электронных микрофотографий, существенно (иногда кратно) больше, чем количество зерен, которое может быть датировано дорогостоящим U–Pb-изотопным методом исследования. И таким образом, значительное количество визуальной информации о зернах циркона остается не использованной. Так, например, для песчаников ченкской толщи в совокупности получено и проанализировано более 410 зерен циркона (соответственно, 410 серий микрофотографий), а в конечной содержательной интерпретации использовано только 156 U–Pb-датировок.

При изучении зерен циркона из песчаников ченкской толщи нельзя было не заметить бросающуюся в глаза особенность – необычно высокую долю практически неокатанных зерен. Предпринятая попытка найти в литературе методику, позволяющую количественно оценивать степень окатанности как единичных зерен обломочного циркона, так и их выборки, не дала результата. В настоящей статье описана предлагаемая авторами методика, позволяющая оценивать степень окатанности единичных зерен циркона. На этой основе далее можно получать количественные характеристики для произвольной выборки: (i) определять в выборке циркона долю зерен разного класса окатанности, (ii) с помощью стандартных статистических методов количественно оценивать степень сходства/различия выборок и (iii) рассчитать интегральный индекс окатанности выборки – $SO_{\text{выб}}$. Эти количественные характеристики позволяют графически сравнивать выборки и ранжировать их по $SO_{\text{выб}}$.

С помощью предложенной методики выполнено сопоставление характеристик окатанности обломочного циркона из киммерид Горного Крыма: ченкской толщи (2 выборки), верхнетриасовых-нижнеюрских флишевых толщ (3 выборки) и верхнеюрских грубообломочных толщ (конгломератов) (3 выборки).

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ОКАТАННОСТИ ЕДИНИЧНОГО ЗЕРНА ЦИРКОНА

Термин “окатанность” в работе [Горная ..., 1987, стр. 553] определен следующим образом – “Окатанность – степень сглаженности первоначальных ребер обломков осадочных (обломочных) горных пород или минералов вследствие их обламывания, истирания и вообще разрушения при транспорте или переотложении, главным образом, текучими (реками) и волнующимися водами (озерами, морями в береговой зоне), ледниками или ветром, а также при гравитационном оползании, обваливании или осыпании”.

Первые работы литологической направленности, в которых были предприняты попытки определить окатанность отдельных обломков/галек/зерен, количественно ее описать и использовать эту характеристику при изучении осадочных пород, по-видимому, появились в 1930–1940 гг. [Wadell, 1932, 1933; Хабаков, 1933, 1946; Russell, Taylor, 1937; Krumbein, 1941; Кухаренко, 1947 и др.]. В 1950–1980 гг. термин “окатанность” уже прочно вошел в справочники, атласы и учебники [Pettijohn, 1957; Атлас ..., 1962; Рухин, 1969; Fisher, Bridgland, 1986], а использование количественных показателей окатанности обломков в комплексе с другими характеристиками при изучении осадочных пород геологи стали широко применять в практике своих исследований. Появились версии классификаций окатанности обломочных зерен отдельных минералов, например зерен кварца [Griffiths, Currey, 1955].

Для оценки окатанности отдельных обломков/зерен, как правило, используют шкалу с подразделением на 5 классов. Например, в работе [Атлас ..., 1962] классы обломков определены как: 0 – угловатые, 1 – почти угловатые, 2 – почти окатанные, 3 – окатанные, 4 – хорошо окатанные. Классификация проводится путем визуальной оценки формы обломков/минералов, иногда с помощью палеток/трафаретов [Рухин, 1969]. В практике количественных оценок окатанности обломочного материала эту пятибалльную шкалу иногда несущественно модифицируют за счет небольших вариаций в числе классов (например, увеличении их до 6), определении признаков классов и их названий [Powers, 1953; Beat, Shepard, 1956; Crofts, 1974; Benn, Ballantyne, 1993; Blott, Pye, 2008].

За основу предлагаемой нами шкалы для оценки окатанности отдельного зерна циркона принята пятибалльная шкала. Главным отличительным признаком неокатанного обломка/

зерна в обычной шкале является наличие несглаженного ребра. В обломочных породах у отдельных обломков и зерен не твердых минералов фактически никогда нельзя наблюдать вершины.

Большая часть кристаллов циркона сгенерирована в магматических процессах во время кристаллизации кремнекислых пород и пород среднего состава. В этом процессе происходит формирование правильных кристаллов циркона, в которых можно отчетливо идентифицировать не только грани и ребра, но и вершины. Циркон имеет высокую твердость (~7.5 по шкале Мооса), устойчив к окатыванию, поэтому не только в магматических, но и в осадочных породах довольно часто можно найти зерна с хорошо сохранными выраженными вершинами.

В процессе окатывания сначала происходит сглаживание вершин кристаллов, потом ребер и только потом граней. Поэтому в предлагаемой нами шкале оценки степени окатанности отдельного зерна циркона, сохранность вершин – это признак принадлежности зерна к самому низкому 1 классу, сохранность фрагментов ребер – ко 2 классу, а наличие уплощенных поверхностей (реликтов граней кристалла) – к 3 классу. Наличие в неокатанных зернах циркона вершин – это главное отличие предлагаемой шкалы окатанности для зерен циркона от обычной шкалы окатанности для произвольных обломков в которой для принадлежности обломка к самому низкому классу, достаточно сохранности ребер. К 5 классу предлагается относить полностью окатанные зерна шарообразной формы, к 4 классу – зерна, имеющие промежуточную форму между полностью окатанной шарообразной (5 класс) и кристаллами с сохранными гранями (3 класс). То есть в зернах, относимых к 4 классу, сохранены реликты исходного габитуса, но нет выраженных плоских граней. Сводка признаков и примеры изображений зерна циркона каждого класса приведены на рис. 2.

По набору признаков для каждого зерна циркона определяется класс окатанности I, который может варьировать от 1 до 5. Для неокатанного кристалла $I = 1$, для наиболее частого случая среднеокатанного кристалла $I = 3$, для полностью окатанного зерна фактически сферической формы $I = 5$.

Пробные попытки выполнить классификацию отдельных зерен циркона по степени окатанности показали, что, как правило, сложностей с отнесением их к классам 1 или 5 не возникает. Однако возникают затруднения с отнесением зерен циркона к классам 2, 3 или 4.

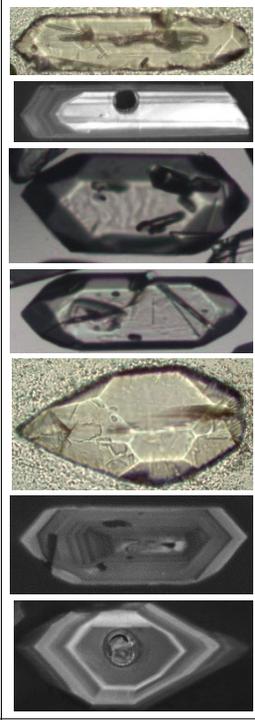
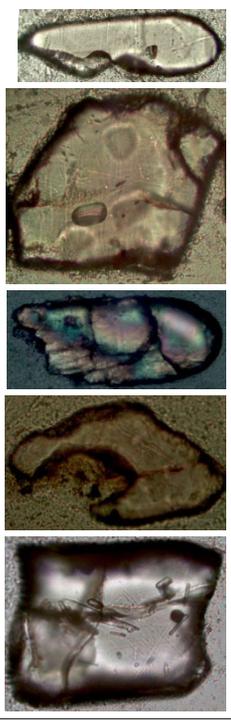
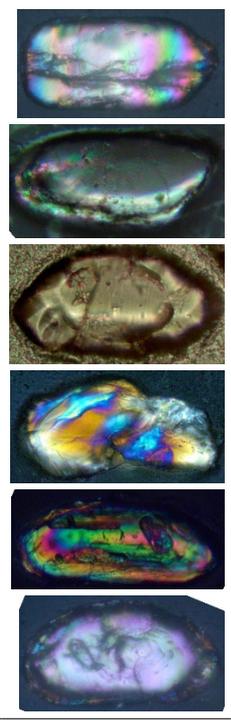
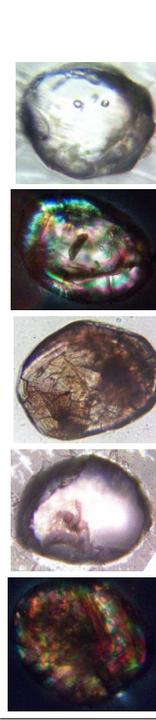
I Класс окатанности	O_{cor} $O_{Zr} = I + O_{cor}$	VI	Признаки кристалла циркона данного класса окатанности	Примеры изображений
I = 1 Не окатанный (угловатый)	0 1	0.5	Отчетливо различаются острые вершины (хотя бы одна!) и ребра, а также грани кристалла. Почти полное соответствие внутренней структуры кристалла форме. Такие зерна редки в осадочных толщах, но обычны в магматических породах.	
I = 2 Слабо-окатанный	-0.5 ÷ 0.5 2 + O_{cor}	1	Вершины кристалла сглажены, но видны ребра и грани. В изначално правильных кристаллах можно различить реликты "краевых" пирамидок. Зерна с превышением одного размера над остальными более 3 (игольчатые кристаллы), следует относить к этому классу, даже, если ребра сильно сглажены.	
I = 3 Средне-окатанный	-0.5 ÷ 0.5 3 + O_{cor}	1	Вершины и ребра кристалла сильно сглажены, но просматриваются реликты граней кристалла в виде фрагментов уплощенных поверхностей. К этому классу приписываются все уплощенные и сложно классифицируемые зерна.	
I = 4 Сильно-окатанный (хорошо)	-0.5 ÷ 0.5 4 + O_{cor}	1	Округлая сглаженная форма зерна при сохранении удлиненной или усложненной формы; ни грани, ни тем более ребра или вершины не сохранились. На поверхности могут присутствовать дефекты. Превышение одного размера над остальными не более 2.5.	
I = 5 Полностью окатанный (идеально)	0 5	1.1	Практически сферическая форма без крупных дефектов, чаще всего дискордантная внутренней структуре зерна. Превышение одного размера над остальными не более 1.5.	

Рис. 2. Классификация зерна циркона по степени окатанности и количественное определение параметра O_{Zr} , характеризующего его окатанность. I – класс окатанности. O_{cor} – корректирующая поправка для классов 2, 3 и 4. VI – весовые коэффициенты для каждого класса, которые использованы в формуле расчета интегрального индекса окатанности для набора зерен – $SO_{выб}$.

Часто оказывается, что зерно по степени окатанности можно отнести к категориям, расположенным между классами. Поэтому в предлагаемой нами методике предусмотрена возможность (необязательная) применить уточняющую/корректирующую поправку O_{cor} , которая может составлять от -0.5 до $+0.5$ для классов 2, 3 и 4. Для классов 1 и 5 поправка не предусмотрена ($O_{cor} = 0$). Окатанность каждого зерна O_{zr} определяется как сумма номера класса окатанности "I" и уточняющего коэффициента O_{cor} , показывающего меру отклонения окатанности характеризуемого зерна от типичной окатанности, присущей соответствующему классу:

$$O_{zr} = I + O_{cor}.$$

Если окатанность характеризуемого зерна не достигает соответствующего класса, то коэффициенту O_{cor} присваивается отрицательное значение, например, $O_{cor} = -0.2$. Если окатанность зерна выше типичной для данного класса, то – положительное значение, например, $O_{cor} = +0.4$. Если по своей окатанности зерно расположено между 3 и 4 классом, но ближе к классу 4, то нужно присвоить этому зерну класс 4 и отрицательную корректирующую поправку, например, $O_{cor} = -0.3$. В этом случае оценка окатанности этого зерна составит $O_{zr} = 4 - 0.3 = 3.7$.

При оценке степени окатанности следует учитывать только детали, непосредственно связанные с процессом генерации кристалла и его дальнейшего окатывания в природе. Свежие технические сколы, которые могут возникнуть при обработке пробы (дробление, шлифование и другие процедуры), игнорируются. Редко, но бывает так, что у зерна одна сторона выглядит менее окатанной, чем другая. Так случается, если в процессе эволюции уже сильно окатанное зерно было расколото, а новая граница еще не успела стать сглаженной. В этом случае зерно следует оценивать по максимально окатанным деталям.

Точность оценки степени окатанности каждого зерна критически зависит от качества и количества его изображений. Наличие серии оптических изображений с разной глубиной фокусировки позволяет точнее оценить степень сохранности вершин и ребер первичного кристалла, из которого образовано рассматриваемое зерно. Изображения, полученные с помощью электронного микроскопа, позволяют отличить поверхностные дефекты, трещины, инородные включения. Дополнительные катодолюминесцентные изображения улучшают понимание степени соответствия внутренней структуры кристалла и формы.

АВТОМАТИЧЕСКАЯ КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ОКРУГЛОСТИ ЕДИНИЧНОГО ЗЕРНА ЦИРКОНА И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С ОКАТАННОСТЬЮ

В геологической практике накоплен большой опыт работ, в которых реализованы разнообразные технологии/методики количественных расчетов показателей, характеризующих различные параметры формы и/или особенностей внутренней структуры отдельных зерен/обломков из осадочных пород, таких как степень округленности/округлости, угловатости, зубчатости, коэффициент удлиненности, уплощенности и др. (см., например, обзор в работе [Маслов, 2005]). Из всех параметров, которые широко используют для характеристики формы зерен/обломков, параметр *округлость* интуитивно и, по существу, ближе всего к понятию окатанность.

В комплект к современным микроскопам, как правило, входят компьютерные программы, в которых реализованы возможности обработки изображений обломков/зерен в автоматическом или полуавтоматическом режиме, в том числе – вычисление ряда количественных показателей. В частности, в программе NIS-Elements Advanced Research (разработка Nikon Instruments Inc., Япония) по изображениям для единичных зерен реализовано вычисление таких параметров как "Округлость/Circularity", "Удлинение/Elongation", "Коэффициент формы/ShapeFactor", "Выпуклость/Roughness" и др.

Мы применили полуавтоматическое вычисление этих параметров для выборки из 128 зерен циркона, извлеченных из песчаников ченкской толщи. Получение микрофотографий проведено на микроскопе Nikon Eclipse LV100 NDA с моторизованным столиком и камерой Nikon DS-Ri2. Автоматическая обработка изображений в программе NIS-Elements Advanced Research проведена по микрофотографиям в проходящем свете. Затем различными техническими приемами, в том числе и "ручной" работой с каждым изображением, выполнено оконтуривание зерен, разделение соприкасающихся объектов, удаление дефектов шашки (пузыри, царапины) и другие правки. Далее в автоматическом режиме выполнен расчет следующих параметров (табл. 1, рис. 3):

1. *Округлость (Circularity)*, по формуле $C = 4\pi S / P$ (S – площадь, P – периметр зерна).
2. *Удлинение (Elongation)*, E = максимальный диаметр Ферета/минимальный диаметр Ферета (по-русски длина/ширина).

Таблица 1. Сопоставление параметров зерен обломочного циркона из песчаников ченкской толщи, полученных с помощью визуальной оценки по изображениям (столбцы 2–4) и рассчитанных с помощью программы NIS-Elements Advanced Research (столбцы 5–10)

Номер зерна	Класс окатанности I	<i>O_{cor}</i>	<i>O_{zr}</i>	Номер, присвоенный зерну программой	Площадь [μm^2]	Округлость	Удлинение	Коэффициент формы	Выпуклость
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
a01	1		1	10	15312	0.703	2.57	0.729	0.976
a02	2	0.5	2.5	2	11410	0.917	1.44	0.922	0.985
a03	2		2	12	10732	0.872	1.46	0.894	0.977
a04	1		1	1	20975	0.604	3.44	0.607	0.975
a05	3		3	6	11501	0.743	2.4	0.756	0.975
a06	3		3	5	20987	0.766	1.9	0.778	0.973
a07	2	-0.2	1.8	15	6682	0.734	2.18	0.757	0.954
a08	3		3	20	9092	0.792	1.89	0.816	0.957
a09	4	-0.1	3.9	16	13079	0.869	1.7	0.88	0.988
a10	4	0.5	4.5	25	11556	0.943	1.38	0.948	0.994
a11	4		4	11	6576	0.761	2.02	0.776	0.969
a12	3		3	13	9988	0.723	2.3	0.738	0.95
a13	3		3	24	6120	0.845	1.5	0.869	0.979
a14	3	-0.5	2.5	9	7852	0.724	2.09	0.743	0.947
a15	3	-0.3	2.7	7	7374	0.815	1.86	0.815	0.973
a16	2		2	27	8725	0.768	2.03	0.788	0.987
a17	4	-0.4	3.6	26	7348	0.747	2.21	0.773	0.969
a18	1		1	19	11363	0.823	1.54	0.838	0.964
a19	1		1	28	16032	0.51	3.74	0.535	0.938
a20	3		3	8	8771	0.813	1.94	0.82	0.975
a21	1		1	4	10006	0.767	2.17	0.768	0.97
a22	1		1	3	5414	0.818	1.82	0.833	0.964
a23	1		1	14	12565	0.654	2.85	0.658	0.963
a24	3		3	21	6429	0.792	2.04	0.798	0.974
a25	2	0.2	2.2	29	11437	0.867	1.66	0.874	0.989
a26	2		2	23	12391	0.785	2.24	0.783	0.972
a27	4	0.3	4.3	18	5913	0.746	2.26	0.76	0.969
a28	4	0.4	4.4	17	3336	0.908	1.58	0.905	0.988
a29	3		3	22	13079	0.881	1.45	0.898	0.971
a102	1	0	1	25	10480.54	0.495	4.25	0.516	0.95
a33	2	0.2	2.2	4	11192.55	0.511	3.6	0.534	0.944
a59	3	-0.5	2.5	19	10044.64	0.547	3.31	0.577	0.951
a65	1		1	22	8893.65	0.735	2.02	0.738	0.981
a36	5		5	10	4411.5	0.931	1.31	0.946	0.981
a78	1		1	52	7870.67	0.876	1.71	0.878	0.987
a77	1		1	43	9545.78	0.852	1.7	0.863	0.979

Примечание. В таблице приведены данные для зерен циркона, имеющих номера от a01 до a29 и затем выборочно еще для 7 зерен, обсуждаемых в тексте и показанных на рис. 5.

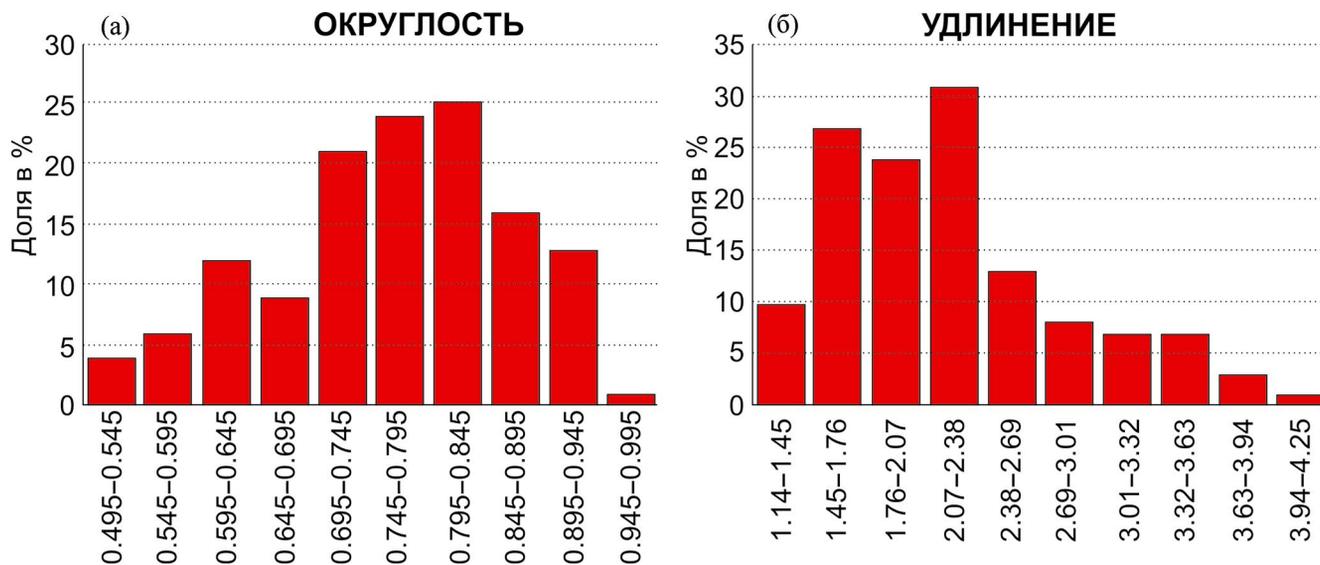


Рис. 3. Гистограммы значений параметров округлость (а) и удлинение (б) для выборки 128 зерен циркона из песчаников ченкской толщи (проба К20-114, шашка АВС-7).

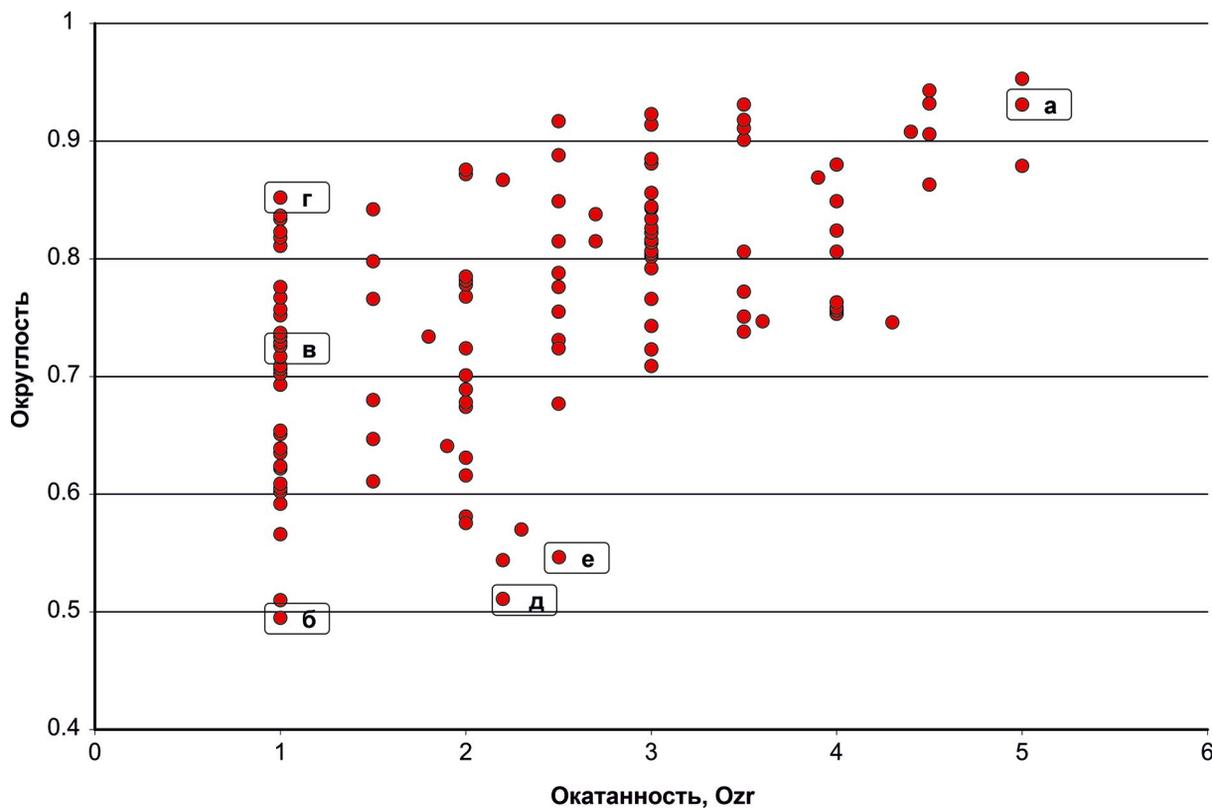


Рис. 4. Диаграмма “Окатанность–округлость” для выборки из 128 цирконовых зерен из песчаников ченкской толщи (проба К20-114, шашка АВС-7). Буквами обозначены зерна, описанные на рис. 5.

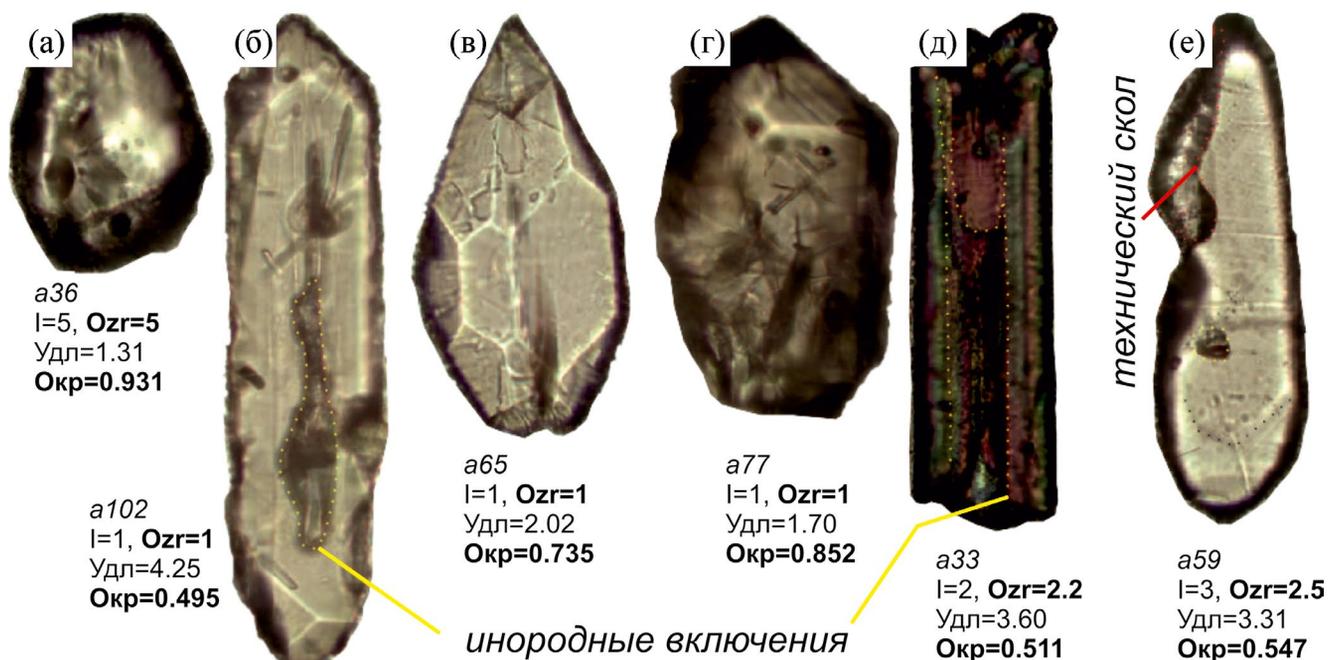


Рис. 5. Сопоставление изображений в проходящем свете с набором параметров (класс окатанности I , окатанность O_{zr} , удлинение $Удл$ и округлость $Окр$) для некоторых зерен циркона из песчаников ченкской толщи (проба К20-114, шашка АВС-7).

а – пример полностью окатанного зерна $a36$, которому присвоен класс $I = 5$, $O_{zr} = 5$ и для которого получено максимальное из всех изученных зерен значение параметра округлость $Окр = 0.931$;

б – пример неокатанного зерна $a102$, которому присвоен класс $I = 1$, $O_{zr} = 1$ и для которого получено минимальное из всех изученных зерен значение параметра округлость $Окр = 0.495$. В средней части кристалла видно очень крупное инородное включение (стекло?) неправильной формы, а в других частях небольшие игольчатые минеральные включения (вероятно – кристаллы апатита), которые существенно понижают общую прочность кристалла. Тем не менее он не расколот. Это косвенный признак того, что зерно не испытало интенсивного окатывания;

в – пример зерна $a65$, которое без сомнений должно быть классифицировано как неокатанное (класс $I = 1$, $O_{zr} = 1$), поскольку у этого зерна наличествует по крайней мере одна острая вершина и фрагменты ребер. На их сохранность указывают светлые полосы – игра света, создаваемая ребрами кристалла на его нижней поверхности. Однако для этого зерна получен весьма высокий параметр округлость $Окр = 0.735$, по своему значению более подходящий для зерна класса $I = 4$ (сильно окатанные зерна) или выше;

г – пример зерна $a77$, для которого получено еще более высокое значение параметра округлость $Окр = 0.852$, чем для зерна, показанного на рис. 5в, по своему значению более подходящее для зерна из класса $I = 5$ (полностью окатанные зерна). Однако это зерно так же, как и предыдущее, классифицировано как неокатанное (класс $I = 1$, $O_{zr} = 1$) поскольку у этого зерна хотя и не так четко, как в зерне $a65$, но без сомнений можно идентифицировать острую вершину и, по крайней мере, фрагмент ребра (его признак – светлые интерференционные полосы);

д – для зерна $a33$ получено одно из самых низких значений параметра округлость $Окр = 0.511$, которое по своему значению более типично для зерна класса $I = 1$ (неокатанные зерна). Такое низкое значение округлости обусловлено исходной игольчатой формой кристалла и двумя техническими сколами. Слегка сглаженная форма сколов позволяет предполагать, что сколы произошли не в результате дробления пробы при выделении зерен циркона, а раньше, на стадии естественной эволюции этого зерна, так что сколы успели стать слегка окатанными. Внутри у кристалла очень крупное инородное включение (видимо – стекло?) неправильной формы, которое существенно понижает прочность кристалла, и его наличие видимо способствовало быстрому разламыванию/разрушению исходного кристалла в осадочном процессе. Признаков сохранности ребер ни визуальных, ни в виде игры света не зафиксировано, поэтому мы классифицируем окатанность этого зерна между классом 2 (слабоокатанное) и 3 (среднеокатанное), но ближе к классу 2, и присваиваем ему $O_{zr} = 2.2$;

е – для зерна $a59$ также получено весьма низкое значение параметра округлость $Окр = 0.547$. Такое низкое значение обусловлено дефектом зерна. По-видимому, изначально от очень крупного кристалла, в котором было древнее (инхеритное) ядро/зерно (кусочек его границы показан черной точечной линией) и инородные включения, в процессе эволюции откололся кусок, который был окатан до класса 3. В процессе дробления в этом зерне образовалась трещина, а в ходе шлифовки шашки по этой трещине откололся и выпал кусок, так что в эпоксидной заливке осталась пустота. Однако при визуальной оценке окатанности, технические сколы и дефекты в расчет мы не принимаем. Поскольку ни плоских поверхностей, ни признаков сохранности фрагментов ребер в виде игры света, ни тем более острой вершины не зафиксировано, мы классифицируем это зерно классом 3 и присваиваем ему $I = 3$ и $O_{zr} = 2.5$.

3. Коэффициент формы (*Shape Factor*), $SF = 4\pi S / Ps$ (S – площадь, Ps – периметр выпуклой оболочки¹).
4. Выпуклость (*Roughness*), $R = Ps / P$ (Ps – периметр выпуклой оболочки, P – периметр зерна).

Наиболее интересный для нас параметр *округлость* показал вариации 0.49–0.95. Соотнесение значений этого параметра с различными изображениями зерен циркона и степенью их окатанности по качественным визуальным признакам, перечисленным на рис. 2, показало следующее (рис. 4, 5).

Для трех зерен (малая статистика), которые по внешним визуальным признакам могут быть классифицированы как полностью окатанные ($I = 5$), получены самые высокие значения *округлости*, всегда выше 0.8 (см. рис. 4, рис. 5а). Для сильно и среднеокатанных зерен *округлость* может принимать такие же высокие значения, как и для полностью окатанных зерен, обычно не опускаясь ниже 0.7 (см. рис. 4). При этом в исключительных случаях (чаще всего при технических повреждениях зерен) *округлость* может быть снижена до значений, типичных для классов 1 и 2 (см. рис. 5е). В случае неокатанных и слабоокатанных зерен параметр *округлость* может быть любым (см. рис. 4, рис. 5б–5д). Наличие острой вершины (признак неокатанности) у зерна не исключает низкого значения параметра *округлость* (см. рис. 5г).

Таким образом, автоматическая обработка изображений зерен циркона и вычисление параметров *площадь*, *удлиненность*, *округлость* и др., несомненно, помогают для оценки окатанности отдельных зерен. Например, параметр *удлиненность* помогает разделять зерна 4 и 5 класса, выявлять зерна с превышением одного размера над остальными более 3, которые относятся к классу 2, и др. (см. рис. 2). Для классификации зерен по размеру можно использовать параметр *площадь*. Но пока используемая нами программа для вычисления параметра *округлость* не только в полностью автоматическом режиме, но даже в полуавтоматическом режиме с дополнительной помощью человека (выявление технических повреждений зерен циркона и их маркировка, разделение соприкасающихся изображений зерен и др.), не настолько совершенна, чтобы заменить визуальную оценку окатанности.

¹ Если зерно имеет невыпуклую форму, то программа строит выпуклую оболочку. Выпуклой оболочкой данных N точек плоскости называется минимальный по площади выпуклый многоугольник, включающий в себя все эти точки. Соответственно, для этой выпуклой оболочки вычисляется периметр Ps . P – это истинный периметр зерна. Если зерно выпуклое, то P и Ps – это одно и то же.

Наиболее вероятным способом развития автоматического процесса определения класса окатанности является построение алгоритмов на основе машинного обучения. Применение данного метода показало достаточно высокую сходимость с “ручной” обработкой микрофотографий, например [Nachtergaele, De Grave, 2021]. Однако дальнейшее развитие метода требует значительного объема фактического материала и привлечения специалистов в области информационных технологий.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ИНТЕГРАЛЬНОГО ИНДЕКСА ОКАТАННОСТИ $SO_{\text{выб}}$ И ДРУГИХ ПАРАМЕТРОВ ДЛЯ ВЫБОРКИ ЗЕРЕН ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА

После того, как для каждого цирконового зерна из изученной выборки получена оценка окатанности Ozr , можно с помощью стандартных статистических процедур сопоставлять выборки, а также рассчитать интегральный показатель, характеризующий окатанность зерен в выборке.

Самая простая оценка усредненного параметра, характеризующего окатанность обломков/зерен в выборке, – это вычисление среднего арифметического значения для этой выборки по значениям окатанности единичных обломков/зерен (см. например, рекомендации в работе [Шванов, 1969]): в одном шлифе песчаника под микроскопом оценить окатанность 50–100 зерен и вычислить среднее арифметическое значение, которое принять за среднюю окатанность зерен изученного песчаника. Однако иногда, применительно к конкретным случаям (генетически разные виды песков, отдельные типы минералов и т.п.), чтобы учесть особенности изучаемых объектов, используют более сложные показатели/коэффициенты для характеристики окатанности выборки (см. обзор в работе [Шванов, 1969]).

Для характеристики окатанности зерен циркона по выборке, предлагается вычислять интегральный индекс окатанности $SO_{\text{выб}}$ по формуле:

$$SO_{\text{выб}} = \left[\frac{n_1 \cdot Ozr \cdot V_1 + \sum_{i=1}^{n_2} Ozr_i + \sum_{j=1}^{n_3} Ozr_j + \sum_{k=1}^{n_4} Ozr_k + n_5 Ozr \cdot V_5}{N} \right],$$

где n_1, n_2, n_3, n_4, n_5 – число зерен соответствующего класса, $N = n_1 + n_2 + n_3 + n_4 + n_5$, V_1 и V_5 – весовые коэффициенты.

$SO_{\text{выб}}$ отличается от обычного среднего значения окатанности по выборке введением весовых коэффициентов V_1 и V_5 , усиливающих вклад Ozr зерен крайних классов 1 и 5 в $SO_{\text{выб}}$ по сравнению с Ozr остальных классов. Весовые коэффициенты $V_1 = 0.5$ и $V_5 = 1.1$ подобраны таким образом, чтобы Ozr классов 1 и 5 уравнивали друг друга и при одинаковом количестве зерен этих классов не происходило перекоса $SO_{\text{выб}}$ в сторону больших или меньших значений.

Зерна циркона немагматического (метаморфического или гидротермального) происхождения могут изначально не иметь правильное кристаллографическое оформление (вершины и ребра), что свойственно магматическим кристаллам [Corfu et al., 2003; Belousova et al., 2006; Fu et al., 2009; Rubatto, 2017]. Некоторые кристаллы первично магматического происхождения могут в процессе своей эволюции образовать метаморфическую или гидротермальную оболочку, затушевывающую вершины и ребра исходного кристалла, подвергнутся частичному растворению и другим изменениям [Rubin et al., 1989, 1993; Ramezani et al., 2000; Pettke et al., 2005; Schaltegger et al., 2005; Kaylina, 2010; Yang et al., 2023]. По своему облику такие зерна могут иметь визуальные признаки окатанности класса 2 или 3, возможно даже 4, хотя в реальности не подвергались никакому окатыванию. В самом начале, при разработке наборов признаков окатанности для разных классов, обсуждалась возможность выделять такие зерна в особый класс (например, класс 0) и не учитывать в дальнейших расчетах. Однако мы не смогли сформулировать критерии, по которым можно надежно отличить такие зерна от истинно окатанных. Принимая во внимание, что (i) доля таких зерен в выборках обломочного циркона из обломочных пород невелика (не превышает первые проценты); (ii) их наличие — это объективная характеристика циркона изучаемой толщи; (iii) исключение таких зерен из выборки искажает взаимные пропорции между количеством зерен других классов, было принято решение учитывать и классифицировать их наравне с истинно окатанными. Все зерна, для которых по разным причинам сложно выполнить классификацию, следует отнести к классу 3, если нет оснований отнести их к классу 4 или 5.

Очевидный более низкий уровень объективности в идентификации окатанности классов 2, 3 и 4 — это основная причина введения весовых коэффициентов V_1 и V_5 , усиливающих вклад Ozr крайних классов 1 и 5 в $SO_{\text{выб}}$.

При увеличении числа сильно окатанных и полностью окатанных зерен интегральный индекс

$SO_{\text{выб}}$ возрастает, может достичь 5 и даже стать более 5. Максимальное значение 5.5 достигается за счет весового коэффициента $V_5 = 1.1$ в том случае, если все зерна полностью окатаны (класс 5). И, наоборот, при увеличении числа неокатанных и слабоокатанных зерен, значение коэффициента $SO_{\text{выб}}$ уменьшается и в пределе может понизиться до 0.5 за счет весового коэффициента $V_1 = 0.5$, в том случае, если все зерна не окатаны (класс 1). В частности, для выборки зерен магматического циркона, где представлены только зерна классов 1 и единичные 2, $SO_{\text{выб}}$ всегда меньше 2, рутинные значения около 1.

При доминировании зерен средней окатанности (класс 3) и примерно одинаковом количестве неокатанных и слабоокатанных зерен (классы 1 и 2), а также сильно окатанных и полностью окатанных зерен (классы 4 и 5) значение $SO_{\text{выб}}$ около 3.0. Это характеристика выборки зерен циркона для обломочной породы, в которой нет явного преобладания неокатанных и слабоокатанных над сильно окатанными и полностью окатанными зернами или наоборот.

Точность и надежность оценки степени окатанности для одного зерна не очень высока; рутинная ошибка — 0.5, а для некоторых единичных зерен классификация может оказаться и фатально ошибочной как по объективным, так и субъективным причинам. Например, если неокатанный совершенный призматический удлиненный кристалл с “краевыми” пирамидками на концах (вершинах), который должен быть классифицирован как $I = 1$, помещен в эпоксидную шашку вертикально и приполирован до середины высоты, то на микрофотографиях (на изображениях) он виден как изометричное зерно без ярко выраженных ребер и граней. А при плохом качестве изображения, которое не позволит распознать его истинную форму, такой кристалл может быть классифицирован как полностью окатанный ($I = 5$). С другой стороны, в сильно окатанном зерне, истинная окатанность которого соответствует классу 4, “технический” острый скол, при определенных обстоятельствах, может быть принят за сохранившуюся вершину и это зерно будет ошибочно отнесено к классу 1. Тем не менее, при больших количествах зерен в выборке (200–300 штук и более), единичные ошибки в ту и другую сторону компенсируют друг друга, и интегральный показатель $SO_{\text{выб}}$ весьма устойчив.

Тестовые процедуры и накопленный нами опыт показали, что возможные ошибки в классификации в виде систематического повышения или понижения класса окатанности между 2 и 3 или 3 и 4 классами при количестве ошибок около 10%

от общего числа зерен в выборке приведет к изменению величины $SO_{\text{выб}}$ на $\sim 0.2-0.3$. С другой стороны, добавление в набор 10% неокатанных (класс 1) или полностью окатанных (класс 5) зерен уменьшает или увеличивает $SO_{\text{выб}}$ на $\sim 0.5-0.7$ соответственно. Т.е. различие $SO_{\text{выб}}$ для разных выборок до 0.5 следует классифицировать на уровне рутинной погрешности, при величинах $SO_{\text{выб}}$ от 0.5 до 0.7 – значимым различием, а более 0.7 – существенным различием.

Для каждой выборки также можно рассчитать долю в процентах количества зерен разного класса окатанности, возможно сопоставление выборок с помощью стандартных статистических процедур, например с помощью теста Колмогорова–Смирнова.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОКАТАННОСТИ ЗЕРЕН ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ И ДРУГИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА

Для тестирования методики, накопления статистики, понимания вариаций различных параметров по реальным объектам и оценки

воспроизводимости результатов, мы выполнили серию расчетов, сводка которых приведена в табл. 2 и на рис. 6.

В нашем распоряжении есть небольшая коллекция из 20 датированных (U–Pb, SHRIMP-II) магматических кристаллов циркона из плагиориолитов скалы Монах в окрестностях мыса Фиолент (район г. Севастополя) [Кузнецов и др., 2022б]. Для выборки кристаллов циркона из магматической породы, которые могут быть только неокатанными или классифицированными как слабоокатанные, если их вершины на изображениях по разным причинам затусшеваны/сглажены, $SO_{\text{выб}}$ варьирует от 0.5 до 2.0, рутинные значения 0.8–1.7.

Визуальный анализ оптических микрофотографий и катодолюминисцентных изображений кристаллов циркона из плагиориолитов скалы Монах показал, что почти во всех кристаллах можно отличить внутреннее ядро и тонкую (метаморфическую?) оболочку. Приблизительно в половине случаев оболочка на изображениях придала вершинам кристаллов сглаженный облик, поэтому таким кристаллам по степени окатанности был присвоен класс 2. При пропорциях кристаллов, отнесенных к классам окатанности I1–40% и I2–60% интегральный показатель окатанности выборки показал значение $SO_{\text{выб}} = 1.18$.

Таблица 2. Сводка параметров окатанности по выборкам зерен циркона, характеризующих различные толщи киммерид Горного Крыма, а также аксессуарного циркона плагиориолитов скалы Монах

Толща или объект (номер пробы)	Общее количество зерен циркона	Количество зерен циркона в классе					$SO_{\text{выб}}$
		1	2	3	4	5	
Таврическая серия, верхнетриасовая нижнетаврическая свита (N18-01)	276	1	5	116	103	51	3.95
Эскиординская серия, верхнетриасовая салгирская толща (N18-03)	187	8	36	81	48	14	3.25
Таврическая серия, нижнеюрская верх- нетаврическая свита (N18-02)	126	3	22	57	28	16	3.41
Ченкская толща (N18-04 + K20-114)	411	74	99	159	68	11	2.55
Ченкская толща (N18-04)	184	25	41	76	38	4	2.70
Ченкская толща (K20-114)	227	45	62	81	36	3	2.42
Верхнеюрские конгломераты, с. Орлиное (K15-006)	96	23	29	21	8	96	2.83
Верхнеюрские конгломераты, гора Спилия (K15-003)	107	9	31	42	18	7	2.82*
Верхнеюрские конгломераты, гора Южная Демерджи (K15-007)	162	25	44	55	30	8	2.64*
Плагиориолиты, скала Монах	20	11	9	0	0	0	1.18

Примечание. * – оценки окатанности выполнены только по катодолюминисцентным изображениям.

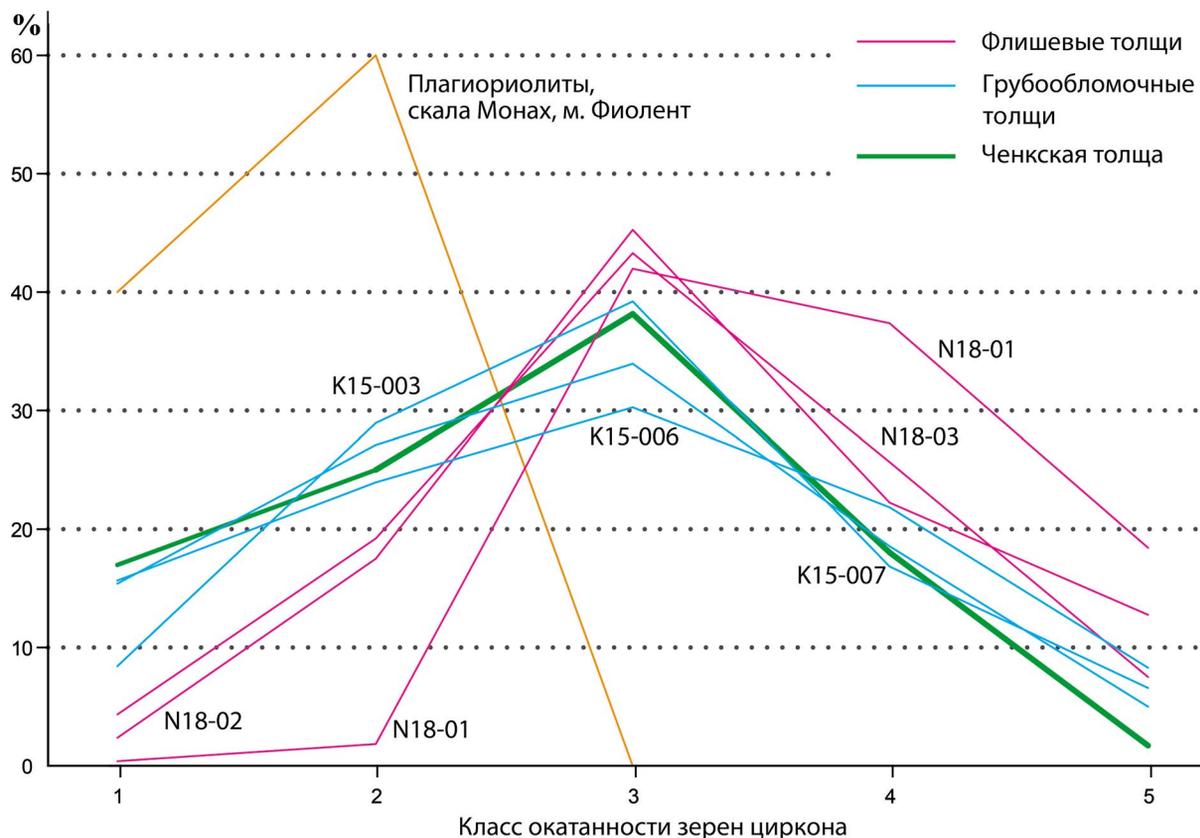


Рис. 6. Пропорции в процентах количества зерен обломочного циркона разного класса окатанности из песчаников ченкской, некоторых флишевых и грубообломочных (конгломератовых) толщ киммерид Горного Крыма, а также плагиориолитов скалы Монах (по результатам, приведенным в табл. 2).

Другой тестовый пример – зерна песчаников ченкской толщи. В нашем распоряжении есть результаты изучения зерен из двух разных проб N18-04 и K20-114, которые отобраны на расстоянии приблизительно 300 м в разные годы и разными людьми (проба N18-04 отобрана в 2018 г. А.М. Никишиным и Д.В. Московским, а проба K20-114 – в 2020 г. Н.Б. Кузнецовым и Т.В. Романюк). Также разными людьми выполнено выделение и фотографирование зерен обломочного циркона (проба N18-04 – Д.В. Московским, проба K20-114 – А.В. Страшко). Это почти идеальная ситуация для тестирования воспроизводимости результатов. Полученные интегральные значения $SO_{\text{выб}}$ для зерен из этих проб – 2.70 (N18-04) и 2.42 (K20-114), т.е. расхождение $SO_{\text{выб}}$ составило менее 0.3, что попадает в пределы рутинных погрешностей.

Рассчитанный для суммарного набора зерен из песчаников ченкской толщи по двум пробам $SO_{\text{выб}} = 2.55$. Такое низкое значение $SO_{\text{выб}}$ хорошо соответствует тому, что эти песчаники сложены практически неокатанным обломочным

материалом. Обращает на себя внимание более высокая пропорция неокатанных и слабоокатанных зерен по сравнению с песчаниками флишевых толщ, и почти полное отсутствие полностью окатанных зерен, в то время как доля таких зерен во флишевых толщах 10–20%.

Величины интегрального индекса окатанности $SO_{\text{выб}}$ для выборок зерен циркона из песчаников верхнетриасово-нижнеюрских флишевых толщ киммерид Горного Крыма показали значения 3.25 (эскиординская серия), 3.41 и 3.95 (таврическая серия), для верхнеюрских грубообломочных толщ (конгломератов) получены значения – 2.64, 2.82 и 2.83 (см. табл. 2). Таким образом, для песчаников ченкской толщи зафиксировано существенное различие $SO_{\text{выб}}$ с толщами таврической серии и сходство с верхнеюрскими грубообломочными толщами. Полученные различия подтверждаются сопоставлением кумулятивных функций распределения окатанности зерен обломочного циркона (Ozr) и расчетами с помощью теста Колмогорова–Смирнова (рис. 7, табл. 3).

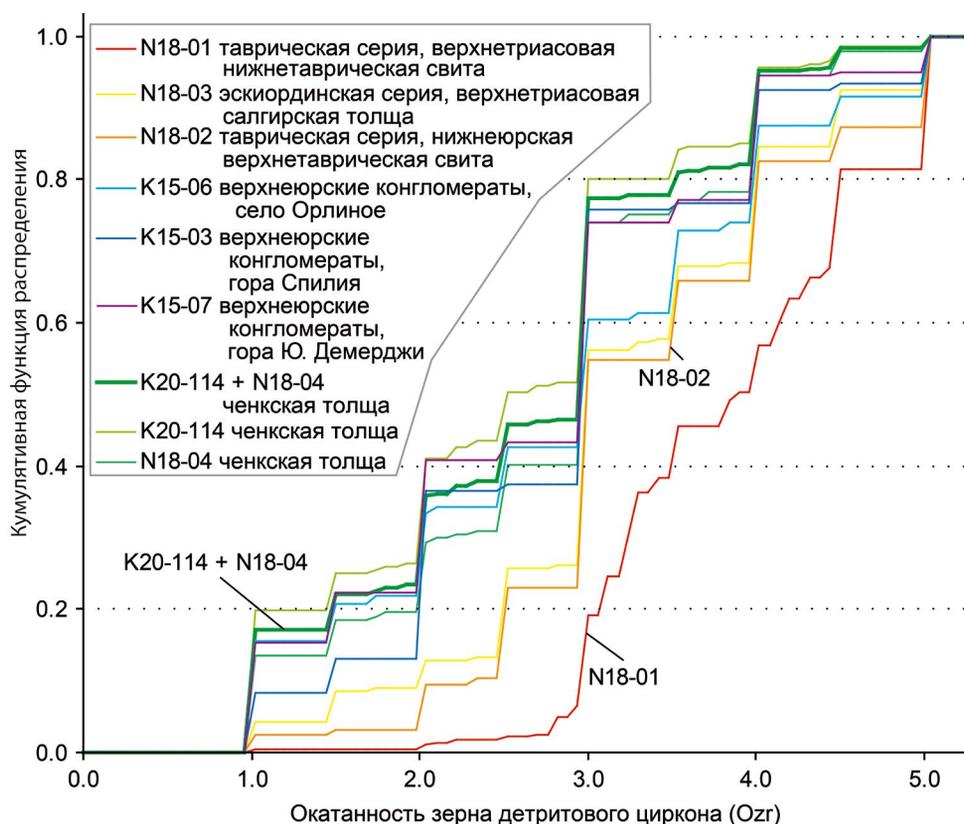


Рис. 7. Сопоставление кумулятивных функций распределения величины окатанности зерен обломочного циркона (Ozr) из песчаников ченкской, некоторых флишевых и грубообломочных (конгломератовых) толщ киммерид Горного Крыма. Стратиграфическую привязку проб см. на рис. 1.

Таблица 3. Величины взаимных парных коэффициентов p теста Колмогорова–Смирнова для выборок величин окатанности зерен обломочного циркона (Ozr) из песчаников ченкской, некоторых флишевых и грубообломочных (конгломератовых) толщ киммерид Горного Крыма

Номера проб	Привязка	N18-01	N18-03	N18-02	N18-04	K20-114	K20-114 + N18-01	K15-006	K15-003	K15-007
N18-01	Нижнетаврическая свита	–	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
N18-03	Эскиординская серия	0.000	–	0.997	0.019	0.000	0.000	0.024	0.031	0.000
N18-02	Верхнетаврическая свита	0.000	0.997	–	0.009	0.000	0.000	0.010	0.013	0.000
N18-04	Ченкская толща	0.000	0.019	0.009	–	0.176	0.743	0.693	0.994	0.738
K20-114	Ченкская толща	0.000	0.000	0.000	0.176	–	0.875	0.076	0.284	0.774
K20-114 + N18-04	Ченкская толща	0.000	0.000	0.000	0.743	0.875	–	0.170	0.542	0.996
K15-006	Верхнеюрские конгломераты	0.000	0.024	0.010	0.693	0.076	0.076	–	0.815	0.721
K15-003	Верхнеюрские конгломераты	0.000	0.031	0.013	0.994	0.284	0.542	0.815	–	0.814
K15-007	Верхнеюрские конгломераты	0.000	0.000	0.000	0.738	0.774	0.996	0.721	0.814	–

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. Стандартный уровень значимости теста принят 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. Полуужирным шрифтом выделены значения p больше принятого порогового 0.05. Стратиграфическую привязку проб см. на рис. 1, кумулятивные функции распределения – на рис. 7.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе описана методика, позволяющая по изображениям зерна циркона оценивать степень его окатанности по пятибалльной шкале. Разработанный авторами набор визуальных признаков позволяет отнести единичный(ое) кристалл/зерно циркона по степени окатанности к одному из 5 классов. Неокатанные кристаллы, сохранившие хотя бы одну острую вершину, относятся к самому низкому классу 1, полностью окатанные (до практически сферической формы) зерна – к классу 5.

Далее, исходя из оценок окатанности единичных зерен циркона, для произвольной выборки можно получить количественные характеристики: (1) оценить долю циркона разного класса окатанности в выборке и (2) рассчитать интегральный индекс окатанности выборки – $SO_{\text{выб}}$. Тестовые процедуры и накопленный опыт показали, что различие $SO_{\text{выб}}$ для разных выборок до 0.5 следует классифицировать на уровне рутинной погрешности, при величинах от 0.5 до 0.7 – значимым различием, а более 0.7 – существенным различием.

С помощью предложенной методики выполнено сопоставление количественных характеристик окатанности обломочного циркона из толщ киммерид Горного Крыма: ченкской толщи (2 выборки), верхнетриасовых-нижнеюрских флишевых толщ (3 выборки) и верхнеюрских конгломератов (3 выборки).

Для суммарного набора зерен по двум пробам из песчаников ченкской толщи получена величина $SO_{\text{выб}} = 2.55$, что согласуется с тем, что для этих песчаников характерен практически неокатанный обломочный материал. Величины интегрального индекса окатанности $SO_{\text{выб}}$ для выборок зерен циркона из песчаников верхнетриасово-нижнеюрских флишевых толщ таврической серии показали значения 3.41 и 3.95, фиксируя существенное различие от ченкской толщи.

Пропорции зерен по степени окатанности в песчаниках ченкской толщи показывают сходство с таковыми для верхнеюрских конгломератов. Напротив, в песчаниках ченкской толщи очевидно более высокая пропорция неокатанных и слабоокатанных зерен по сравнению с песчаниками флишевых толщ, и почти полное отсутствие полностью окатанных зерен, в то время как доля таких зерен во флишевых толщах 10–20%.

Визуальное сопоставление кумулятивных функций распределения величины окатанности зерен обломочного циркона показывает сильное расхождение между кривыми для ченкской

толщи и толщ таврической серии. Для кривых ченкской толщи и верхнеюрских конгломератов, напротив, довольно высокое сходство кривых. Это подтверждается количественными расчетами с помощью теста Колмогорова–Смирнова.

Существенные различия окатанности циркона из ченкской толщи и свит таврической серии согласуются с результатами U–Pb-изотопного датирования обломочного циркона из толщ киммерид Горного Крыма [Кузнецов и др., 2024], которые показали кардинальные отличия питающих провинций для этих толщ. Ченкскую толщу предпочтительнее рассматривать как отдельное от таврической серии стратиграфическое подразделение.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в соответствии с планом по темам Гос. заданий ИФЗ РАН. Проведение полуавтоматического анализа морфологии зерен циркона выполнено на оборудовании, закупленном по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы развития НЦМУ КФУ “Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулла Д.* Структура Качинского антиклинория (Горный Крым) // Вестник Ленинград. ун-та. Сер. геол. и географ. 1968. № 18. С. 40–50.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Т. 1. Обломочные и глинистые породы / Ред. А.В. Хабаков. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 730 с.
- Бархатов Б.П.* О соотношении между таврической и эскиординской свитами Горного Крыма // Вестник Ленинград. ун-та. 1955. № 7. С. 123–135.
- Васильева Л.Б.* О стратиграфическом расчленении таврической формации Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. XXVII(5). С. 53–79.
- Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Ред. О.А. Мазарович, В.С. Милеев. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
- Горная энциклопедия / Гл. ред. Е.Е. Козловский. М.: Советская энциклопедия, 1987. Т. 3. 553 с.
- Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. 144 с.

- Кликушин В. Г.* О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 71–79.
- Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В., Никишин А. М., Страшко А. В., Колесникова А. А., Дубенский А. С., Шешуков В. С., Ляпунов С. М., Новикова А. С., Московский Д. В.* Источники сноса верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубо-обломочных толщ киммерид Горного Крыма по результатам U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022а. Т. 30. № 4. С. 52–75.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X22040056>
- Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В., Страшко А. В., Новикова А. С.* Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U-Pb изотопного датирования плагиоориолитов (скала Монах) // Записки горного института. 2022б. Т. 255. С. 435–447.
<https://doi.org/10.31897/PMI.2022.37>
- Кузнецов Н. Б., Страшко А. В., Романюк Т. В., Никишин А. М., Московский Д. В., Новикова А. С., Дубенский А. С., Шешуков В. С.* Результаты U-Th-Pb датирования зерен детритового циркона из ченкских песчаников – вклад в стратиграфию киммерид Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2024. Т. 32. № 3.
- Кухаренко А. А.* Количественный анализ формы галек из древнего аллювия р. Койвы // Советская геология. 1947. № 18. С. 146–155.
- Логвиненко Н. В., Карпова Т. В., Шапошников Д. П.* Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков: Изд-во Харьковского ун-та, 1961. 400 с.
- Маслов А. В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных / Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
- Муратов М. В.* Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран // Тектоника СССР. Т. 2. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 510 с.
- Никишин А. М., Махатадзе Г. В., Габдуллин Р. Р., Худoley А. К., Рубцова Е. В.* Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестник 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 толщ Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–32.
- Панов Д. И.* Ченкская свита (нижняя юра) юго-западного Крыма: проблемы стратиграфического положения и возраста // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 4. С. 31–41.
- Панов Д. И., Болотов С. Н., Самарин Е. Н., Гостев М. Ю.* Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2004. № 2. С. 21–31.
- 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) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1978. № 1. С. 47–55.
- Панов Д. И., Панченко И. В., Косоруков В. Л.* Нижнетаврическая свита (верхний триас) на Качинском понятии Горного Крыма // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2011. № 2. С. 13–21.
- Романюк Т. В., Кузнецов Н. Б., Рудько С. В., Колесникова А. А., Московский Д. В., Дубенский А. С., Шешуков В. С., Ляпунов С. М.* Этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изотопно-геохронологического изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. № 3. С. 453–473.
- Рудько С. В., Кузнецов Н. Б., Белоусова Е. А., Романюк Т. В.* Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61. DOI: 10.31857/S0016-853X2019536-61
- Рудько С. В., Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В., Белоусова Е. А.* Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // Докл. РАН. 2018. Т. 483. № 3. С. 306–309.
- Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., 1969. 704 с.
- Стафеев А. Н., Суханова Т. В., Латышева И. В., Косоруков В. Л., Ростовцева Ю. И., Смирнова С. Б.* Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2014. № 6. С. 40–48.
- Тевелев Арк. В., Коварская В. Е., Татарина Д. С.* Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты Юго-Западного Крыма // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2012. № 2. С. 14–24.
- 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., Пересадыко И. Н., Пупышева В. Г., Севастьянова В. П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1000000. Третье поколение. Сер. Скифская. Лист L-36 – Симферополь. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 979 с.

- Хабаков А.В.* Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Л., М.: Госгеологоразведиздат, 1933. 14 с.
- Хабаков А.В.* Об индексах окатанности галечников // Советская геология. 1946. № 10. С. 17–32.
- Шванов В.Н.* Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму // Вестник Ленинград. ун-та. Сер. геология и география. 1966. Вып. 1. № 6. С. 153–156.
- Шванов В.Н.* Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.
- Beat M.A., Shepard F.P.* A use of roundness to determine depositional environments // J. Sediment. Petrol. 1956. № 26. P. 49–60.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids // J. of Petrology. 2006. V. 47. № 2. P. 329–353.
- Benn D.I., Ballantyne C.K.* The description and representation of particle shape // Earth Surface Processes and Landforms. 1993. № 18. P. 665–672.
- Blott S.J., Pye K.* Particle shape: a review and new methods of characterization and classification // Sedimentology. 2008. V. 55. P. 31–63.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B.* Detrital zircon record and tectonic setting // Geology. 2012. V. 40. № 10. P. 875–878.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.-W.O., Kinny P.* Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. № 1. P. 469–500.
- Crofts R.S.* A visual Measure of Single Particle Form for use in the Field // J. of Sedimentary Petrology. 1974. V. 46. P. 931–934.
- Davis D.W., Williams I.S., Krogh T.E.* Historical development of U–Pb geochronology / Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 145–181.
- Dickinson W.R., Gehrels G.E.* Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth and Planet. Sci. Lett. 2009. V. 288. № 1. P. 115–125.
- Fisher P.F., Bridgland D.R.* Analysis of pebble morphology // Clast Lithological Analysis / Ed. D.R. Bridgland. Cambridge: Quaternary Research Association, 1986. P. 43–72.
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W.* Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: A case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia // Chemical Geology. 2009. V. 259. P. 131–142.
- Gehrels G.E.* Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California // Special Paper of the Geological Society of America. 2000. № 347. P. 1–17.
- Gehrels G.E.* Detrital zircon U–Pb geochronology applied to tectonics // Annual Review of Earth and Planet. Sciences. 2014. V. 42. № 1. P. 127–149.
- Griffiths J.C., Currey J.R.* Sphericity and roundness of quartz grains // Geol. Soc. Amer. Bull. 1955. V. 66. P. 1075–1096.
- 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. Int. Commission on Stratigraphy. 2020 (<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.pdf>).
- Krumbein W.C.* Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles // J. Sediment. Petrol. 1941. V. 11. № 2. P. 64–72.
- 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.
- Nachtergaele S., De Grave J.* AI-Track-tive: open-source software for automated recognition and counting of surface semi-tracks using computer vision (artificial intelligence) // Geochronology. 2021. V. 3. № 1. P. 383–394.
- 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. 2015. V. 428. P. 241–264.
- Pettke T., Audetat A., Schaltegger U., Heinrich C.A.* Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia)—Part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry // Chemical Geology. 2005. V. 220. P. 191–213.
- Pettijohn F.J.* Sedimentary Rocks / Second Edition. N. Y.: Harper and Brothers, 1957. 718 p.
- Powers M.S.* A new roundness scale for sedimentary particles // Journal of Sedimentary Petrology. 1953. V. 23. P. 117–119.
- Ramezani J., Dunning G.R., Wilson M.R.* Geologic setting, geochemistry of alteration, and U–Pb age of hydrothermal zircon from the Silurian Stog'er Tight gold prospect, Newfoundland Appalachians, Canada // Exploration and Mining Geology. 2000. V. 9. P. 171–188.
- Rubatto D.* Zircon: The Metamorphic Mineral // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2017. V. 83. № 1. P. 261–295.
- Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G.* Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra-Blanca Peaks, Texas // American Mineralogist. 1989. V. 74. P. 865–869.

- Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G.* The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration // *Chemical Geology*. 1993. V. 110. № 1–3. P. 29–47.
- Russell R.D., Taylor R.E.* Roundness and shape of Mississippi River sands // *J. Geol.* 1937. V. 45. P. 225–267.
- Schaltegger U., Pettke T., Audétat A., Reusser E., Heinrich C.A.* Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W–Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia) – Part I: crystallization of zircon and REE-phosphates over three million years – a geochemical and U–Pb geochronological study // *Chemical Geology*. 2005. V. 220. P. 215–235.
- Wadell H.* Volume shape and roundness of rock particles // *J. Geol.* 1932. V. 40. № 5.
- Wadell H.* Sphericity and roundness of rock particles // *J. Geol.* 1933. V. 41. № 3.
- Yang G., Chen R.-X., Zheng Y.-F., Xia Q.-X., Yu Y.-J., Li K., Hu Z., Gong B., Zha X.-P.* Multiple Episodes of Zircon Growth during Anatectic Metamorphism of Metasedimentary Rocks in Collisional Orogens: Constraints from Felsic Granulites in the Bohemian Massif // *J. of Earth Science*. 2023. V. 34. № 3. P. 609–639.

A METHOD FOR ESTIMATING OF INTEGRAL ROUNDNESS INDEX FOR A DETRITAL ZIRCONS SET: A CASE OF THE SEQUENCES FROM THE CIMMERIDES OF THE MOUNTAINOUS CRIMEA

T. V. Romanyuk^{1, *}, P. D. Kotler^{2, 3, **}

¹ *Schmidt Institute Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

² *Kazan Federal University, Kremlyevskaya str., 18, Kazan, 420111 Russia*

³ *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Science, Acad. Koptug ave., 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

* e-mail: t.romanyuk@mail.ru

** e-mail: pkotler@yandex.ru

A technique that allows to evaluate the degree of roundness of detrital zircon grains on a five-point scale according to the degree of preservation of the vertices, edges and faces of the crystals is presented. Based on the results of the degree of roundness of individual grains, the integral index *SOs* is calculated for a sample from various stratigraphic units. The obtained data makes it possible to determine the proportion of grains of different classes in different strata, to assess the degree of similarity/difference of samples, which can be an additional criterion when dividing sedimentary sections. The proposed method is used to compare the roundness characteristics of detrital zircons from a number of sedimentary sequences of the Cimmerides of the Crimean Mountains. It is shown that the sandstones of the Chenka sequence, relative to the sandstones of the flysch sequences, are characterized by a higher proportion of unrounded and weakly rounded zircon grains and a virtual absence of completely rounded grains. The values of the integral roundness index *SOs* for zircons from sandstones of the Tauride Groupe have showed values of 3.41 and 3.95, and for the Chenka sequence – 2.55. Thus, a significant difference in *SOs* was recorded between the studied strata, which is also confirmed by the values of the mutual pair coefficients *p*, calculated using the Kolmogorov–Smirnov test.

Keywords: detrital zircons, roundness, integral roundness index, Cimmerides of the Crimean Mountains, Chenka sequence

УДК 551.86:551.762.2:552.5:552.14

СРЕДНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КРЯЖА УЛАХАН-СИС (РЕСПУБЛИКА САХА): БИОСТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

© 2024 г. В. В. Костылева^{а, *}, О. А. Лутиков^а, М. В. Герцева^б,
Е. В. Ватрушкина^а, М. И. Тучкова^а

^а Геологический институт РАН,

Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^б Московский филиал ФГБУ “Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского”,
ул. Маршала Тухачевского, 32, корп. “А”, Москва, 123154 Россия

* e-mail: kovikto@yandex.ru

Поступила в редакцию 17.07.2023 г.

После доработки 13.11.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

Обсуждаются возраст и обстановки осадконакопления среднеюрских терригенных отложений кряжа Улахан-Сис, венчающих мезозойский разрез северо-восточного фланга Нагонджинского террейна. На основании собственных находок ретроцерамов и анализа биостратиграфических данных предшественников возраст отложений принимается нами как байосский—среднебатский. В разрезе выделено три литологически различные толщи. Песчаники из нижних толщ относятся к полевошпатовым литаренитам, а из верхней толщи — к литаренитам с преобладанием внебассейновой карбонатной кластики (кальклититам). Анализ текстурно-структурных признаков, минералого-петрографического состава и распределения редкоземельных элементов в литаренитах позволяет предположить, что все эти толщи накопились в шельфовой части палеобассейна, связанного с действующей вулканической островной дугой, которая существовала предположительно с ранней юры на Омuleвском кратонном террейне до завершения формирования Колымо-Омолонского супертеррейна.

Ключевые слова: кряж Улахан-Сис, Нагонджинский террейн, биостратиграфия, байос, средний бат, литовые арены, кальклититы, РЗЭ, обстановки осадконакопления, вулканическая дуга

DOI: 10.31857/S0024497X24030055, **EDN:** xvxdvt

Кряж Улахан-Сис расположен в междуречье Индигирки и Алазеи (рис. 1, врезка). В его геологическом строении участвуют интенсивно деформированные ниже-среднепалеозойские карбонатные толщи Улахан-Тасского блока Омuleвского террейна, терригенные и вулканогенно-терригенные образования верхнего триаса — средней юры Нагонджинского террейна, верхнеюрские вулканы реликтов Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса и нижнемеловые гранитоиды Северного батолитового пояса (см. рис. 1). Структуры кряжа Улахан-Сис являются продолжением структур кряжа Полоусный и относятся к тектоническим элементам широтного отрезка Колымской структурной петли, образовавшейся в результате аккреции Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента) к Северо-Азиатскому кратону в поздней юре и начале раннего мела [Зоненшайн и др., 1990; Оксман, 2000; Оксман и др., 2003; Тектоника ...,

2001; Парфенов и др., 2003; Соколов, 2010; Константиновский, Липчанская, 2011; Прокопьев, 2011; Nokleberg et al., 2001].

Нагонджинский террейн, входящий в состав Колымо-Омолонского супертеррейна, расположен между Омuleвским и Полоусно-Дебинским террейнами и отделен от них крупными надвигами, имеющими на широтном отрезке Колымской структурной петли северо-западную вергентность [Тектоника ..., 2001; Парфенов и др. 2003; Оксман, 2000; Оксман и др., 2003; Прокопьев, 2011; Константиновский, Липчанская, 2011; Третьяков, 2019] (см. рис. 1). На западном фланге, в районе кряжа Полоусный и поворота структур Колымской петли Нагонджинский террейн сложен морскими глубоководными и относительно глубоководными кремнисто-вулканогенно-терригенными толщами верхнего палеозоя — нижнего мезозоя [Басов и др., 1977; Тектоника ..., 2001; Оксман,

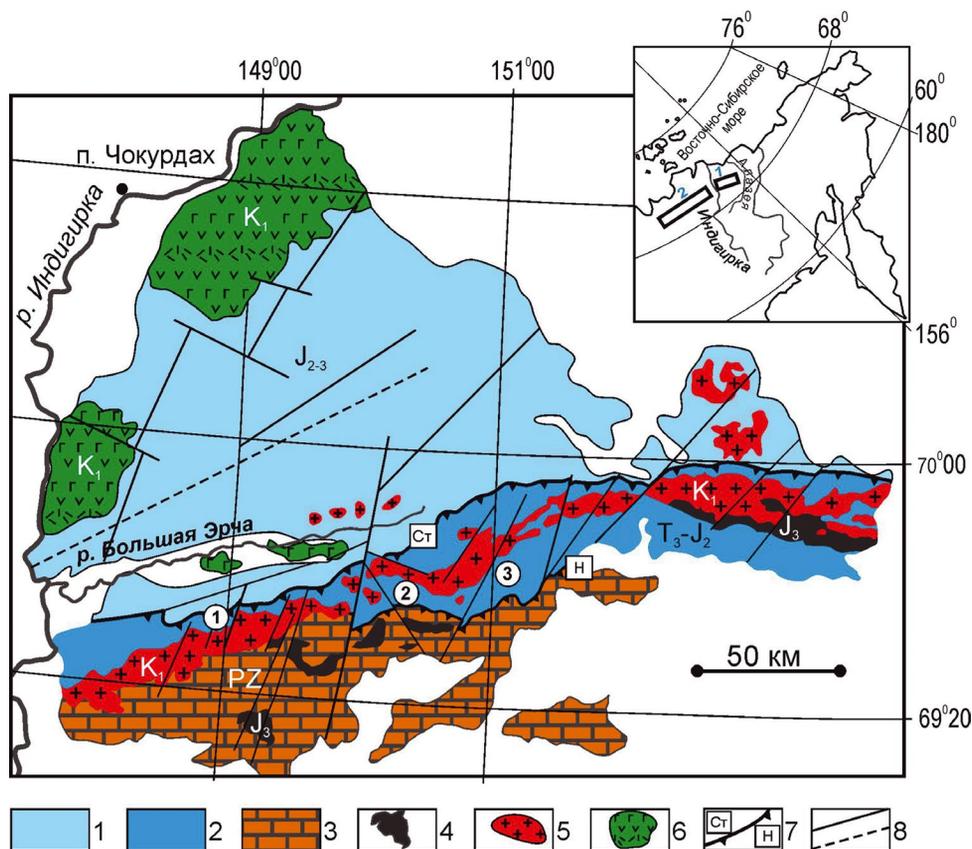


Рис. 1. Схема геологического строения кряжа Улахан-Сис (по [Государственная ..., 2000; Тектоника ..., 2001]; с упрощениями); на врезке показано географическое расположение: 1 – кряжа Улахан-Сис, 2 – кряжа Полоусный.

1 – Полоусно-Дебинский террейн (северо-восточный фланг); 2 – Нагонджинский террейн (северо-восточный фланг); 3 – Улахан-Тасский блок Омuleвского террейна; 4 – верхнеюрские терригенно-вулканогенные толщи Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса; 5 – нижнемеловые гранитоиды (Северный батолитовый пояс); 6 – нижнемеловые базальты, андезиты, риолиты; 7 – региональные надвиги (СТ – Сетакчанский, Н – Нальчанский); 8 – прочие разрывные нарушения.

Цифрами в кружках показаны: 1 – район наших наблюдений по р. Нижний Тогучан, 2 – район наших наблюдений по р. Кусаган-Юрэх; 3 – район наблюдений Г.В. Сони́на [Сонин и др., 1983², 1988³] в верховьях бассейнов р. Нанчан, Балыктах.

2000; Оксман и др., 2003; Прокопьев, Оксман, 2005; Соколов, 2010; Вишнева и др., 2011; Амон и др., 2019; Третьяков, 2019]. На северо-восточном фланге, в пределах кряжа Улахан-Сис, в составе террейна достоверно известны только верхнетриасовые, нижнеюрские и среднеюрские относительно мелководные карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные отложения [Сонин, Агафонов, 1976¹; Сонин и др., 1983², 1988³].

¹ Сонин Г.С., Агафонов Г.Е. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50000 в бассейне верхнего течения рр. Большая Эрча и Кусаган-Юрэх (хребет Улахан-Сис) в 1973–1976 гг. ПГО “Якутскгеология”, пос. Батагай, 1976. Т. 1. 274 с.

² Сонин Г.С., Агафонов Г.Е., Мусалитина В.П. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и поисков масштаба 1:50000 в центральной части хребта Улахан-Тас в 1978–1982 гг. ПГО “Якутскгеология”, пос. Батагай, 1983. Т. 1. 299 с.

³ Сонин Г.С., Малютин Е.И., Мусалитина В.П. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и поисков масштаба 1:50 000 в восточной части Улахан-Тасского

Согласно доминирующей точке зрения, палеозойские-раннемезозойские толщи, слагающие Нагонджинский террейн, накопились в Оймяконском палеобассейне на западной (в современных координатах) окраине Омuleвского кратонного террейна преимущественно до формирования Колымо-Омолонского микроконтинента [Оксман, 2000; Оксман и др., 2003; Тектоника ..., 2001; Соколов, 2010; Константиновский, 2011; Третьяков, 2019; Nokleberg et al., 2001]. Верхи среднеюрского разреза, представленные мелководно-морскими отложениями с горизонтами олистостром, интерпретировались как наиболее ранние постамальгамационные образования [Архипов, Волкодав, 1984; Тектоника ..., 2001; Оксман, 2000; Оксман и др.,

золотоносного района (хребет Улахан-Сис; листы R-56–65; R-56–66; R-56–77; R-56–78) в 1982–1987 гг. ПГО “Якутскгеология”, пос. Батагай, 1988. Т. 1. 300 с.

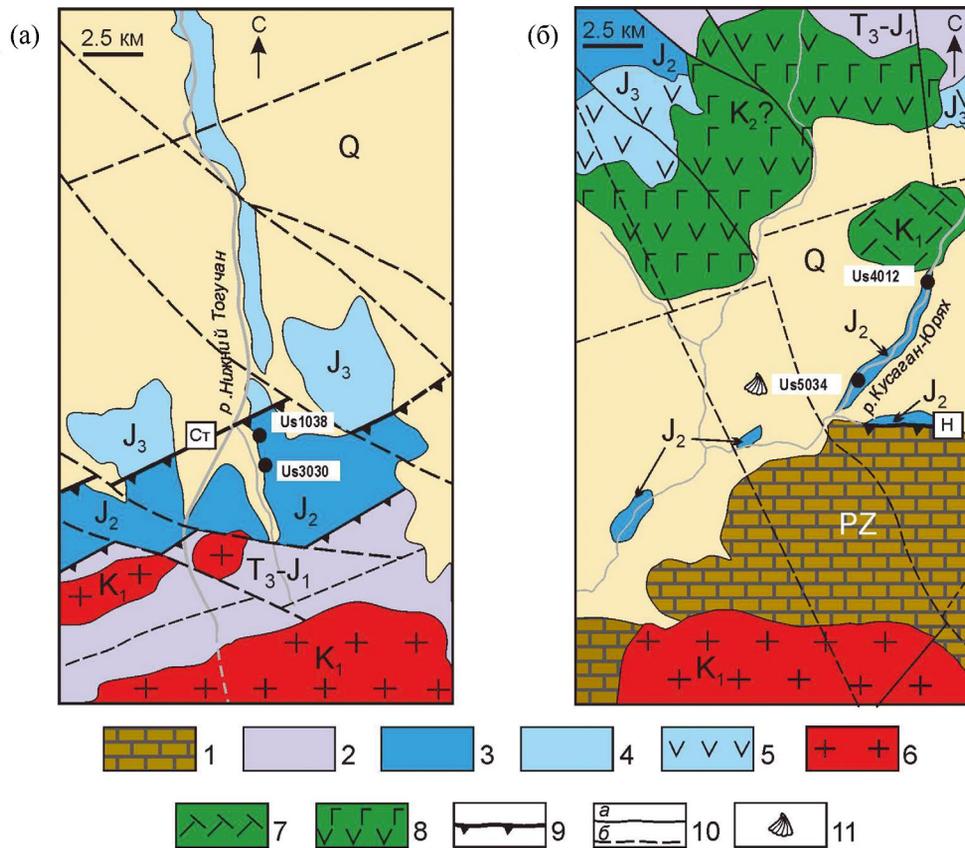


Рис. 2. Схемы геологического строения районов исследования (по [Сонин, Агафонов, 1976¹] с упрощениями). а – северный склон кряжа Улахан-Сис, обнажения по р. Нижний Тогучан (район наблюдения 1, см. рис. 1), б – осевая часть кряжа, обнажения по р. Кусаган-Юрях (район наблюдения 2, см. рис. 1). 1 – нижне-среднедевонские известняки Улахан-Тасского блока Омuleвского террейна; 2, 3 – Нагонджинский террейн: 2 – верхнетриасовые-нижнеюрские карбонатно-терригенные отложения, 3 – среднеюрские вулканогенно-терригенные отложения; 4 – верхнеюрские терригенные отложения Полоусного синклиория, 5 – верхнеюрские вулканиды (андезиты, дациты), 6 – нижнемеловые гранитоиды, 7 – нижнемеловые липариты, 8 – верхнемеловые(?) андезиты-базальты; 9 – надвиги, 10 – прочие разрывные нарушения (а – достоверные, б – недостоверные), 11 – местонахождение ретроцерамов. Буквы в квадратах: СТ – Сетакчанский надвиг, Н – Нальчанский надвиг. Буквенно-цифровые обозначения в белых прямоугольниках обозначают номера точек наблюдения.

2003; Константиновский, Липчанская, 2011; Соколов, 2010]. Вмещающие олистолиты отложения охарактеризованы ретроцеррами. В соответствии с существовавшими в 1970–1980 гг. представлениями о стратиграфическом положении слоев с ретроцеррами относительно бореальной аммонитовой шкалы [Решения ..., 1978] возраст вмещающих отложений рассматривался как позднебатский [Сонин и др., 1983², 1988³]. В связи с уточнением возрастного диапазона бореальных родов *Arctocephalites* и *Arcticoceras*, найденных в Среднем Поволжье совместно с перитетическими аммонитами [Митта, Сельцер, 2002], схема аммонитовых зон байос-батского интервала Европейской части России, Сибири и Северо-Востока России существенно

изменилась [Решения ..., 2009; Меледина, 2014; Mitta et al., 2014]. В результате ревизии бореальной аммонитовой шкалы пересмотрен и возраст зональных подразделений в шкале по ретроцеррам [Шурыгин и др., 2011; Никитенко и др., 2013; De Lagausie, Dzyuba, 2017; Урман и др., 2022]. Следовательно возраст мелководноморских отложений, содержащих горизонты олистостром, также должен быть пересмотрен.

Менее известная точка зрения изложена в объяснительной записке к геологической карте 1:1 000 000 масштаба [Государственная ..., 2000], описывающей стратиграфию и геологическое строение кряжа Улахан-Сис. По мнению авторов записки, Нагонджинский террейн здесь

сложен только постамальгамационными нижне-среднебятскими отложениями, венчающимися верхнебятской толщей, содержащей горизонты олистостром. Формирование этой толщи авторы связывают с заложением в позднем бате на западном краю Колымо-Омолонского микроконтинента непротяженной Улахан-Сисской островной дуги.

Причина существования различных палеоре-конструкций для среднеюрской эпохи заключается в слабой геологической изученности осадочных толщ этого возрастного интервала, венчающих мезозойский разрез Нагонджинского террейна, а также в отсутствии минералого-петрографических и литохимических характеристик отложений, которые могут позволить уточнить обстановки осадконакопления на важном среднеюрском этапе тектонической истории Северо-Востока Азии, связанном с образованием Колымо-Омолонского микроконтинента.

В 2020 г. в ходе работ по созданию комплектов Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (листы R55–56) на кряже Улахан-Сис нами было проведено изучение среднеюрских отложений северо-восточного фланга Нагонджинского террейна (см. рис. 1). Полевые исследования проводились на северном склоне кряжа по р. Нижний Тогучан (рис. 2а), левому притоку р. Большая Эрча, и в осевой части кряжа по р. Кусаган-Юрях (см. рис. 2б).

Целью данной работы является уточнение особенностей строения, возрастного диапазона, обстановок осадконакопления среднеюрских отложений северо-восточного фланга Нагонджинского террейна с использованием новых палеонтологических, литолого-петрографических и литохимических данных, полученных авторами в результате детального исследования терригенных пород из разных частей среднеюрского разреза кряжа Улахан-Сис.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Первые сведения о среднеюрских образованиях были получены в результате крупномасштабных геолого-съёмочных работ [Сонин, Агафонов, 1976¹; Сонин и др., 1983², 1988³]. Среднеюрские отложения развиты на северном склоне кряжа Улахан-Сис и в его осевой части [Сонин, Агафонов, 1976¹; Сонин и др., 1983², 1988³; Архипов, Волкова, 1984]. На северном склоне кряжа в обнажениях по рр. Нижний и Верхний Тогучан, Г.С. Сониным описан трехчленный разрез средней юры без признаков внутриформационных несогласий

[Сонин, Агафонов, 1976¹]. Нижняя алевролитово-аргиллитовая толща (~ 650–700 м) была ими отнесена к аалену на основании находок в верхней ее части двустворок *Retroceramus* sp. indet и белемнитов *Belemnites* gen. indet., а согласно перекрывающая ее песчаниковая толща (~ 320–400 м) по положению в разрезе – к байосу. Верхняя толща (~ 140 м) переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников была описана Г.В. Сониным только по р. Верхний Тогучан и отнесена им к батскому ярусу. В верховьях р. Нижний Тогучан коренные выходы верхней толщи погребены под курумником. Общая видимая мощность среднеюрского разреза по оценке авторов отчета [Сонин, Агафонов, 1976¹] составляет около 1200 м (рис. 3а). В современном структурном плане этого района среднеюрские породы слагают тектоническую пластину, на которую надвинуты верхнетриасовые–нижнеюрские образования. В совокупности пластины среднеюрских и верхнетриасовых–нижнеюрских пород являются частью тектонического покрова, шарьированного в северо-западном направлении на верхнюю юру Полоусного синклинория по Сетакчанскому региональному надвику (см. рис. 2а).

В осевой части кряжа среднеюрские отложения выходят в отдельных тектонических блоках и эрозионных окнах среди поля развития четвертичных образований (см. рис. 2б). Здесь алевролитово-аргиллитовая и песчаниковая толщи, на северном склоне кряжа отнесенные к аалену и байосу, фаунистически не охарактеризованы; их суммарная видимая мощность составляет около 1100 м [Сонин, Агафонов, 1976¹] (см. рис. 3б). Породы интенсивно ороговикованы вследствие внедрения гранитоидных батолитов в раннемеловую эпоху. Вышележащая преимущественно песчаниковая толща с пластами и линзами гравелитов и конгломератов имеет выходы в русле и по берегам р. Кусаган-Юрях (см. рис. 2б). Видимая мощность верхней толщи в этом районе составляет около 500 м [Сонин, Агафонов, 1976¹]. На основании находок ископаемых остатков двустворчатых моллюсков *Retroceramus* sp. indet (*R. ex gr. retrorsus* Keys), *R. cf. bulunensis* Kosch., *R. ex gr. porrectus* (Eichw.), *R. ex gr. polaris* Kosch.?, *Arctotis* sp. (*A. ex gr. lenaensis* Lah.) и белемнитов *Belemnites* gen. indet. (определения А.М. Трушелёва и В.Г. Данилова) верхняя толща была отнесена к нерасчлененному бату (см. рис. 3б).

Восточнее (см. рис. 3в), за пределами изученных нами районов также известны разрозненные выходы алевролитово-глинистых

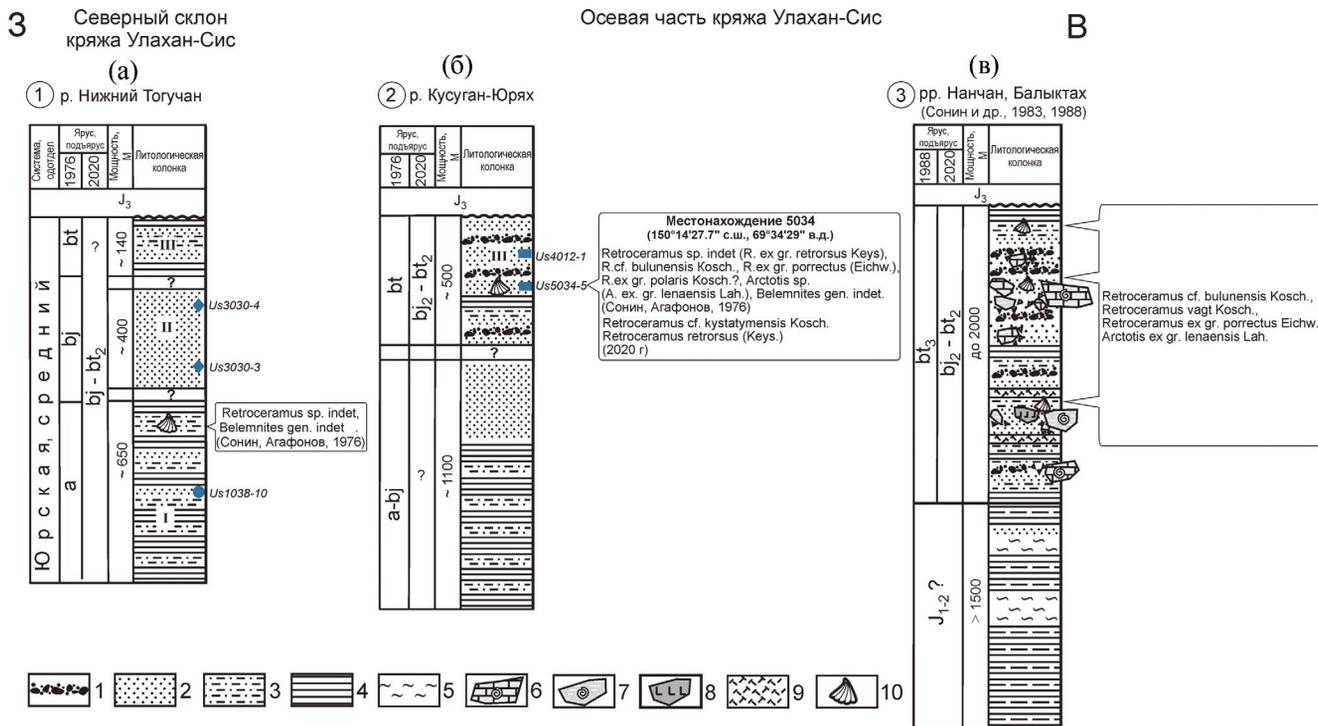


Рис. 3. Строение разреза среднеюрских отложений: а – по р. Нижний Тогучан, б – по р. Кусаган-Юрях, в – строение толщи с горизонтами олистостром на сопредельной территории (по [Сонин и др., 1983², 1988³] с упрощениями). Цифры в кружках обозначают районы наблюдения (см. рис. 1), для которых построены разрезы. На стратиграфических колонках: 1 – конгломераты, гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – алевроитово-глинистые сланцы, 6 – олистолиты фаунистически охарактеризованных Улахан-Тасских девонских известняков, 7 – олистолиты фаунистически охарактеризованных верхнетриасовых терригенно-карбонатных пород, 8 – олистолиты базальтовых порфиритов, 9 – прослои и линзы риолитов и их туфов, 10 – ретроцерамы. Буквенно-цифровыми обозначениями показано положение в разрезах образцов песчаников, отобранных для геохимических и других видов исследований.

и песчано-гравийно-галечных пород, содержащих олистостромы, маломощные пласты риолитов и их туфов [Сонин и др., 1983², 1988³; Архипов, Волкодав, 1984]. Эти авторы установили, что олистостромы содержат олистолиты фаунистически охарактеризованных девонских известняков Улахан-Тасского блока Омuleвского террейна и верхнетриасовых терригенных тонкозернистых пород. Реже встречаются олистолиты базальтовых порфиритов. Суммарная мощность разреза, содержащего кислые вулканы и горизонты олистостром превышает 1500 м [Сонин и др., 1983², 1988³]. На основании находок остатков двустворчатых моллюсков *Retroceramus cf. bulunensis* Kosch., *Retroceramus vagt* Kosch., *Retroceramus ex gr. porrectus* Eichw., *Arctotis ex gr. lenaensis* Lah. (определения А.М. Трущелёва и В.Г. Данилова) возраст вмещающих эти остатки отложений считался позднебатским (см. рис. 3в) [Сонин и др., 1983², 1988³].

В результате полевых наблюдений и последующего анализа полученных данных, Г.С. Сонин

с соавторами пришли к заключению, что олистостромы в верхнебатских отложениях в осевой части кряжа Улахан-Сис являются “... признаком развития явлений покровной тектоники в конце батского века” [Сонин и др., 1983²]. С учетом этого заключения большинством геологов [Архипов, Волкодав, 1984; Тектоника ..., 2001; Оксман, 2000; Оксман и др., 2003; Соколов, 2010; Константиновский, Липчанская, 2011] была предположена постамальгамационная природа отложений верхов среднеюрского разреза Нагонджинского террейна (“бат-келловейская олистострома”).

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Среднеюрские интенсивно дислоцированные отложения на всех изученных участках вскрываются в разрозненных высыпках, глыбовых развалах и редких коренных выходах, по которым



Рис. 4. Обнажения среднеюрских отложений кряжа Улахан-Сис (а–г – по р. Нижний Тогучан, д–ж – по р. Кусаган-Юрях).

а, б – нижняя толща: а – коренное обнажение; переслаивание тонколистоватых аргиллитов и плитчатых алевролитов, б – обломок алевролита с прослоем зеленого тонкозернистого туффита; в, г – средняя толща: в – коренной выход песчаников, г – оползшая глыба песчаника с крупной косою разнонаправленной слоистостью; д–ж – верхняя толща: д – коренной выход песчаников, е – фрагмент косослоистого известкового песчаника, ж – фрагмент песчаника и его контакт с полимиктовым известковым гравелитом.



Рис. 5. Находки ретроцерамов из верхней толщи (местонахождение 5034, р. Кусаган-Юрях. 1 – *Retroceramus retrorsus* (Keys.), верхний байос: экз. № 5034/1, ядро левой створки; 2, 3 – *Retroceramus* cf. *retrorsus* (Keys.), возраст тот же: 2 – экз. № 5034/2, примакушечная часть ядра левой створки, 3 – экз. № 5034/3, ядро правой створки с отпечатками связочных ямок и гребней; местонахождение и возраст те же; 4–6 – *Retroceramus* cf. *kystatymensis* Kosch., возраст тот же: 4 – экз. № 5034/4, примакушечная часть ядра левой створки и макушка правой створки, выступающая над замочным краем, 5 – экз. № 5034/5, часть ядра левой створки без макушки и примакушечной части, 6 – экз. № 5034/6, ядро правой створки.

невозможно составить непрерывное послышное описание разреза.

Согласно Г.С. Сониному, составной разрез среднеюрских отложений имеет трехчленное строение, что и было подтверждено нашими наблюдениями (см. рис. 3а, 3б). Контакты между литологически различными толщами задернованы.

Нижняя и средняя толщи исследованы нами на северном склоне кряжа по правому берегу р. Нижний Тогучан (см. рис. 3а). Верхняя толща изучена в осевой части кряжа по р. Кусуган-Юрях (см. рис. 3б).

Нижняя толща обнажается на склоне речной террасы и представлена неравномерным переслаиванием черных листоватых алевритистых аргиллитов и темно-серых тонкоплитчатых алевролитов (рис. 4а) с редкими прослоями серых средне-мелкозернистых и мелкозернистых массивных песчаников. В верхней части толщи среди сероцветных пород появляются алевролиты и аргиллиты с зеленоватым оттенком и мало-мощные прослои светло-зеленых тонкозернистых туффитов (см. рис. 4б).

Средняя толща сложена песчаниками серыми мелко-среднезернистыми, массивными (см. рис. 4в) или толстоплитчатыми, известковыми. В оползших глыбах песчаников наблюдается крупная косая разнонаправленная слоистость, характерная для мелководных морских отложений (см. рис. 4г).

Верхняя толща, изученная в развалах и коренных выходах по берегам р. Кусаган-Юрях, представлена преимущественно светло-серыми, на выветрелой поверхности рыжеватыми, разнозернистыми гравелитистыми, мелко-среднезернистыми и мелкозернистыми массивными и косослоистыми, сильно известковыми песчаниками (см. рис. 4д, 4е), реже алевролитами, аргиллитами, полимиктовыми гравелитами (см. рис. 4ж) и конгломератами с несортированным песчаным матриксом, сцементированным вторичным кальцитом. Материал псефитовой размерности имеет среднюю, реже хорошую степень окатанности. В его составе диагностированы галька и гравий известняков, реже аргиллитов, черных кремней, метаморфических сланцев, базальтов, кислых эффузивов, еще реже молочно-белого кварца. В коренном выходе верхней толщи (местонахождение 5034) в песчаниках нами обнаружены скопления отдельных створок и частей створок *Retroceramus cf. kystatymensis* Kosch., *Retroceramus retrorsus* (Keys.) (определения О.А. Лутикова) (см. рис. 3б, рис. 5).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наибольшее внимание при изучении среднеюрских пород было уделено песчаникам, которые являются наиболее информативным типом терригенных пород для установления источников терригенного материала и реконструкции обстановок осадконакопления.

Для песчаников проведена количественная оценка минерального состава методом подсчета терригенных компонентов в петрографических шлифах (по [Граувакки, 1972]). При этом отдельно подсчитывались зерна поликристаллического кварца (без учета обломков кремней и кислых эффузивов) и монокристаллического обломочного кварца.

Силикатный анализ песчаников выполнен рентгенофлуоресцентным методом (РФА) в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН с использованием последовательного спектрометра S8 TIGER. Техника подготовки проб и статистические показатели точности анализа соответствуют требованиям отраслевой методики НСАМ № 439-РС. Элементный анализ образцов проведен в Аналитическом сертифицированном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (г. Черноголовка) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа по методике автоклавного разложения [Карандашев и др., 2016].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНИКОВ

Песчаники из нижней и средней толщ имеют близкие структурно-вещественные характеристики. По классификации [Граувакки, 1972] они относятся к кварцево-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам. Песчаники верхней тощи содержат значительное количество литокластов внебассейновых карбонатных пород (более 50%), продуктов разрушения и переотложения девонских известняков Улахан-Тасского блока Омудевского террейна [Сонин и др., 1983², 1988³]. Такой состав песчаников не отражен на классификационной диаграмме В.Д. Шутова. Поэтому для унификации описания нами применена классификация Р.Л. Фолка [Folk, 1974], согласно которой песчаники двух нижних толщ относятся к полевошпатовым лититовым аренитам, а верхней толщи — к лититовым аренитам (рис. 6а). Для всех песчаников характерны вторичная карбонатизация

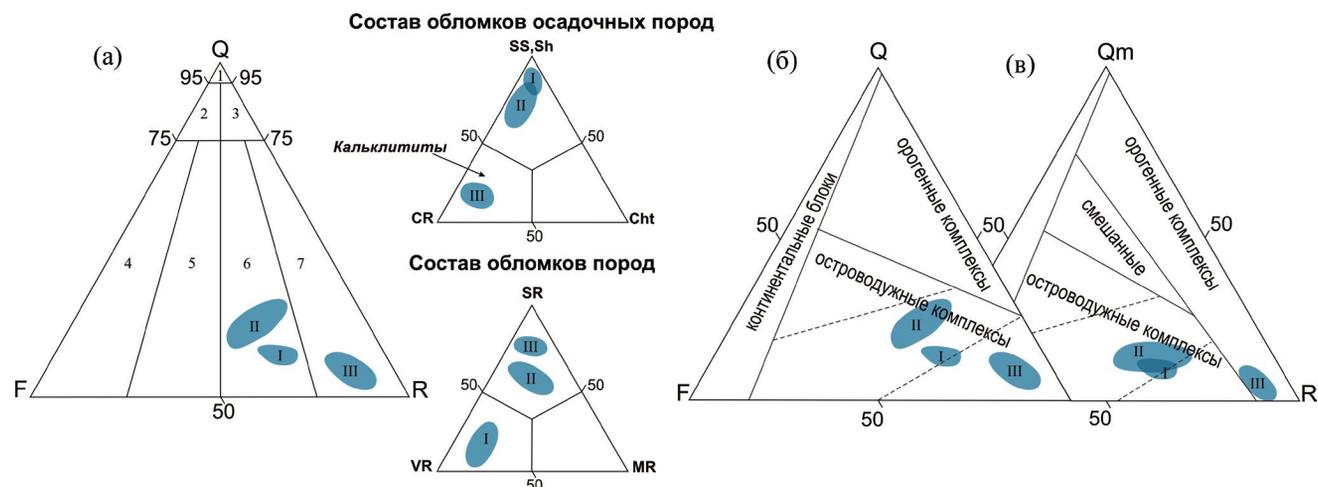


Рис. 6. Состав среднеюрских песчаников на классификационной диаграмме Q–F–R и дочерних диаграммах, по [Folk, 1974] (а), диаграммах Q–F–R и Qm–F–R, по [Dickinson et al., 1983] (б).

Q – кварц (моно- и поликристаллический), Qm – кварц (монокристаллический), F – полевые шпаты, R – обломки пород, MR – обломки метаморфических пород, VR – обломки вулканогенных пород, SR – обломки осадочных пород, CR – обломки внебассейновых карбонатных пород, Cht – обломки кремней, SS, Sh – обломки песчаных и глинистых пород.

Поля: I – кварцевые арены, 2 – субаркозы, 3 – сублитарениты, 4 – аркозы, 5 – лититовые аркозы, 6 – полевошпатовые лититовые арены, 7 – лититовые арены.

Римскими цифрами указаны толщи: I – нижняя, II – средняя, III – верхняя (см. рис. 3).

в виде кальцитового коррозионного цемента и межзерновой кливаж, отмеченный концентрированным темно-бурым органическим веществом (ОВ).

В нижней толще полевошпатовые литарениты мелко-среднезернистые и мелкозернистые. Окатанность песчаного материала различная, в основном зерна остроугольные и плохо окатанные со слабо округленными краями; некоторые литокласты, кварцевые и полевошпатовые зерна имеют среднюю степень окатанности. Общее содержание терригенного кварца низкое – 13–15% (Qm_{9–11}). Зерна полевого шпата, в основном плагиоклаза, присутствуют в значительном количестве – 28–30%; калиевый полевой шпат представлен микроклином. Литокласты доминируют – 55–60%. Среди них преобладают обломки вулканогенных пород (см. рис. 6а, дочерние диаграммы) основного состава (рис. 7а); кислые эффузивы с микрофельзитовой структурой содержатся в подчиненном количестве (рис. 8а). В подчиненном количестве также присутствуют обломки метаморфических и осадочных пород. Среди первых диагностированы слюдисто-кварцевые и углеродисто-кремнистые сланцы (см. рис. 8б, 8в). Среди вторых – черные аргиллиты и алевролиты (см. рис. 8г, 8д); черные кремни с криптозернистой структурой

единичны. Наблюдается незначительное количество сингенетичной пирокластике, предположительно основного состава, в виде мелких (0.1–0.15 мм) фрагментов хлоритизированных вулканических стекол с пузырьчатой структурой (см. рис. 8е). Поровый кальцитовый коррозионный цемент развит слабо.

Средняя толща сложена полевошпатовыми лититовыми аренами мелко-среднезернистыми (см. рис. 7б). Обломочный материал неокатанный и плохоокатанный, редко средней степени окатанности. Содержание терригенного кварца низкое – 20–25% (Qm_{10–15}). Полевые шпаты, главным образом плагиоклазы, изредка микроклин, присутствуют в значительном количестве – 20–35%. Литокласты преобладают – 45–55% (см. рис. 6а, дочерние диаграммы). Наиболее распространены черные аргиллиты. В подчиненном количестве содержатся обломки микролитовых известняков (см. рис. 8з, 8и), вулканических и метаморфических пород, иногда черных кремней. Вулканыты представлены основными, реже кислыми разностями с микрофельзитовой структурой. Среди обломков метаморфических пород диагностированы слюдисто-кварцевые и углеродисто-кремнистые сланцы. Присутствует незначительная примесь сингенетичного пирокластического материала в виде мелких

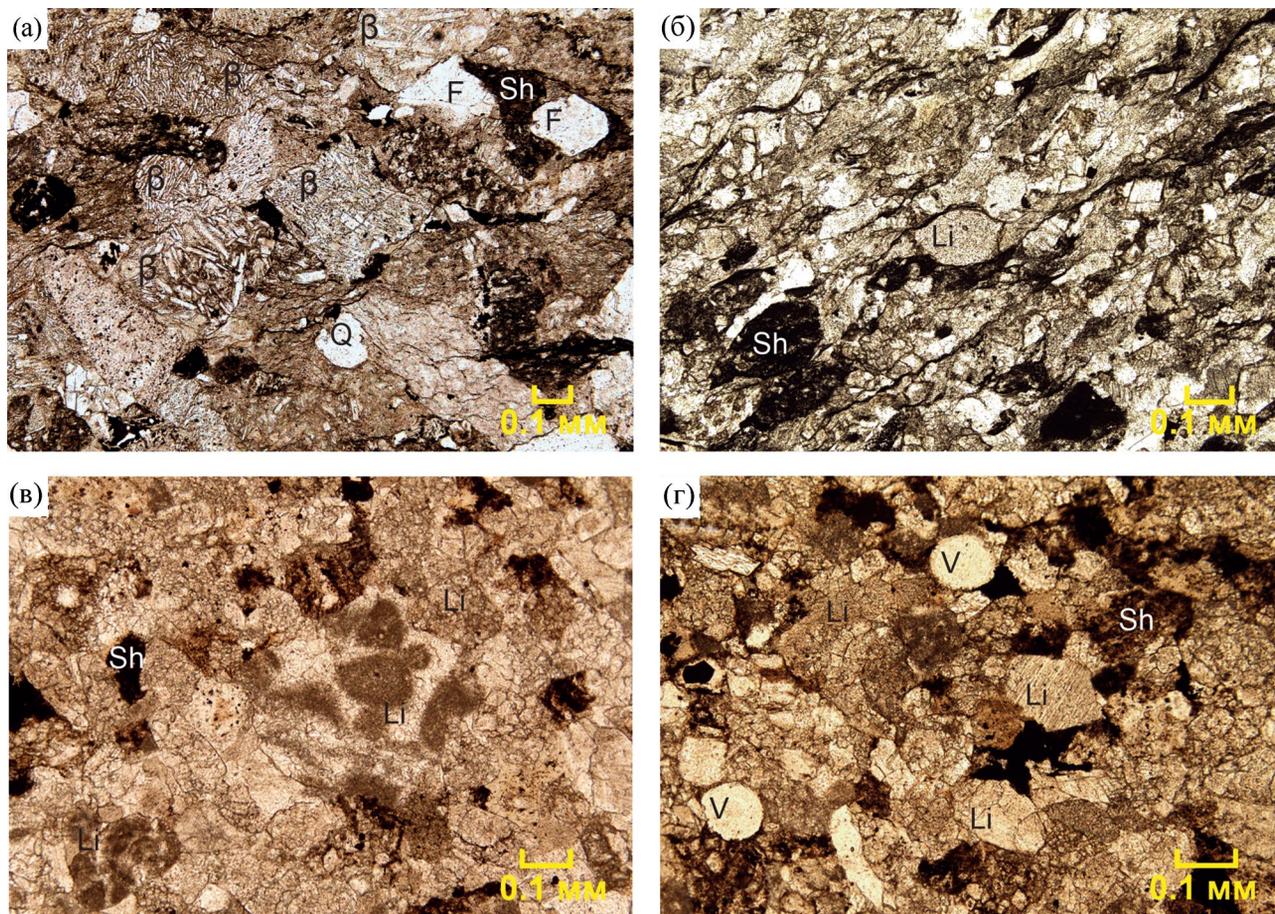


Рис. 7. Микрофотографии среднеюрских песчаников.

а – полевошпатовый литовый аренит с преобладанием базальтовой кластики (нижняя толща, шлиф Us1038-10), б – полевошпатовый литовый аренит с преобладанием обломков осадочных пород (средняя толща, шлиф Us3030-3); в, г – литовые арениты (верхняя толща): в – кальцитит (шлиф Us5034-5), г – кальцитит со сфероидальными витрокластами (шлиф Us5034-5).

Q – кварц, F – полевые шпаты, β – обломки базальтов, Li – обломки известняков, Sh – обломки глинистых пород, V – сингенетичная витрокластिका. Фотографии сделаны в проходящем свете оптического микроскопа, николи параллельны.

фрагментов хлоритизированных вулканических стекол с характерной пузырчатой структурой, иногда веретенообразных (см. рис. 8ж). Поровый кальцитовый коррозионный цемент развит интенсивно, но неравномерно.

В верхней толще литовые арениты средне-мелкозернистые и мелко-среднезернистые иногда с примесью обломков крупнопесчаной размерности. Окатанность терригенного материала различная: преобладают средне- и плохоокатанные зерна (см. рис. 7в, 7г), но встречаются и хорошо окатанные литокласты. Матрикс интенсивно кальцитизирован. Содержание обломочного кварца очень низкое – 5–10% (Qm_{2-5}). Количество полевых шпатов также незначительное – 5–10%. Не исключено, что кварцевой

и полевошпатовой кластики в исходном осадке было больше, но в настоящее время эти обломки корродированы или замещены поздним кальцитом. Литокласты резко преобладают – 80–90% и представлены в основном осадочными породами (см. рис. 6а, дочерние диаграммы), среди которых доминируют различные разновидности внебассейновых известняков иногда доломитизированных (см. рис. 6в, 7в, 7г): органогенных, микритовых и разнозернистых (см. рис. 8к, 8л). Края обломков иногда окаймлены тонкими железисто-окисными пленками. В подчиненном количестве присутствуют обломки черных аргиллитов и черных кремней. Литокласты метаморфических пород представлены углеродисто-кремнистыми

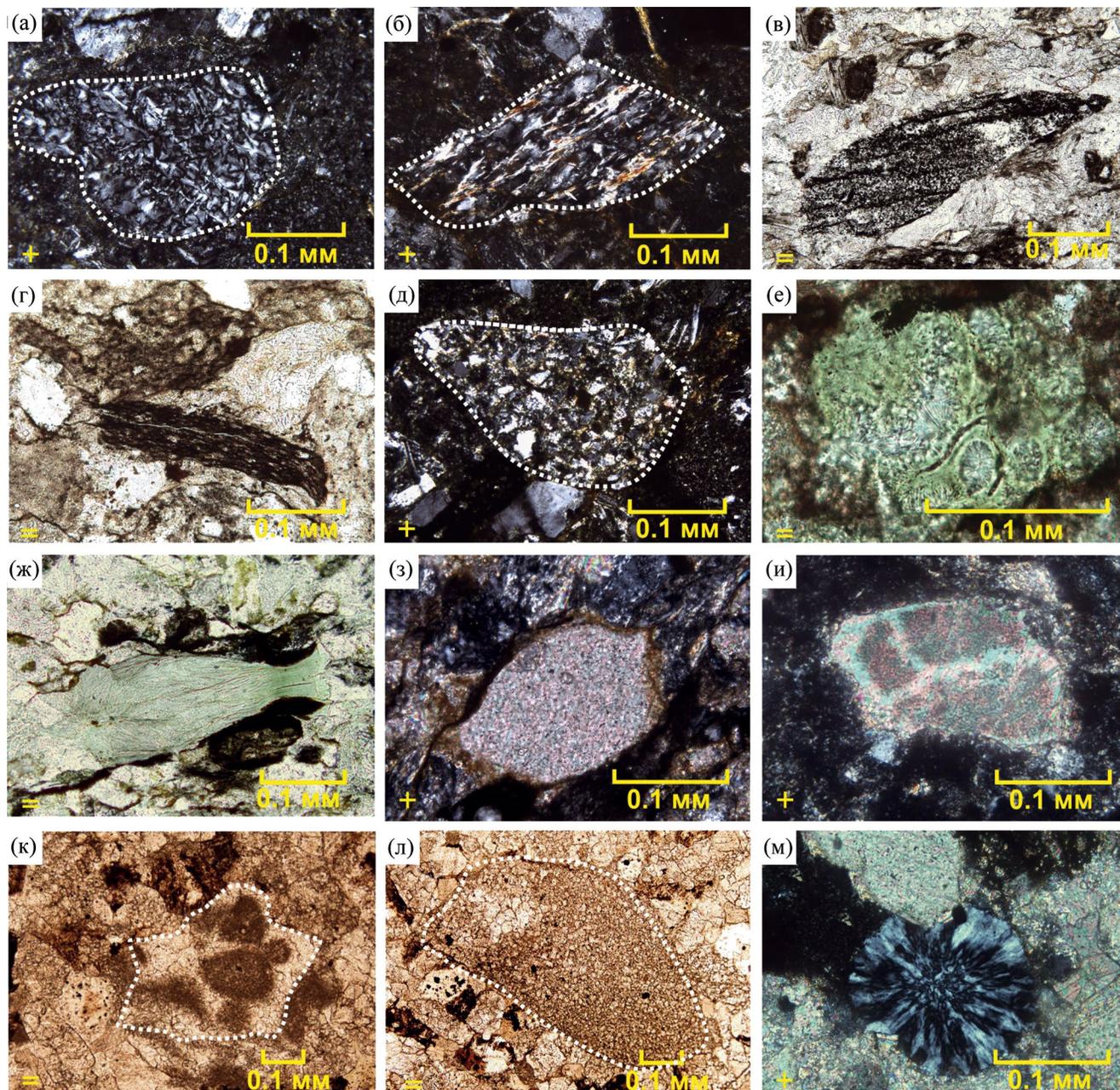


Рис. 8. Типы обломков пород и сингенетичных витрокластов в среднеюрских песчаниках.

а – фельзит, б – слюдисто-кварцевый сланец, в – углеродисто-кремнистый сланец, г – аргиллит, д – алевролит, е – витрокласт пузырчатый хлоритизированный, ж – витрокласт веретеновидный хлоритизированный, з, и – микролитовые известняки, к – водорослевый известняк, л – мелкокристаллический известняк, м – сфероидальный витрокласт с радиально-лучистой структурой. Фотографии сделаны в проходящем свете оптического микроскопа, положение николей указано на фотографиях.

и слюдисто-кварцевыми сланцами. Встречаются обломки основных и кислых эффузивов и в незначительном количестве сингенетичная пирокластика предположительно кислого состава в виде мелких (0.1 мм) сферул с радиально-лучистой структурой (см.

рис. 8м) и фрагментов хлоритизированных вулканических стекол. Согласно классификации Р.Л. Фолка [Folk, 1974] литовые ареныты с преобладанием внебассейновой известняковой кластики относятся к кальклитам (см. рис. 6а, дочерняя диаграмма).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНИКОВ

Среди петрогенных компонентов (табл. 1) в полевошпатовых литаренитах нижней и средней толщ содержание SiO₂ колеблется от 41 до 62%, а в кальклититах верхней толщи составляет 19–28%. Следовательно, все рассматриваемые песчаники относятся к обедненным кварцем

отложениям, что хорошо согласуется с петрографическими наблюдениями.

По сравнению с постархейским средним австралийским сланцем (PAAS) [Nance, Taylor, 1976; Тейлор, Мак Леннан, 1988] песчаники характеризуются пониженными концентрациями редкоземельных элементов (РЗЭ) (см. табл. 1), спектры распределения которых близки между собой во всех изученных образцах (рис. 9а).

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов и элементов-примесей в среднеюрских литаренитах

Компонент	Номер образца				
	I толща	II толща		III толща	
	Us1038-10	Us3030-3	Us3030-4	Us5034-5	Us4012-1
SiO ₂ , мас. %	61.57	41.24	56.90	18.83	27.50
TiO ₂	0.92	0.34	0.72	0.10	0.19
Al ₂ O ₃	11.67	7.81	14.12	2.78	5.72
Fe ₂ O ₃ [#]	7.34	2.53	4.31	0.66	1.66
MnO	0.19	0.06	0.06	0.04	0.03
MgO	2.68	5.85	2.72	12.33	5.31
CaO	5.55	19.80	7.71	27.84	27.62
Na ₂ O	3.28	0.53	1.98	0.02	<0.01
K ₂ O	0.56	1.15	2.22	0.65	0.81
P ₂ O ₅	0.18	0.13	0.17	0.05	0.08
п.п.п.	6.06	20.57	9.10	36.70	31.07
Сумма	100.00	100.00	100.00	99.99	99.99
Sc, г/т	12.6	7.3	10.8	2.3	4.0
V	106.0	82.3	94.5	28.5	53.5
Cr	69.1	54.8	40.5	16.2	27.9
Co	13.9	6.1	8.9	1.7	3.5
Ni	25.5	32.6	18.4	5.3	13.5
Rb	13.8	30.1	46.8	11.2	20.5
Sr	237	430	267	189	379
Y	19.1	14.1	21.5	5.9	8.4
Zr	133	80.2	197	30.2	55.2
Nb	8.2	5.8	10.4	3.0	3.8
Ba	184	396	724	516	418
Hf	3.5	2.0	4.8	0.75	1.4
Ta	0.48	0.34	0.64	0.17	0.22
Pb	7.9	4.0	10.1	2.3	3.2
Th	3.2	2.7	5.7	1.1	2.0
U	1.8	1.7	2.6	1.5	1.5
La	16.2	12.2	22.3	6.4	8.7
Ce	35.5	24.3	46.2	11.9	17.0
Pr	4.6	3.0	5.5	1.5	2.1
Nd	20.4	12.6	22.2	5.9	8.5
Sm	4.9	3.1	4.8	1.2	1.8
Eu	1.1	0.78	1.2	0.28	0.42
Gd	4.4	2.9	4.2	1.1	1.6

Окончание таблицы 1

Компонент	Номер образца				
	I толща	II толща		III толща	
	Us1038-10	Us3030-3	Us3030-4	Us5034-5	Us4012-1
Tb	0.67	0.42	0.66	0.18	0.25
Dy	3.8	2.4	3.8	1.0	1.5
Ho	0.74	0.49	0.78	0.20	0.29
Er	2.1	1.5	2.4	0.59	0.89
Tm	0.30	0.21	0.34	0.08	0.12
Yb	2.2	1.5	2.4	0.55	0.86
Lu	0.30	0.21	0.35	0.09	0.12
$\Sigma P3Э$	97.2	65.6	117.2	31.1	44.2
La_n/Yb_n	5.1	5.5	6.3	7.9	6.9
Th/U	1.8	1.5	2.2	0.7	1.3
La/Th	0.3	0.1	0.4	0.2	0.2
Th/Sc	0.3	0.4	0.5	0.5	0.5
Eu/Eu*	0.69	0.80	0.81	0.75	0.74

Примечание. # – суммарное железо.

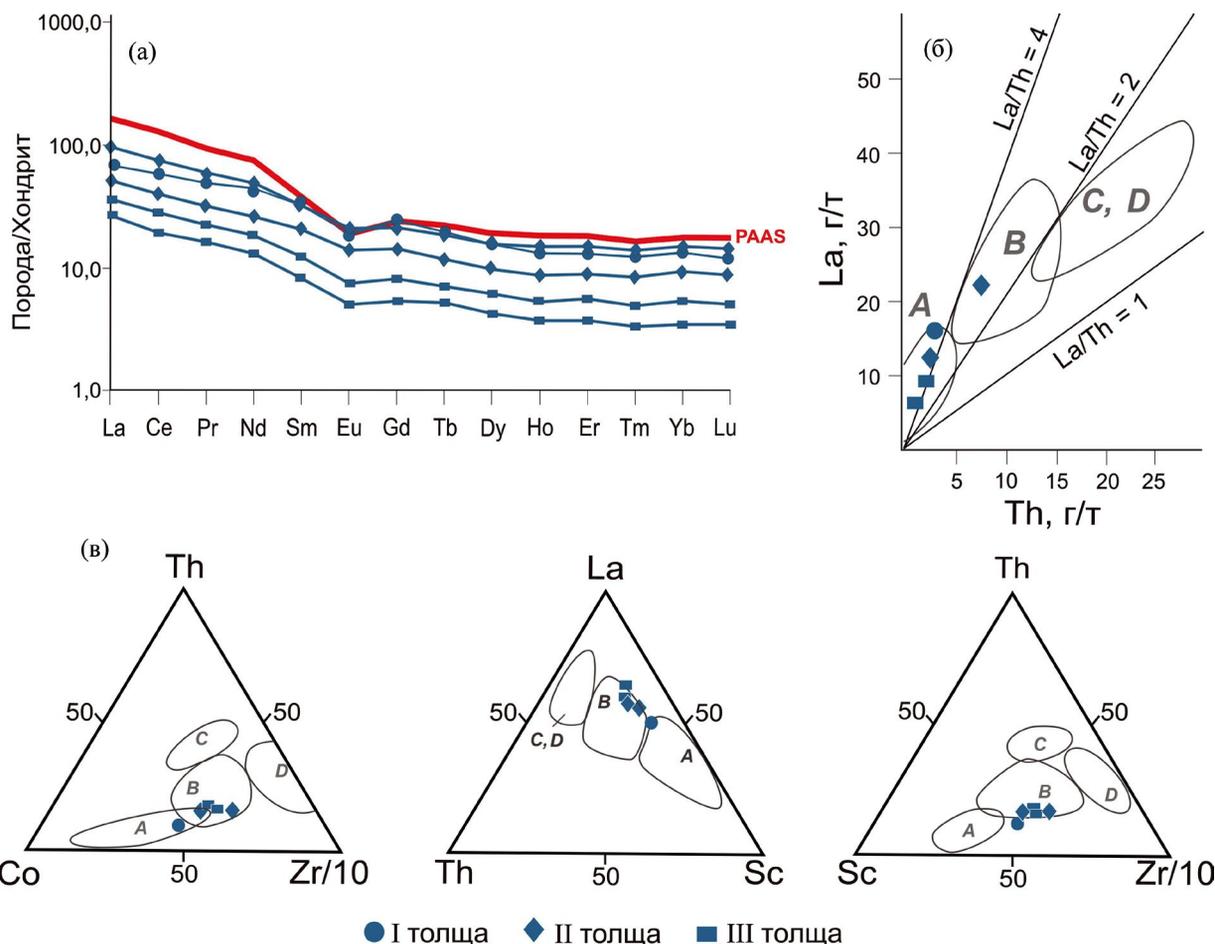


Рис. 9. Распределение нормализованных по хондриту [McDonough, Sun, 1995] редкоземельных элементов в среднеюрских песчаниках, совместно с данными по ПААС [Тейлор, МакЛеннан, 1988] (а), диаграммы для классификации тектонических обстановок [Bhatia, Crook, 1986] (б, в).

Поля: А – энсиматические островные дуги, В – энсиалические островные дуги, С – активные окраины, D – пассивные окраины.

Суммарное содержание РЗЭ (31.1–117.2) и отношение La_n/Yb_n (5.1–7.9) ниже, чем для PAAS. Особенно обеднены РЗЭ кальклититы верхней толщи, что в целом характерно для известняков, в том числе и для обломочных, содержащих внебассейновую карбонатную кластику [Левицкий и др., 2019; Мизенс, Дуб, 2018; Zhang et al., 2017]. Европиевый минимум (Eu/Eu^*) выражен слабее, чем для PAAS: 0.69–81 против 0.66 по [Тейлор, Мак Леннан, 1988] (см. рис. 9а), что обычно связывают с андезитово-базальтовым островодужным источником обломочного материала [Тейлор, Мак Леннан, 1988; Дмитриева и др., 2013].

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Согласно предыдущим исследованиям [Сонин, Агафонов, 1976¹; Сонин и др., 1983², 1988³], стратиграфический объем среднеюрских отложений на северном склоне кряжа Улахан-Сис и в его осевой части, соответствовал аалену – верхнему бату включительно (см. рис. 3).

В осевой части кряжа на р. Кусусуган-Юрях в верхней толще, содержащей кальклититы, нами обнаружены остатки двусторчатых моллюсков *Retroceramus cf. kystatymensis* Kosch., *Retroceramus retrorsus* (Keys.) (см. рис. 3б, 5). Ранее из этого местонахождения были определены *Retroceramus sp. indet.* (R. ex gr. *retrorsus* Keys.), R. cf. *bulunensis* Kosch., R. ex gr. *porrectus* (Eichw.), R. ex gr. *polaris* Kosch.(?), *Arctotis sp.* (A. ex gr. *lenaensis* Lah.) [Сонин, Агафонов, 1976¹].

В Региональной стратиграфической схеме Северо-Востока России вид *Retroceramus kystatymensis* входит в комплекс зоны *Retroceramus tongusensis* – R. *electus*, которая соответствует зонам *borealis*, *romprekji* региональной аммонитовой шкалы. Вид *Retroceramus retrorsus* входит в комплекс зоны *Retroceramus retrorsus* – R. *polaris*, которые соответствуют зонам *arcticus* и *greenlandicus* [Решения ..., 2009]. В Восточной Сибири совместное распространение *Retroceramus kystatymensis*, R. *retrorsus* характерно для зоны *gracilis* [Урман и др., 2022].

В Региональной стратиграфической схеме Северо-Востока России слои с *Retroceramus bulunensis* соответствуют зонам *greenlandicus*, *harlandi*, а слои с *Retroceramus vagt* – зонам *ishmae* и *cranosephaloide* региональной аммонитовой шкалы [Решения ..., 2009]. В Сибири последовательность биостратонов с ретроцерамами аналогичная – b-зона *Retroceramus bulunensis* соответствует зонам *greenlandicus*, *harlandi*, b-зона *Retroceramus vagt* соответствует зонам *ishmae*

и *cranosephaloide* [Шурыгин и др., 2011]. При этом зоны *harlandi* и *ishmae* могут считаться синонимами [Киселев, 2022].

Согласно последним данным, зона *gracilis* соответствует верхнему байосу, зоны *greenlandicus* и *ishmae* отвечают нижнему бату, а зона *cranosephaloide* соответствует среднему бату [Morton et al., 2020; Митта, 2021].

С учетом проведенного анализа стратиграфического распространения ретроцерамид, возраст верхней толщи, содержащей кальклититы, охватывает стратиграфический диапазон от верхнего байоса до среднего бата, а возраст всех изученных среднеюрских толщ можно принять как байос-среднебатский.

Восточнее, за пределами изученных нами районов, в верховьях р. Нанчан и Балыктах (см. рис. 1, 3в – по [Сонин и др., 1983², 1988³]), известны алевритово-глинистые и песчано-гравийно-галечные среднеюрские отложения с горизонтами олистостром, содержащие сходный комплекс двустворок: *Retroceramus cf. bulunensis* Kosch., *Retroceramus vagt* Kosch., *Retroceramus ex gr. porrectus* Eichw., *Arctotis ex gr. lenaensis* Lah. Таким образом, эти отложения можно считать разновозрастными с верхней толщей в изученном нами районе.

Разрез байос-среднебатских отложений имеет регрессивное строение. Отсутствие несогласий в разрезе и резкой смены минерально-терригенных ассоциаций в песчаниках различных частей среднеюрского разреза свидетельствуют, что все изученные толщи, вероятнее всего, сформировались на едином этапе осадконакопления.

В отложениях нижней толщи отсутствуют свидетельства формирования осадков в глубоководных обстановках или в условиях склона (тонкоотмученные илы, знаки внедрения, механоглифы, конволютная слоистость, дистальные турбидиты [Обстановки ..., 1990] в разрезе не наблюдаются). Вероятнее всего, преимущественно алевритово-глинистая толща с прослоями тонкозернистых туффитов накопилась в спокойных относительно мелководных шельфовых условиях. Выше лежащие преимущественно песчаные толщи демонстрирует признаки мелководно-морских условий седиментации с активной гидродинамикой. Об этом свидетельствуют как разнообразные косые текстуры песчаников, так и находки в верхней толще раковин ретроцерамов, обитавших в мелководных шельфовых условиях. Плохая сортировка и хорошая окатанность гравийно-галечного материала в составе верхней толщи указывают на интенсивную волновую переработку псефитовых обломков.

Петрографические наблюдения позволили выяснить состав породных комплексов в источниках сноса обломочного материала для исследуемой области морской седиментации. В составе нижней и средней толщ песчаники характеризуются низкой структурно-вещественной зрелостью терригенного материала. Песчаники представлены полевошпатовыми лититовыми аренидами с незначительным содержанием кварца и высоким содержанием полевых шпатов и обломков пород (см. рис. 6а). Среди последних в нижней толще заметно преобладают обломки вулканитов (см. рис. 6а, дочерняя диаграмма). В средней толще в полевошпатовых литаренидах изменяется соотношение типов литокластов, и среди них появляются обломки известняков (см. рис. 6а дочерние диаграммы). Интерпретация подобного компонентного состава песчаников по В.Р. Дикинсону [Dickinson et al., 1983] предполагает существование активной или слабо эродированной островной дуги, в качестве главного источника обломочного материала (см. рис. 6б, 6в). Появление в более мелководных косослоистых песчаных отложениях средней толщи обломков известняков, вероятно, маркирует начало выведения в область эрозии карбонатных толщ Улахан-Тасского блока Омудевского террейна. Песчаные отложения верхней толщи отличаются от песчаников нижней и средней толщ преобладанием литокластов разнообразных внебассейновых известняков: микритовых, спаритовых, крупнокристаллических, органогенных (см. рис. 7в, 8к, 8л) — продуктов размыва и переотложения палеозойских карбонатных пород Улахан-Тасского блока Омудевского террейна. Песчаники с преобладанием внебассейновой карбонатной кластики относятся к кальклититам [Folk, 1974] (см. рис. 6а, дочерняя диаграмма). Кальклититовые толщи формируются при сочетании ряда факторов: воздымания в области сноса древних карбонатных массивов, высокой скорости их эрозии, короткого переноса до бассейна седиментации карбонатной кластики и быстрого ее захоронения [Folk, 1974; Петтиджон, 1981].

В публикациях [Caja et al., 2010; Creaser, 1977; Garzanti et al., 1995; Fontana et al., 1989; Weltje et al., 1996; Zuffa et al., 1980], которые посвящены кальклититам, их накопление всегда связывают с орогенезом, в том числе с разрушением и переотложением древних карбонатных пород, слагающих надвиговые пластины при формировании покровно-складчатых сооружений. Это согласуется с интерпретацией состава кальклититов по В.Р. Дикинсону [Dickinson et al., 1983], для которых источником сноса предполагается орогенная область (см. рис. 6в). Таким образом, верхняя толща, содержащая кальклититы, вероятнее всего, формировалась

в условиях быстрого воздымания Улахан-Тасского блока Омудевского террейна, служившего главным источником карбонатной кластики.

Присутствие во всех толщах сингенетического витрокластического материала указывает на постоянную, синхронную осадконакопление, эксплозивную деятельность на прилегающей суше. Во время накопления верхней толщи синхронная слабая эффузивно-эксплозивная деятельность, вероятно, происходила в непосредственной близости от области седиментации, что подтверждается присутствием маломощных пластов и линз риолитов и их туфов в разновозрастных отложениях, содержащих олистохромы на сопредельной к востоку территории.

Геохимическая характеристика среднеюрских песчаников дополняет интерпретацию литолого-петрографических наблюдений и уточняет палеотектоническую обстановку их накопления. Обедненность песчаников SiO_2 и низкие значения параметров Th/U (0.7–2.2), Th/Sc (0.3–0.5) и La/Th (0.1–0.4) (см. табл. 1) характерны для бассейнов, связанных с вулканическими дугами [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Предположению об андезибазальтовом (островодужном) источнике кластики не противоречит и слабовыраженный Eu минимум [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Для реконструкции палеотектонического режима осадконакопления информативны также соотношения Co, Th, Zr, Sc и La [Bhatia, Crook, 1986]. На диаграмме в координатах La–Th (см. рис. 9б) и треугольных диаграммах с вершинами Th–Sc–Zr/10, La–Th–Sc и Th–Co–Zr/10 (см. рис. 9в) все фигуративные точки, в том числе и кальклититов, располагаются в полях или близ полей характеризующих островодужные обстановки осадконакопления.

Суммируя результаты проведенных исследований, можно рассмотреть следующий сценарий эволюции обстановок осадконакопления в байосе — среднем бате на западной окраине Омудевского террейна. Отложения сформировались на едином седиментационном этапе на морском шельфе, непосредственно связанном с действующей вулканической островной дугой, которая заложились, вероятно, в ранней юре на Омудевском кратонном террейне и поставляла в восточную часть Оймяконского палеобассейна преимущественно обломки вулканогенных пород. Позднее, в процессе воздымания и эрозии Улахан-Тасского блока Омудевского террейна, сложенного преимущественно ниже-среднедевонскими карбонатными толщами, на прилегающий морской шельф началось поступление некоторого количества карбонатной кластики, а также обломков аргиллитов, вероятно,

также связанных с выведением в область эрозии и размывом верхнетриасовых тонкозернистых обломочных пород. В конце рассматриваемого этапа, не позднее среднего бата, накопление верхней толщи, содержащей кальклититы, также как и одновозрастной ей толщи, содержащей горизонты олистостром, было обусловлено началом горизонтальных тектонических движений, связанных с процессом амальгамации кратонных и островодужных террейнов, завершившейся формированием Колымо-Омолонского супертеррейна в позднем бате — келловее.

В седиментогенезе также участвовали дополнительные источники терригенного материала. Размыву, вероятно, подвергались разновозрастные метаморфические, вулканогенные и осадочные толщи других блоков Омuleвского террейна, а также, возможно, Омолонского и Приколымского террейнов, сблизившихся к байосскому веку. Сингенетичная мелкая и тонкая витрокластика, так же, как и описанные Г.В. Сониным [Сонин и др., 1983², 1988³] прослои риолитов и их туфов в составе толщи, содержащей олистостромы, были связаны с вулканическими центрами в пределах этой ранне-среднеюрской энсиалической вулканической дуги. Кроме этого, присутствие туфов и вулканогенно-осадочных отложений в нижне-среднеюрских толщах Нагонджинского террейна к западу от исследованной территории также подтверждает существование вулканической дуги в пределах Омuleвского террейна в ранне-среднеюрское время.

ВЫВОДЫ

1. В результате анализа биостратиграфических данных предшественников [Сонин, Агафонов, 1976¹; Сонин и др., 1983², 1988³] и собственных находок ретроцерамов возраст среднеюрских толщ кряжа Улахан-Сис, венчающих мезозойский разрез северо-восточного фланга Нагонджинского террейна, принимается нами как байос-среднебатский. Возраст синамальгамационной верхней толщи, содержащей кальклититы, так же, как и одновозрастной ей толщи, содержащей горизонты олистостром, на сопредельной к востоку территории, уточнен до позднего байоса — среднего бата.

2. Байос-среднебатские отложения накопились в шельфовой части Оймяконского палеобассейна, примыкающей к действующей вулканической островной дуге, которая существовала предположительно с ранней юры на Омuleвском кратонном террейне. В разрезе выделено три литологически различные толщи. Песчаники из нижних толщ относятся к полевошпатовым литаренитам, а из верхней толщи — к литаренитам с преобладанием

внебассейновой карбонатной кластики (кальклититам). Накопление кальклититовой толщи, и одновозрастной ей толщи, содержащей горизонты олистостром происходило синхронно горизонтальным тектоническим движениям, связанным с началом амальгамации кратонных и островодужных террейнов на этой территории.

3. Отсутствие в разрезе северо-восточного фланга Нагонджинского террейна верхнебатских и келловейских отложений, по-видимому, является косвенным свидетельством завершения формирования Колымо-Омолонского супертеррейна на рубеже батского и келловейского веков.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны всему коллективу сектора мелкомасштабных региональных геолого-съёмочных работ на территории ДФО Московского филиала ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского за обсуждение и конструктивные замечания в процессе подготовки материалов статьи. Особую благодарность за высокий профессионализм выражаем организатору полевых работ 2020 г. начальнику Оленегорской партии И.А. Котову и участникам экспедиции геологам Е.Д. Котовой, И.В. Абрамову и И.В. Сысоеву. Авторы также выражают благодарность М.А. Рогову за консультации и ценные замечания.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Аналитические работы выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-17-00197-П. Базовое финансирование осуществлено по госзаданию Геологического института РАН (Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амон Э.О., Вишневская В.С., Шульгина В.С. и др. Новые данные о пермских радиолариях восточной Якутии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. Вып. 1. С. 64–80.
- Архипов Ю.В., Волкодав И.Г. Офиолиты и олистостромы Верхояно-Кольмской складчатой системы // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 11. С. 177–185.
- Басов В.А., Бурдыкина М.Д., Вороховская А.И. и др. К стратиграфии мезозойских отложений Полоусного кряжа и прилегающих районов // Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1977. С. 5–15.
- Вишневская В.С., Шульгина В.С., Тарабукин В.П. и др. Новые палеонтологические находки в глубоководных отложениях Селенняхского хребта (восточная Якутия)

- требуют разработки новейших тектонических концепций // Современное состояние наук о Земле // Материалы Международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Геол. факультет МГУ, 2011. С. 2186–2190.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист R-(55)-57 – Нижнеколымск. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 163 с.
- Граувакки / Ред. В.Д. Шутов // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 238. М.: Наука, 1972. 345 с.
- Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Буслов М.М. и др.* Позднедокембрийские терригенные породы Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса: геохимия и данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1491–1506.
- Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю. и др.* Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. Т. 82. № 7. С. 6–15.
- Киселев Д.Н.* Аммониты и инфразональная стратиграфия бореального и суббореального бата и келловея // Труды ГИН РАН. Вып. 628. М.: ГЕОС, 2022. 667 с.
- Константиновский А.А., Липчанская Л.Н.* Строение и формации северной части Яно-Колымской складчатой системы (Якутия) // Геотектоника. 2011. № 6. С. 40–57.
- Левцкий В.И., Резницкий Л.З., Левцкий И.В.* Геохимия карбонатных пород в раннедокембрийских и фанерозойских метаморфических комплексах Восточной Сибири, Северо-Запада России, Памира // Геохимия. 2019. Т. 64. № 4. С. 409–426.
- Мизенс Г.А., Дуб С.А.* Редкоземельные элементы в отложениях карбонатных платформ на рубеже раннего и среднего карбона (Южный и Средний Урал) // ЕЖЕГОДНИК-2017 // Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 165. 2018. С. 136–143.
- Митта В.В., Сельцер В.Б.* Первые находки *Arctospherulitinae* (Ammonoidea) в юре юго-востока Русской платформы и корреляция бореального батского яруса со стандартной шкалой // Труды НИИГеологии. Новая серия. Т. X. Саратов, 2002. С. 12–39.
- Митта В.В.* О стратиграфии пограничных отложений байоса и бата (средняя юра) бассейна р. Ижма (европейский север России) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 5. С. 113–120.
- Меледина С.В.* О корреляции зон байоса и бата Сибири в свете новых палеонтологических данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 45–45.
- Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г. и др.* Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 2. 384 с.
- Оксман В.С.* Тектоника коллизинного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
- Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д. и др.* Офиолитовые пояса арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 62–75.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Прокопьев А.В., Оксман В.С.* Тектонические структуры зоны сочленения Нагонджинского террейна и Полоусного синклинория северо-востока Якутии // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 74–80.
- Прокопьев А.В.* Структурное строение и поздне-мезозойско-кайнозойская деформационная история юго-западной части Полоусного синклинория (северо-восток Якутии) // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 20–27.
- Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 215 с.
- Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
- Соколов С.Д.* Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука, 2001. 571 с.
- Третьяков Ф.Ф.* Террейны Верхоянского складчатонадвигового пояса (Восточная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24. № 4. С. 67–78.
- Урман О.С., Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С.* Стратиграфические диапазоны ретроцерамовых зон байоса-бата п-ова Юрюнг-Тумус (север Сибири) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2022. № 11. С. 21–28.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В. и др.* Комплексные зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумарктических корреляций // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1051–1074.

- Bhatia M.R., Crook K.A.W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contr. Miner. Petrol.* 1986. V. 921. P. 181–193.
- Caja M.A., Marfil R., Garcia D., et al.* Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the Eocene Hecho Group, Spanish Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a foreland basin // *Basin Research.* 2010. V. 22. P. 157–180. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00405.x>
- Creaser P.H.* Lithogenesis and diagnostic features of recent and ancient terrigenous limestones (calclithites) // Unpublished thesis manuscript guidelines. Canberra: Australian National University, 1977. 392 p. <https://doi.org/10.25911/5D666894BE567>
- De Lagausie B., Dzyuba O.S.* Biostratigraphy of the Bajocian-Bathonian boundary interval in northern Siberia: new data on belemnites from the Yuryung-Tumus peninsula // *Bulletin de la Société Géologique de France (Bull. Soc. Géol. Fr.)*. 2017. V. 188(1-2). P. 1–9.
- Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R., et al.* Provenance of North American sandstones in relation to tectonic setting // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1983. V. 94. P. 222–235.
- Folk R.L.* Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, TX: Hemphill Publishing Co., 1974. 182 p.
- Fontana D., Gaspare Zuffa G., Garzanti E.* The interaction of eustasy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain) // *Basin Research.* 1989. V. 2. P. 223–237.
- Garzanti E., Gnaccolini M., Jadoul F.* Anatomy of a semiarid coastal system: the Upper Carnian of Lombardy (Italy) // *Riv. Ital. Paleontol. Stratigraph.* 1995. V. 101(1). P. 17–36
- Nance W.B., Taylor S.R.* Rare earth element patterns and crustal evolution – I. Australian post-Archean sedimentary rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. P. 1539–1551.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // *US Geol. Survey prof. Paper.* 1626. 2001. 132 p.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The Composition of the Earth // *Chemical Geology.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Mitta V., Kostyleva V., Dzyuba O., et al.* Biostratigraphy and sedimentary settings of the Upper Bajocian–Bathonian in the vicinity of Saratov (Central Russia) // *N. Jb. Geol. Paläontol.* 2014. V. 271(1). P. 95–121.
- Morton N., Mitta V.V., Underhill J.R.* Ammonite occurrences in North Sea cores: implications for Jurassic Arctic – Mediterranean marine seaway connectivity // *Scot. J. Geol.* 2020. V. 56(2). P. 175–195.
- Weltje G.J., Van Ansenwoude S.O.K.J., De Boer P.L.* High-frequency detrital signals in Eocene fan-delta sandstones of mixed parentage (South-Central Pyrenees, Spain): A reconstruction of chemical weathering in transit // *SEPM J. Sed. Res.* 1996. V. 66. P. 119–130.
- Zhang K.-J., Qiu-Huan L., Yana L.-L. et al.* Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // *Earth-Sci. Rev.* 2017. P. 2–20.
- Zuffa G.G.* Hybrid arenites: their composition and classification // *J. Sed. Petrol.* 1980. V. 50(1). P. 21–29.

MIDDLE JURASSIC DEPOSITS OF ULAKHAN-SIS RIDGE (SAKHA REPUBLIC): BIOSTRATIGRAPHY, LITHOLOGICAL FEATURES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

V. V. Kostyleva^{1, *}, O. A. Lutikov¹, M. V. Gertseva², E. V. Vatrushkina¹, M. I. Tuchkova¹

¹ *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhovsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

² *Karpinsky Russian Geological Institute, Moscow branch, Marshal Tukhachevsky str., 32, bld. "A", Moscow, 123154 Russia*

* e-mail: kovikto@yandex.ru

The age and sedimentation conditions of the Middle Jurassic terrigenous deposits crowning the Mesozoic section of the northeastern flank of the Nagondzha terrane within the Ulakhan-Sis Ridge are discussed. Based on our own finds of retrocerams and analysis of biostratigraphic data of predecessors, we accept the age of the deposits as Bajocian–Middle Bathonian. Three lithologically different strata are identified in the section. Sandstones from the lower unit belong to feldspathic litharenites, and from the upper strata – to litharenites with a predominance of extrabasinal carbonate clastics (calclithites). Analysis of textural and structural features, mineralogical, petrographic composition and distribution of trace elements in litharenites suggests that all these strata had been accumulated in the shelf part of the paleobasin associated with an active volcanic island arc, which presumably existed from the Early Jurassic on the Omulevka craton terrane until the completion of the formation of Kolyma-Omolon microcontinent.

Keywords: Ulakhan-Sis Ridge, Nagondzha terrane, biostratigraphy, Bajocian, Middle Bathonian, litharenite, calclithites, REE, depositional environments, volcanic arc

УДК 55:551.76:552.5

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПОДНЯТИЯ АЛЬФА-МЕНДЕЛЕЕВА

© 2024 г. М. И. Тучкова^а *, С. Г. Сколотнев^а,
С. Д. Соколов^а, С. А. Сергеев^б

^а Геологический институт РАН (ГИН РАН),
Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^б Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),

Средний просп., В.О., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

* e-mail: tuchkova@ginras.ru

Поступила в редакцию 11.10.2023 г.

После доработки 15.11.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

В статье представлены новые данные сравнительного анализа осадочных пород с поднятия Менделеева (гора Шамшура) предположительно триасового возраста с песчаниками аптского возраста, полученных при подводном опробовании поднятия Альфа-Менделеева в ходе экспедиций 2012, 2014 и 2016 гг. Геохимические характеристики пород очень близки, и, как правило, данные образцов различного возраста формируют общие поля на различных диаграммах. Петрографическим методом установлено, что в песчаниках предположительно позднетриасового возраста, как и в песчаниках Чукотки и о. Врангеля, преобладают обломки сланцев и кислых эффузивов. В образцах аптского возраста доминируют обломки пород основного состава. Также резкие различия наблюдаются в характере возрастных спектров популяций обломочного циркона, свидетельствующие о принципиально различных питающих провинциях для песчаников триаса и мелового возраста поднятия Альфа-Менделеева. Образцы с подводной горы Шамшура характеризуются популяциями, аналогичными со спектрами из триасовых пород Чукотки и о. Врангеля, что указывает на наличие триасовых пород в этой части поднятия Менделеева.

Ключевые слова: поднятие Альфа-Менделеева, подводное опробование, осадочные породы, песчаники, петрография, геохимия

DOI: 10.31857/S0024497X24030063, EDN: хвркср

Подводное опробование поднятия Альфа-Менделеева проводилось в 2012, 2014 и 2016 гг., при помощи манипуляторов научно-исследовательской подводной лодки (НИПЛ) и отбора образцов с ле-докола с использованием грейфера, драги и буровой установки [Морозов и др., 2013; Сколотнев и др., 2017]. В коллекции образцов, полученных в этих экспедициях, установлено наличие осадочных и магматических пород. Осадочные породы представлены доломитами, известняками, кварцитопесчаниками и песчаниками. В некоторых образцах карбонатных пород удалось обнаружить фаунистические остатки, позволившие определить возраст вмещающих пород. По данным разных авторов осадочные породы формировались в стратиграфическом интервале от верхнего силура до перми [Kossovaya et al., 2018] или от верхнего ордовика до нижнего мела с несколькими перерывами

в осадконакоплении [Skolotnev et al., 2019; Сколотнев и др., 2022].

Из некоторых образцов обломочных пород коллекции 2012 г. были выделены детритовые цирконы и определен их изотопный U/Pb-возраст на масс-спектрометре SHRIMP в Изотопно-аналитическом центре ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). При этом в мелкозернистых песчаниках (образцы USO-4, SS-63, SS-65, данные ВСЕГЕИ), отобранных с горы Шамшура (рис. 1), выявлена многочисленная наиболее молодая популяция цирконов возрастного интервала 206–246 млн лет, что по аналогии с региональными данными позволило относить их поздне-триасовому стратиграфическому интервалу. Детальный петрографический и геохимический анализ этих образцов показал их большое сходство

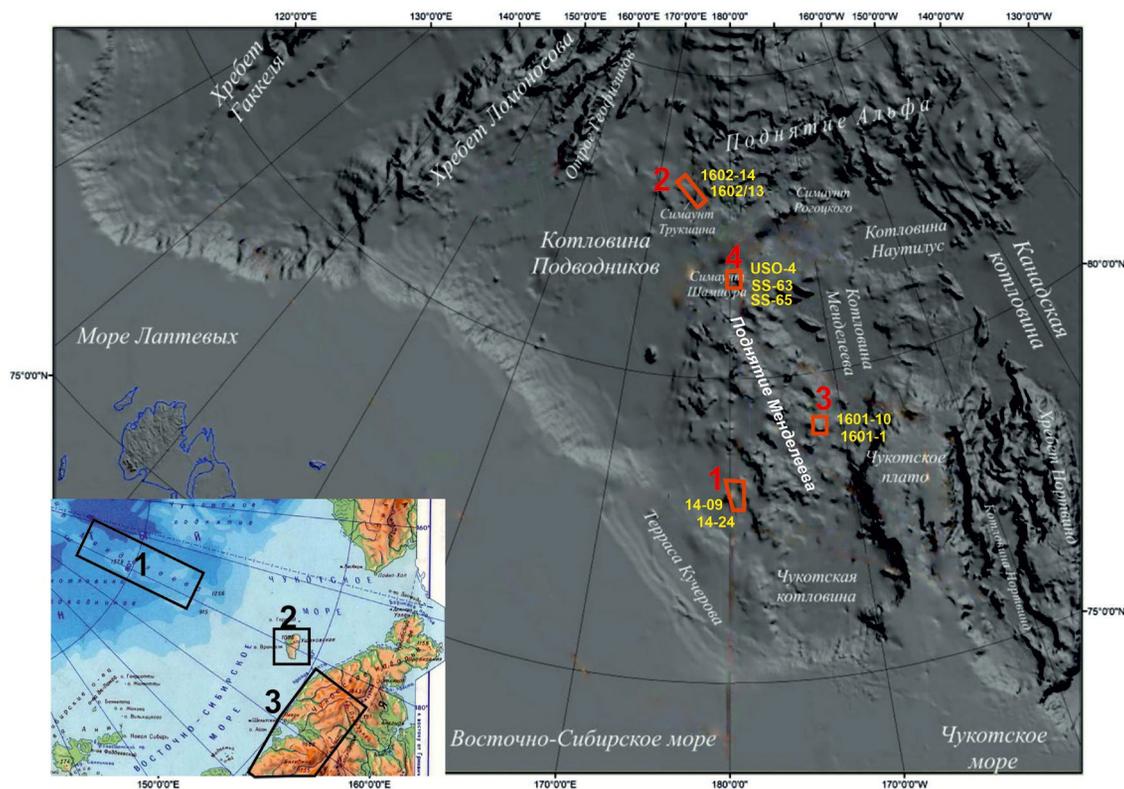


Рис. 1. Положение проанализированных образцов на географической карте Центральных Арктических поднятий, использована обзорная карта ИВСАО (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/>).

Положение полигонов детальных работ на поднятии Альфа-Менделеева показано красными четырехугольниками, использован рис. 1 из работы [Сколотнев и др., 2022]. Номера образцов показаны желтым цветом и соответствует положению в разрезе [Сколотнев и др., 2022].

На врезке: фрагмент географической карты арктического региона России с выделенными участками, образцы из которых были использованы в настоящей статье: 1 – поднятие Альфа-Менделеева, 2 – остров Врангеля, 3 – Чукотка.

с одновозрастными песчаниками о. Врангеля и Чукотки [Tuchkova et al., 2020]. Более того, удалось проследить закономерное обмеление позднетриасового осадочного бассейна с юга на север, и предположить близость континентальной суши к северо-востоку от поднятия Менделеева.

Позднее в экспедициях 2014 и 2016 гг. С.Г. Сколотневым на трех различных полигонах поднятия Альфа-Менделеева с помощью НИПЛ были отобраны образцы пород палеозойского и мелового возраста [Сколотнев и др., 2022]. Меловые песчаники в течение 2014 г. и 2016 г. собраны в юго-западной (образцы 14-09 и 14-24, полигон 1) и центральной (образцы 1601-1, 1601-10, полигон 3) частях поднятия Менделеева, а также с горы Трукшина (образец 1602-14, полигон 2) из приплюсней части хребта Альфа [Сколотнев и др., 2017, 2022]. В образце 1602-14 присутствуют палиноморфы баррем-аптского возраста [Skolotnev et al., 2019]. Для образцов 14-24 и 1602-14 меловой возраст определен на основании U–Pb-датирования

в Изотопно-аналитическом центре ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), так как в них присутствует молодая популяция цирконов в возрастном интервале 100–126 млн лет. Возраст молодой популяции цирконов и определенный по палиноморфам совпадает, для остальных 4 образцов (14-09, 1601-1, 1601-10, 1602-13) принадлежность к меловому стратиграфическому интервалу, установлено на том основании, что они пространственно и петрографически близки к меловым песчаникам.

В связи с тем, что петрографические характеристики меловых песчаников и песчанистых известняков весьма схожи с песчаниками горы Шамшюра, возникло сомнение в позднетриасовом возрасте образцов (USO-4, SS-63, SS-65), датированных ранее [Tuchkova et al., 2020]. Более того, аптские песчаники обнажаются незначительно выше палеозойских отложений (через 5–20 м), практически не оставляя пространства для расположения пород промежуточного возраста. В связи с этим при дополнительных исследованиях, направленных

на детализацию состава и возраста мезозойских песчаников поднятия Альфа-Менделеева, результаты которых представлены в настоящей статье, также решалась задача подтвердить или опровергнуть триасовый возраст образцов с горы Шамшура.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Все проанализированные песчаники мелкозернистые, с карбонатным цементом, в минеральном составе доминируют кварцевые зерна, часть которых остроугольные (рис. 2).

Относимые к триасу мелкозернистые песчаники горы Шамшура кварц-полевошпатового состава (обр. USO-4, SS-63, SS-65, табл. 1), имеют карбонатный базальный цемент, участками кальцитового или доломитового составов. В породообразующих компонентах преобладает кварц (41–56%), полевой шпат (11–28%) и обломки пород (31–45%): кристаллических сланцев, гранитов и эффузивов кислого и основного состава, содержание слюд от 1 до 4%. В обломках основных эффузивов вулканическое стекло хлоритизировано. Среди зерен обломочного кварца встречается от 15 до 31% с микротрещинами, выполненными смесью глинистых минералов, полевые шпаты могут быть замещены каолинитом по периферии и в центральной части зерна [Tuchkova et al., 2020].

Меловые песчаники характеризуются кварцевым или кварц-полевошпатовым составом (см. табл. 1), среди них выделены: известковистые песчаники (обр. 14-24, 1602-13, 1602-14); глинистые песчаники (1601-1 и 1601-10); и промежуточный тип известково-глинистые песчаники (обр. 14-09) [Сколотнев и др., 2022]. В шлифах отмечен базальный карбонатный цемент, количество которого в обр. 14-24 и 1602-14, составляет 20–40% от площади шлифа. В образцах 1601-10 и 14-09 количество цемента существенно меньше и не превышает 15–20% от площади шлифа. В обр. 1602-13 в отдельных участках шлифа количество карбоната доминирует и может составлять около 90%, хотя в целом в образце соотношение терригенной и карбонатной составляющей примерно одинаково [Сколотнев и др., 2022]. В шлифах наблюдается микрослоистость, иногда градиционная (обр. 1601-10), с линзами и слойками алевритовых глин. Фрагменты алевритовых глин представлены неправильной формы агрегатами смектит-хлоритового состава, которые как бы “затекают” в промежутки между зернами, создавая эффект цемента. В этих фрагментах также содержится некоторое

количество обломочных зерен, размер которых не превышает 0.05 мм.

В составе песчаников доминирует кварц, часто остроугольный (см. рис. 2а, 2б), с размером зерен 0.05–0.15 мм, редко встречаются более крупные (0.2–0.22 мм) полуокатанные зерна, с реликтами регенерационной каймы. Кварцевые зерна с микротрещинами, характерные для песчаников горы Шамшура (USO-4 и SS-65), в образцах мелового возраста практически не встречаются, хотя несколько подобных зерен отмечены в обр. 1601-10. Помимо кварца, в песчаниках отмечаются плагиоклазы среднего состава, микроклин и сростки микроклин-плагиоклаз. Также установлены дегидратированный биотит (обр. 1601-10, 1602-14), или биотит и мусковит (обр. 14-24), редко встречаются зерна пироксена (обр. 1601-10), сростки полевой шпат–пироксен, обломки вулканического стекла, замещенного хлоритом, и обломки с микролитовой структурой (обр. 1602-14). В обр. 14-09 отмечено высокое содержание обломков пород, основная масса которых замещена хлоритом, что затрудняет их диагностику. Однако реликты первичной структуры позволяет отнести их к разряду вулкаников (см. табл. 1), хотя определить их типовую принадлежность затруднительно из-за небольшого размера обломков. В шлифах отмечено высокое содержание минералов тяжелой фракции и изотропных агрегатов гидроокислов железа разнообразной формы, вероятно, замещающих слабо литифицированные фрагменты глин (размером около 0.1 мм), образовавшихся вместе с осадком, о чем свидетельствует их структурное положение в породе. Также наблюдаются достаточно крупные агрегаты (размером 0.3–1 мм) органического вещества округлой или неправильной формы, хаотично распределенные в породе.

Образец 1602-13 (полигон 2) представлен известковистым песчаником со следами биотурбации (см. рис. 2г) и терригенной примесью в количестве 10–15%, размер зерен составляет 0.03–0.05 мм. В шлифе наблюдается тонкая микрослоистость, с чередованием более темных и более светлых полос. К светлым полосам приурочены угловатые обломки кварца, таблитчатые плагиоклазы среднего состава, мусковитоподобные слюды и агрегаты гидроокислов железа. Для темных полос характерно повышенное содержание органического вещества разного размера и формы и комковатые мелкие агрегаты карбоната размером 0.01–0.03 мм.

На классификационной диаграмме состава породообразующих компонентов Ф. Петтиджона [Pettijohn, 1975] (рис. 3а) проанализированные образцы располагаются в полях субаркозовых

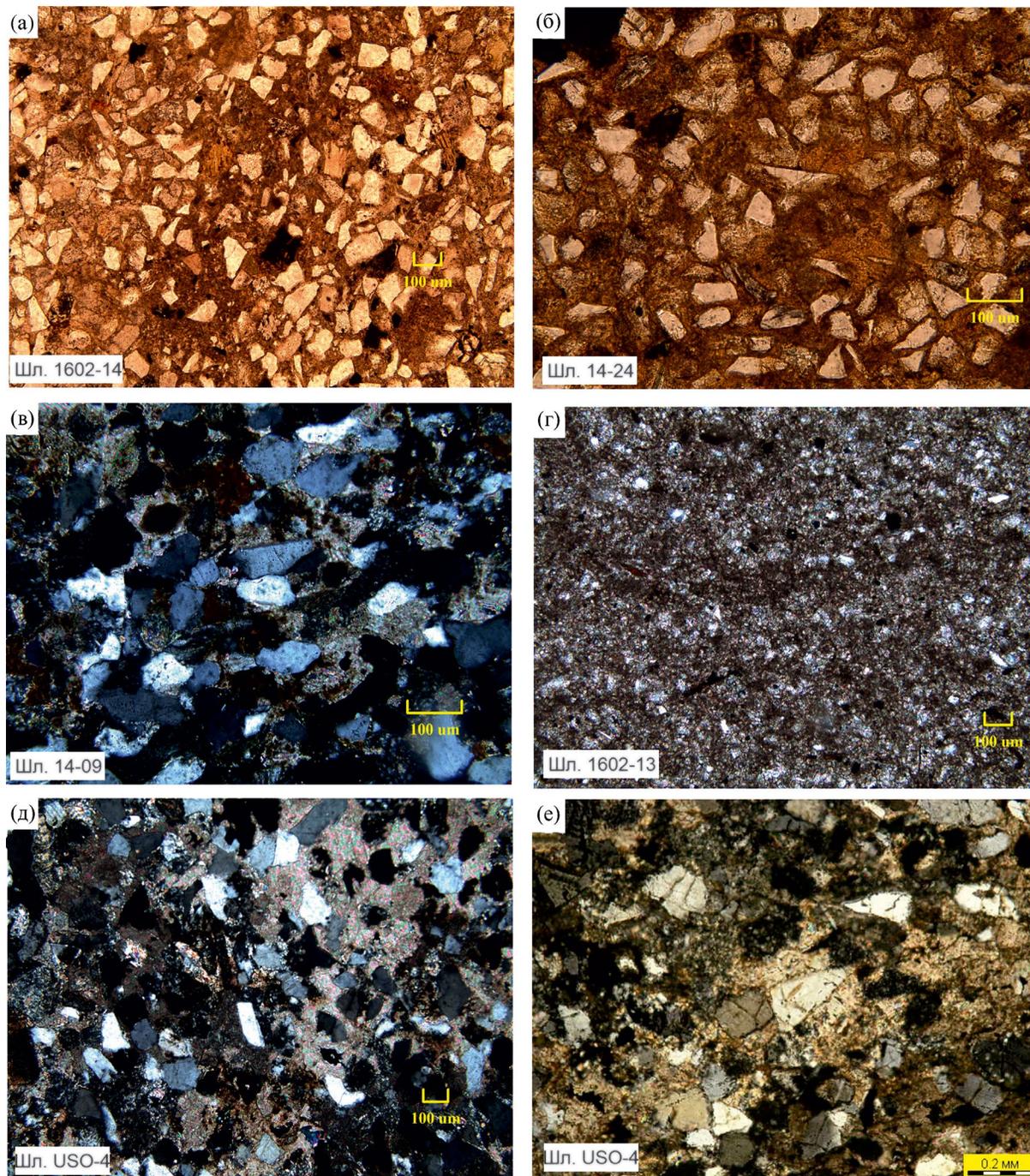


Рис. 2. Микрофотографии песчаников поднятия Альфа-Менделеева.

а – кварц-полевошпатовый хорошо сортированный песчаник с базальным цементом смектит-хлоритового состава, замещенным кальцитом. Много угловатых кварцевых зерен с острыми краями, обр. 1602-14, без анализатора; б – мелкозернистый кварц-полевошпатовый алевропесчаник, сцементированный смектит-хлоритовой массой, замещенной кальцитом. Кварцевые зерна преимущественно остроугольные, обр. 14-24, без анализатора; в – мелкозернистый кварц-полевошпатовый песчаник, сцементированный агрегатами гидроокислов железа и железистым карбонатом, кварцевые зерна преимущественно округлые и остроугольные со сглаженными краями, корродированные железистым карбонатом, обр. 14-09, с анализатором; г – известняк микритовый с терригенной примесью в количестве 10–15%, наблюдается микрослоистость и следы биотурбаций, обр. 1602-13, без анализатора; д – кварц-полевошпатовый алевропесчаник с базальным кальцитовым и доломитовым цементом, участками корродирующим зерна. Кварцевые зерна округлые, редко угловатые корродированные, редко встречаются зерна кварца с микротрещинами обр. USO-4; е – кварц-полевошпатовый алевропесчаник с остроугольными кварцевыми зернами с микротрещинами, обр. USO-4.

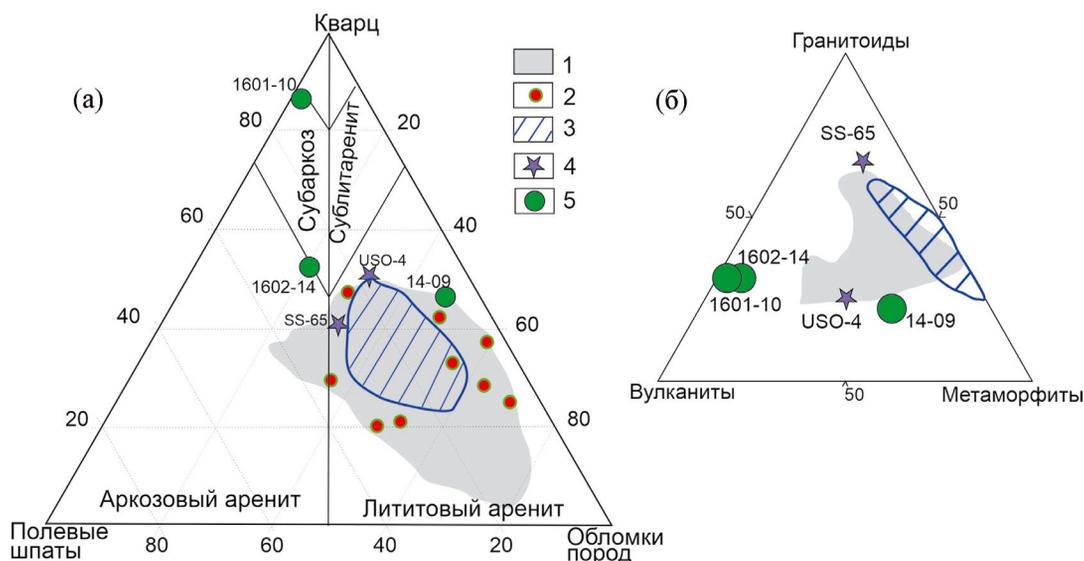
Таблица 1. Минеральный состав песчаников поднятия Альфа-Менделеева

Породообразующие компоненты	Номера образцов				
	USO-4	SS-65	1602-14	1601-10	14-09
Кварц	56 (55.8%)	52 (41.3%)	148 (53.6%)	186 (79.8%)	92 (39.5%)
Полевые шпаты	14 (10.9%)	35 (27.8%)	68 (24.6%)	22 (9.44%)	11 (4.7%)
Сланцы слюдястые и хлоритовые	20	6	2	—	21
Обломки с хлоритом в массе	—	—	—	—	0
Эффузивы кислые	11	2	5		10
Эффузивы основные	8		29	2	58
Гранитоиды	11	20	15	1	24
Кремни	3	—	2	—	3
Слюда	5 (3.9%)	1 (0.8%)	7 (2.5%)	5 (2.14%)	12 (5%)
Аксессуарные минералы	3	—	4	—	—
Фрагменты алевро-аргиллита синседиментационные	—	10	—	17	2
Всего обломков пород	58 (45.3%)	39 (30.9%)	60 (21.7%)	25 (10.7%)	130 (55.8%)
Сумма подсчитанных зерен	131	126	280	233	233

песчаников (обр. 1601-10), аркозовых (обр. 1602-14) и лититовых аренитов (обр. 14-09, USO-4 и SS-65).

На диаграмме, в вершинах которой обозначены обломки эффузивов, метаморфических пород и гранитоидов, проанализированные образцы формируют разные группы (см. рис. 3б): одна с минимальным содержанием обломков вулканитов, другая характеризуется их высоким содержанием. К первой группе относятся

образцы триасовых пород Чукотки и о. Врангеля. К этой же группе относится и образец USO-4, при этом особняком расположен обр. SS-65, который характеризуется высоким содержанием обломков гранитоидов. Образцы второй группы, с высоким содержанием обломков вулканитов, сформировали отдельный кластер песчаников мелового возраста поднятия Альфа-Менделеева.

**Рис. 3.** Диаграммы состава песчаников.

а – классификационная диаграмма песчаников (Кварц–Полевые шпаты–Обломки пород), поля проведены по классификационной диаграмме [Pettijohn, 1975]; б – соотношение обломков пород в составе песчаников.

1 – поле состава верхнетриасовых песчаников Чукотки (по [Тучкова и др., 2023]); 2 – песчаники нижнего-среднего триаса Чукотки (по [Тучкова и др., 2023]); 3 – поле состава верхнетриасовых песчаников о. Врангеля (по [Тучкова и др., 2023]); 4 – состав условно триасовых песчаников поднятия Альфа-Менделеева (г. Шамшюра); 5 – состав меловых песчаников поднятия Альфа-Менделеева.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Концентрации редкоземельных элементов в составе меловых песчаников определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) с использованием масс спектрометра "Element2" в ГИН РАН. Редкоземельные элементы в песчаниках триаса и острова Врангеля определены тем же методом в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа под руководством В.К. Карандашева.

На диаграмме Th/Sc–Zr/Sc [McLennan et al., 1993] образцы располагаются в поле, отражающем рециклинг осадочных пород, за исключением образца 14-09, который находится в поле состава источников сноса, что позволяет предполагать в нем более высокое содержание обломков вулканических пород. На основании высокого/низкого соотношения Zr/Sc, высокое значение которого отражает размыв зрелой континентальной коры, в проанализированных образцах выделяется две группы (рис. 4а): группа с более высоким содержанием Zr/Sc, расположенных в поле рециклинга (образцы полигона 3, 1601-1, 1601-10) и группа с вариациями составов, которые очень близки между собой и практически совпадают с полем образцов верхнего триаса Чукотки и о. Врангеля (образцы USO-4, 14-24, 1602-14 и 14-09). При этом необходимо отметить, что в образцах 14-24 и 1602-14 обнаружены популяции цирконов, позволяющие отнести эти образцы к меловому стратиграфическому интервалу.

Влияние континентальной коры на осадконакопление отражает соотношение Th/U [McLennan et al., 1993], а соотношения Th–Th/U на диаграмме (см. рис. 4б) позволяет проследить тренд выветривания в питающей провинции. На диаграмме Th–Th/U в образцах USO-4, 1601-1, 1602-14 и 14-24 отношение Th/U выше 3.8, что характерно для размыва верхней континентальной коры (UCC), и они располагаются в поле верхнетриасовых пород Чукотки и о. Врангеля. Положение образца 1601-1, смещенное в сторону более высокой концентрации Th, указывает на более интенсивное выветривание в питающей провинции или размыв рециклированных пород. Вероятнее предполагать второе, так как на графике Th/Sc–Zr/Sc этот образец занимает положение, соответствующее максимальному уровню переотложения обломочного материала среди проанализированных образцов. Два образца 14-09

и 1601-10 располагаются ниже линии 3.8, что, скорее всего, указывает на размыв преимущественно вулканогенных пород, но с разным уровнем выветривания в питающей провинции (повышенным в обр. 1601-10 и пониженным в обр. 14-09).

Для анализа состава размываемых пород были использованы диаграммы, отражающие тип источников сноса по соотношению различных элементов. На диаграмме La/Th–Hf (см. рис 4в), проанализированные образцы занимают разные позиции – 4 образца (образцы USO-4, 1602-14, 14-24 и 14-09) расположены в поле источника смешанного основного – кислого состава, 2 образца (образцы 1601-1, 1601-10) относятся к полю влияния источника пассивной континентальной окраины. Образцы USO-4 и 14-09 расположены рядом в поле смешанных пород основного–кислого состава и почти совпадают с полями верхнетриасовых песчаников Чукотки и о. Врангеля.

На диаграмме Co/Th–La/Sc, отражающей соотношение источников гранодиоритового, основного и кислого состава [Gu et al., 2002], проанализированные образцы нижнего мела поднятия Альфа–Менделеева совпадают с полями триасовых отложений о. Врангеля и Чукотки и располагаются в поле влияния гранодиоритовых пород (см. рис. 4г).

На диаграмме TiO₂–Zr [Hayashi et al., 1997] образцы разделились на две группы, в одной, представленной продуктами размыва пород среднего состава, расположились фигуративные точки образцов триасового возраста Чукотки и о. Врангеля (см. рис. 4д). В другом поле, представленным продуктами размыва пород фельзитового состава – находятся образцы мелового возраста. Данное распределение фигуративных точек меловых пород поднятия Альфа–Менделеева выглядит немногим странно, так как в этих образцах присутствуют продукты разрушения вулканитов основного состава [Сколотнев и др., 2022]. По-видимому, данный факт объясняется преимущественно кварц-полевошпатовым составом терригенной составляющей песчаников, сформированных в результате влияния речного стока [Сколотнев и др., 2022]. Отметим, что на этой диаграмме образцы 14–09 и USO-4 оказались рядом и тяготеют к полю триасовых пород.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) во всех изученных образцах имеет схожую картину – как на графике, где образцы нормированы на PAAS, так и на графике с нормированием на хондрит (рис. 5а, 5б). Образцы незначительно отличаются по уровню концентраций РЗЭ, при этом кривая спектра образца USO-4 занимает

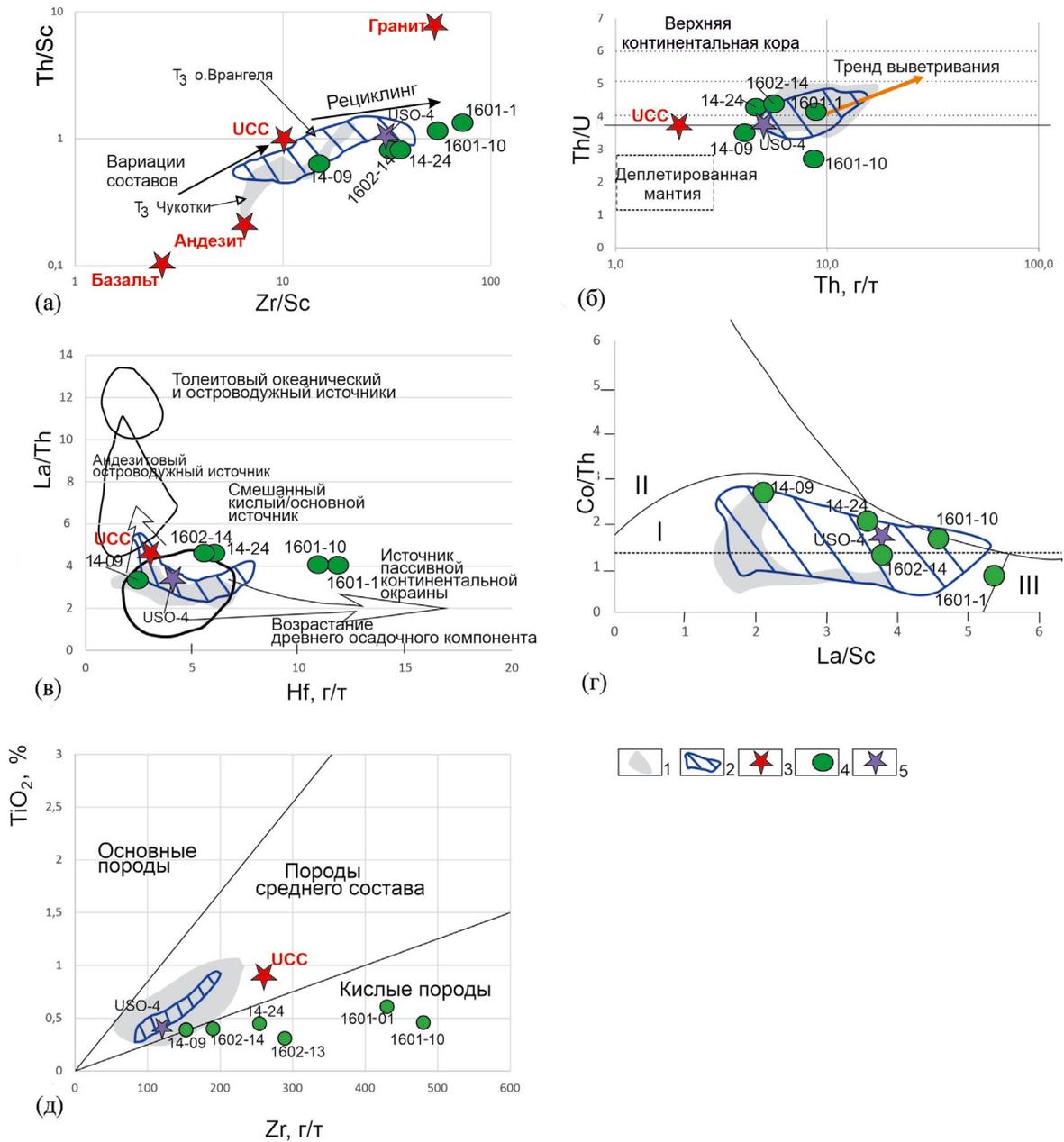


Рис. 4. Геохимические диаграммы составов проанализированных меловых образцов поднятия Менделеева в сравнении с породами триаса Чукотки и о. Врангеля, построенные по соотношениям разных элементов. а – диаграмма соотношения $Th/Sc-Zr/Sc$, иллюстрирующая степень рециклирования обломочного материала (диаграмма из работ [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Taylor, McLennan, 1995]); б – диаграмма $Th/U-Th$, иллюстрирующая тренд выветривания обломочного материала, горизонтальная линия соотношения $Th/U = 3.8$ показывает значение среднего соотношения Th/U в составе верхней континентальной коры (UCC); в – диаграмма $La/Th-Hf$, отражающая разные типы источников сноса, классификационные поля (из работы [Floyd, Leveridge, 1987]); г – диаграмма $Co/Th-La/Sc$, отражающая влияние различных источников сноса на осадконакопление, римские цифры означают: I – размыв гранодиоритов или пород, близких к среднему составу континентальной коры, II – увеличение роли основных пород, III – увеличение роли кислых пород, классификационные поля (из работы [Gu et al., 2002]); д – диаграмма соотношения TiO_2-Zr [Hayashi et al., 1997], содержание TiO_2 (из работы [Сколотнев и др., 2022]) (см. табл. 1).

1 – поле составов песчаников верхнего триаса Чукотки; 2 – поле составов верхнего триаса о. Врангеля; 3 – средние составы: верхней континентальной коры (UCC) (из работы [Geochemistry ..., 2003]), средний протерозойский гранит и гранодиорит (из работы [Condie, 1993]); 4 – меловые отложения поднятия Менделеева (по данным [Сколотнев и др., 2022]); 5 – условно триасовый образец USO-4 с г. Шамшур.

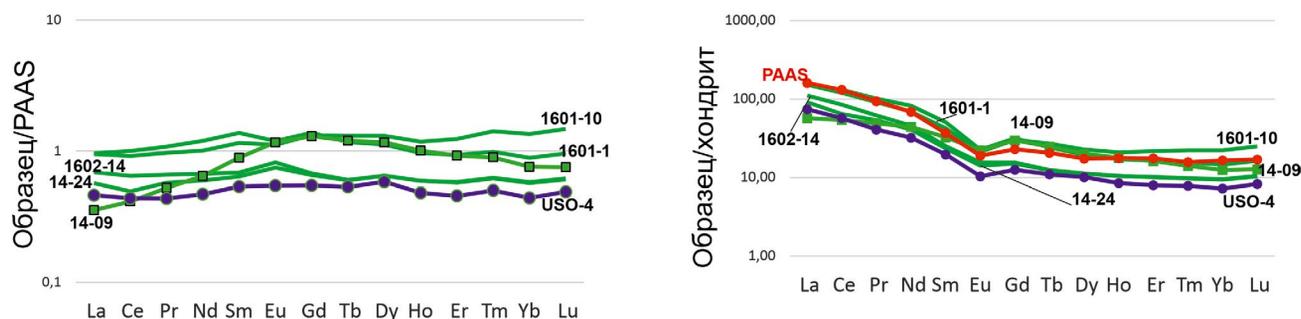


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в проанализированных образцах, нормированных на постархейский австралийский сланец (ПААС) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] и на хондрит [Sun, McDonough, 1989].

самую нижнюю позицию, отражая наиболее низкие содержания этих элементов в нем; а наиболее высокие концентрации РЗЭ наблюдаются в образцах 1601-1, 1601-10. Заметим, что график образца 14-09 на диаграмме с нормированием на ПААС отличается от других образцов (см. рис. 5а). Линия спектра данного образца постепенно поднимается от тяжелых к средним землям и затем последовательно и быстро снижается в области легких земель, что указывает на мафитовый компонент, представленный высоким содержанием обломков эффузивов в обр. 14-09 (см. табл. 1).

Другой важной характеристикой РЗЭ является европиевая аномалия, которая рассчитывается, как $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n * Gd_n)^{1/2}$ и показывает разницу между фактическим содержанием европия (Eu) и расчетным при распределении РЗЭ. Для верхней континентальной коры распределение Eu/Eu^* обычно составляет 0.6–0.7 [Condie, 1993; McLennan et al., 1993, *Geochemistry ...*, 2003]. Во всех проанализированных образцах величина Eu/Eu^* меняется незначительно и составляет 0.62–0.68 (табл. 2), при этом минимальное (0.62), установлено в образцах о. Врангеля, а максимальное (0.69) в образцах Чукотки, в обр. USO-4 это соотношение 0.66, а в меловых образцах поднятия Менделеева среднее соотношение $Eu/Eu^* = 0.68$.

U–Pb-датирование. В обр. USO-4 наиболее многочисленная популяция обломочных цирконов охватывает интервал 206–424 млн лет с пиками 206, 234, 253, 301, 404 млн лет. Более древние цирконы представлены единичными зернами в интервале от 548 до 2500 млн лет. Охарактеризованный возрастной спектр очень близок возрастным спектрам из поздне триасовых песчаников Чукотки, о. Врангеля и Западной Аляски [Miller et al., 2010]. В двух других образцах (SS-63 и SS-65) было выделено очень небольшое количество зерен (14 и 20 соответственно), которые объединились в популяции

следующих возрастов 244 ± 5 , 300–350, 400, 440–500, 700, 1804 ± 20 – обр. SS-63 и $220-240 \pm 4$, 314 ± 7 , 405–415 ± 8 , 550, 1843 ± 19 , при этом древний возраст представлен 1–2 зернами.

В меловых песчаниках (образцы 14-24 и 1602-14) проанализировано не менее 200 зерен циркона в каждом. Возрастные спектры циркона принципиально отличаются от спектров образца USO-4. В образцах 14-24 и 1602-14 в популяции самых молодых зерен встречены раннемеловые цирконы в возрастном интервале 100–126 млн лет, однако количество таких зерен составляет не более 4–6 зерен на образец. Также в единичных количествах встречены зерна широкого возрастного интервала с пиком на 150 млн лет. В более древних популяциях присутствуют: кластер с герцинским пиком 270–300 млн лет, иногда осложненным более слабым пиком 250 млн лет; кластер с раннекаледонским пиком 500 млн лет, кластер с пиком 1900 млн лет и кластер с пиком 2670 млн лет. Отметим, что диаграммы популяций циркона у всех меловых песчаников заметно разнятся – соотношения между популяциями в разных образцах разные: могут доминировать и герцинский, и протерозойский и архейский кластеры. Тем не менее, явное преобладание древних зерен над позднепалеозойско-раннемезозойскими в образцах 14-24 и 1602-14 свидетельствует о принципиально различных структурно-тектонических источниках сноса между этими образцами с одной стороны и образца USO-4, в котором этот возрастной интервал практически отсутствует, с другой стороны, что является веским доводом в пользу утверждения об их различном возрасте.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На диаграмме состава породообразующих компонентов (см. рис. 3а) меловые песчаники (обр. 1602-14 и 1601-10) занимают пограничные

Таблица 2. Содержание РЗЭ и элементов-примесей в исследуемых образцах

Шифр пробы	1601-1	1601-10	1602-14	14-24	14-09	USO-4
Sc	6.8	7.9	6.9	6.1	6.3	4.6
Cr	32	44	43	35	26	107.0
Co	7.4	14.4	7.3	24	11.0	8.6
Ni	17.2	75.1	17.6	25	26	15.7
Sr	48	63	528	365	108	116.0
Y	27	34	17.1	17.2	31	13.1
Zr	496	460	240	251	96	153.0
La	36	36	26	22	13.5	17.5
Ce	80	73	52	39	33	34.9
Pr	9.6	8.6	5.9	5.1	4.7	3.9
Nd	38	32	21	19.1	21	15.0
Sm	7.7	6.5	3.8	3.6	5.0	3.0
Eu	1.31	1.23	0.90	0.82	1.28	0.6
Gd	6.5	62	3.2	3.1	6.1	2.6
Tb	0.90	1.01	0.46	0.46	0.92	0.4
Dy	4.9	5.8	2.8	2.8	5.1	2.6
Ho	0.96	1.18	0.59	0.59	1.01	0.5
Er	2.7	3.6	1.69	1.66	2.7	1.3
Tm	0.39	0.56	0.25	0.25	0.36	0.2
Yb	2.5	3.8	1.62	1.60	2.1	1.2
Lu	0.41	0.63	0.27	0.26	0.32	0.2
Hf	11.6	10.8	5.5	5.8	2.4	4.1
Th	8.9	8.7	5.6	4.6	4.1	5.0
U	2.2	3.2	1.28	1.08	1.17	1.3

участки поля субаркоз, при этом обр. 1601-10 характеризуется более высоким содержанием кварцевой составляющей. Образец 14-09 из полигона 2, располагается на границе поля триасовых пород Чукотки. Также как и обр. 14-09, песчаники с горы Шамшура (обр. SS-65, USO-4), располагаются на краю выделенного поля триасовых образцов Чукотки – о. Врангеля, но наиболее близки к полю составов триасовых песчаников о. Врангеля. На дочерней диаграмме обломков пород, в вершинах которой находятся содержания вулканических, метаморфических и гранитоидных пород, образцы SS-85 и USO-4, располагаются на границе полей триасовых образцов (см. рис. 3б). Тогда как образцы мелового возраста формируют отдельный кластер, отличный от поля триасовых пород (см. рис. 3б), и характеризуются высоким содержанием обломков вулкаников. Необходимо отметить, что

в образцах песчаников мелового возраста зерна кварца с микротрещинами практически не обнаружены, тогда как для песчаников горы Шамшура количество таких зерен значительно и составляет около одной трети от общего количества кварцевых зерен [Tuchkova et al., 2020].

По геохимическим данным образцы мелового возраста, как и образцы горы Шамшура (обр. SS-65, USO-4), различаются несущественно, располагаясь внутри или близко к полям триасовых пород Чукотки и о. Врангеля, что хорошо видно на рис. 4а–4г. При этом образцы полигона 3 (обр. 1601-10 и 1601-1) характеризуются как повышенным содержанием Zr/Sc, так и повышенным содержанием Hf (см. рис. 4в), свидетельствующих о высоком содержании рециклированных пород в питающей провинции для образцов восточного полигона 3. Интенсивность выветривания в области размываемых источников сноса различна, от умеренной до низкой, что указывает на дифференцированные обстановки в области питающих провинций. Для обр. USO-4 в питающей провинции предполагаются породы среднего и кислого состава, аналогичные по составу верхней континентальной коре и низкое содержание пород мафитового ряда. Все образцы мелового возраста характеризуются существенно более высоким содержанием вулканогенного материала, что подтверждается петрографическими данными.

Для меловых образцов поднятия Альфа-Менделеева предполагаются весьма мелководные обстановки осадконакопления [Сколотнев и др., 2022], что подтверждается микротекстурой биотурбации, отмеченной в известняке обр. 1602-13, слоистостью в образцах 14-09, 14-24, наличием брекчиевой текстуры (обр. 1602-14) [Сколотнев и др., 2022]. Обстановки условно триасовых образцов горы Шамшура (образцы USO-4, SS-63, SS-65) также предполагаются мелководные [Tuchkova et al., 2020].

Согласно диаграмме кварц – полевые шпаты – обломки пород (см. рис. 3а) отмечается некоторая близость образцов USO-4 и SS-65 с образцами мелового возраста (образцы 1602-14 и 14-09), но по содержанию обломков вулкаников (см. рис. 3б) отмечается их существенное различие. Однако отличия в составе породообразующих компонентов не отражаются кардинально в геохимических показателях. Величина Eu/Eu^* в меловых и триасовых образцах отличается незначительно. На большинстве геохимических диаграмм обр. USO-4 объединяется в одну группу вместе с меловыми песчаниками 14-24 и 1602-14. Спектры РЗЭ всех проанализированных образцов представляют единую группу

за исключением образца 14-09, который отличается от них по типу распределения РЗЭ, отражающим повышенное содержание в нем мафитового компонента. Распределение фигуративных точек песчаников поднятия Альфа-Менделеева мелового возраста на разных геохимических диаграммах совпадают с полями триасовых песчаников о. Врангеля и Чукотки (см. рис. 4а–4г). Исключением является диаграмма соотношений TiO_2-Zr (см. рис. 4д), где они формируют отдельный кластер, отличающийся от полей триасовых пород и обр. USO-4. Все перечисленное может указывать на частичный размыв триасовых пород при осадконакоплении меловых песчаников, однако для подобного утверждения требуются дополнительные исследования.

Веским доводом в пользу утверждения, что образцы USO-4, SS-63 и SS-65 имеют возраст, отличный от возраста меловых песчаников, являются резкие различия в характере возрастных спектров детритовых зерен циркона, выделенных из этих образцов, и свидетельствующих о принципиально разных типах питающих провинций. Близость возрастных спектров цирконов из образцов USO-4, SS-63 и SS-65 таковым из триасовых песчаников Чукотки, о. Врангеля и Западной Аляски позволяет сделать заключение о поздне триасовом возрасте образцов USO-4, SS-63 и SS-65.

Поздне триасовые песчаники найдены на горе Шамшура и не обнаружены на трех других полигонах, опробованных в 2014 и 2016 гг. [Сколотнев и др., 2017, 2022; Skolotnev et al., 2019], при этом в разрезе опробованного склона в юго-западной части поднятия Менделеева меловые песчаники залегают на среднепалеозойских породах, не оставляя места для триасовых отложений. Это может объясняться или тем, что триасовые песчаники имеют локальное распространение только в окрестностях горы Шамшура, или же недостаточным опробованием, при котором породы данного возрастного интервала не были отобраны.

ВЫВОДЫ

Проанализированные песчаные породы поднятия Альфа-Менделеева триасового и мелового возраста достаточно близки между собой по геохимическим характеристикам. Триасовые и меловые песчаники различаются по петрографическим данным, формируя два различных поля на диаграмме состава обломков пород. Еще одним из важных различий является почти полное отсутствие кварцевых зерен с микротрещинами в песчаниках апта, при этом в песчаниках с горы Шамшура количество таких кварцевых зерен может превышать

30%. Также установлено различие в составах питающих провинций по результатам изотопного U–Pb-датирования детритовых цирконов, выделенных из песчаников. Для меловых характерно преобладание древних популяций над позднепалеозойско-раннемезозойскими и наличие популяции в интервале 100–126 млн лет. Для триасовых песчаников перчисленные популяции отсутствуют.

В связи с перечисленным можно считать доказанным триасовый возраст песчаников горы Шамшура в приполюсной части поднятия Менделеева; отметить существенные различия в литологических характеристиках меловых и триасовых песчаников поднятия Альфа-Менделеева; и предположить, что триасовые отложения в этой части Арктики не имеют широкого распространения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи искренне благодарят сотрудников Всероссийского научно-исследовательского геологического института им А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) за предоставленные материалы. Также авторы чрезвычайно признательны анонимным рецензентам, замечания которых помогли улучшить текст и формулировки статьи.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке: отбор образцов осуществлялся при финансовой поддержке ЗАО “Геослужба ГИН РАН” (обр. 14-09, 1601-10, 12-14 и 2-13) и в рамках экспедиции “Арктика-2012” ВСЕГЕИ (обр. USO-4, SS-63, SS-65), гранта РНФ № 20-17-000197-П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области центрально-арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.

Сколотнев С.Г., Фрейман С.И., Хисамутдинова А.И., Ермолаев Б.В., Окнина О.И., Сколотнева Т.С. Осадочные породы фундамента поднятия Альфа-Менделеева в Се-

- верном Ледовитом океане // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 2. С. 136–160.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тучкова М.И., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Костылева В.В., Ватрушкина Е.В. Литологические характеристики верхнетриасовых осадочных пород Чукотки и о. Врангеля и взаимосвязи с одновозрастными образованиями Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2023. № 3. С. 327–351.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. P. 531–542.
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Ed. D.R. Lenz // Geotext 4. 2003. 184 p.
- Gu X.X., Liu J.M., Zheng M.H., Tang J.X., Qi L. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan South China: geochemical evidence // J. of Sediment. Res. 2002. V. 72. P. 393–407.
- Hayashi K., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H. Geochemistry of 1.9 Ga sedimentary Rocks from Northeastern Labrador, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 4115–4137.
- [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00214-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00214-7)
- Kossovaya O.L., Tolmacheva T. Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Miroyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A. Paleozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (eastern Arctic): A study of dredged seafloor material // J. of Geodynamics. 2018. V. 120. P. 23–44.
- <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.001>
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. V. 284. P. 21–40.
- Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S. Stratigraphy and U–Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: implications for Arctic paleogeography // American Association of Petroleum Geologists Bulletin 94. 2010. P. 665–692.
- Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks. N. Y.: Harper & Row., 1975. 628 p.
- Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., Tolmacheva T., Kurilenko A., Raevskaya E., Rozhnov S., Petrov E., Korniy-chuk A. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Marine Geology. 2019. V. 407. P. 148–163.
- Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.
- <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of continental crust // Reviews of Geophysics. 1995. V. 33. P. 241–265.
- Tuchkova M.I., Shokalsky S.P., Petrov O.V., Sokolov S.D., Sergeev S.A., Moiseev A.V. Triassic deposits of Chukotka, Wrangel Island and Mendeleev Rise, Arctic Sea: sedimentology and geodynamic implications // GFF. 2020.
- <https://doi.org/10.1080/11035897.2020.1724668>

ANALYSIS OF SEDIMENTARY AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF SEDIMENTARY CLASTIC ROCK SAMPLES FROM ALPHA-MENDELEEV RISE (UNDERWATER SAMPLING)

M. I. Tuchkova¹*, S. G. Skolotnev¹, S. D. Sokolov¹, S. A. Sergeev²

¹ Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (GIN RAS),
Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

² All Russian Scientific Research Geological Institute named after A. P. Karpinsky (VSEGEI),
Sredniy ave., V.O., 74, St. Petersburg, 199106 Russia

* e-mail: tuchkova@ginras.ru

The paper presents new data from a comparative analysis of sedimentary rocks from the Mendeleev Rise (seamount Shamshura), presumably of Triassic age, with sandstones of Aptian age, obtained during underwater sampling of the Alpha-Mendeleev Rise during expeditions in 2012, 2014 and 2016. The geochemical characteristics of the rocks are very similar, and, as a rule, data from samples of different ages form common fields on different diagrams. The petrographic investigations have established that the sandstones of presumably Late Triassic age, as well as the sandstones of Chukotka and Wrangel Island, are dominated by fragments of shale and acid effusives. The Aptian samples are dominated by fragments of mafic rocks. Also, sharp differences are observed in the nature of the age spectra of detrital zircon populations, indicating fundamentally different feeding provinces for the Triassic and Cretaceous sandstones of the Alpha-Mendeleev Rise. Samples from the Shamshura seamount are characterized by populations similar to populations from Triassic rocks of Chukotka and Wrangel Island, indicating the presence of Triassic rocks in this part of the Mendeleev Rise.

Keywords: Alpha-Mendeleev rise, underwater sampling, sedimentary rocks, sandstones, petrography, geochemistry, U–Pb dating