

ISSN 0024-497X

Номер 3

Май – Июнь 2025



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2025

Геохимические особенности плейстоценовых отложений Тихого океана <i>М. А. Левитан, Л. Г. Домарацкая, А. В. Кольцова, К. В. Сыромятников</i>	245
Химический состав глинистых пород венда Среднего Урала и некоторые количественные характеристики палеоклимата <i>О. Ю. Мельничук, А. В. Маслов</i>	273
Состав, возраст и обстановки формирования озернинской толщи Удино-Витимской зоны (Западное Забайкалье, Россия) <i>О. Р. Минина, В. С. Ланцева, И. Д. Соболев, И. В. Викентьев, Т. А. Гонегер</i>	296
Возраст обломочного циркона и состав кембрийско-ордовикских терригенно-карбонатных отложений в среднем течении р. Вилюй (юг Сибирской платформы) <i>А. В. Зайцев, К. А. Докукина, И. А. Бакшеев</i>	316
Первые минералого-геохимические данные о россыпном нефрите Витимского нагорья, Республика Бурятия <i>В. Ф. Сотникова, Р. Х. Сунгатуллин, Е. В. Кислов</i>	346

CONTENTS

No. 3, 2025

Geochemical peculiarities of the Pacific Pleistocene sediments <i>M. A. Levitan, L. G. Domaratskaya, A. V. Koltsova, K. V. Syromyatnikov</i>	245
Vendian Mudrocks Chemical Composition and Some Paleoclimate Quantitative Features in the Middle Urals <i>O. Yu. Melnichuk, A. V. Maslov</i>	273
The Ozerninskaya Strata of the Uda-Vitim Zone (Western Transbaikalia, Russia): Composition, Age, and Formation Environment <i>O. R. Minina, V. S. Lantseva, I. D. Sobolev, I. V. Vikentyev, T. A. Gonerger</i>	296
Age Of Detritic Zircon and Composition of Cambrian-Ordovician Terrigenous-Carbonate Deposits in the Middle Reach of the Vilyui River (South of the Siberian Platform) <i>A. V. Zaitsev, K. A. Dokukina, I. A. Baksheev</i>	316
First Mineralogical and Geochemical Data on Placer Nephrite of the Vitim Highlands, Republic of Buryatia <i>V. F. Sotnikova, R. Kh. Sungatullin, E. V. Kislov</i>	346

УДК 551.35:550.4:551.79

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2025 г. М. А. Левитан^{а,*}, Л. Г. Домарацкая^а, А. В. Кольцова^а, К. В. Сыромятников^а

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

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

Поступила в редакцию 18.09.2024 г.

После доработки 30.10.2024 г.

Принята к публикации 14.01.2025 г.

В настоящем геохимическом обзоре на материале отчетов по рейсам Международного проекта глубоководного бурения и других литературных данных для основных типов плейстоценовых отложений Тихого океана представлены 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. Установлено большое сходство химического состава вулканогенных отложений и гемипелагических глин. Показаны особенности химического состава гидротермальных отложений. Методами математической статистики выявлены основные геохимические ассоциации и главные факторы, определяющие химический состав изученных осадков. Подсчитаны массы оксидов петрогенных элементов и ряда редких элементов в осадках плейстоценового возраста. Получено представление о среднем химическом составе плейстоцена Тихого океана.

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

DOI: 10.31857/S0024497X25030013, **EDN:** IAALCC

Данная статья продолжает цикл публикаций о геохимических особенностях плейстоценовых отложений Мирового океана [Левитан, 2024; Левитан и др., 2023, 2024]. В них мы опирались на представления А.Б. Ронова и его коллег [Ронов и др., 1990] о необходимости учета средневзвешенных химических составов различных составляющих земной коры. Структура статьи соответствует в целом структуре вышеуказанных работ по Индийскому и Атлантическому океану, что облегчает в будущем проведение сравнительного анализа. Возраст плейстоцена принимался в соответствии с данными из сводки [Gradstein et al., 2004].

Ранее был рассчитан средневзвешенный литологический состав плейстоценовых осадков Пацифики [Левитан, 2021], который необходим для вычисления средневзвешенного химического состава этих отложений и связанных с ними средних скоростей накопления и абсолютных масс химических компонентов. Указанную цель можно достичь при решении двух задач: 1) создания соответствующей базы данных и 2) расчета средних арифметических

для химического состава основных типов плейстоценовых отложений Тихого океана.

Только на этой основе следует попытаться осуществить в дальнейшем сравнительный анализ химического состава плейстоцена всего Мирового океана и балансовые расчеты в системе континенты — океаны. Полученные результаты можно также использовать, например, при генетическом анализе разрезов предполагаемых участков развития океанической земной коры на континентах.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Геохимический обзор основан на данных по химическому составу плейстоценовых отложений Тихого океана, содержащихся в ряде отчетов по рейсам Международного проекта глубоководного бурения (фазы DSDP, ODP, IODP) (рис. 1). Кроме того, использованы дополнительные материалы из опубликованных литературных источников.

По сравнению с другими океанами, из списка основных типов плейстоценовых отложений

Химический состав вулканогенных отложений охарактеризован в статьях [Волков, Фомина, 1973; Волков и др., 1974а, 1974б; Лисицына, Дворецкая, 1972; Лисицына и др., 1973; Baker et al., 1994; Beck, Hickey-Vargas, 2022; Cao et al., 1995; Donnelly, 1980a, 1980b; Furuta et al., 1986; Garcia, 1993; Grechin et al., 1981a; Hiscott, Gill, 1992; Lisitsin et al., 1971; Migdisov et al., 1981; Minai et al., 1992; Murdmaa et al., 1980; Natland, 1993; Nishimura et al., 1992; Varentsov, 1981a, 1981b].

Химизму гидротермальных (металлоносных) отложений плейстоцена в Тихом океане посвящены работы [Barrett et al., 1983; Böstrom et al., 1976; Corliss et al., 1976; Dymond et al., 1980; Gurvich et al., 1995; Hoffert et al., 1980; Kurnosov et al., 1983; Migdisov et al., 1983; Moorby et al., 1983; Varentsov et al., 1983].

Геохимия кокколитовых илов и глин описана в статьях [Barrett et al., 1983; Beiersdorf, Natland, 1983; Cramp, Lewis, 1992; Dean, 1981; Donnelly, 1980a; Karpoff, 1980; Kurnosov et al., 1983; Leggett, 1982; Lisitsin et al., 1971; Lyle, 1986; Migdisov et al., 1983; Moorby et al., 1983; Schrader, Furbish, 1980; Varentsov, 1981b; Varentsov et al., 1981].

Для характеристики химического состава кокколито-фораминиферовых илов и глин использованы работы [Barrett et al., 1983; Beiersdorf, Natland, 1983; Cramp, Lewis, 1992; Dean, 1981; Donnelly, 1980a; Donnelly, Wallace, 1976; Dymond et al., 1980; Karpoff, 1980; Kurnosov et al., 1983; Leggett, 1982; Lisitsin et al., 1971; Lyle, 1986; Migdisov et al., 1983; Moorby et al., 1983; Schrader, Furbish, 1980; Varentsov, 1981a; Varentsov et al., 1981].

Химический состав диатомовых илов и глин описан в статьях [Волков, Фомина, 1973; Волков и др., 1974а, 1974б; Левитан, 2000; Левитан и др., 2007; Лисицына, Дворецкая, 1972; Лисицына и др., 1973; Donnelly, 1980a; Grechin et al., 1981b; Irino, Pedersen, 2000; Kurnosov et al., 1983; Lisitsin et al., 1971; Minai et al., 1986; Murdmaa et al., 1980; Nishimura et al., 1992; Patience et al., 1990; Varentsov et al., 1981].

Геохимии диатомово-радиоляриевых илов посвящены работы [Волков, Фомина, 1973; Волков и др., 1974а, 1974б; Левитан, 2000; Лисицына, Дворецкая, 1972; Лисицына и др., 1973; Свальнов, Гордеев, 1986; Donnelly, 1980a; Grechin et al., 1981b; Lisitsin et al., 1971; Varentsov et al., 1981].

Данный геохимический обзор основан, главным образом, на материалах глубоководного бурения, которое началось в конце 1960-х гг.; это обстоятельство объясняет большое число относительно “старых” литературных ссылок.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В статье применены методы исследования, которые ранее подробно описаны в работах [Левитан и др., 2023, 2024]. Авторам пришлось провести критический анализ полученной выборки. При этом были исправлены ошибки и опечатки в первичных данных; проделана большая работа по определению точных литотипов всех проб, для которых имелись химические анализы; литотипы привязаны к ранее выделенным [Левитан, 2021] основным типам отложений; выбракованы “ураганные” содержания химических компонентов. В связи с тем, что в монографии [Левитан, 2021] не были рассчитаны массы сухого вещества гидротермальных и гидротермально-измененных пород, в настоящей статье приводятся в табличном виде только данные по их среднеарифметическому химическому составу (т.е. без расчета средневзвешенного химического состава, скоростей накопления и абсолютных масс). Материалы по химическому составу бентогенных карбонатов и карбонатно-обломочных отложений, а также по карбонатным турбидитам, как указывалось выше, не найдены. Всего в нашей выборке по плейстоценовым осадкам Пацифики учтены результаты химического анализа 4139 проб, включающие 47316 элементо-определений. Для работы с выборкой использовались методы математической статистики из пакета Statgraphics plus версия 5.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Средний химический состав

Рассмотрение химических составов плейстоценовых отложений Тихого океана свидетельствует 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.). Например, в работе [Gurvich et al., 1995] авторы продемонстрировали различия в химическом составе осадков на востоке экваториальной зоны Тихого океана соответственно возрастом от 2 до 1 млн лет и от 1 до 0 млн лет, что было обусловлено сменой литологического состава. В статье [Lamy et al., 1998] было показано, как состав четвертичных гемипелагических глин на юго-востоке Тихого океана вдоль континентальной окраины Чили менялся в соответствии со

сменной питающих провинций. Такого рода примеры легко продолжить.

Таблицы 1 и 2 содержат результаты расчета средних арифметических содержаний петрогенных и редких элементов в основных типах плейстоценовых отложений Пацифики. В табл. 2 приведены также средние составы бескарбонатного вещества (бкв) планктоногенных карбонатов. Рассмотрим коэффициенты сравнения (КС), т.е. частные от деления средних содержаний химических компонентов в относительно близких по составу осадках (табл. 3).

Для отношений содержания в пелагических глинах к содержанию в гемипелагических глинах выделены 4 группы КС: 1) <0.7 (CaO, Na₂O; Cr, Se, Sr, Ta); 2) от 0.7 до 1.4 (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, P₂O₅; Li, Sc, V, Ba, Nb); 3) от 1.4 до 2.0 (Zn, Rb, Mo, Zr, Ga, Ce); 4) более 2.0 (MnO, Sn, Co, Ni, Cu, La, Pr, Nd, Sm, Eu, Dy, Ho, Er, Yb). Судя по оксидам петрогенных элементов, первая группа сформирована за счет: 1) аккумуляции пелагических глин ниже уровня карбонатной компенсации и 2) большего содержания иллита в гемипелагических глинах. Во второй группе расположены химические компоненты примерно одинакового содержания, преобладающие в терригенной матрице. Ситуация с третьей группой наиболее непонятна. Одно из предположений связывает повышенные содержания отмеченных элементов в пелагических глинах с их преимущественной сорбцией самой тонкой гранулометрической фракцией. В четвертой группе обращает на себя внимание уникально высокий КС для Sn (46.37!) и довольно высокое значение для Cu (7.41). Не исключено, что отмеченное очень высокое содержание Sn в пелагических глинах является результатом проявления большого числа анализов осадков одного из районов Северо-Западной котловины, выявленного в базе данных. Присутствие остальных элементов объясняется: 1) доминированием в пелагических глинах гидротермальной формы MnO — прекрасного сорбента для большинства других элементов; 2) наличием в пелагических глинах повышенных концентраций костного детрита рыб, всегда обогащенного многими РЗЭ (редкоземельными элементами) [Ren et al., 2022].

В пелагических глинах обращают на себя внимание также высокие концентрации Al₂O₃ и K₂O. Для этого существуют несколько причин. Во-первых, заметная доля в нашей выборке цеолитовых (филлипситовых) глин. Во-вторых, широкое распространение на суше (в том числе и на островах) в тропической зоне Пацифики каолинитов

и латеритов [Zheng et al., 2022]. Повышенных концентраций растворенного Al вниз по разрезу водной толщи не отмечено [Zheng et al., 2022].

Анализ КС, рассчитанных как отношение содержания химического компонента в терригенных турбидитах к его содержанию в гемипелагических глинах, выявил, что КС большинства элементов попадают в группу от 0.7 до 1.4, что подразумевает очень близкие источники питания осадочным материалом. Это естественно, т.к. обе группы отложений относятся к гемипелагической мегафациальной зоне океана, и турбидиты представлены преимущественно дистальными разновидностями. Лишь КС по K₂O и Rb имеют слабо повышенные значения.

КС в терригенных турбидитах и морских песках свидетельствуют о большом сходстве их составов, что естественно для терригенной группы отложений. Несколько пониженные КС по CaO объясняются, скорее всего, присутствием в шельфовых песках раковинного детрита. Заметное повышение КС для K₂O и Rb, вероятно, следует объяснить явно более тонким гранулометрическим составом турбидитов.

Существенный интерес представляют КС, рассчитанные как отношение содержания химических компонентов в вулканогенных отложениях к гемипелагическим глинам. Уместно отметить довольно сложный состав вулканогенных отложений плейстоцена в Тихом океане. К ним относятся: вулканические пеплы различного состава, происходящие из отличающихся геодинамических обстановок; вулканогенные турбидиты, туфы и туффиты, эдафогенные отложения, вулканотерригенные осадки. Критический анализ имеющейся выборки показал, что рассматриваемые отложения сосредоточены, главным образом, в плейстоценовых разрезах западной части Тихого океана. При этом они слагают зачастую лишь относительно небольшую долю от их объема.

В рассматриваемой паре типов отложений только K₂O, V, Se, Ba и Mo имеют КС менее 0.7. КС выше 1.4 обладает лишь Tm. КС подавляющего числа изученных элементов попали в группу от 0.7 до 1.4, что свидетельствует о практически одинаковом химическом составе обеих групп отложений. Как представляется, такая закономерность (основанная на весьма значительном числе анализов, представленных в табл. 1) указывает на преимущественно вулканогенный характер пород водосборов для западной, северной и восточной частей океанов, что вполне естественно для активных континентальных окраин Пацифики.

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

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40.30–65.70/54.55 (n = 265)	40.02–70.41/57.22 (n = 828)	50.0–70.35/61.99 (n = 22)	50.87–66.60/60.80 (n = 70)	29.96–69.71/56.63 (n = 424)	12.60–53.9/37.37 (n = 84)
TiO ₂	0.21–0.94/0.67 (n = 276)	0.11–1.33/0.72 (n = 900)	0.48–1.02/0.70 (n = 63)	0.26–1.24/0.71 (n = 111)	0.08–2.69/1.04 (n = 381)	0.01–0.87/0.19 (n = 103)
Al ₂ O ₃	10.30–31.37/24.54 (n = 277)	10.0–48.05/20.0 (n = 926)	12.43–19.00/14.91 (n = 23)	10.18–39.69/16.95 (n = 79)	5.69–20.81/14.26 (n = 486)	0.2–34.06/4.83 (n = 91)
Fe ₂ O ₃	4.26–15.67/12.18 (n = 378)	4.12–18.19/9.09 (n = 946)	4.43–13.16/9.52 (n = 131)	2.89–9.75/6.42 (n = 71)	1.10–13.71/8.57 (n = 573)	3.40–30.5/13.04 (n = 67)
MnO	0.06–1.46/0.47 (n = 381)	0.01–0.92/0.15 (n = 934)	0.05–0.20/0.09 (n = 23)	0.06–0.27/0.13 (n = 71)	0.02–1.55/ 0.17 (n = 443)	0.02–21.75/5.14 (n = 103)
MgO	2.29–3.98/3.29 (n = 269)	0.18–4.97/3.16 (n = 843)	0.70–3.27/2.12 (n = 23)	1.46–3.59/2.51 (n = 71)	0.12–7.99/3.29 (n = 472)	0.91–8.60/3.32 (n = 94)
CaO	0.31–7.50/1.29 (n = 268)	0.07–14.78/2.74 (n = 1223)	1.26–4.81/2.70 (n = 22)	1.40–15.79/4.68 (n = 70)	0.2–13.0/6.05 (n = 367)	0.08–15.90/3.44 (n = 71)
Na ₂ O	0.27–3.78/1.22 (n = 204)	0.59–5.99/3.00 (n = 828)	1.24–3.54/2.39 (n = 23)	1.69–4.46/2.65 (n = 71)	1.2–4.95/3.30 (n = 456)	0.05–6.05/2.03 (n = 91)
K ₂ O	1.49–6.99/5.57 (n = 242)	0.26–6.00/2.91 (n = 844)	1.69–6.53/5.06 (n = 171)	0.33–3.20/1.95 (n = 73)	0.11–4.98/1.81 (n = 473)	0.05–8.0/1.98 (n = 104)
P ₂ O ₅	0.19–1.01/0.25 (n = 210)	0.01–0.87/0.19 (n = 779)	0.12–0.19/0.15 (n = 10)	0.01–0.42/0.11 (n = 48)	0.01–0.93/0.17 (n = 195)	0.02–0.56/0.20 (n = 58)
ППП	–	5.46–16.44/8.84 (n = 115)	–	4.88–14.0/8.24 (n = 19)	5.59–12.59/9.01 (n = 16)	1.63–24.95/11.04 (n = 37)
Li	23–70/72.08 (n = 150)	11.0–78.0/50.47 (n = 76)	H.o.	–	12.0–69.20/37.92 (n = 35)	H.o.
Sc	10.0–40.0/23.06 (n = 10)	6.10–34.0/16.75 (n = 173)	H.o.	14.0–57.00/26.64 (n = 27)	1.0–32.0/14.70 (n = 47)	H.o.
Sn	75–330/165.5 (n = 157)	2.0–5.0/3.57 (n = 38)	–	–	H.o.	–
V	54.0–350.0/131.18 (n = 79)	6.00–247.0/161.36 (n = 680)	–	63.0–508.0/174.47 (n = 92)	28.0–227.0/103.37 (n = 89)	5.0–181.0/62.42 (n = 62)

Таблица 1. Продолжение

Компонент	1	2	3	4	5	6
Cr	44.0–160/52.89 (n = 219)	4.0–217.0/89.63 (n = 692)	–	5.0–95.0/45.05 (n = 80)	3.80–572/70.52 (n = 106)	5.0–123.0/21.86 (n = 56)
Co	39.0–300/71.30 (n = 216)	4.70–45.0/18.82 (n = 655)	–	10.0–29/17.33 (n = 41)	5.0–87/22.99 (n = 80)	4.0–350.40/39.21 (n = 50)
Ni	40.00–460.0/200.57 (n = 216)	5.0–146.0/60.83 (n = 721)	–	5.0–97.5/27.77 (n = 95)	1.0–235/37.92 (n = 95)	6.00–570.0/79.82 (n = 54)
Cu	80.0–550/400.25 (n = 209)	7.0–264.0/54.02 (n = 655)	–	17.0–172.0/55.42 (n = 78)	5.0–261/62.89 (n = 84)	5.0–340.0/82.17 (n = 79)
Zn	75.0–330/165.53 (n = 157)	55.0–250.0/112.09 (n = 559)	–	75.0–200.0/109.96 (n = 80)	11–195/102.43 (n = 51)	23.0–300.0/111.59 (n = 61)
Rb	59.0–220.0/122.90 (n = 10)	10.0–189.0/83.72 (n = 288)	44.0–161.0/136.6 (n = 45)	3.0–110/33.68 (n = 79)	6.0–189/68.90 (n = 52)	9.0–51.0/26.43 (n = 7)
Ga	12.0–38.0/25.90 (n = 13)	12.0–27.0/17.23 (n = 29)	H.o.	12.0–20/16.51 (n = 43)	7.0–22.0/16.40 (n = 30)	2.0–15.0/3.84 (n = 25)
As	H.o.	1.0–46/10.16 (n = 557)	–	1.0–22.1/8.73 (n = 31)	3.0–15.5/11.85 (n = 50)	H.o.
Se	0.14–0.5/0.31 (n = 55)	1.0–1.5/2.46 (n = 96)	H.o.	H.o.	0.2–1.30/1.11 (n = 44)	H.o.
Br	H.o.	24.0–40/21.91 (n = 60)	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Sc	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	5.2–17.6/10.59 (n = 21)
Sr	20.0–270/108.08 (n = 20)	24.0–339.0/245.09 (n = 696)	256–328.0/295.67 (n = 9)	125.0–369/230.11 (n = 76)	10.0–507.0/183.36 (n = 54)	11.0–1467.0/446.23 (n = 88)
Mo	10–30/6.18 (n = 73)	0.6–25.0/3.34 (n = 289)	H.o.	1.10–11.0/3.04 (n = 14)	0.5–3.4/1.51 (n = 39)	44.6–90.9/62.61 (n = 8)
Ba	740.0–1290/922.9 (n = 197)	13.99–7800/766.48 (n = 1226)	–	90.0–917/388.61 (n = 67)	128.0–909.0/373.97 (n = 60)	80.0–5419.64/1194.37 (n = 90)
Ta	0.2–0.6/0.36 (n = 9)	0.2–2.4/0.78 (n = 148)	H.o.	–	0.2–1.19/0.67 (n = 35)	H.o.
Re	H.o.	10.74–18.46/15/44 (n = 10)	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.

Таблица 1. Продолжение

Компонент	1	2	3	4	5	6
Ge	Н.о.	1.5–1.7/1.59 (n = 26)	Н.о.	Н.о.	1.4–2.5/1.75 (n = 30)	Н.о.
Pb	22–80/19.19 (n = 150)	5.0–120.0/21.08 (n = 550)	–	5.0–89.0/11.61 (n = 61)	3.84–42.35/15.48 (n = 41)	39.0–375.0/117.93 (n = 29)
Y	–	9.2–46.0/22.31 (n = 545)	–	17.0–52/29.81 (n = 63)	9.2–54.0/27.8 (n = 46)	1.0–43.0/25.15 (n = 28)
Zr	77.0–290.0/202.62 (n = 22)	38.0–234.0/112.63 (n = 561)	106.0–195.0/134.32 (n = 47)	51.0–188/99.8 2 (n = 77)	38.0–262.0/90.32 (n = 59)	0.13–57.0/18.84 (n = 45)
Cs	Н.о.	0.78–7.8/4.1 (n = 63)	Н.о.	–	0.6–4.96/3.5 (n = 14)	Н.о.
Cd	100–290/160.77 (n = 3)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	100–680/330.0 (n = 9)	Н.о.
Sb	Н.о.	2.40–3.50/1.94 (n = 60)	Н.о.	–	–	Н.о.
B	Н.о.	32.0–130/85.17 (n = 50)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	97–558/316.65 (n = 31)
Nb	4.8–17.6/11.31 (n = 9)	4.0–18.2/11.48 (n = 499)	–	2.0–9.0/6.42 (n = 20)	4.0–66.0/18.83 (n = 87)	–
Hf	Н.о.	2.5–5.50/2.97 (n = 63)	Н.о.	–	2.98–5.63/3.33 (n = 15)	Н.о.
La	15.63–127.19/60.1 (n = 15)	7.77–54.0/25.35 (n = 173)	Н.о.	–	8.82–39.80/22.72 (n = 30)	0.30–6.60/1.93 (n = 11)
Ce	41.30–144.15/82.9 (n = 16)	16.37–87.10/49.22 (n = 167)	Н.о.	2.00–57.0/33.92 (n = 49)	14.63–85.60/43.92 (n = 48)	0.42–7.40/2.50 (n = 11)
Pr	6.25–52.08/20.32 (n = 14)	2.96–8.45/5.84 (n = 50)	Н.о.	3.74–8.01/5.20 (n = 14)	3.52–8.89/5.44 (n = 10)	–
Nd	17.53–151.59/77.17 (n = 14)	9.11–35.74/17.1, (n = 145)	Н.о.	–	8.64–38.23/16.22 (n = 32)	–
Sm	3.6–53.01/20.83 (n = 14)	2.5–8.82/4.75 (n = 148)	Н.о.	4.53–5.57/5.09 (n = 7)	2.67–9.67/5.22 (n = 32)	0.08–1.20/0.47 (n = 12)
Eu	1.98–8.76/5.18 (n = 7)	0.64–2.40/1.0 (n = 146)	Н.о.	–	0.64–2.71/1.18 (n = 29)	0.02–0.60/0.16 (n = 12)

Таблица 1. Окончание

Компонент	1	2	3	4	5	6
Gd	–	3.76–11.22/5.02 (n = 89)	Н.о.	Н.о.	3.98–9.07/5.36 (n = 22)	Н.о.
Tb	–	0.39–1.52/0.67 (n = 146)	Н.о.	–	0.39–1.66/0.72 (n = 29)	0.02–0.46/0.13 (n = 12)
Dy	2.0–41.90/22.59 (n = 12)	2.15–8.83/4.86 (n = 50)	Н.о.	Н.о.	1.86–9.70/5.85 (n = 10)	Н.о.
Ho	0.99–2.68/2.12 (n = 10)	0.64–1.78/0.98 (n = 50)	Н.о.	Н.о.	0.87–1.88/1.24 (n = 10)	Н.о.
Er	2.75–26.97/10.94 (n = 13)	1.22–4.69/2.84 (n = 50)	Н.о.	–	1.42–5.08/3.03 (n = 10)	Н.о.
Tm	Н.о.	0.31–0.61/0.42 (n = 48)	Н.о.	Н.о.	0.31–2.74/0.77 (n = 7)	Н.о.
Yb	1.85–25.11/8.02 (n = 16)	0.93–3.76/2.08 (n = 148)	Н.о.	–	0.93–4.06/1.91 (n = 32)	0.08–1.45/0.50 (n = 12)
Lu	–	0.16–0.57/0.32 (n = 146)	Н.о.	–	0.16–0.62/0.28 (n = 29)	0.02–0.26/0.09 (n = 12)
Th	Н.о.	1.08–14.0/7.74 (n = 146)	Н.о.	–	0.96–9.99/6.03 (n = 28)	Н.о.
U	Н.о.	0.24–7.0/2.74 (n = 437)	Н.о.	1.40–4.04/2.85 (n = 13)	0.29–2.41/1.85 (n = 32)	Н.о.

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньшее 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; 6 – гидротермальные отложения.

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

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	5.66–45.29/19.62 (n = 74)	2.58–37.30/15.01 (n = 117)	53.60–81.93/72.3 (n = 267)	42.60–71.0/54.86 (n = 158)	54.54	43.98
TiO ₂	0.06–0.70/0.21 (n = 73)	0.01–3.42/0.34 (n = 140)	0.13–0.97/0.48 (n = 241)	0.17–1.57/0.61 (n = 160)	0.58	1.00
Al ₂ O ₃	1.00–14.20/4.29 (n = 74)	0.08–9.90/3.34 (n = 120)	7.65–18.9/13.43 (n = 274)	2.60–15.5/12.25 (n = 158)	11.93	9.79
Fe ₂ O ₃	0.04–5.72/2.0 (n = 92)	0.03–29.12/2.62 (n = 137)	0.29–11.41/2.99 (n = 273)	2.73–10.85/6.79 (n = 158)	5.56	7.68
MnO	0.01–0.70/0.18 (n = 91)	0.01–3.95/0.39 (n = 151)	0.04–1.02/0.12 (n = 90)	0.09–2.88/0.71 (n = 161)	0.50	1.14
MgO	0.08–2.60/1.02 (n = 93)	0.06–3.53/1.27 (n = 133)	0.13–2.93/1.39 (n = 119)	0.66–3.02/3.71 (n = 158)	2.84	3.72
CaO	17.56–50.10/35.85 (n = 75)	17.46–52.76/36.81 (n = 129)	0.23–14.20/2.18 (n = 282)	1.52–13.50/2.42 (n = 159)	Н.о.	Н.о.
Na ₂ O	0.10–3.29/1.13 (n = 68)	0.06–3.65/1.35 (n = 107)	1.16–4.91/3.07 (n = 264)	0.92–2.21/1.55 (n = 150)	3.14	3.96
K ₂ O	0.12–2.30/0.64 (n = 66)	0.01–2.81/0.58 (n = 119)	1.13–4.16/2.59 (n = 267)	0.44–2.27/2.21 (n = 151)	1.78	1.70
P ₂ O ₅	0.02–0.28/0.10 (n = 62)	0.01–0.78/0.12 (n = 79)	0.05–0.30/0.12 (n = 54)	0.06–0.41/0.19 (n = 7)	0.28	0.35
ППП	24.1–28.1/27.50 (n = 9)	21.25–39.98/33.97 (n = 9)	5.59–9.30/7.19 (n = 9)	10.6–18.10/13.48 (n = 143)	Н.о.	Н.о.
Li	5.0–12.50/8.05 (n = 23)	5.0–23.0/9.19 (n = 28)	24.0–76.8/39.60 (n = 13)	52.0–70.20/61.83 (n = 250)	22.38	26.93
Sc	1.26–17.0/5.99 (n = 24)	0.9–10.0/5.41 (n = 19)	2.5–14.7/11.92 (n = 26)	Н.о.	16.65	15.85
V	15.0–137.0/75.23 (n = 19)	11.0–104.0/44.36 (n = 19)	41.0–107/75.18 (n = 11)	Н.о.	209.14	129.97
Cr	10.0–68.0/26.69 (n = 36)	3.0–49.0/19.02 (n = 49)	16.50–84.8/39.69 (n = 34)	32.0–67.0/52.15 (n = 250)	74.20	55.73
Co	2.70–28.0/9.94 (n = 42)	3.5–96.0/18.61 (n = 43)	5.9–40.0/19.41 (n = 34)	56.0–82.0/72.89 (n = 250)	27.63	54.53
Ni	10.0–191.0/80.89 (n = 41)	5.0–194.0/61.41 (n = 46)	12.5–180.0/72.16 (n = 48)	132.0–341.0/192.2 (n = 251)	224.87	179.93
Cu	14.0–318.0/81.97 (n = 38)	14.0–187.8/69.07 (n = 41)	16.0–217.0/99.80 (n = 30)	423.0–673.0/443.83 (n = 250)	227.88	202.38
Zn	38.0–261/156.59 (n = 35)	10.0–225.0/93.29 (n = 51)	71.0–250.0/126.46 (n = 26)	137–170/153.88 (n = 250)	435.32	273.34
Rb	7.0–31.0/15.20 (n = 23)	6.0–72.0/18.08 (n = 36)	45.0–166.0/81.93 (n = 42)	—	42.26	52.97
Ga	—	1.5–5.0/2.44 (n = 20)	Н.о.	Н.о.	—	7.15
As	Н.о.	Н.о.	25.0–189.0/31.84 (n = 26)	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sr	650.0–2211.0/1338.05 (n = 61)	259–2850/1322.47 (n = 85)	44.0–290/353.39 (n = 44)	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ba	25.0–3260.0/963.74 (n = 47)	45.54–5892.9/1807.8 (n = 48)	380,0–2252.0/876 (n = 41)	Н.о.	Н.о.	Н.о.

Таблица 2. Окончание

Компонент	1	2	3	4	5	6
Pb	5.0–59.0/26.36 (n = 22)	2.0–36.0/15.43 (n = 36)	19.0–80.0/37.45 (n = 20)	—	73.28	45.21
Mo	1.5–21.0/7.32 (n = 17)	1.5–76.9/16.85 (n = 29)	19.0–125.0/67.45 (n = 11)	H.o.	20.35	49.37
Y	9.6–31.0/17.93 (n = 8)	6.0–68.0/34.83 (n = 15)	8.0–42.0/22.75 (n = 25)	—	49.85	102.05
Zr	14.0–89.0/50.0 (n = 9)	5.0–310.0/52.10 (n = 29)	42.0–186.0/109.86 (n = 23)	—	139.00	152.65
Cs	1.20–6.80/3.34 (n = 7)	0.6–5.30/2.77 (n = 12)	0.6–5.30/2.48 (n = 16)	—	9.29	8.12
Cd	H.o.	200.0–1600.0/806.54 (n = 28)	H.o.	—	H.o.	2363.16
Sn	3–33/13.27 (n=11)	H.o.	H.o.	H.o.	36.89	H.o.
Sb	0.3–1.70/0.96 (n = 12)	0.30–4.0/1.54 (n = 12)	0.30–4.5/2.06 (n = 16)	H.o.	2.67	4.51
B	43.0–115.0/86.86 (n = 7)	4.6–145.0/48.23 (n = 19)	H.o.	H.o.	241.47	141.31
Nb	—	1.0–4.0/2.50 (n = 11)	6.60–41.40/9.94 (n = 9)	—	—	7.33
La	5.00–22.0/12.0 (n = 24)	3.15–17.2/8.84 (n = 20)	18.40–48.9/14.81 (n = 63)	—	33.36	25.90
Ce	3.47–15.70/9.38 (n = 14)	1.27–15.7/7.20 (n = 13)	42.5–69.6/34.78 (n = 24)	—	26.08	21.10
Pr	H.o.	3.52–32.59/13.68 (n = 7)	—	—	H.o.	40.08
Nd	H.o.	16.41–143.55/60.53 (n = 7)	10.40–20.90/12.43 (n=25)	—	H.o.	177.35
Sm	0.89–3.50/1.88 (n = 19)	0.6–7.50/2.38 (n = 19)	3.71–5.70/3.59 (n = 25)	—	5.23	6.97
Eu	0.31–2.0/0.64 (n = 9)	0.16–18.0/1.56 (n = 18)	0.75–1.20/0.75 (n = 25)	—	1.78	4.57
Gd	H.o.	H.o.	3.33–7.18/5.02 (n = 9)	—	H.o.	H.o.
Tb	0.24–0.46/0.35 (n = 11)	0.16–17.0/1.58 (n = 17)	0.49–0.83/0.55 (n = 25)	—	0.97	4.63
Yb	0.85–2.60/1.40 (n = 17)	0.61–4.83/1.69 (n = 17)	1.38–3.55/1.67 (n = 25)	—	3.89	4.95
Lu	0.09–0.38/0.22 (n = 11)	0.09–0.98/0.33 (n = 19)	0.20–0.54/0.27 (n = 25)	—	0.61	0.97
Th	—	H.o.	5.90–10.30/5.0 (n = 25)	—	—	H.o.
U	—	H.o.	1.71–2.52/2.91 (n = 25)	—	—	H.o.

Примечания. H.o. — 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 — кокколитоидные глины и илы; 2 — кокколитоидно-фораминиферовые глины и илы; 3 — диатомовые глины и илы; 4 — диатомово-радиоляриевые илы и глины; 5 — бкв кокколитоидных глин и илов; 6 — бкв кокколитоидно-фораминиферовых глин и илов.

Таблица 3. Коэффициенты сравнения (КС) пар отложений

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	1.0	1.0	1.0	1.0	0.7	1.3	1.2	1.3	Ta	0.5	—	—	0.9	—	—	—	—
TiO ₂	0.9	1.0	1.0	1.4	0.2	0.6	0.6	0.8	Pb	—	—	—	—	7.6	1.7	1.6	—
Al ₂ O ₃	1.2	0.8	0.9	0.7	0.3	1.3	1.2	1.1	Mo	1.9	—	—	0.5	41.5	0.4	0.4	—
Fe ₂ O ₃	1.3	1.0	1.5	0.9	1.5	0.8	0.7	0.4	Y	—	—	—	1.3	0.9	0.5	0.5	—
MnO	3.1	0.6	0.7	1.1	30.2	0.5	0.4	0.2	Zr	1.8	1.2	1.4	0.8	0.2	1.0	0.9	—
MgO	1.0	0.7	0.8	1.0	1.0	0.8	0.7	0.4	Cs	—	—	—	0.9	—	1.2	1.1	—
CaO	0.5	1.0	0.6	2.2	0.6	1.0	—	0.9	Cd	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0.4	0.8	0.9	1.1	0.6	0.8	0.8	2.0	Sb	—	—	—	—	—	0.6	0.6	—
K ₂ O	1.9	1.7	2.6	0.6	1.1	1.1	1.0	1.2	B	—	—	—	—	—	1.8	1.7	—
P ₂ O ₅	1.3	0.8	1.4	0.9	1.2	0.8	0.8	0.6	Nb	1.0	—	—	1.6	—	—	—	—
ППП	—	—	—	1.0	—	0.8	—	0.5	Hf	—	—	—	1.1	—	—	—	—
Li	1.4	—	—	0.8	—	0.9	0.8	0.6	La	2.4	—	—	0.9	0.1	1.4	1.3	—
Sc	1.4	—	—	0.9	—	1.1	1.0	—	Ce	1.7	—	—	0.9	0.1	1.3	1.2	—
Sn	46.4	—	—	—	—	—	—	—	Pr	3.5	—	—	0.9	—	—	—	—
V	0.8	—	—	0.6	0.6	1.7	1.6	—	Nd	4.5	—	—	1.0	—	—	—	—
Cr	0.6	—	—	0.8	0.3	1.4	1.3	0.8	Sm	4.4	—	—	1.1	0.1	0.8	0.7	—
Co	3.8	—	—	1.2	1.7	0.5	0.5	0.3	Eu	5.2	—	—	1.2	0.1	0.4	0.4	—
Ni	3.3	—	—	0.6	2.1	1.3	1.2	0.4	Gd	—	—	—	1.1	—	—	—	—
Cu	7.4	—	—	1.2	1.3	1.3	1.1	0.2	Tb	—	—	—	1.1	0.2	0.2	0.2	—
Zn	1.5	—	—	0.9	1.1	1.7	1.6	0.8	Dy	4.7	—	—	1.2	—	—	—	—
Rb	1.5	1.6	4.1	0.8	0.4	0.8	0.8	—	Ho	2.2	—	—	1.3	—	—	—	—
Ga	1.5	—	—	1.0	0.2	—	—	—	Er	3.9	—	—	1.1	—	—	—	—
As	—	—	—	1.2	—	—	—	—	Tm	—	—	—	1.8	—	—	—	—
Se	0.1	—	—	0.5	—	—	—	—	Yb	3.9	—	—	0.9	0.3	0.8	0.8	—
Sr	0.4	1.2	1.3	0.8	2.4	1.0	—	—	Lu	—	—	—	0.9	0.3	0.7	0.6	—
Ba	1.2	—	—	0.5	3.2	0.5	—	—	Th	—	—	—	0.8	—	—	—	—
									U	—	—	—	0.7	—	—	—	—

Примечания. Н.о. — не определялся; тире — число проб, меньше 7; ППП — потери при прокаливании. 1 — пелагические глины / гемипелагические глины; 2 — терригенные турбидиты / гемипелагические глины; 3 — терригенные турбидиты / морские пески; 4 — вулканогенные отложения / гемипелагические глины; 5 — гидротермальные отложения / вулканогенные отложения; 6 — кокколитоидные осадки / кокколитоидно-фораминиферные осадки; 7 — кокколитоидные осадки / кокколитоидно-фораминиферные осадки (КС для бескарбонатного вещества); 8 — диатомовые осадки / диатомово-радиоляриевые осадки.

Отсюда следует, что в своей основе группу гемипелагических глин в плейстоцене Тихого океана в принципе можно отнести к вулcano-терригенным отложениям.

Океанические гидротермальные и гидротермально-измененные осадки наиболее развиты именно в Тихом океане. Они распространены в Калифорнийском заливе, Галапагосском рифте, на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) и в депрессии Бауэр, в котловине Лау, в трог Окинава и во многих других районах. К сожалению, не удалось получить представление об их объемах

и массах по данным глубоководного бурения. Огромные площади развития металлоносных осадков на ВТП описаны только для голоцена и верхов плейстоцена [Лисицын и др., 1976; Деков, 1994].

Анализ КС, рассчитанных по отношениям содержаний химических компонентов в гидротермальных отложениях к содержаниям в вулканогенных отложениях, выявил, что КС от 0.7 до 1.4, свидетельствующие о примерно одинаковой концентрации, характеризуют лишь MgO, K₂O, P₂O₅; Cu, Zn и Y. Обогащение вулканогенных осадков (КС менее 0.7) отмечено для SiO₂, TiO₂,

Al_2O_3 , CaO , Na_2O ; V, Cr, Rb, Ga, Zr и PЗЭ. В свою очередь гидротермальные отложения слабо обогащены (КС от 1.4 до 2.0) Fe_2O_3 и Co, а заметное обогащение (КС больше 2.0) характерно для MnO (30.2!), Ni, Sr, Mo (41.5!), Ba и Pb.

КС в кокколито-фораминиферовых илах и глинах по отношению к кокколито-фораминиферовым илам и глинам показали их существенное сходство (КС от 0.7 до 1.4) по большому числу химических компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , ППП (потеря при прокаливании); Li, Sc, Cr, Ni, Cu, Rb, Sr, Zr, Cs, Ce, Sm, Yb). КС менее 0.7 характерны для TiO_2 , MnO; Co, Ba, Mo, Y, Sb, La, Eu, Tb, Lu. Некоторое обогащение кокколито-фораминиферовых илов и глин (КС от 1.4 до 2.0) выявлено для V, Zn, Pb, В. Более заметное обогащение (КС больше 2.0) — не отмечено совсем. Естественно, что при практически одинаковой карбонатности средних составов обеих основных групп планктоногенных карбонатов КС бескарбонатного вещества (бкв) этих групп по сути дела не отличаются от КС натуральных осадков (см. табл. 3). При этом данные по ППП, Sr, Ba из расчетов были, естественно, исключены.

По указанным выше причинам КС для карбонатно-обломочных и бентогенных карбонатов по отношению к планктоногенным карбонатам не рассчитывались. Отметим только, судя по данным для Индийского океана [Левитан и др., 2023], явное обогащение первого типа отложений по отношению ко второму CaO и Sr, и — в меньшей степени — MgO .

Для биогенных кремнистых осадков плейстоцена Тихого океана рассмотрим КС в диатомовых

илах и глинах по отношению к диатомово-радиоляриевым отложениям. Близкие КС (от 0.7 до 1.4) рассчитаны для SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O ; Cr и Zn. При этом нельзя не отметить, что содержание SiO_2 (в мас. %) в диатомовых осадках существенно выше, чем в диатомово-радиоляриевых (72.30 и 54.86 соответственно, см. табл. 2). Диатомово-радиоляриевые отложения обогащены (КС менее 0.7) Fe_2O_3 , MnO, MgO , P_2O_5 , ППП; Li, Co, Ni, Cu. Представляется, что для объяснения такого явления следует иметь в виду два обстоятельства: 1) вышеуказанное относительно низкое содержание SiO_2 (за счет биогенного опала) и 2) приуроченность большинства проб этих осадков к зоне Кларифон-Клиппертон с повышенной первичной продукцией и развитием железо-марганцевых конкреций. Только для Na_2O известен повышенный КС (2.0).

Нормализуем литогенное вещество по PAAS (постархейским австралийским глинистым сланцам) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] (рис. 2). Анализ полученных данных показал, что в принципе гемипелагические глины и вулканогенные отложения довольно близки по составу к PAAS. При этом указанные отложения заметно обогащены CaO и Na_2O , и обеднены Cr. Относительно них (и PAAS) пелагические глины обогащены MnO, Co, Ni, Cu. Гидротермальные отложения сравнительно с PAAS имеют существенно более высокие содержания MnO (!), CaO , Na_2O ; Ni и Pb (!), а явно обеднены — Al_2O_3 , Fe_2O_3 ; Cr, Ga, Zr, Yb. Бескарбонатное вещество планктоногенных карбонатов достаточно близко по составу к PAAS.

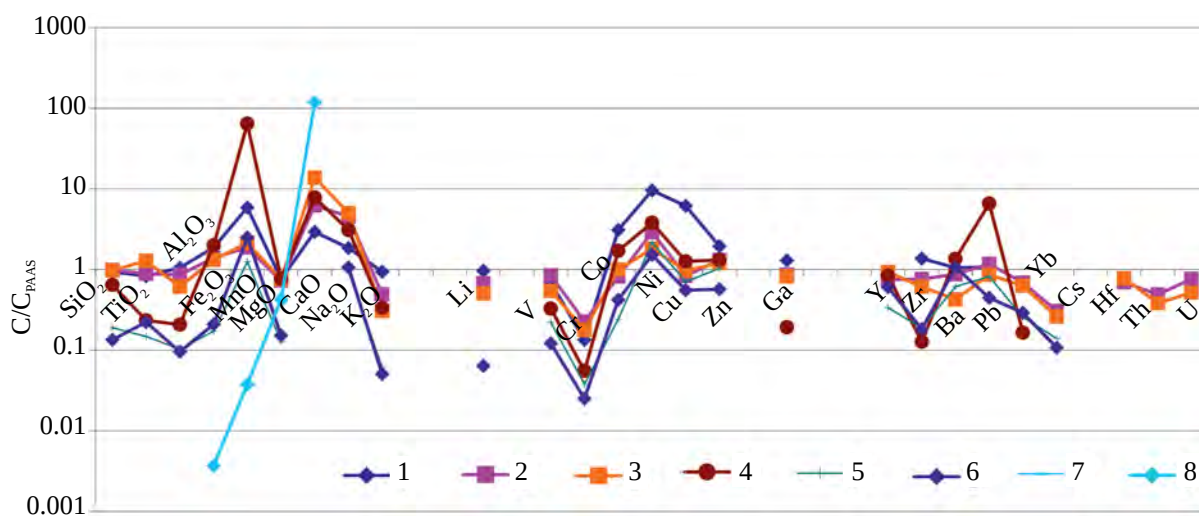


Рис. 2. Спайдер-диаграмма химического состава плейстоценовых осадков по отношению к составу PAAS.

1 — пелагические глины; 2 — гемипелагические глины; 3 — вулканогенные отложения; 4 — гидротермальные отложения; 5 — бескарбонатное вещество (бкв) кокколито-фораминиферовых илов и глин; 6 — бескарбонатное вещество (бкв) кокколито-фораминиферовых илов и глин; 7 — диатомовые илы и глины; 8 — диатомово-радиоляриевые илы и глины.

В целом считаем необходимым указать на обеднение всех исследованных плейстоценовых отложений Тихого океана Сг относительно PAAS. Вероятнее всего, это явление связано с господством окислительных условий седиментации на большей части площади дна Тихого океана [Brugmann et al., 2023], а также с огромными размерами областей с самыми низкими скоростями седиментации.

Отдельно рассмотрим результаты нормализации на PAAS PЗЭ (рис. 3а, 3б). Гемипелагические глины и вулканогенные отложения по составу очень близки к PAAS. При этом легкими PЗЭ (La, Ce, Pr, Nd) и частью тяжелых (Yb, Lu) они несколько обеднены по сравнению с PAAS, а по остальным (кроме Tm) имеют практически тот же

состав. Пелагические глины заметно обогащены PЗЭ (за исключением Ce), что можно связать с фракцией фосфатов [Ren et al., 2022], а гидротермальные отложения столь же сильно обеднены. Обогащение пелагических глин PЗЭ (и Y) неоднократно фиксировалось в литературе и для других океанов [Дубинин, Розанов, 2001; Дубинин, Римская-Корсакова, 2011; Yasukawa et al., 2015]. Это дает основание для поиска в Мировом океане участков глубоководных котловин с достаточно высокими концентрациями PЗЭ в осадках с точки зрения практического использования в будущем.

Для карбонатных осадков, скорее всего, характерна хорошо выраженная отрицательная Се-аномалия и слабее проявленная отрицательная

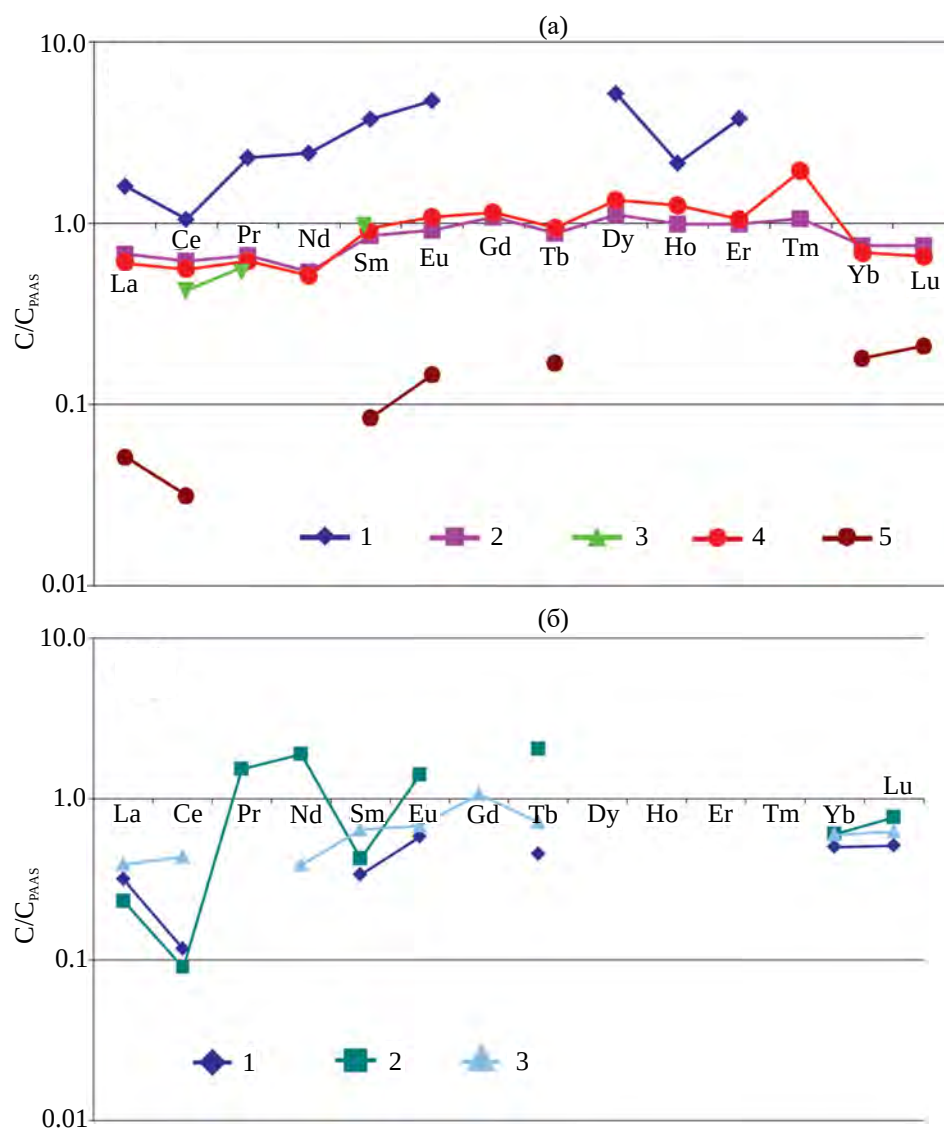


Рис. 3. Спайдер-диаграмма состава редкоземельных элементов по отношению к составу PAAS.

а – в ряде литогенных осадков плейстоцена (1 – пелагические глины, 2 – гемипелагические глины, 3 – морские пески, 4 – вулканогенные отложения, 5 – гидротермальные отложения); б – в биогенных осадках (1 – кокколитоовые илы и глины, 2 – кокколито-фораминиферовые илы и глины, 3 – диатомовые илы и глины).

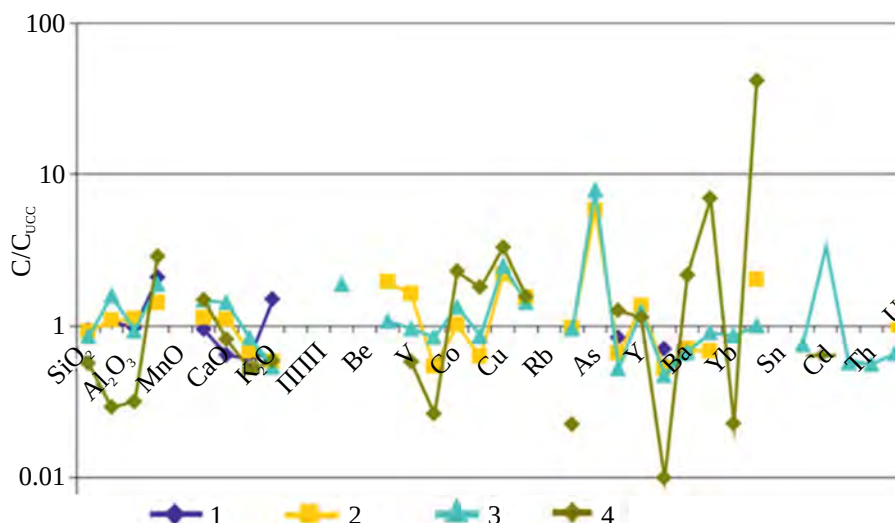


Рис. 4. Спайдер-диаграмма химического состава плейстоценовых осадков по отношению к составу UCC.

1 – терригенные турбидиты; 2 – морские пески; 3 – вулканогенные отложения; 4 – гидротермальные отложения.

Sm-аномалия. Диатомовые илы заметно отличаются от карбонатных по отношениям к PAAS содержаниям Ce, Nd, Tb.

Состав более крупнозернистых литогенных осадков, а также гидротермальных отложений был нормирован на состав UCC (верхней континентальной коры) [Rudnick, Gao, 2003] (рис. 4). Полученные данные свидетельствуют о том, что морские пески, терригенные турбидиты и вулканогенные отложения в целом отвечают составу UCC. Гидротермальные отложения, напротив, резко отличаются от UCC: они явно обогащены Fe_2O_3 , Co, Cu, Ba, Pb (в 6.9 раз) и Mo (в 41.7 раз!); обеднены TiO_2 , Al_2O_3 , Cr, Ga, Zr (наиболее сильно) и Yb.

Результаты применения методов математической статистики. Для корреляционного анализа были использованы компоненты химического состава (оксиды петрогенных элементов, а также некоторые микроэлементы) в тех типах отложений, которые полностью охарактеризованы этими компонентами.

Корреляционная матрица (табл. 4) охватывает все типы плейстоценовых отложений Тихого океана за исключением гидротермальных. По результатам ее анализа представляется возможным указать на четыре главные геохимические ассоциации: 1) кремнисто-литогенную (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, Na_2O , K_2O ; Sr); 2) алюмосиликатную (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, Na_2O , K_2O ; Sr, V, Sc, Cr, Zn, Rb, Ba, Pb, Zr, Nb, Ce, Pr, Nd); 3) марганцевую (MnO , P_2O_5 ; Li, Co, Ni, Cu); 4) карбонатную (CaO, ППП; As, Se, Mo, Ta, Y).

На основе табл. 1, 2 и, особенно, табл. 4 мы провели факторный анализ в разновидности главных компонент с варимаксным вращением. В результате были выделены три основных фактора; в сумме их коэффициенты вариации составляют 93.223%. В первом факторе (коэффициент вариации равен 68.989%) положительную нагрузку несут в основном SiO_2 , Fe_2O_3 , а также MgO, Na_2O , K_2O , а отрицательную – CaO (рис. 5). Коэффициент вариации второго фактора равен 16.694%. В нем основная положительная нагрузка приходится на MnO, а отрицательная – на Na_2O . В третьем факторе (коэффициент вариации равен 7.540%) относительно небольшие положительные нагрузки приходятся на K_2O и Fe_2O_3 . Примерно такой же величины отрицательная факторная нагрузка характеризует MnO. Можно предположить, что первый фактор основан на подавляющей части литогенного материала, а также на биогенном (карбонатном, прежде всего, и кремнистом) веществе. Второй фактор учитывает роль гидрогенного процесса. Третий фактор, как представляется, может быть обусловлен ролью сноса осадочного материала с океанических островов в пелагические глины. Вероятно, интерпретация третьего фактора требует дополнительных исследований.

Средневзвешенный химический состав

Для расчета средневзвешенного химического состава требуется умножить массы сухого осадочного вещества основных типов плейстоценовых отложений Тихого океана на их средний арифметический химический состав и разделить на 100. Масса сухого осадочного вещества (в 10^{18} г) пелагических глин – 541.3, гемипелагических

Таблица 4. Коэффициенты корреляции 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	ППП	Li	Sc	V	Cr	Co	Ni
SiO ₂	1.00	0.66	0.74	0.52	-0.21	0.50	-0.96	0.69	0.59	0.33	-0.90	0.34	0.32	0.37	0.31	-0.16	0.05
TiO ₂	0.66	1.00	0.66	0.74	-0.13	0.76	-0.73	0.66	0.40	0.50	-0.68	0.29	0.37	0.53	0.60	-0.36	-0.10
Al ₂ O ₃	0.74	0.66	1.00	0.86	-0.03	0.69	-0.85	0.34	0.79	0.73	-0.88	0.55	0.63	0.70	0.52	-0.25	0.06
Fe ₂ O ₃	0.52	0.74	0.86	1.00	0.11	0.79	-0.71	0.17	0.82	0.84	-0.78	0.48	0.35	0.50	0.49	-0.25	0.08
MnO	-0.21	-0.13	-0.03	0.11	1.00	0.44	0.01	-0.63	0.02	0.51	0.18	0.58	-0.25	-0.09	0.33	0.85	0.91
MgO	0.50	0.76	0.69	0.79	0.44	1.00	-0.70	0.20	0.42	0.80	-0.56	0.68	0.27	0.58	0.85	0.19	0.48
CaO	-0.96	-0.73	-0.85	-0.71	0.01	-0.70	1.00	-0.56	-0.69	-0.56	0.93	-0.50	-0.33	-0.46	-0.48	0.07	-0.20
Na ₂ O	0.69	0.66	0.34	0.17	-0.63	0.20	-0.56	1.00	0.06	-0.10	-0.48	-0.03	0.30	0.35	0.30	-0.53	-0.45
K ₂ O	0.59	0.40	0.79	0.82	0.02	0.42	-0.69	0.06	1.00	0.68	-0.85	0.38	0.17	0.15	0.04	-0.21	0.05
P ₂ O ₅	0.33	0.50	0.73	0.84	0.51	0.80	-0.56	-0.10	0.68	1.00	-0.54	0.84	0.21	0.38	0.62	0.19	0.47
ППП	-0.90	-0.68	-0.88	-0.78	0.18	-0.56	0.93	-0.48	-0.85	-0.54	1.00	-0.36	-0.36	-0.39	-0.25	0.28	0.01
Li	0.34	0.29	0.55	0.48	0.58	0.68	-0.50	-0.03	0.38	0.84	-0.36	1.00	0.19	0.33	0.69	0.49	0.67
Sc	0.32	0.37	0.63	0.35	-0.25	0.27	-0.33	0.30	0.17	0.21	-0.36	0.19	1.00	0.88	0.39	-0.41	-0.27
V	0.37	0.53	0.70	0.50	-0.09	0.58	-0.46	0.35	0.15	0.38	-0.39	0.33	0.88	1.00	0.72	-0.27	-0.07
Cr	0.31	0.60	0.52	0.49	0.33	0.85	-0.48	0.30	0.04	0.62	-0.25	0.69	0.39	0.72	1.00	0.18	0.39
Co	-0.16	-0.36	-0.25	-0.25	0.85	0.19	0.07	-0.53	-0.21	0.19	0.28	0.49	-0.41	-0.27	0.18	1.00	0.94
Ni	0.05	-0.10	0.06	0.08	0.91	0.48	-0.20	-0.45	0.05	0.47	0.01	0.67	-0.27	-0.07	0.39	0.94	1.00
Cu	-0.09	-0.18	0.34	0.26	0.55	0.20	-0.04	-0.59	0.36	0.59	-0.12	0.64	0.30	0.16	0.12	0.43	0.49
Zn	0.42	0.48	0.77	0.52	-0.16	0.41	-0.47	0.33	0.37	0.49	-0.51	0.47	0.92	0.82	0.50	-0.35	-0.17
Rb	0.39	0.58	0.71	0.88	-0.22	0.42	-0.51	0.18	0.85	0.61	-0.72	0.15	0.23	0.26	0.11	-0.55	-0.29
As	-0.89	-0.84	-0.85	-0.80	-0.01	-0.80	0.97	-0.54	-0.66	-0.59	0.90	-0.45	-0.35	-0.53	-0.56	0.13	-0.17
Se	-0.72	-0.77	-0.79	-0.81	0.01	-0.81	0.83	-0.38	-0.60	-0.58	0.82	-0.37	-0.32	-0.56	-0.56	0.11	-0.17
Sr	0.56	0.67	0.58	0.61	-0.62	0.30	-0.55	0.64	0.50	0.13	-0.66	-0.23	0.34	0.43	0.14	-0.80	-0.59
Mo	-0.62	-0.74	-0.66	-0.76	-0.02	-0.79	0.74	-0.32	-0.52	-0.51	0.73	-0.27	-0.18	-0.46	-0.52	0.08	-0.18
Ba	0.27	0.44	0.80	0.68	-0.01	0.53	-0.41	0.14	0.47	0.68	-0.46	0.55	0.79	0.82	0.60	-0.30	-0.07
Ta	-0.65	-0.78	-0.73	-0.82	-0.18	-0.83	0.79	-0.28	-0.61	-0.58	0.75	-0.28	-0.25	-0.48	-0.50	0.09	-0.22

Таблица 4. Продолжение

	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	ППП	Li	Sc	V	Cr	Co	Ni
Pb	0.30	0.60	0.75	0.66	-0.13	0.59	-0.42	0.34	0.32	0.59	-0.43	0.47	0.80	0.88	0.70	-0.41	-0.18
Y	-0.81	-0.53	-0.68	-0.61	-0.23	-0.56	0.87	-0.34	-0.74	-0.58	0.79	-0.52	-0.06	-0.13	-0.27	-0.09	-0.33
Zr	0.43	0.60	0.85	0.90	-0.16	0.50	-0.56	0.15	0.82	0.65	-0.75	0.24	0.56	0.54	0.24	-0.52	-0.24
Nb	0.25	0.71	0.51	0.51	-0.20	0.51	-0.31	0.48	0.11	0.45	-0.32	0.39	0.65	0.67	0.63	-0.41	-0.26
Hf	-0.08	0.39	-0.04	0.03	-0.29	0.16	0.08	0.53	-0.33	0.06	0.17	0.13	0.12	0.25	0.49	-0.36	-0.35
Ce	0.27	0.55	0.80	0.74	0.04	0.60	-0.42	0.11	0.48	0.72	-0.49	0.54	0.79	0.80	0.59	-0.29	-0.05
Pr	0.15	0.29	0.71	0.64	0.19	0.42	-0.30	-0.18	0.56	0.71	-0.43	0.55	0.70	0.59	0.34	-0.13	0.07
Nd	0.13	0.27	0.68	0.69	0.28	0.46	-0.30	-0.24	0.63	0.81	-0.44	0.65	0.53	0.44	0.33	-0.03	0.17
	Cu	Zn	Rb	As	Se	Sr	Mo	Ba	Ta	Pb	Y	Zr	Nb	Hf	Ce	Pr	Nd
SiO ₂	-0.09	0.42	0.39	-0.89	-0.72	0.56	-0.62	0.27	-0.65	0.30	-0.81	0.43	0.25	-0.08	0.27	0.15	0.13
TiO ₂	-0.18	0.48	0.58	-0.84	-0.77	0.67	-0.74	0.44	-0.78	0.60	-0.53	0.60	0.71	0.39	0.55	0.29	0.27
Al ₂ O ₃	0.34	0.77	0.71	-0.85	-0.79	0.58	-0.66	0.80	-0.73	0.75	-0.68	0.85	0.51	-0.04	0.80	0.71	0.68
Fe ₂ O ₃	0.26	0.52	0.88	-0.80	-0.81	0.61	-0.76	0.68	-0.82	0.66	-0.61	0.90	0.51	0.03	0.74	0.64	0.69
MnO	0.55	-0.16	-0.22	-0.01	0.01	-0.62	-0.02	-0.01	-0.18	-0.13	-0.23	-0.16	-0.20	-0.29	0.04	0.19	0.28
MgO	0.20	0.41	0.42	-0.80	-0.81	0.30	-0.79	0.53	-0.83	0.59	-0.56	0.50	0.51	0.16	0.60	0.42	0.46
CaO	-0.04	-0.47	-0.51	0.97	0.83	-0.55	0.74	-0.41	0.79	-0.42	0.87	-0.56	-0.31	0.08	-0.42	-0.30	-0.30
Na ₂ O	-0.59	0.33	0.18	-0.54	-0.38	0.64	-0.32	0.14	-0.28	0.34	-0.34	0.15	0.48	0.53	0.11	-0.18	-0.24
K ₂ O	0.36	0.37	0.85	-0.66	-0.60	0.50	-0.52	0.47	-0.61	0.32	-0.74	0.82	0.11	-0.33	0.48	0.56	0.63
P ₂ O ₅	0.59	0.49	0.61	-0.59	-0.58	0.13	-0.51	0.68	-0.58	0.59	-0.58	0.65	0.45	0.06	0.72	0.71	0.81
ППП	-0.12	-0.51	-0.72	0.90	0.82	-0.66	0.73	-0.46	0.75	-0.43	0.79	-0.75	-0.32	0.17	-0.49	-0.43	-0.44
Li	0.64	0.47	0.15	-0.45	-0.37	-0.23	-0.27	0.55	-0.28	0.47	-0.52	0.24	0.39	0.13	0.54	0.55	0.65
Sc	0.30	0.92	0.23	-0.35	-0.32	0.34	-0.18	0.79	-0.25	0.80	-0.06	0.56	0.65	0.12	0.79	0.70	0.53
V	0.16	0.82	0.26	-0.53	-0.56	0.43	-0.46	0.82	-0.48	0.88	-0.13	0.54	0.67	0.25	0.80	0.59	0.44
Cr	0.12	0.50	0.11	-0.56	-0.56	0.14	-0.52	0.60	-0.50	0.70	-0.27	0.24	0.63	0.49	0.59	0.34	0.33
Co	0.43	-0.35	-0.55	0.13	0.11	-0.80	0.08	-0.30	0.09	-0.41	-0.09	-0.52	-0.41	-0.36	-0.29	-0.13	-0.03

Таблица 4. Окончание

	Cu	Zn	Rb	As	Se	Sr	Mo	Ba	Ta	Pb	Y	Zr	Nb	Hf	Ce	Pr	Nd
Ni	0.49	-0.17	-0.29	-0.17	-0.17	-0.59	-0.18	-0.07	-0.22	-0.18	-0.33	-0.24	-0.26	-0.35	-0.05	0.07	0.17
Cu	1.00	0.45	0.10	0.01	-0.03	-0.47	0.08	0.49	0.04	0.27	-0.13	0.29	0.14	-0.35	0.52	0.78	0.82
Zn	0.45	1.00	0.39	-0.46	-0.40	0.33	-0.23	0.91	-0.28	0.89	-0.26	0.66	0.77	0.24	0.91	0.83	0.73
Rb	0.0	0.39	1.00	-0.58	-0.61	0.74	-0.57	0.55	-0.61	0.52	-0.45	0.92	0.38	0.04	0.59	0.53	0.58
As	0.01	-0.46	-0.58	1.00	0.91	-0.63	0.84	-0.45	0.90	-0.49	0.80	-0.63	-0.39	0.02	-0.49	-0.32	-0.31
Se	-0.03	-0.40	-0.61	0.91	1.00	-0.62	0.98	-0.46	0.88	-0.51	0.54	-0.65	-0.39	0.05	-0.51	-0.33	-0.33
Sr	-0.47	0.33	0.74	-0.63	-0.62	1.00	-0.60	0.36	-0.62	0.46	-0.33	0.69	0.36	0.20	0.35	0.11	0.05
Mo	0.08	-0.23	-0.57	0.84	0.98	-0.60	1.00	-0.33	0.88	-0.40	0.45	-0.57	-0.32	0.04	-0.40	-0.20	-0.21
Ba	0.49	0.91	0.55	-0.45	-0.46	0.36	-0.33	1.00	-0.36	0.95	-0.22	0.76	0.72	0.27	0.97	0.88	0.82
Ta	0.04	-0.28	-0.61	0.90	0.88	-0.62	0.88	-0.36	1.00	-0.39	0.68	-0.64	-0.25	0.16	-0.44	-0.28	-0.28
Pb	0.27	0.89	0.52	-0.49	-0.51	0.46	-0.40	0.95	-0.39	1.00	-0.15	0.71	0.86	0.48	0.94	0.75	0.68
Y	-0.13	-0.26	-0.45	0.80	0.54	-0.33	0.45	-0.22	0.68	-0.15	1.00	-0.43	-0.06	0.22	-0.23	-0.24	-0.30
Zr	0.29	0.66	0.92	-0.63	-0.65	0.69	-0.57	0.76	-0.64	0.71	-0.43	1.00	0.51	-0.03	0.81	0.76	0.74
Nb	0.14	0.77	0.38	-0.39	-0.39	0.36	-0.32	0.72	-0.25	0.86	-0.06	0.51	1.00	0.70	0.79	0.58	0.53
Hf	-0.35	0.24	0.04	0.02	0.05	0.20	0.04	0.24	0.16	0.48	0.22	-0.03	0.70	1.00	0.24	-0.04	-0.03
Ce	0.52	0.91	0.59	-0.49	-0.51	0.35	-0.40	0.97	-0.44	0.94	-0.23	0.81	0.79	0.24	1.00	0.92	0.87
Pr	0.78	0.83	0.53	-0.32	-0.33	0.11	-0.20	0.88	-0.28	0.75	-0.24	0.76	0.58	-0.04	0.92	1.00	0.97
Nd	0.82	0.73	0.58	-0.31	-0.33	0.05	-0.21	0.82	-0.28	0.68	-0.30	0.74	0.53	-0.03	0.87	0.97	1.00

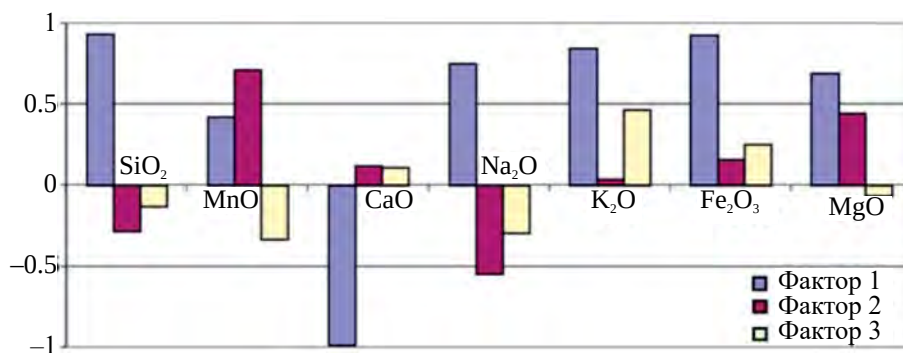


Рис. 5. Результаты факторного анализа.

глин — 1463.6, терригенных турбидитов — 621.6, морских песков — 218.0, вулканогенных отложений — 18.6, кокколитовых илов и глин — 366.8, кокколито-фораминиферовые илов и глин — 310.1, бентогенных карбонатов и карбонатно-обломочных отложений — 110.1, карбонатных турбидитов — 22.5, диатомовых илов и глин — 117.7, диатомово-радиоляриевых илов и глин — 84.0 [Левитан, 2021]. Их средний арифметический химический состав приведен выше в табл. 1 и 2.

Результаты расчета средневзвешенных химических составов (в 10^{18} г) отдельно для литогенных отложений (без гидротермального вещества) и для биогенных отложений приведены соответственно в табл. 5 и 6. Полученные данные позволили составить первые представления о массах химических компонентов в плейстоценовом стратоне Тихого океана (в 10^{18} г): SiO₂ — 1910.85, TiO₂ — 23.15, Al₂O₃ — 610.03, Fe₂O₃ — 298.46, MnO — 8.22, MgO — 92.83, CaO — 394.22, Na₂O — 85.00, K₂O — 117.84, P₂O₅ — 6.37, ППП — 375.01.

Приведенные результаты требуют комментариев. Только данные по Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO являются полностью валидными. Остальные значения получены без учета отсутствующих данных по бентогенным карбонатам и карбонатно-обломочным отложениям, а также по карбонатным турбидитам. В указанных типах карбонатных отложений среднее содержание CaCO₃ заметно превышает 90%, поэтому приведенные результаты практически очень близки к истинным (за исключением ППП). Минимальные массы (в 10^{18} г) ряда редких элементов составляют: Li — 0.130, V — 0.398, Cr — 0.196, Co — 0.089, Ni — 0.278, Cu — 0.409, Zn — 0.394, Sr — 1.965, Ba — 2.731, Zr — 0.429.

По массам петрогенных оксидов можно рассчитать средний арифметический химический состав плейстоценовых отложений Тихого океана, разделив приведенные в данном разделе результаты на общую сухую массу плейстоцена

(3874.3×10^{18} г [Левитан, 2021]). В итоге получается следующий состав (в мас. %): SiO₂ — 49.32, TiO₂ — 0.60, Al₂O₃ — 15.75, Fe₂O₃ — 7.70, MnO — 0.21, MgO — 2.40, CaO — 10.18, Na₂O — 2.19, K₂O — 3.04, P₂O₅ — 0.16. При этом на долю ППП приходится 8.45 мас. %.

Все показанные в табл. 5 и 6 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 четыре основных тренда (рис. 6).

По первому тренду распределяются SiO₂, TiO₂, Na₂O, K₂O. Это обусловлено, главным образом, рядом уменьшающихся масс сухого вещества основных типов литогенных отложений, приведенных в начале настоящего параграфа. Здесь на первом месте расположены массы гемипелагических глин, на втором — терригенных турбидитов, на третьем — пелагических глин, на четвертом — морских песков.

Второй тренд представлен распределением Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, P₂O₅. В этом случае также действует в основном уменьшение масс типов литогенных отложений, но на первом месте расположены массы гемипелагических глин, на втором — пелагических глин, на третьем — терригенных турбидитов, на четвертом — морских песков.

Отдельный тренд характеризует распределение MnO, в котором на первом месте находятся его массы в пелагических глинах, на втором — в гемипелагических глинах, на третьем — в кокколито-фораминиферовых илах и глинах, а на четвертом — в кокколитовых илах и глинах. Стоит отметить повышенную массу MnO в диатомово-радиоляриевых илах. Таким образом, наряду с массами основных типов плейстоценовых отложений важную роль играет и содержание в них MnO.

Таблица 5. Средний взвешенный химический состав плейстоценовых литогенных отложений Тихого океана (массы химических компонентов даны в 10^{18} г)

Компонент	1	2	3	4	5	Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	164.96	467.86	215.27	74.04	5.88	Ta	0.0001	0.0006	Н.о.	—	0.00001
TiO ₂	2.03	5.89	2.43	0.87	0.11	Re	Н.о.	0.013	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Al ₂ O ₃	74.21	163.53	51.78	20.64	1.48	Ge	Н.о.	0.001	Н.о.	Н.о.	0.00002
Fe ₂ O ₃	36.83	74.32	33.06	7.82	0.89	Pb	0.006	0.017	—	0.002	0.0001
MnO	1.42	1.23	0.31	0.16	0.02	Mo	0.002	0.003	Н.о.	0.0006	0.00002
MgO	9.95	25.84	7.36	3.06	0.34	Y	—	0.018	—	0.003	0.0003
CaO	3.90	22.40	9.37	5.70	0.63	Zr	0.061	0.092	0.046	0.012	0.001
Na ₂ O	3.69	24.53	8.30	3.23	0.34	Cs	Н.о.	0.003	Н.о.	—	0.00004
K ₂ O	16.84	23.79	17.57	2.37	0.19	Cd	0.049	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.003
P ₂ O ₅	0.75	1.55	0.52	0.13	0.02	Sb	Н.о.	0.002	Н.о.	—	—
ППП	—	72.28	—	10.03	0.94	B	Н.о.	0.070	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Li	0.022	0.041	Н.о.	—	0.001	Nb	0.003	0.009	—	0.0006	0.0002
Sc	0.012	0.025	Н.о.	0.006	0.0003	Hf	Н.о.	0.002	Н.о.	—	0.00003
Sn	0.007	0.003	—	—	Н.о.	La	0.018	0.021	Н.о.	—	0.0002
V	0.040	0.132	—	0.021	0.001	Ce	0.025	0.040	Н.о.	0.004	0.0004
Cr	0.016	0.073	—	0.006	0.001	Pr	0.006	0.005	Н.о.	0.0006	0.0001
Co	0.012	0.009	—	0.001	0.0001	Nd	0.023	0.014	Н.о.	—	0.0002
Ni	0.061	0.050	—	0.003	0.0006	Sm	0.006	0.004	Н.о.	0.0006	0.0001
Cu	0.121	0.044	—	0.007	0.0006	Eu	0.002	0.0006	Н.о.	—	0.00001
Zn	0.050	0.092	—	0.013	0.001	Gd	—	0.004	Н.о.	Н.о.	0.00006
Rb	0.037	0.069	0.047	0.004	0.0006	Tb	—	0.0006	Н.о.	—	0.00001
Ga	0.008	0.014	Н.о.	0.002	0.0002	Dy	0.007	0.004	Н.о.	Н.о.	0.00006
As	Н.о.	0.008	—	0.001	0.0001	Ho	0.0006	0.0006	Н.о.	Н.о.	0.00001
Se	0.0001	0.002	Н.о.	Н.о.	0.00001	Er	0.003	0.002	Н.о.	—	0.00006
Br	Н.о.	0.018	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Tm	Н.о.	0.0006	Н.о.	Н.о.	0.00001
Sr	0.033	0.201	0.103	0.028	0.002	Yb	0.002	0.002	Н.о.	—	0.00002
Mo	0.002	Н.о.	Н.о.	0.0006	Н.о.	Lu	—	0.0003	Н.о.	—	0.00001
Ba	0.279	0.627	—	0.047	0.004	Th	Н.о.	0.006	Н.о.	—	0.00006
						U	Н.о.	0.002	Н.о.	0.0006	0.00002

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

Наконец, четвертый тренд представлен распределением CaO, где первые три места занимают основные типы карбонатных отложений в соответствии с их массами: 1) кокколитовые илы и глины; 2) кокколитово-фораминиферовые илы и глины; 3) бентогенные карбонаты и карбонатно-обломочные отложения.

Средние скорости накопления химических элементов

Этот параметр необходим для сравнительных анализов плейстоценовых отложений Тихого

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 величины в нижеследующих табл. 7 и 8 получаются при делении соответствующих значений табл. 5 и 6 на 1.79 млн лет. Естественно, что структуры табл. 7 и 8 точно повторяют структуры табл. 5 и 6, поэтому ниже отдельные описания табл. 7 и 8 не даются.

Таблица 6. Средний взвешенный химический состав плейстоценовых биогенных отложений Тихого океана (массы химических компонентов даны в 10^{18} г)

Компонент	1	2	3	4	5	6	Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40.21	26.01	47.54	25.74	Н.о.	Н.о.	Ba	0.197	0.313	0.058	Н.о.	Н.о.	Н.о.
TiO ₂	0.43	0.59	0.31	0.28	Н.о.	Н.о.	Pb	0.006	0.003	0.002	—	Н.о.	Н.о.
Al ₂ O ₃	8.79	5.79	8.83	5.75	Н.о.	Н.о.	Mo	0.002	0.003	0.004	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Fe ₂ O ₃	4.10	4.54	1.97	3.18	0.02	0.003	Y	0.004	0.006	0.002	—	—	—
MnO	0.37	0.68	0.08	0.34	0.002	0.0006	Zr	0.010	0.009	0.007	—	—	—
MgO	2.09	2.20	0.92	1.74	1.15	0.23	Cs	0.0006	0.0006	0.0002	—	Н.о.	Н.о.
CaO	73.46	63.77	1.44	1.13	31.91	6.52	Cd	Н.о.	0.140	Н.о.	—	Н.о.	Н.о.
Na ₂ O	2.31	2.34	2.02	0.73	Н.о.	Н.о.	Sn	0.003	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
K ₂ O	1.31	1.01	1.70	1.04	Н.о.	Н.о.	Sb	0.0002	0.0003	0.0001	Н.о.	Н.о.	Н.о.
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.08	0.09	Н.о.	Н.о.	B	0.018	0.008	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
ППП	56.35	58.85	4.73	6.32	Н.о.	Н.о.	Nb	—	0.0006	0.0006	—	Н.о.	Н.о.
Li	0.002	0.002	0.003	0.003	Н.о.	Н.о.	La	0.002	0.002	0.001	—	Н.о.	Н.о.
Sc	0.001	0.001	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Ce	0.002	0.001	0.002	—	Н.о.	Н.о.
V	0.016	0.008	0.005	Н.о.	—	—	Pr	Н.о.	0.002	—	—	Н.о.	Н.о.
Cr	0.006	0.003	0.003	0.002	Н.о.	Н.о.	Nd	Н.о.	0.011	0.0006	—	Н.о.	Н.о.
Co	0.002	0.003	0.001	0.003	—	—	Sm	0.0006	0.0006	0.0002	—	Н.о.	Н.о.
Ni	0.017	0.011	0.004	0.009	—	—	Eu	0.0002	0.0005	0.0001	—	Н.о.	Н.о.
Cu	0.017	0.012	0.007	0.021	Н.о.	Н.о.	Gd	Н.о.	Н.о.	0.0006	—	Н.о.	Н.о.
Zn	0.032	0.016	0.008	0.007	Н.о.	Н.о.	Tb	0.0001	0.0005	0.0001	—	Н.о.	Н.о.
Rb	0.003	0.003	0.006	—	Н.о.	Н.о.	Yb	0.001	0.0005	0.0002	—	Н.о.	Н.о.
Ga	—	0.0006	Н.о.	Н.о.	—	—	Lu	0.0001	0.0001	0.00003	—	Н.о.	Н.о.
As	Н.о.	Н.о.	0.002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Th	—	Н.о.	0.001	—	Н.о.	Н.о.
Sr	0.274	0.229	0.023	Н.о.	0.170	0.035	U	—	Н.о.	0.0003	—	Н.о.	Н.о.

Примечания. Н.о. — не определялся; тире — число проб, меньшее 7; ППП — потери при прокаливании; в числителе — колебания значений, в знаменателе — среднее арифметическое; n — число проб; 1–7 — типы отложений: 1 — кокколито-фораминиферовые глины и илы; 2 — кокколито-фораминиферовые глины и илы; 3 — диатомовые глины и илы; 4 — диатомово-радиоляриевые илы и глины; 5 — бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 6 — карбонатные турбидиты.

Абсолютные массы элементов

Абсолютные массы характеризуют интенсивность накопления химических компонентов. В табл. 9 приведены результаты расчета абсолютных масс оксидов петрогенных элементов в плейстоценовых отложениях Тихого океана. Данные табл. 9 получены или делением скоростей накопления (см. табл. 7, 8) на площади распространения анализируемых типов плейстоценовых отложений, приведенные в работе [Левитан, 2021], или умножением процентных содержаний оксидов петрогенных элементов на абсолютные массы соответствующих типов отложений, взятых из работы [Левитан, 2021] и последующим делением на 100.

Анализ табл. 9 свидетельствует о ведущей роли масс сухого вещества основных типов отложений.

Например, во всех пяти главных трендах распределения абсолютных масс (в условных единицах) (рис. 7) на первом месте находятся гемипелагические глины, а на последнем — вулканогенные отложения. Для Al₂O₃ и K₂O первые три места в рядах уменьшения абсолютных масс занимает последовательность: гемипелагические глины, терригенные турбидиты, пелагические глины. Для SiO₂ интересно перемещение на третье место диатомовых илов и глин, а для MnO — кокколито-фораминиферовых илов и глин; при этом пелагические глины в обоих случаях “оттеснены” на четвертое место. Ряд уменьшения абсолютных масс для CaO выглядит следующим образом: гемипелагические глины, кокколито-фораминиферовые илы и глины, терригенные турбидиты, кокколито-фораминиферовые илы и глины, бентогенные карбонатно-обломочные отложения и т.д.

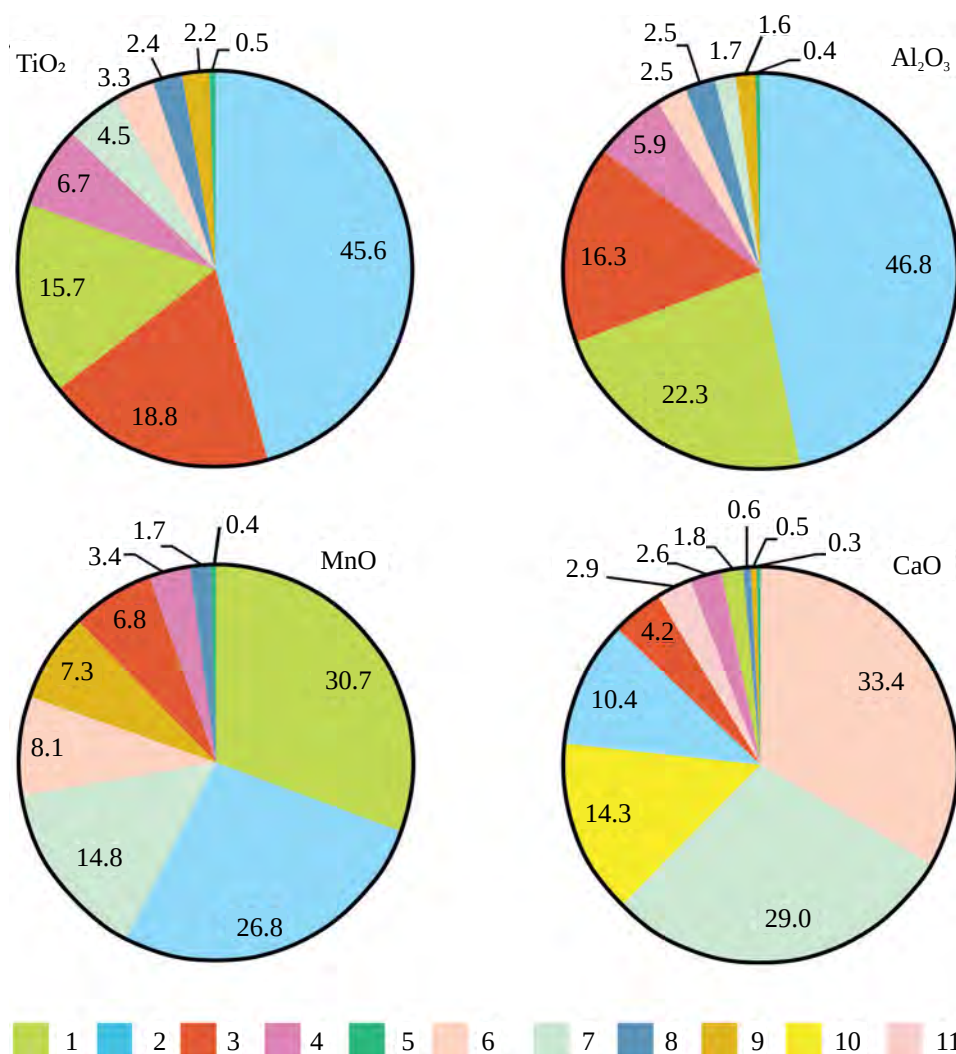


Рис. 6. Циклограммы средневзвешенного химического состава плейстоценовых отложений (в %).

1 — пелагические глины; 2 — гемипелагические глины; 3 — терригенные турбидиты; 4 — морские пески; 5 — вулкано-генные отложения; 6 — кокколитовые илы и глины; 7 — кокколито-во-фораминиферовые илы и глины; 8 — диатомовые илы и глины; 9 — диатомово-радиоляриевые илы и глины; 10 — бентогенные карбонаты и карбонатно-обломочные отложения; 11 — карбонатные турбидиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящий геохимический обзор является частью цикла наших работ по геохимическим особенностям плейстоценовых отложений Мирового океана [Левитан, 2024; Левитан и др., 2023, 2024]. 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 Тихого 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 химических составов в этих типах отложений.

В качестве фактического материала для проведенных исследований послужили результаты химических анализов, опубликованные как в отчетах по рейсам Международного проекта глубоководного бурения (фазы DSDP, ODP, IODP), так и в других литературных источниках. Всего в собранной базе данных содержатся анализы 4139 проб с 47316 элементо-определениями.

Проведенный критический анализ этой базы позволил избавиться от неправильно выполненных аналитических результатов, точно

Таблица 7. Скорости накопления химических компонентов плейстоценовых литогенных отложений Тихого океана (в 10^{18} г/млн лет)

Компонент	1	2	3	4	5	Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	164.96	467.86	215.27	74.04	5.88	Re	Н.о.	0.013	Н.о.	Н.о.	Н.о.
TiO ₂	2.03	5.89	2.43	0.87	0.11	Ge	Н.о.	0.001	Н.о.	Н.о.	0.00002
Al ₂ O ₃	74.21	163.53	51.78	20.64	1.48	Pb	0.006	0.017	—	0.002	0.0001
Fe ₂ O ₃	36.83	74.32	33.06	7.82	0.89	Mo	0.002	0.003	Н.о.	0.0006	0.00002
MnO	1.42	1.23	0.31	0.16	0.02	Y	—	0.018	—	0.003	0.0003
MgO	9.95	25.84	7.36	3.06	0.34	Zr	0.061	0.092	0.046	0.012	0.001
CaO	3.90	22.40	9.37	5.70	0.63	Cs	Н.о.	0.003	Н.о.	—	0.00004
Na ₂ O	3.69	24.53	8.30	3.23	0.34	Cd	0.049	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.003
K ₂ O	16.84	23.79	17.57	2.37	0.19	Sb	Н.о.	0.002	Н.о.	—	—
P ₂ O ₅	0.75	1.55	0.52	0.13	0.02	B	Н.о.	0.070	Н.о.	Н.о.	Н.о.
ППП	—	72.28	—	10.03	0.94	Nb	0.003	0.009	—	0.0006	0.0002
Li	0.022	0.041	Н.о.	—	0.001	Hf	Н.о.	0.002	Н.о.	—	0.00003
Sc	0.012	0.025	Н.о.	0.006	0.0003	La	0.018	0.021	Н.о.	—	0.0002
Sn	0.007	0.003	—	—	Н.о.	Ce	0.025	0.040	Н.о.	0.004	0.0004
V	0.040	0.132	—	0.021	0.001	Pr	0.006	0.005	Н.о.	0.0006	0.0001
Cr	0.016	0.073	—	0.006	0.001	Nd	0.023	0.014	Н.о.	—	0.0002
Co	0.012	0.009	—	0.001	0.0001	Sm	0.006	0.004	Н.о.	0.0006	0.0001
Ni	0.061	0.050	—	0.003	0.0006	Eu	0.002	0.0006	Н.о.	—	0.00001
Cu	0.121	0.044	—	0.007	0.0006	Gd	—	0.004	Н.о.	Н.о.	0.00006
Zn	0.050	0.092	—	0.013	0.001	Tb	—	0.0006	Н.о.	—	0.00001
Rb	0.037	0.069	0.047	0.004	0.0006	Dy	0.007	0.004	Н.о.	Н.о.	0.00006
Ga	0.008	0.014	Н.о.	0.002	0.0002	Ho	0.0006	0.0006	Н.о.	Н.о.	0.00001
As	Н.о.	0.008	—	0.001	0.0001	Er	0.003	0.002	Н.о.	—	0.00006
Se	0.0001	0.002	Н.о.	Н.о.	0.00001	Tm	Н.о.	0.0006	Н.о.	Н.о.	0.00001
Br	Н.о.	0.018	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Yb	0.002	0.002	Н.о.	—	0.00002
Sr	0.033	0.201	0.103	0.028	0.002	Lu	—	0.0005	Н.о.	—	0.00001
Mo	0.002	Н.о.	Н.о.	0.0006	Н.о.	Th	Н.о.	0.011	Н.о.	—	0.0001
Ba	0.279	0.627	—	0.047	0.004	U	Н.о.	0.004	Н.о.	0.001	0.00003
Ta	0.0001	0.0006	Н.о.	—	0.00001						

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

охарактеризовать литотип каждой пробы, включить литотипы в обобщенные типы отложений, перевести значения содержаний петрогенных химических элементов в содержания их оксидов, выбраковать “ураганные” значения. Выявлена сильно выраженная пространственно-временная неоднородность в распределении содержаний химических компонентов. По возрасту мы были вынуждены ограничиться только расчетами средних содержаний по всему плейстоцену, без его разделения на нео- и эоплейстоцен.

Авторы не ставили перед собой задачу изучения сложной геохимической системы

плейстоценовой седиментации в Тихом океане. Тем не менее, принятый пространственно-временной масштаб исследования (весь Тихий океан и весь плейстоцен) позволил сделать ряд эмпирических обобщений, которые были бы невозможны при локальных или региональных работах.

В результате рассчитаны средние арифметические значения химического состава для основных литологических типов отложений. Установлена значительная роль цеолитовых (филлипситовых) глин среди плейстоценовых пелагических глин [Левитан, 2021]. Ранее существенная роль именно цеолитовых глин среди современных

Таблица 8. Скорости накопления химических компонентов плейстоценовых биогенных отложений Тихого океана (в 10^{18} г/млн лет)

Компонент	1	2	3	4	5	6	Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40.21	26.01	47.54	25.74	Н.о.	Н.о.	Ba	0.197	0.313	0.058	Н.о.	Н.о.	Н.о.
TiO ₂	0.43	0.59	0.31	0.28	Н.о.	Н.о.	Pb	0.006	0.003	0.002	—	Н.о.	Н.о.
Al ₂ O ₃	8.79	5.79	8.83	5.75	Н.о.	Н.о.	Mo	0.002	0.003	0.004	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Fe ₂ O ₃	4.10	4.54	1.97	3.18	0.02	0.003	Y	0.004	0.006	0.002	—	—	—
MnO	0.37	0.68	0.08	0.34	0.002	0.0006	Zr	0.010	0.009	0.007	—	—	—
MgO	2.09	2.20	0.92	1.74	1.15	0.23	Cs	0.0006	0.0006	0.0002	—	Н.о.	Н.о.
CaO	73.46	63.77	1.44	1.13	31.91	6.52	Cd	Н.о.	0.140	Н.о.	—	Н.о.	Н.о.
Na ₂ O	2.31	2.34	2.02	0.73	Н.о.	Н.о.	Sn	0.003	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
K ₂ O	1.31	1.01	1.70	1.04	Н.о.	Н.о.	Sb	0.0002	0.0003	0.0001	Н.о.	Н.о.	Н.о.
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.08	0.09	Н.о.	Н.о.	B	0.018	0.008	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
ППП	56.35	58.85	4.73	6.32	Н.о.	Н.о.	Nb	—	0.0006	0.0006	—	Н.о.	Н.о.
Li	0.002	0.002	0.003	0.003	Н.о.	Н.о.	La	0.002	0.002	0.001	—	Н.о.	Н.о.
Sc	0.001	0.001	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Ce	0.002	0.001	0.002	—	Н.о.	Н.о.
V	0.016	0.008	0.005	Н.о.	—	—	Pr	Н.о.	0.002	—	—	Н.о.	Н.о.
Cr	0.006	0.003	0.003	0.002	Н.о.	Н.о.	Nd	Н.о.	0.011	0.0006	—	Н.о.	Н.о.
Co	0.002	0.003	0.001	0.003	—	—	Sm	0.0006	0.0006	0.0002	—	Н.о.	Н.о.
Ni	0.017	0.011	0.004	0.009	—	—	Eu	0.0002	0.0005	0.0001	—	Н.о.	Н.о.
Cu	0.017	0.012	0.007	0.021	Н.о.	Н.о.	Gd	Н.о.	Н.о.	0.0006	—	Н.о.	Н.о.
Zn	0.032	0.016	0.008	0.007	Н.о.	Н.о.	Tb	0.0001	0.0005	0.0001	—	Н.о.	Н.о.
Rb	0.003	0.003	0.006	—	Н.о.	Н.о.	Yb	0.001	0.0005	0.0002	—	Н.о.	Н.о.
Ga	—	0.0006	Н.о.	Н.о.	—	—	Lu	0.0001	0.0001	0.00003	—	Н.о.	Н.о.
As	Н.о.	Н.о.	0.002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Th	—	Н.о.	0.001	—	Н.о.	Н.о.
Sr	0.274	0.229	0.023	Н.о.	0.170	0.035	U	—	Н.о.	0.0003	—	Н.о.	Н.о.

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 — кокколито-во-фораминиферовые глины и илы; 3 — диатомовые глины и илы; 4 — диатомо-во-радиоляриевые илы и глины; 5 — бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 6 — карбонатные турбидиты.

Таблица 9. Средневзвешенные абсолютные массы петрогенных компонентов химического состава (в г/см² × тыс. лет) основных типов плейстоценовых отложений Тихого океана

Компонент	Типы отложений								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0.25	10.48	4.13	0.02	0.10	0.10	Н.о.	0.37	0.10
TiO ₂	0.003	0.13	0.05	0.0004	0.001	0.002	Н.о.	0.002	0.001
Al ₂ O ₃	0.11	3.66	0.99	0.006	0.02	0.02	Н.о.	0.07	0.02
Fe ₂ O ₃	0.06	1.66	0.63	0.003	0.01	0.02	0.00002	0.02	0.01
MnO	0.002	0.03	0.006	0.0001	0.001	0.003	0.000002	0.001	0.001
MgO	0.02	0.58	0.14	0.001	0.005	0.009	0.001	0.007	0.007
CaO	0.006	0.50	0.18	0.002	0.18	0.25	0.041	0.01	0.004
Na ₂ O	0.006	0.55	0.16	0.001	0.006	0.009	Н.о.	0.016	0.003
K ₂ O	0.03	0.53	0.34	0.0007	0.003	0.004	Н.о.	0.013	0.004
P ₂ O ₅	0.001	0.03	0.01	0.0001	0.001	0.001	Н.о.	0.001	0.0003

Примечания. Типы отложений: 1 — пелагические глины; 2 — гемипелагические глины; 3 — терригенные турбидиты; 4 — вулканогенно-обломочные отложения и вулканические пеплы; 5 — кокколито-вые глины и илы; 6 — кокколито-во-фораминиферовые глины и илы; 7 — бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 8 — диатомовые глины и илы; 9 — диатомо-во-радиоляриевые глины и илы. Н.о. — не определялся.

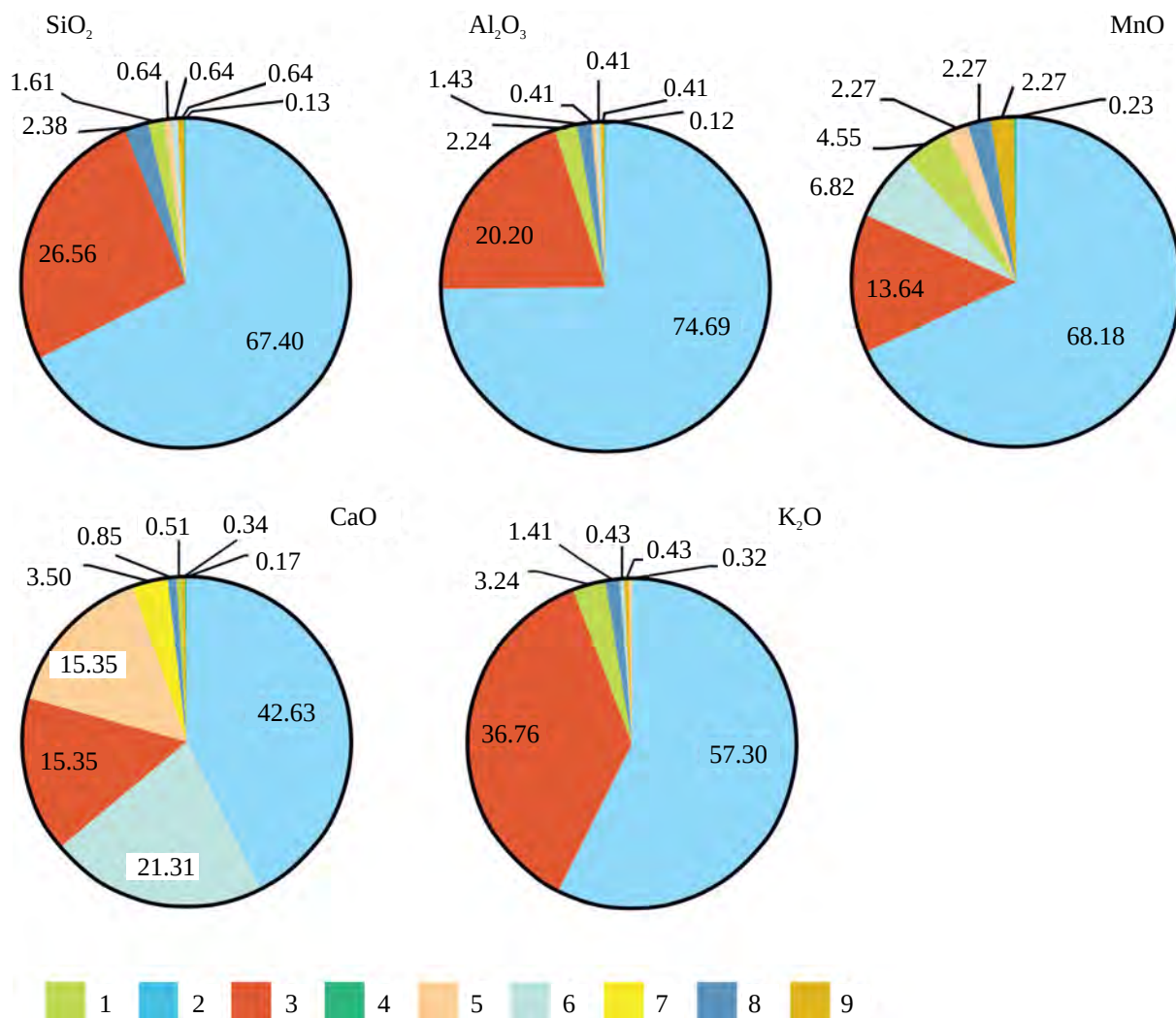


Рис. 7. Циклограммы абсолютных масс плейстоценовых отложений (в условных единицах).

1 — пелагические глины; 2 — гемипелагические глины; 3 — терригенные турбидиты; 4 — вулканогенно-обломочные отложения и вулканические пеплы; 5 — кокколитоидные глины и илы; 6 — кокколитоидно-фораминиферовые глины и илы; 7 — бентогенные и карбонатно-обломочные отложения; 8 — диатомовые глины и илы; 9 — диатомово-радиоляриевые глины и илы.

пелагических глин Тихого океана была отмечена в работе [Скорнякова, Мурдмаа, 1968]. Напомним, что в исследуемых отложениях филлипситы формируются по палагонитам (гидратированному вулканическому стеклу основного состава). По результатам изучения состава современных пелагических глин Пацифики в них было твердо установлено присутствие заметного количества вулканогенного вещества [Cronan, 1974]. По нашим данным продемонстрировано большое сходство гемипелагических глин и вулканогенных отложений. Таким образом, геохимические особенности плейстоценовых отложений Тихого океана во многом определяются повышенной ролью вулканогенного вещества в их составе.

Показана специфика гидротермальных отложений по сравнению с фоновыми осадками. Проведены сравнения полученных данных для ряда литогенных 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.

По данным корреляционного анализа выделены основные геохимические ассоциации. Факторный анализ установил доминирование трех факторов: первый из них связан с литогенным/карбонатным

веществом (соответственно, по положительным и отрицательным факторным нагрузкам), второй — с водородным материалом. Интерпретация третьего фактора пока остается неясной.

С учетом ранее полученных данных по средне-взвешенному литологическому составу [Левитан, 2021] рассчитаны средневзвешенные химические составы изученных отложений. В целом в плейстоценовых отложениях Тихого океана содержится (в 10^{18} г): SiO_2 — 1910.85, TiO_2 — 23.15, Al_2O_3 — 610.03, Fe_2O_3 — 298.46, MnO — 8.22, MgO — 92.83, CaO — 394.22, Na_2O — 85.00, K_2O — 117.84, P_2O_5 — 6.37, ППП — 375.01. Стоит иметь в виду, что, по данным из монографии [Батурин, 1986], в полях железо-марганцевых конкреций содержится около одной трети от массы Mn в одновозрастных осадках. Минимальные массы (в 10^{18} г) ряда редких элементов составляют: Li — 0.130, V — 0.398, Cr — 0.196, Co — 0.089, Ni — 0.278, Cu — 0.409, Zn — 0.394, Sr — 1.965, Ba — 2.731, Zr — 0.429.

Нами рассчитаны следующие средние содержания петрогенных оксидов в плейстоцене Тихого океана (в мас. %): SiO_2 — 49.32, TiO_2 — 0.60, Al_2O_3 — 15.75, Fe_2O_3 — 7.70, MnO — 0.21, MgO — 2.40, CaO — 10.18, Na_2O — 2.19, K_2O — 3.04, P_2O_5 — 0.16. На долю ППП приходится 8.45 мас. %.

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

БЛАГОДАРНОСТЬ

Благодарим Т.А. Антонову за помощь в создании статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы декларируют отсутствие конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батурин Г.Н. Геохимия железо-марганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
- Волков И.И., Севастьянова Е.С., Ягодинская Т.А. Фосфор в осадках северо-западной части Тихого океана // Геохимия. 1974. № 9. С. 1297—1309.
- Волков И.И., Соколов В.С., Соколова Е.Г., Пилипчук М.Ф. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-запад-

ной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 2. С. 3—22.

Волков И.И., Фомина Л.С. Новые данные по геохимии редкоземельных элементов в осадках Тихого океана // Геохимия. 1973. № 11. С. 1603—1615.

Деков В. Гидротермальное осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1994. 208 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.

Левитан М.А. Миоцен-четвертичная история кремне-накопления в восточной части экваториальной зоны Тихого океана и проблемы реконструкции палеопродуктивности // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 478—486.

Левитан М.А. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.

Левитан М.А. Первые результаты сравнительного анализа химического состава плейстоценовых отложений Индийского и Атлантического океанов // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2024. № 3. С. 54—58.

Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г. и др. Химический состав плейстоценовых отложений Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 5. С. 423—444.

Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В. Геохимические особенности плейстоценовых отложений Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 3. С. 279—300.

Левитан М.А., Кузьмина Т.Г., Лукша В.Л. и др. Позднеплейстоценовая история осадконакопления на подводном хребте Ширшова (Берингово море) // Геохимия. 2013. № 3. С. 195—228.

Левитан М.А., Кузьмина Т.Г., Лукша В.Л. и др. История седиментации на континентальном склоне Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 4. С. 283—304.

Левитан М.А., Лукша В.Л., Толмачева А.В. История седиментации в северной части Охотского моря в течение последних 1.1 млн лет // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 3. С. 227—246.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис // Геолого-геофизические исследования в восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 289—379.

Лисицын Н.А., Дворецкая О.А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого оке-

- ана // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 4. С. 3–26.
- Лисицына Н.А., Дворецкая О.А., Пушкина З.В., Черкасова Е.В. К геохимии элементов-гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 6. С. 3–21.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 183 с.
- Свальнов В.Н., Гордеев В.В. Химический состав осадков // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 68–88.
- 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.
- Baker P.E., Coltorti M., Briqueu L. et al. Volcanic ash layers from Sites 828, 830, 831, 832, and 833, new Hebrides Island arc // Proc. ODP, Sci. Results. 134. 1994. P. 403–412 (College Station, TX).
- Barrett T.J., Friedrichsen H., Fleet A.J. Elemental and stable isotopic composition of some metalliferous and pelagic sediments from the Galapagos mounds area, Deep Sea Drilling Project Leg 70 // Init. Repts. DSDP. 70. 1983. P. 315–323 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Beck K., Hickey-Vargas R. Composition, age and origin of Pleistocene turbidite deposits at ODP Site 1232, Nazca plate: Implications for volcanism and climate change in central south Chile // J. South Amer. Earth Sci. 2022. V. 118. <https://doi.org/10.1016/j.sames.2022.103908>
- Beiersdorf H., Natland J.H. Sedimentary and diagenetic processes in the central Panama Basin since the Late Miocene: the lithology and composition of sediments from Deep Sea Drilling Project Sites 504 and 505 // Init. Repts. DSDP. 69. 1983. P. 343–383 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Boström K., Joensuu O., Valdés S. et al. Geochemistry and origin of East Pacific sediments sampled during DSDP Leg 34 // Init. Repts. DSDP. 34. 1976. P. 559–574 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Bruggmann S., Severmann S., McManus J. Geochemical conditions regulating chromium preservation in marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2023. V. 348. P. 239–257.
- Cao L.Q., Arculus R.J., McKelvey B.C. Geochemistry and petrology of volcanic ashes recovered from Sites 881 through 884: a temporal record of Kamchatka and Kurile volcanism // Proc. ODP, Sci. Results. 145. 1995. P. 345–381 (College Station, TX).
- Corliss J.B., Dymond J., Lopez C. Elemental abundance patterns in Leg 34 rocks // Init. Repts. DSDP. 34. 1976. P. 293–299 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Cramp A., Lewis C. Data report: Pliocene-Pleistocene-Holocene trace metal data from Holes 794A, 795A, 797A, and 797B // Proc. ODP. 127. 1992. P. 1361–1366 (College Station, TX).
- Cronan D.S. Authigenic minerals in deep-sea sediments // The Sea. V. 5. Marine Chemistry / Ed. E.D. Goldberg. N. Y.: Wiley-Interscience, 1974. P. 491–526.
- Dean W.E. Inorganic geochemistry of sediments and rocks from the Mid-Pacific mountains and Hess Rise, Deep Sea Drilling Project Leg 62 // Init. Repts. DSDP. 62. 1981. P. 685–710 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Donnelly T.W. Chemical composition of deep-sea sediments – Sites 9 through 425, Leg 2 through 54, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts. DSDP. 54. 1980a. P. 899–949 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Donnelly T.W. Secondly modified sediments of the Eastern Pacific: major-element chemistry of Sites 420, 424 and 425, Deep Sea Drilling Project Leg 54 // Init. Repts. DSDP. 54. 1980b. P. 329–338 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Donnelly T.W., Wallace J.L. Major element chemistry of the Tertiary rocks at Site 317 and the problem of the origin of the nonbiogenic fraction of pelagic sediments // Init. Repts. DSDP. 33. 1976. P. 557–562 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Dymond J., Corliss J.B., Cobler R. et al. Composition and origin of sediments recovered by deep drilling of sediment mounds, Galapagos spreading center // Init. Repts. DSDP. 54. 1980. P. 899–949 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Feng J., Li N., Liang J. et al. Discerning the sulfur geochemical features of turbidites and methane-rich sediments from the South China sea // Mar. Petrol. Geol. 2024. V. 160. 106602.
- Frakes L.A. Geochemistry of Ross Sea diamicts // Init. Repts. DSDP. 28. 1975. P. 789–794 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Furuta T., Fujioka K., Arai F. Widespread submarine tephra around Japan – petrographic and chemical properties // Mar. Geol. 1986. V. 72. P. 125–142.
- Garcia M.O. Pliocene-Pleistocene volcanic sands from Site 842: products of giant landslides // Proc. ODP, Sci. Results. 136. 1993. P. 53–63 (College Station, TX).
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
- Grechin V.I., Niem A.R., Mahood R.O. et al. Neogene tuffs, ashes, and volcanic breccias from offshore California and Baja California, Deep Sea Drilling Project Leg 63 sedimentation and diagenesis // Init. Repts. DSDP. 63. 1981a. P. 631–657 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Grechin V.I., Pisciotto K.A., Mahoney J.J. Neogene siliceous sediments and rocks off southern California and Baja California, Deep Sea Drilling Project Leg 63 // Init. Repts. DSDP. 63. 1981b. P. 579–593 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).

- Gurvich E.G., Levitan M.A., Kuzmina T.G.* Chemical composition of Leg 138 sediments and history of hydrothermal activity // *Proc. ODP, Sci. Results.* 138. 1995. P. 769–778 (College Station, TX).
- Heath G.R., Kovar R.B., Lopez C.* Geochemistry of sediments at Sites 579, 580, and 581, Deep Sea Drilling Project Leg 86, western north Pacific // *Init. Repts. DSDP.* 86. 1985a. P. 657–670 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Heath G.R., Kovar R.B., Lopez C., Campi G.L.* Elemental composition of Cenozoic pelagic clays from Deep Sea Drilling Project Sites 576 and 578, Western North Pacific // *Init. Repts. DSDP.* 86. 1985b. P. 605–646 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Hiscott R.N., Gill J.B.* Major and trace element geochemistry of Oligocene to Quaternary volcanoclastic sands and sandstones from the Izu-Bonin Arc // *Proc. ODP, Sci. Results.* 126. 1992. P. 467–485 (College Station, TX).
- Hoffert M., Person A., Courtois C. et al.* Sedimentology, mineralogy and geochemistry of hydrothermal deposits from Holes 424, 424A, 424B and 4424C (Galapagos spreading center) // *Init. Repts. DSDP.* 54. 1980. P. 339–376 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Irino T., Pedersen T.F.* Geochemical character of glacial to interglacial sediments at Site 1017, southern Californian margin: minor and trace elements // *Proc. ODP, Sci. Results.* 167. 2000. P. 263–270 (College Station, TX).
- Karpoff A.M.* The sedimentary deposits of Suiko seamount (Leg 55, Site 433): from the reef environment to the pelagic sedimentation // *Init. Repts. DSDP.* 55. 1980. P. 491–501 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Kurnosov V.B., Murdmaa I.O., Kazakova V.P. et al.* Mineralogy and inorganic geochemistry of sediments from the mouth of the Gulf of California // *Init. Repts. DSDP.* 65. 1983. P. 399–424 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Kuykendall Jr. W.E., Hoffman B.F., Wainerdi R.E.* 14-MeV neutron activation analysis of selected Leg 5 core samples // *Init. Repts. DSDP.* 5. 1971. P. 484–494 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Lamy F., Hebbeln D., Wefer G.* Terrigenous sediment supply along the Chilean continental margin: modern region patterns of texture and composition // *Geol. Rundsch.* 1998. V. 87. P. 477–494.
- Leggett J.K.* Geochemistry of Cocos plate pelagic-hemipelagic sediments in Hole 487, Deep Sea Drilling Project Leg 66 // *Init. Repts. DSDP.* 66. 1982. P. 683–686 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Lisitsin A.P., Serova V.V., Zverinskaya I.B. et al.* Geochemical, mineralogical and paleontological studies // *Init. Repts. DSDP.* 6. 1971. P. 829–960 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Lyle M.W.* Major element composition of Leg 92 sediments // *Init. Repts. DSDP.* 92. 1986. P. 355–370 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Migdisov A.A., Gradusov B.P., Bredanova N.V. et al.* Major and minor elements in hydrothermal and pelagic sediments of the Galapagos mounds area, Leg 70, Deep Sea Drilling Project // *Init. Repts. DSDP.* 70. 1983. P. 277–295 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Migdisov A.A., Miklishansky A.Z., Saveliev B.S. et al.* Neutron activation analysis of rare earth elements and some other trace elements in volcanic ashes and pelagic clays, Deep Sea Drilling Project Leg 59 // *Init. Repts. DSDP.* 59. 1981. P. 653–668 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Mimura K., Nakamura K., Yasukawa K. et al.* Significant impacts of pelagic clay on average chemical composition of subducting sediments: New insights from discovery of extremely rare-earth elements and yttrium-rich mud at Ocean Drilling Program Site 1149 in the western North Pacific Ocean // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 186. 104059.
- Minai Y., Matsumoto R., Tominaga T.* Geochemistry of deep-sea sediments from the Nankai Trough, the Japan Trench, and adjacent regions // *Init. Repts. DSDP.* 87. 1986. P. 643–657 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Minai Y., Matsumoto R., Watanabe Y., Tominaga T.* Geochemistry of Rare Earths and other trace elements in sediments from Sites 798 and 799, Japan Sea // *Proc. ODP, Sci. Results.* 128. 1992. P. 719–737 (College Station, TX).
- Moorby S.A., Varnavas S.P., Cronan D.S.* Geochemistry of sediments from the East Pacific Rise at 23°N // *Init. Repts. DSDP.* 65. 1983. P. 425–430 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Murdmay I., Gordeev V., Kuzmina T. et al.* Geochemistry of the Japan Trench sediments recovered on Deep Sea Drilling Project Legs 56 and 57 // *Init. Repts. DSDP.* 56–57. 1980. P. 1213–1232 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).
- Natland J.H.* Volcanic ash and pumice at Shatsky Rise: sources, mechanisms of transport, and bearing on atmospheric circulation // *Proc. ODP, Sci. Results.* 132. 1993. P. 57–66 (College Station, TX).
- Nishimura A., Mita N., Nohara M.* Pelagic and hemipelagic sediments of the Izu-Bonin region, Leg 126: geochemical and compositional features // *Proc. ODP, Sci. Results.* 126. 1992. P. 487–503 (College Station, TX).
- Ouyang A., Xiong W., Li X. et al.* Occurrence and screening-flotation separation for the beneficiation of rare earth elements and yttrium (REY) in core sediments from the Pacific Ocean // *Mar. Geol.* 2023. V. 462. 107097.
- Patience R.L., Clayton C.J., Kearsley A.T. et al.* An integrated biochemical, geochemical, and sedimentological study of organic diagenesis in sediments from Leg 112 // *Proc. ODP, Sci. Results.* 112. 1990. P. 135–153 (College Station, TX).
- Ren J., Jiang X., He G. et al.* Enrichment and sources of REY in phosphate fractions: Constraints from the leaching of REY-rich deep-sea sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2022. V. 335. P. 155–168.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of continental crust // *Treatise of Geochemistry.* V. 3. The Crust / Ed. R.L. Rudnick. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 1–64.
- Schrader L., Furbish W.J.* Geochemistry and carbonate petrology of selected sediment samples from Deep Sea

Drilling Project Leg 54, Eastern Pacific // Init. Repts. DSDP. 54. 1980. P. 319–328 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).

Varentsov I.M. Geochemical history of post-Jurassic sedimentation in the central northwestern Pacific, southern Hess Rise, Deep Sea Drilling Project Site 465 // Init. Repts. DSDP. 62. 1981a. P. 805–818 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).

Varentsov I.M. Geochemical history of post-Jurassic sedimentation in the central northwestern Pacific, southern Hess Rise, Deep Sea Drilling Project Site 466 // Init. Repts. DSDP. 62. 1981b. P. 819–832 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).

Varentsov I.M., Sakharov B.A., Drits V.A. et al. Hydrothermal deposits of the Galapagos Rift zone, Leg 70: mineralogy and geochemistry of major components // Init. Repts. DSDP. 70. 1983. P. 235–268 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).

Varentsov I.M., Timofeev P.P., Rateev M.A. Geochemical history of post-Jurassic sedimentation in the central northwestern Pacific, western Mid-Pacific mountains, Deep Sea Drilling Project Site 463 // Init. Repts. DSDP. 62. 1981. P. 785–804 (U.S. Government Print. Off., Washington DC).

Watanabe T., Kagami S., Niwa M. Geochemical and heavy mineral signatures of marine incursions by a paleotsunami on the Miyazaki plain along the Nankai–Suruga Trough, the Pacific coast of southwest Japan // *Mar. Geol.* 2022. V. 444. 106704.

Yasukawa K., Nakamura K., Fujinaga K. et al. Rare-earth, major and trace element geochemistry of deep-sea sediments in the Indian Ocean: implications for the potential distribution of REE-rich mud in the Indian Ocean // *Geochem. J.* 2015. V. 49. P. 621–635.

Zheng L., Minami T., Takano S., Sohrin Y. Distributions of aluminum, manganese, cobalt, and lead in the western South Pacific: Interplay between the South and North Pacific // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2022. V. 338. P. 105–120.

GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF THE PACIFIC PLEISTOCENE SEDIMENTS

M. A. Levitan^{1,*}, L. G. Domaratskaya¹, A. V. Koltsova¹, K. V. Syromyatnikov¹

¹*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 and other literature data concerning main lithologic types of the Pacific Pleistocene sediments 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. We discovered a close resemblance between chemical composition of hemipelagic clays and volcanic sediments. Peculiarities of hydrothermal sediments are described. Using methods of mathematical statistics, we revealed main geochemical associations and principal 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 Pacific Pleistocene.

Keywords: Pacific Ocean, Pleistocene, bottom sediments, geochemistry

УДК 550.4+552.52:551.583.7

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА И НЕКОТОРЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАЛЕОКЛИМАТА

© 2025 г. О. Ю. Мельничук^{a,*}, А. В. Маслов^{a,b,**}

^aИнститут геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, ул. Академика Вонсовского, 15,
Екатеринбург, 620110 Россия

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

*e-mail: melnichuk@igg.uran.ru, o.u.melnichuk@mail.ru

**e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 20.10.2024 г.

После доработки 05.11.2024 г.

Принята к публикации 14.01.2025 г.

Установлено, что литогеохимические особенности глинистых пород венда Среднего Урала (серебрянская и сылвицкая серии), не ассоциирующих непосредственно с гляциальными образованиями (диамиктиты и др.), дают основание считать, что во время их накопления среднегодовые температуры на палеоводосборах изменялись от 4 до 21°C. Такие температуры свойственны в основном умеренному и умеренно-теплому, реже теплому климату. Рассчитанные нами величины RW-индекса также предполагают, что палеоклимат на водосборных площадях венда в основном был умеренным. В то же время некоторые образцы глинистых пород гаревской, керносской и перевалокской свит, а также кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты обладают значениями RW-индекса, сопоставимыми с теми, что характерны современному континентальному или субарктическому климату. Вариации величин RW-индекса и реконструированные значения СГТ демонстрируют одинаковые тренды похолодания/потепления для глинистых пород неледниковых интервалов венда Среднего Урала.

Ключевые слова: венд, Средний Урал, глинистые породы, петрогенные оксиды, палеоклимат, среднегодовая температура, среднегодовая сумма атмосферных осадков

DOI: 10.31857/S0024497X25030026, **EDN:** IAHWNP

Как показано в публикациях последних лет [Климат..., 2004; Geologic..., 2020; и ссылки в этих работах], чередование ледниковых и безледниковых периодов вело и в позднем докембрии, и в фанерозое к смене теплой биосферы холодной, существенным трансформациям климатической зональности нашей планеты, крупным гляцио-эвстатическим колебаниям уровня океана, перемешиванию глубинных и поверхностных вод, перестройкам систем циркуляции в атмосфере и гидросфере и многим другим, не вполне ординарным событиям. Все вместе это приводило к заметным колебаниям в геохимических циклах различных элементов, запечатленных в осадочных последовательностях второй половины рифея и венда (позднего тония—эдиакария по Международной стратиграфической шкале) разнообразными изотопными аномалиями ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$,

$\delta^{34}\text{S}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{53}\text{Cr}$ и др.), отражающими, несомненно, и крупные климатические процессы. Сильные, частые и весьма быстрые экологические перестройки, в той или иной степени обусловленные оледенениями, влияли, как полагают многие специалисты, и на эволюцию биоты.

Реконструкция всех подобных событий и в первую очередь вариаций палеоклимата, как одного из крупных факторов, контролирующих накопление осадочных последовательностей, сопряжена с существенными трудностями. Многие авторы считают поэтому, что для повышения достоверности палеоклиматических моделей необходимо использование не только литологических, но и разнообразных литогеохимических методов и подходов, в первую очередь расчет по данным валовых химических анализов различных индексов и отношений, позволяющих судить

об интенсивности химического выветривания на палеоводосборах. Краткий обзор некоторых из них можно найти в публикациях [Юдович, Кетрис, 2000, 2011 и др.; Duzgoren-Aydin et al., 2002; Маслов и др., 2016 и др.; Dinis et al., 2020; Маслов, 2022; Маслов, Подковыров, 2023; Fedo, Babechuk, 2023]. Важно, однако, иметь в виду, что подавляющее большинство, если не все из известных палеоклиматических индикаторов, отражают синтетическую историю выветривания, а не особенности процессов во время формирования каких-то конкретных отложений [Shao, Yang, 2012; Guo et al., 2018]. В случаях крупных водосборов, сложенных разнообразными породами-источниками тонкой алюмосиликокластики, даже накапливающиеся внутри таких водосборов отложения (в частности речные) представлены преимущественно материалом, валовый химический состав которого отражает и современное ему, и предшествующее выветривание [Gaillardet et al., 1999; Dellinger et al., 2014; Garzanti, Resentini, 2016; Guo et al., 2018]. В то же время в морских обстановках климатический сигнал часто теряется в силу разных причин и в тонкозернистых осадках [Dinis et al., 2020]. Еще одна методическая трудность палеоклиматических реконструкций для докембрия, отмеченная Н.М. Чумаковым и В.Н. Сергеевым [2004, с. 272], состоит в том, что "... актуалистическая интерпретация условий образования докембрийских отложений тоже затруднена из-за специфических обстановок седиментации. Эта специфичность порождалась иными формами жизни, другим составом атмосферы, иной скоростью вращения Земли, иной интенсивностью и структурой солнечной инсоляции и т.д."

НЕКОТОРЫЕ ИЗ СУЩЕСТВУЮЩИХ КЛАССИФИКАЦИЙ ПАЛЕОКЛИМАТА

При реконструкциях палеоклимата из-за очевидного отсутствия возможности использования каких бы то ни было метеорологических приборов исследователь вынужден прибегать исключительно к эмпирическим классификациям климата. Последние основаны на типизации наблюдаемых явлений, на которые влияет климат, а не на типизации причин климатообразования, как в генетических разновидностях таких классификаций [Алисов, Полтараус, 1974; Хромов, Петросянц, 2006]. Одной из наиболее популярных классификаций подобного рода является классификация В. Кеппена [Köppen, 1884]. В ее изначальном виде по средней температуре самого теплого месяца и, например, количеству месяцев с той или иной средней температурой выше

порогового значения, выделены климат тропических, субтропических, умеренных (с теплым/холодным летом, океанический), холодных поясов и полярный. Впоследствии она неоднократно модифицировалась — климатам были присвоены буквенные индексы с различной иерархией, а критерии для их выделения неоднократно пересматривались [Geiger, 1954; Peel et al., 2007; и др.]. Одним из последних вариантов этой классификации, применимым к древним отложениям, является систематика климата Л. Чжана с соавторами [Zhang et al., 2016], представляющая собой модификацию работы [Peel et al., 2007].

Благодаря использованию статистических методов количество характеристик палеоклимата в работе [Zhang et al., 2016] сведено к четырем. Авторы отмечают сильную прямую корреляцию между минимальной температурой самого холодного месяца и среднегодовой температурой у земной поверхности (СГТ), максимальной температурой самого теплого месяца и средней температурой самых теплых месяцев (СТТМ). По такому параметру, как СГТ, климаты разделены на тропический (климат категории А, $\text{СГТ} \geq 23^\circ\text{C}$), умеренный (С, $9 \leq \text{СГТ} < 23^\circ\text{C}$), континентальный (D, $-10 \leq \text{СГТ} < 9^\circ\text{C}$) и полярный (Е, $\text{СГТ} < -10^\circ\text{C}$). Климаты дождевых лесов (Af/Am) и саванн (As/Aw) отличаются величинами среднегодовой суммы осадков (СГСО) — соответственно более 1.8 м и менее. Умеренный и континентальный климаты подразделены по параметру СТТМ. При значениях СТТМ $\geq 21^\circ\text{C}$ климату присваивается литера *a*, от 15 до 21°C — литера *b*, и менее 15°C — литера *c*. Таким образом, можно говорить о гумидном субтропическом (Са), приморском умеренном (Сb) и субарктическом (Сс), континентальном с жарким (Da) либо теплым (Db) летом и континентальном субарктическом (Dc) климатах.

Отечественному исследователю такая типизация может показаться несколько странной, так как субтропический и субарктический климаты в классификации Б.П. Алисова [Алисов, Полтараус, 1974] обособлены. Кроме того, надо иметь в виду, что область континентального климата с теплым летом (Db) во многом пересекается с областью умеренного климата северного полушария Земли. Для подразделения климатов аридного типа (В) в работе [Zhang et al., 2016] используются значения индекса аридности Кеппена ($\text{AI}_{\text{Köppen}} = \text{СГСО}/(\text{СГТ} + 33)$). Для климата типа В в целом характерны значения $\text{AI}_{\text{Köppen}} < 10.4$ (для степного подтипа (BS) $5.7 \leq \text{AI}_{\text{Köppen}} < 10.4$, для пустынного подтипа (BW) $\text{AI}_{\text{Köppen}} < 5.7$). По

величине СГТ каждый из них может быть охарактеризован как теплый (h , СГТ $\geq 18^\circ\text{C}$) либо холодный (k , СГТ $< 18^\circ\text{C}$).

Следует подчеркнуть, что при использовании классификации [Zhang et al., 2016] мы можем говорить лишь о том, что некий палеоклимат был похож или сравним с современным, однако, как справедливо отмечено Н.М. Чумаковым [20046], при рассмотрении палеоклиматов (в частности мезозоя) не всегда климатическая зональность на Земле по широтным характеристикам была сопоставима с ныне существующей. В связи с этим Н.М. Чумаков предложил характеризовать палеоклиматы, используя более однозначные термины. Так, по палеоширотному положению могут быть выделены климаты: высокоширотный — от 90° до 60° палеошироты, среднеширотный — от 60° до 30° , низкоширотный — от 0° до 30° . По степени увлажнения — гумидный, аридный и семиаридный климаты. По величинам СГТ — холодный или ледниковый (при наличии значительных ледниковых покровов или многолетней мерзлоты) с СГТ $< 0^\circ\text{C}$, умеренно-холодный (0 – 5°C), умеренный (5 – 10°C), умеренно-теплый (10 – 15°C), теплый (15 – 20°C) и жаркий ($> 20^\circ\text{C}$). Несмотря на искусственное деление по СГТ нижняя граница жаркого климата здесь примерно соответствует таковой тропического и теплого аридного в классификации [Zhang et al., 2016]. Объем, в котором понимается холодный и умеренно-холодный климат, примерно отвечает континентальному, а умеренно-теплый и теплый — умеренному по [Zhang et al., 2016]. Возможно ли сочетание этих классификаций либо уточнение температурных меронов в классификации [Чумаков, 20046] — вопрос будущих исследований.

Отметим также, что классификация климатов [Zhang et al., 2016] наследует, вероятно, один недостаток от классификации В. Кеппена, которая, по сути дела, являлась геоботанической. Достаточно ярко, на наш взгляд, его описывает Б.П. Алисов [Алисов, Полтараус, 1974, с. 231]: “Нельзя при выделении климатических областей руководствоваться исключительно ландшафтными признаками, объединяя по геоботаническим показателям территории с различным режимом инсоляции и циркуляции атмосферы. Например, не во всех случаях ландшафт тундры свидетельствует о преобладании арктических масс воздуха или наличие влажных тропических лесов — об экваториальном типе климата”. Увы, неизвестно, насколько велико это расхождение. Наконец, для полноценного использования классификации [Zhang et al., 2016] в разрезе необходимо наличие

палеопочв, чтобы “извлечь” из особенностей их геохимии и строения, по крайней мере, три из четырех показателей (подробнее см. в работе [Tabor, Myers, 2015]), либо растительных остатков (листьев), чтобы подсчитать все четыре параметра, например, с использованием программы CLAMP (подробнее см. в работе [Spicer et al., 2021]). С другой стороны, вычислить СГТ и определить качественную характеристику степени увлажнения для различных частей бассейна седиментации с использованием геохимических и литологических критериев несколько проще. Например, по данным валового химического состава глинистых отложений морского генезиса можно рассчитать СГТ для палеоводосборов [Deng et al., 2022]. Методика использования температурного уравнения [Deng et al., 2022] в сочетании с другими индикаторами палеоклимата описана нами на примере глинистых пород стратотипа рифея [Мельничук, Маслов, 2025].

Целью настоящей работы является типизация климатов, существовавших на палеоводосборах во время накопления серебрянской и сыльвицкой серий венда Среднего Урала, с использованием классификации Н.М. Чумакова [20046], а также на основе результатов расчета СГТ водосборов, суммы атмосферных осадков и индекса аридизации Кеппена. Указанные вычисления базировались на значениях $\text{CIA}_{\text{корр}}$, полученных при корректировке исходных величин CIA с учетом положения точек состава глинистых пород на реальном тренде выветривания гранитов в умеренном климате диаграммы Al_2O_3 –($\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$)– K_2O [Мельничук, Маслов, 2025]. Мы несколько усовершенствовали этот подход и рассмотрели возможности и ограничения применяемых в нем критериев и индексов.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ СЕРЕБРЯНСКОЙ И СЫЛЬВИЦКОЙ СЕРИЙ

На западном склоне Среднего Урала (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий) вендскими традиционно считаются хорошо литологически дифференцированные отложения серебрянской и сыльвицкой серий. Накопление их происходило как в холодных (ледниковых?), так и более теплых климатических обстановках [Аблизин и др., 1982; Ключина, 1982 и др.; Курбацкая, 1986 и др.; Чумаков, Сергеев, 2004; Гражданкин и др., 2010 и др.; Чумаков, 2015; и др.]. Подробная характеристика состава и строения разрезов обеих серий приведена в работах [Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010], и здесь на ней мы не останавливаемся.

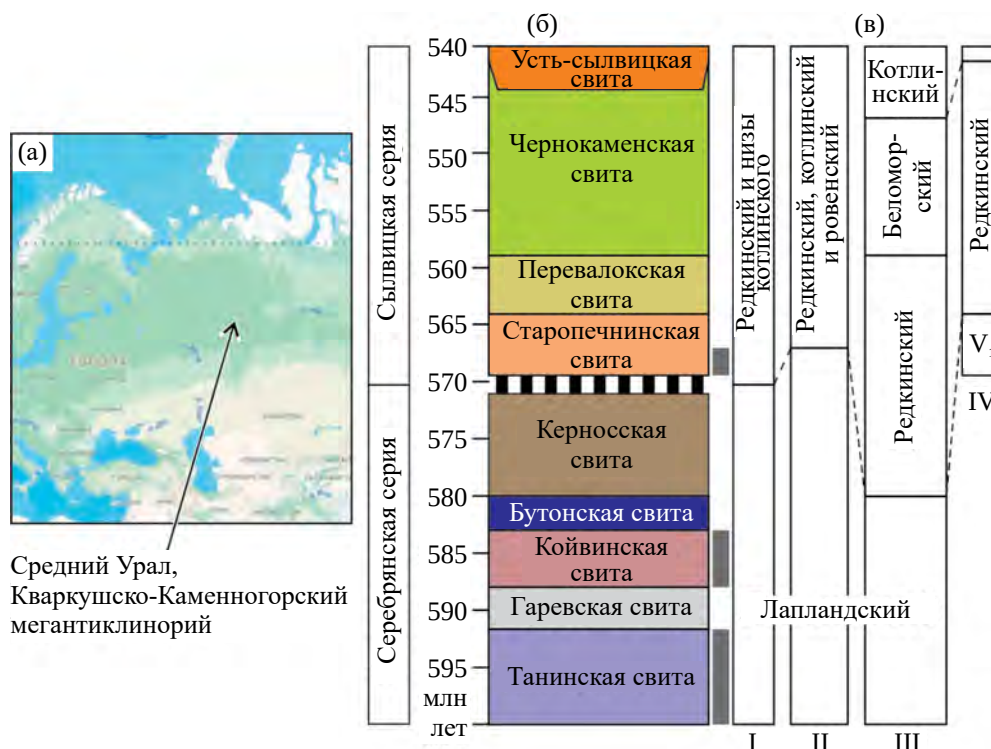


Рис. 1. Обзорная схема (а), сводный разрез серебрянской и сылвицкой серий западного склона Среднего Урала (б) и варианты корреляции основных их литостратиграфических единиц с региональными подразделениями венды Восточно-Европейской платформы (в) (I – [Вендская..., 1985]; II – [Чумаков, Сергеев, 2004]; III – [Гражданкин, Маслов, 2015]; IV – [Иванцов и др., 2018]).

Вертикальная штриховка в стратиграфической колонке – перерыв в осадконакоплении. Уровни справа от колонки, выделенные серым цветом, – интервалы, вмещающие ледниковые образования. Обзорная схема России заимствована с сайта <https://yandex.ru/maps/225/russia/?ll=99.505405%2C61.698653&z=3>.

Серебрянская серия в классическом ее понимании включает танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты (рис. 1). Танинская свита (V_{1tn} , мощность до 800 м) складывается диамиктитами (рис. 2а) с прослоями полевошпатово-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. U-Pb возраст циркона, выделенного из покрова базальтов, присутствующего в нижней части танинской свиты в бассейне р. Усьвы, равен 598 ± 6 млн лет [Маслов и др., 2013]. Гаревская свита (V_{1gr} , мощность 200–750 м) объединяет песчаники и тонкополосчатые (ленточные?) глинистые сланцы. Койвинская свита (V_{1kv} , мощность 250–300 м) сложена филлитовидными сланцами и алевролитами (см. рис. 2б) с прослоями и пачками пестроцветных известняков; в некоторых ее разрезах присутствуют пачки диамиктитов. Бутонская свита (V_{1bt} , мощность 300–350 м) объединяет темно-серые низкоуглеродистые глинистые сланцы с прослоями алевролитов. Керноская свита (V_{1kn} , мощность 200–350 м), завершающая серебрянскую серию, представлена песчаниками и филлитовидными

глинистыми сланцами (см. рис. 2в). В некоторых разрезах в ее составе также наблюдаются диамиктиты [Аблизин и др., 1982].

Сылвицкая серия объединяет старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменную и усть-сылвицкую свиты. Старопечнинская свита (V_{2sp} , мощность до 500 м) в нижней части (sp_1) представлена диамиктитами (см. рис. 2г), а в верхней (sp_2) – песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях серебрянской серии породы старопечнинской свиты залегают с перерывом [Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010]. Перевалокская свита (V_{2pv} , мощность ~300 м) сложена преимущественно глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками (см. рис. 2д). Изотопный U-Pb возраст циркона из вулканических туфов, присутствующих в разрезе свиты в скале “Крутая Гора” на р. Усьва, равен 567 ± 4 млн лет [Гражданкин и др., 2011]. Чернокаменная свита (V_{2ck} , мощность до 1300 м) объединяет песчаники, алевролиты и аргиллиты (см. рис. 2ж). Изотопный U-Pb возраст циркона из вулканических

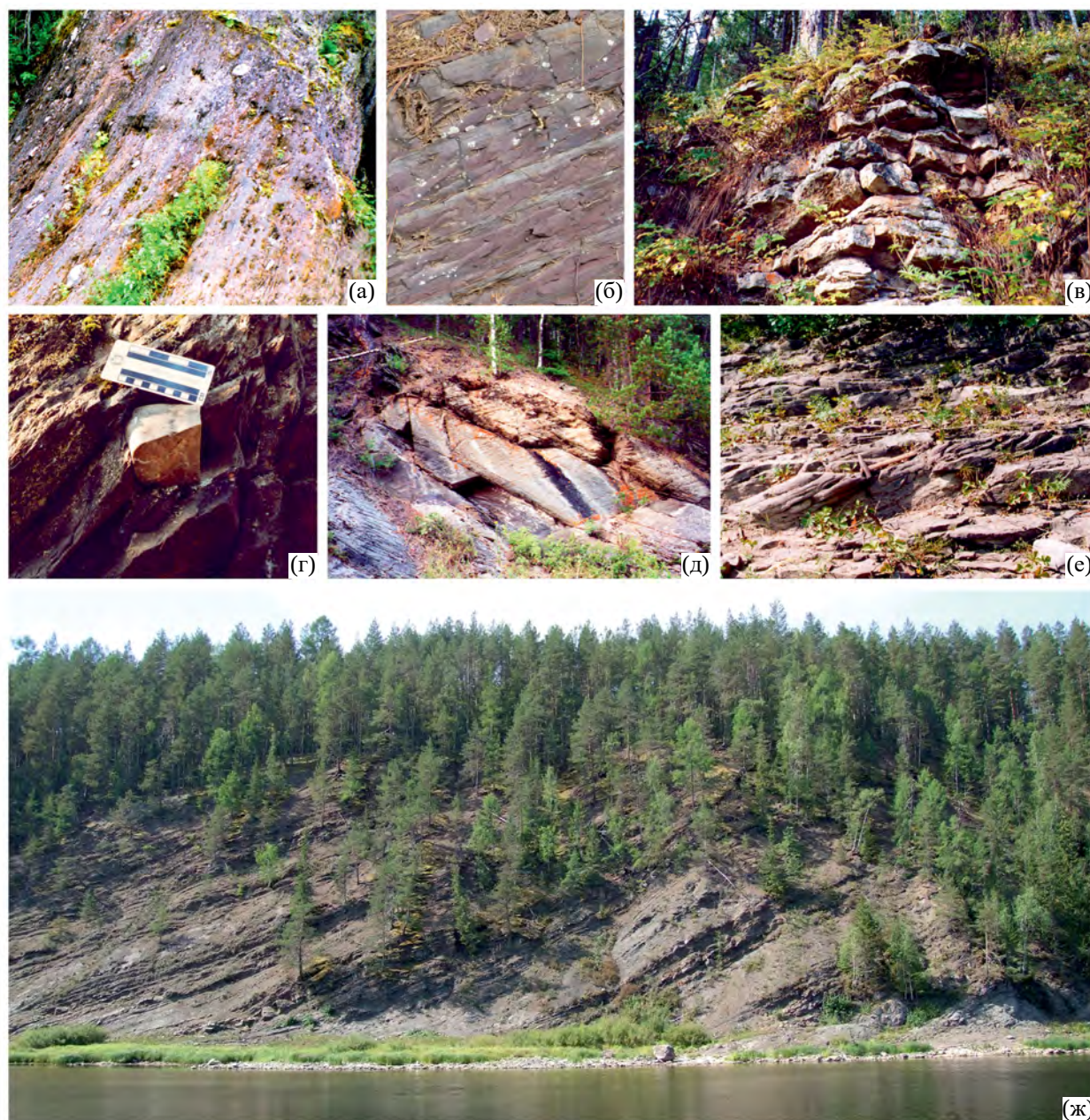


Рис. 2. Некоторые представителные обнажения пород серебрянской и сыльвицкой серий.

а — танинская свита, бассейн р. Усьва; б — койвинская свита, там же; в — керноская свита, бассейн р. Межевая Утка; г — старопечнинская свита, бассейн р. Сыльвицы; д — перевалокская свита, бассейн р. Межевая Утка; е — усть-сылвицкая свита, р. Чусовая; ж — чернокаменная свита, синемаменная подсвита, р. Чусовая.

туфов, присутствующих вблизи подошвы чернокаменной свиты составляет 557 ± 13 млн лет [Ронкин и др., 2006]. Данный стратон расчленяется на несколько подсвит (снизу вверх): вилухинскую (ck_1), шурышскую (ck_2), чермуховскую (ck_3), синемаменскую (ck_4), коноваловскую (ck_5), крутихинскую (ck_6) и кобылоостровскую (ck_7) [Гражданкин и др., 2009]. Усть-сылвицкая свита (V_{2us} , мощность 500–600 м) включает песчаники

с маломощными слоями аргиллитов (см. рис. 2е). Предположительно относимые к этой свите вулканические туфы имеют U-Pb изотопный возраст циркона 564 ± 4 млн лет [Кузнецов и др., 2017].

Соотношение охарактеризованных выше стратонов с региональными венда Восточно-Европейской платформы до настоящего времени понимается по-разному (см. рис. 1). В классической монографии [Вендская..., 1985] в одном случае

(с. 80) указано, что на Среднем Урале к венду относится сылвицкая серия, а в другом (с. 81) написано так: “Обычно к венду на Среднем Урале относят нижележащие отложения серебрянской и басегской серий”. В итоге серебрянская серия авторами названной выше работы сопоставляется с лапландским региоярусом, а сылвицкая — с редкинским и низами котлинского.

Н.М. Чумаковым [Чумаков, 2004а, 2015; Чумаков, Сергеев, 2004] вся серебрянская серия с двумя мощными ледниковыми толщами (танинская и койвинская свиты) и нижняя (sp_1 , с диамиктитам) часть старопечнинской свиты сылвицкой серии отнесены к лапландскому гляциогоризонту нижнего венда (см. рис. 1в, II). Предполагается, что указанные образования отвечают нескольким ледниковым эпохам названного ледникового периода, а накопление их происходило в зоне распространения шельфовых ледников и отложений айсбергового разноса [Чумаков, Сергеев, 2004]. Верхняя часть старопечнинской свиты (sp_2) и перевалокско-усть-сылвицкий интервал считаются Н.М. Чумаковым средне-верхневендскими (редкинским, котлинским и ровенским/немакит-далдынский горизонты).

Появление U-Pb изотопных датировок циркона из вулканических туфов и пиллоу-лав, присутствующих в разрезах серебрянской и сылвицкой серий, позволило предположить принадлежность всего танинско-нижнестаропечнинского интервала к гляциальному эпизоду Гаскье [Маслов и др., 2013]. Однако следует иметь в виду, что относительно недавние работы по выяснению продолжительности и времени наступления субглобального оледенения Гаскье, в частности [Pu et al., 2016], делают невозможным на данный момент подобное сопоставление, так как, вероятно, указанному событию отвечает только один интервал с ледниковыми отложениями в составе серебрянской либо сылвицкой серии, тогда как другие — каким-либо иным, региональным, проявлениям. Иными словами, этот вопрос все еще нуждается в более детальных исследованиях.

В работе [Гражданкин, Маслов, 2015] танинская, гаревская, койвинская и бутонская свиты отнесены к лапландскому климатолиту (см. рис. 1в, III). Керноская, старопечнинская и перевалокская свиты считаются принадлежащими редкинскому региоярусу. К новому, беломорскому региоярусу, отвечающему интервалу, который охарактеризован богатыми комплексами ископаемых остатков мягкотелых организмов в разрезах северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Подолии

[Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015], отнесены вилухинская (в ее основании присутствуют вулканические туфы с U-Pb изотопным возрастом циркона 557 ± 13 млн лет), шурышская, черемуховская, синемакская и коноваловская подсвиты чернокаменной свиты, а к котлинскому — крутихинская и кобылоостровская подсвиты той же свиты.

В монографии [Иванцов и др., 2018] старопечнинская свита имеет нижневендский возраст. Перевалокская и чернокаменная свиты рассматриваются как принадлежащие редкинскому горизонту, а усть-сылвицкая — котлинскому (см. рис. 1в, IV).

Исходя из сказанного мы показываем далее на ряде иллюстраций и близкое к традиционному сопоставление различных свит серебрянской и сылвицкой серий с региоярусами венда Восточно-Европейской платформы (к лапландскому региоярусу/климатолиту отнесен танинско-нижнестаропечнинский интервал, к редкинскому региоярусу — верхнестаропечнинско-коноваловский, а к котлинскому — крутихинско-усть-сылвицкий) и вариант, предложенный в работе [Гражданкин, Маслов, 2015].

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ НАКОПЛЕНИЯ СЕРЕБРЯНСКОЙ И СЫЛВИЦКОЙ СЕРИЙ

До начала 2000-х гг. собственно палеоклиматических исследований серебрянской и сылвицкой серий западного склона Среднего Урала, по-видимому, не проводилось. Опираясь на общегеологические и формационные построения ряда авторов, можно наметить следующую канву представлений о палеоклимате венда. Так, в работе [Клюжина, 1982] только танинская свита рассматривалась как формация редкогалечных тиллитовидных конгломератов (соответственно, танинское время — это время достаточно холодного климата), а все остальные литостратиграфические единицы серебрянской и сылвицкой серий считались принадлежащими фалаховой, терригенно-карбонатной, черносланцевой, флишоидной и нижнемолассовой, т.е. по сути дела — аклиматическим формациям. Позднее [Клюжина, 1991] на основании присутствия в разрезах танинской, гаревской и койвинской свит тиллитовидных конгломератов и ленточнослоистых филлитовидных сланцев, они были отнесены к спарагмитовой формации, т.е. интервал существования холодного климата был заметно увеличен.

По мнению авторов публикаций [Курбачкая, 1986, 1995; Ибраимов и др., 1996 и др.], осадочные толщи серебрянской серии принадлежат к спарагмитовой, тогда как сыльвицкой – к флиш-идно-молассоидной формациям. В соответствии с этим климат времени формирования отложений серебрянской серии был, вероятно (за исключением, быть может, бутонского века), более холодным, чем сыльвицкого.

В монографии [Гражданкин и др., 2010] проанализирован существенный массив данных по валовому химическому составу глинистых сланцев и алевроаргиллитов сыльвицкой серии. На основе значений гидролизатного модуля ($ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ [Юдович, Кетрис, 2000 и др.]) сделан вывод, что слагающая их тонкая алюмосиликокластика испытала перед окончательным захоронением неоднократное переотложение или представляет собой продукт размыва в основном осадочных образований. Это согласуется с преобладанием среди глинистых пород разностей со значениями $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$. Определенных тенденций в изменении величин ГМ и индекса химического изменения ($CIA = Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$ [Nesbitt, Young, 1982]) в разрезе сыльвицкой серии не выявлено. Установлено, что $CIA_{\text{медиана}}$ для алевроаргиллитов старопечнинской свиты, перекрывающих диамиктиты данного уровня, составляет ~ 70 . Алевроаргиллиты чернокаменной, а также усть-сылвицкой свит имеют медианные значения CIA от 67 до 71. Таким образом, если интерпретировать полученные величины CIA без каких-либо оговорок, то климат сыльвицкого времени можно считать близким к семиаридному-семигумидному [Гражданкин и др., 2010]. Показано, что для тонкозернистого матрикса диамиктитов нижней части старопечнинской свиты характерен широкий разброс значений CIA (49–50...70–74). Это может указывать на вовлечение в размыв в начале сыльвицкого времени различного по степени преобразования процессами выветривания материала.

В 2011 г. А.В. Масловым также установлено, что значения CIA матрикса тиллитовидных конгломератов серебрянской серии достаточно высокие (65–77). Это дало основание предполагать поступление в область седиментации в основном зрелого/неоднократно переотложенного/литогенного материала и считать, что климат серебрянского времени был близок к семиаридному-семигумидному. Если первое из сказанного вполне правдоподобно, то второе, исходя из известных на сегодня материалов, представляется излишне

оптимистичным, если не ошибочным. В этой же заметке, опубликованной в материалах научных чтений памяти П.Н. Чирвинского, для реконструкции палеоклиматических обстановок формирования верхневендских осадочных последовательностей Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория и ряда других регионов использованы диаграммы $CIA_{\text{molar}}-K_2O/Na_2O$ и $CIA_{\text{molar}}-Al_2O_3$, где $CIA_{\text{molar}} = Al_2O_3 / (CaO^* + Na_2O + K_2O)$, предложенные в работе [Goldberg, Humayun, 2010]. В результате установлено, что максимальный разброс величин CIA_{molar} (47–94) характерен для тонкозернистых обломочных пород серебрянской серии. Это может свидетельствовать о присутствии в составе осадочных пород данного стратона в том числе слабо или почти не преобразованной процессами химического выветривания тонкой алюмосиликокластики.

Тремя годами позже в статье, увидевшей свет в Ежегоднике ИГГ УрО РАН–2013, А.В. Маслов показал, что положение фигуративных точек глинистых пород крутихинской подсвиты чернокаменной свиты на диаграмме $K/Al-Mg/Al$ [Turgeon, Brumsack, 2006], как и свойственные им значения ГМ и CIA, позволяют предполагать слабую преобразованность слагающей их тонкой алюмосиликокластики процессами химического выветривания. В пользу такого предположения указывает и распределение точек аргиллитов данного стратиграфического уровня на диаграмме $K_2O/Al_2O_3-Ga/Rb$ [Roy, Roser, 2013], где они локализованы в поле образований холодного/сухого климата.

Наконец, в работе [Маслов, 2022] по данным о содержании основных породообразующих оксидов в глинистых породах серебрянской и сыльвицкой серий (всего ~ 180 образцов) с величинами потерь при прокаливании менее 6 мас. % рассчитаны средние, минимальные и максимальные значения различных индексов выветривания. В результате установлено, что осадочные последовательности названных серий, в которых, как показано выше, на нескольких уровнях присутствуют диамиктиты/тиллитовидные конгломераты, не обладают заметной контрастностью значений различных химических индексов изменения пород на палеоводоборах. Так, с учетом величин стандартных отклонений ($\pm 1\sigma$) значения коэффициента Ракстона для глинистых пород всех девяти свит венда западного склона Среднего Урала являются статистически сопоставимыми. Это же характерно средним для глинистых пород разных свит величинам CIA, CIW, PIA, ICV и MIA(o). Вариации значений $CPIA_{\text{среднее}}$ показывают, что с учетом стандартных отклонений только породы

старопечнинской, гаревской и перевалокской свит можно считать статистически различающимися, а глинистые породы бутонской свиты по среднему значению Mg-индекса значимо отличаются от тонкозернистых обломочных пород гаревской и керносской свит. Глинистые породы танинской и керносской свит обладают слабой или умеренной положительной корреляцией значений $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и индексов Ракстона, PIA, ICV и ГМ. По-видимому, сказанное предполагает зависимость перечисленных индикаторов интенсивности выветривания от состава пород на палеоводосборах. Все вместе это позволяет считать, что при осреднении индивидуальных аналитических данных на уровне свит (даже если в составе каких-то стратонов есть несомненно гляциогенные образования) мы не фиксируем вклад собственно отложений холодного климата и в итоге получаем некую интегральную картину, в которой запечатлены климатические характеристики не только последней, но и многочисленных предшествующих эпох.

Приведенный краткий обзор публикаций, посвященных исследованию палеоклиматических особенностей эпох накопления серебрянской и сыльвицкой серий западного склона Среднего Урала, показывает, что традиционными литогеохимическими методами к началу 2020-х гг. удалось почти достичь максимума. Соответственно, для движения вперед в этом направлении необходимы новые подходы. Ряд из них обсуждаются в настоящей работе.

На мелкомасштабных палеогеографических схемах, составленных Н.М. Чумаковым [Чумаков, Сергеев, 2004] на основе реконструкций [Smith, 2001; Smith, Pickering, 2003], Северо-Восточная Европа (Балтика) в раннем (лапландское/варангерское время) и среднем (редкинско-котлинское время) венде расположена вблизи Южного полюса, а к концу венда (немакит-далдынский, начало томотского века) смещается примерно на $25^\circ\text{--}30^\circ$ в сторону экватора. В работе [Li et al., 2013] Балтика ~580 млн лет назад расположена почти посередине между Южным полюсом и экватором. Примерно такое же ($15^\circ\text{--}20^\circ$ ю.ш. для ее северной окраины) положение она занимает и через 40 млн лет. Почти такая же позиция Балтики показана в публикации [Li et al., 2023]. В работах [Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013] для завершающей разрез ашинской серии западного склона Южного Урала зиганской свиты (U-Pb-изотопный возраст циркона вулканических туфов, присутствующих в разрезе этой свиты, составляет 566 ± 5 млн лет [Рязанцев и др., 2023])

установлено, что среднее направление высокотемпературной намагниченности обломочных пород соответствует палеошироте $7.8^\circ \pm 2.5^\circ$ ($10^\circ \pm 3^\circ$), т.е. в середине венда Балтика могла находиться, по всей видимости, в приэкваториальных широтах. Все сказанное дает в какой-то мере основание считать, что на протяжении значительной части венда Балтика располагалась в основном в умеренных (и низких?) широтах. Соответственно, с актуалистической точки зрения господствовавший на ее территории климат должен был быть не слишком холодным и не был в существенной мере похож на гумидный тропический.

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЪЗУЕМОЙ БАЗЫ ДАННЫХ

Реконструкция СГТ у земной поверхности, по данным валовых химических анализов глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий западного склона Среднего Урала, для палеоводосборов времени накопления осадков этих серий основывается на выборке, включающей 244 образца. В качестве привлеченной информации для оценки вариации состава пород источников сноса и вклада переотложенного/литогенного материала в петрофонд по возможности использованы данные о концентрации в этих образцах Zr, Sc, Cr, Th, La и Hf. Перечисленные аналитические материалы получены в разные годы рентгенофлуоресцентным методом и методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики — Н.П. Горбунова, О.А. Березикова, Г.М. Ятлук, В.П. Власов, Л.А. Татаринова, Г.С. Неупокоева, Н.В. Чередниченко, Д.В. Киселева, Н.Н. Адамович и Л.К. Дерюгина). Отбор образцов выполнен из естественных обнажений в бассейнах рек Чусовая, Серебрянка, Сыльвица, Межевая Утка, Усьва и Койва М.Т. Крупининым и А.В. Масловым.

Содержание SiO_2 в глинистых породах рассматриваемой выборки варьирует от 50.92 до 66.65 мас. % (среднее — 60.55 ± 2.68 мас. %). Среднее содержание TiO_2 составляет 0.86 ± 0.11 мас. %. Величина Al_2O_3 _{среднее} равна 17.56 ± 1.79 мас. % (минимум — 14.59, максимум — 26.75 мас. %). Минимальное количество суммарного железа (Fe_2O_3^*) в виде Fe_2O_3 составляет 1.86 мас. %, максимальное достигает 10.88 мас. % (Fe_2O_3^* _{среднее} = 7.25 ± 1.36 мас. %). Среднее содержание оксидов магния и кальция составляет соответственно 2.33 ± 0.39 и 0.48 ± 0.28 мас. % (пределы вариаций — 1.35–4.89 и 0.10–4.89 мас. %). Величина Na_2O _{среднее} равна 1.46 ± 0.52 , а K_2O _{среднее} — 4.29 ± 0.90 мас. %. Потери

Таблица 1. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов и значения некоторых их индикаторных отношений в глинистых породах ряда свит венда (лапландский и редкинский региоярусы по [Гражданкин, Маслов, 2015]) Среднего Урала

Компонент (мас. %), модуль	Лапландский региоярус				Редкинский региоярус		
	Танинская	Гаревская	Койвинская	Бутонская	Керноская	Старопеч- нинская	Перева- локская
SiO ₂	<u>59.71 ± 2.89</u> 54.58–64.47	<u>64.21 ± 3.43</u> 59.12–66.38	<u>59.92 ± 3.57</u> 51.65–66.18	<u>60.26 ± 5.21</u> 54.54–65.72	<u>62.27 ± 3.05</u> 57.16–66.65	<u>59.82 ± 2.38</u> 55.22–63.70	<u>61.04 ± 0.94</u> 59.72–63.92
TiO ₂	<u>0.85 ± 0.15</u> 0.66–1.26	<u>0.96 ± 0.19</u> 0.71–1.17	<u>0.80 ± 0.14</u> 0.65–1.29	<u>0.82 ± 0.14</u> 0.63–0.94	<u>0.77 ± 0.11</u> 0.59–0.95	<u>0.80 ± 0.14</u> 0.69–1.25	<u>0.82 ± 0.03</u> 0.76–0.91
Al ₂ O ₃	<u>18.40 ± 1.45</u> 15.55–20.60	<u>16.14 ± 1.19</u> 14.89–17.75	<u>19.15 ± 2.65</u> 15.20–26.75	<u>19.26 ± 2.13</u> 16.63–21.33	<u>17.71 ± 1.87</u> 14.77–21.39	<u>18.73 ± 1.87</u> 15.32–22.07	<u>16.41 ± 1.26</u> 14.90–18.87
Fe ₂ O ₃ *	<u>7.10 ± 0.65</u> 6.23–8.15	<u>6.95 ± 1.33</u> 5.09–8.04	<u>6.95 ± 1.83</u> 1.86–10.28	<u>6.88 ± 2.72</u> 4.33–10.29	<u>6.37 ± 2.41</u> 2.57–9.90	<u>7.47 ± 1.01</u> 5.07–8.82	<u>7.56 ± 0.57</u> 6.05–8.53
MnO	<u>0.05 ± 0.02</u> 0.03–0.13	<u>0.04 ± 0.02</u> 0.02–0.07	<u>0.05 ± 0.02</u> 0.01–0.11	<u>0.04 ± 0.05</u> 0.01–0.11	<u>0.06 ± 0.05</u> 0.01–0.20	<u>0.05 ± 0.04</u> 0.00–0.14	<u>0.11 ± 0.05</u> 0.00–0.19
MgO	<u>2.43 ± 0.93</u> 1.43–4.89	<u>2.24 ± 0.30</u> 1.89–2.61	<u>2.13 ± 0.33</u> 1.74–3.42	<u>1.77 ± 0.24</u> 1.52–2.10	<u>2.05 ± 0.43</u> 1.35–3.29	<u>2.23 ± 0.21</u> 1.98–2.72	<u>2.77 ± 0.12</u> 2.51–2.95
CaO	<u>0.48 ± 0.38</u> 0.12–1.38	<u>0.25 ± 0.21</u> 0.14–0.56	<u>0.33 ± 0.15</u> 0.15–0.91	<u>0.39 ± 0.25</u> 0.18–0.76	<u>0.39 ± 0.33</u> 0.15–1.75	<u>0.39 ± 0.40</u> 0.10–1.47	<u>0.84 ± 0.47</u> 0.19–2.20
Na ₂ O	<u>1.39 ± 0.58</u> 0.50–2.61	<u>2.00 ± 0.41</u> 1.50–2.50	<u>1.20 ± 0.44</u> 0.50–2.05	<u>2.52 ± 0.97</u> 1.12–3.33	<u>1.62 ± 0.80</u> 0.25–3.10	<u>1.24 ± 0.48</u> 0.69–2.10	<u>1.90 ± 0.21</u> 1.50–2.20
K ₂ O	<u>4.68 ± 0.98</u> 3.40–6.36	<u>3.39 ± 0.59</u> 2.64–4.03	<u>4.73 ± 1.52</u> 2.66–9.63	<u>3.92 ± 1.13</u> 3.01–5.50	<u>4.37 ± 1.09</u> 2.96–7.88	<u>4.89 ± 0.91</u> 3.13–6.61	<u>3.47 ± 0.28</u> 2.97–4.07
P ₂ O ₅	<u>0.26 ± 0.20</u> 0.08–0.86	<u>0.16 ± 0.07</u> 0.09–0.25	<u>0.17 ± 0.10</u> 0.08–0.60	<u>0.33 ± 0.13</u> 0.16–0.45	<u>0.17 ± 0.15</u> 0.05–0.74	<u>0.21 ± 0.18</u> 0.00–0.69	<u>0.22 ± 0.28</u> 0.00–1.32
п.п.п.	<u>4.06 ± 0.82</u> 3.00–6.59	<u>3.49 ± 0.75</u> 2.70–4.50	<u>3.86 ± 0.58</u> 2.90–5.10	<u>4.19 ± 0.69</u> 3.50–5.14	<u>3.91 ± 0.87</u> 2.80–5.80	<u>4.11 ± 0.36</u> 3.40–4.90	<u>4.30 ± 0.46</u> 3.50–4.90
ГМ (TiO ₂ /Al ₂ O ₃)	<u>0.05 ± 0.01</u> 0.04–0.06	<u>0.06 ± 0.01</u> 0.05–0.07	<u>0.04 ± 0.01</u> 0.04–0.06	<u>0.04 ± 0.00</u> 0.04–0.05	<u>0.04 ± 0.01</u> 0.03–0.06	<u>0.04 ± 0.01</u> 0.04–0.06	<u>0.05 ± 0.00</u> 0.04–0.06
ЩМ (Na ₂ O/K ₂ O)	<u>0.32 ± 0.18</u> 0.08–0.77	<u>0.59 ± 0.03</u> 0.55–0.62	<u>0.29 ± 0.16</u> 0.09–0.74	<u>0.71 ± 0.34</u> 0.20–0.91	<u>0.41 ± 0.23</u> 0.03–0.87	<u>0.27 ± 0.14</u> 0.14–0.61	<u>0.55 ± 0.08</u> 0.43–0.66
n	15	4	22	4	26	15	18

Примечание. В числителе здесь и в табл. 2 – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значение; n – число проанализированных образцов; Fe₂O₃* – суммарное железо в виде Fe₂O₃; п.п.п. – потери при прокаливании.

при прокаливании (п.п.п.) варьируют от 2.7 до 7.3 мас. %. Величины ГМ составляют от 0.32 до 0.60.

Таким образом, вся используемая нами аналитическая выборка отвечает критериям, характеризующим глинистые породы [Юдович и др., 2020], а именно – содержание SiO₂ < 65–67 мас. %, содержание Al₂O₃ > 15 мас. %, значения ГМ > 0.30. И только для величины Na₂O/K₂O (ЩМ, щелочной модуль) мы использовали более “мягкий”, нежели в публикации [Юдович и др., 2020], критерий – глинистыми породами считали породы не с ЩМ < 0.50, а с ЩМ < 1.0 ± 0.1 [Юдович, Кетрис, 2000]. Основные статистические характеристики – среднее, минимальное и максимальное

содержание породообразующих оксидов и значения некоторых индикаторных отношений, обобщенные для свит, приведены в табл. 1 и 2.

Подавляющее большинство фигуративных точек глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий на диаграмме lg(SiO₂/Al₂O₃)–lg(Fe₂O₃*/K₂O) [Herron, 1988] сконцентрировано в полях сланцев и вакк (рис. 3а). На диаграмме (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃–(Fe₂O₃* + MgO)/SiO₂ (диаграмма НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000], см. рис. 3б) они локализованы в основном в поле V (хлорит-сметит-иллитовые глины) и в области перекрытия полей V и VI (иллитовые глины со значительной примесью тонкорастертых полевых

Таблица 2. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов и значения некоторых их индикаторных соотношений в глинистых породах ряда свит венда (беломорский и котлинский региоярусы по [Гражданкин, Маслов, 2015]) Среднего Урала

Компонент (мас. %), модуль	Беломорский региоярус				Котлинский региоярус		
	Вилухин- ская	Шурыш- ская	Синека- менская	Конова- ловская	Крутихин- ская	Кобыло- островская	Усть- сылвицкая
SiO ₂	<u>59.06 ± 3.42</u> 50.92–62.08	59.03	<u>60.50 ± 2.06</u> 55.50–65.46	<u>61.59 ± 1.10</u> 59.72–64.25	<u>59.71 ± 1.72</u> 56.33–63.07	<u>61.66 ± 2.41</u> 59.47–65.10	62.82
TiO ₂	<u>0.96 ± 0.12</u> 0.78–1.23	0.91	<u>0.88 ± 0.08</u> 0.67–1.10	<u>0.91 ± 0.05</u> 0.81–1.08	<u>0.90 ± 0.03</u> 0.85–0.98	<u>0.87 ± 0.07</u> 0.76–0.92	0.76
Al ₂ O ₃	<u>18.10 ± 1.83</u> 16.37–22.53	17.87	<u>17.11 ± 1.17</u> 14.59–20.76	<u>16.28 ± 0.54</u> 15.24–17.14	<u>17.19 ± 16.38</u> 18.42–0.58	<u>16.40 ± 0.84</u> 15.18–17.02	17.23
Fe ₂ O ₃ *	<u>6.68 ± 0.48</u> 5.66–7.58	6.22	<u>7.09 ± 0.57</u> 5.77–8.47	<u>8.02 ± 0.41</u> 7.52–9.08	<u>8.25 ± 1.20</u> 6.26–10.88	<u>7.46 ± 0.62</u> 6.66–8.16	5.31
MnO	<u>0.07 ± 0.04</u> 0.04–0.15	0.03	<u>0.09 ± 0.04</u> 0.04–0.20	<u>0.12 ± 0.06</u> 0.03–0.32	<u>0.06 ± 0.06</u> 0.03–0.35	<u>0.09 ± 0.07</u> 0.06–0.20	0.03
MgO	<u>2.32 ± 0.11</u> 2.17–2.55	2.35	<u>2.52 ± 0.15</u> 2.08–2.96	<u>2.53 ± 0.18</u> 2.09–2.75	<u>2.14 ± 0.24</u> 1.77–2.56	<u>2.24 ± 0.22</u> 1.94–2.46	2.18
CaO	<u>0.49 ± 0.23</u> 0.34–1.36	0.25	<u>0.60 ± 0.17</u> 0.22–0.98	<u>0.44 ± 0.15</u> 0.23–0.87	<u>0.39 ± 0.10</u> 0.17–0.57	<u>0.39 ± 0.05</u> 0.33–0.44	0.25
Na ₂ O	<u>1.79 ± 0.31</u> 1.38–2.42	1.70	<u>1.44 ± 0.47</u> 0.60–2.41	<u>1.10 ± 0.41</u> 0.40–1.85	<u>1.34 ± 0.32</u> 0.60–1.80	<u>1.76 ± 0.41</u> 1.15–2.00	1.80
K ₂ O	<u>4.66 ± 0.71</u> 4.01–6.81	4.85	<u>4.24 ± 0.50</u> 3.46–5.81	<u>3.77 ± 0.32</u> 2.99–4.27	<u>4.29 ± 0.47</u> 3.19–5.26	<u>3.85 ± 0.49</u> 3.16–4.30	4.42
P ₂ O ₅	<u>0.22 ± 0.12</u> 0.16–0.66	0.18	<u>0.18 ± 0.03</u> 0.13–0.27	<u>0.16 ± 0.02</u> 0.12–0.19	<u>0.16 ± 0.05</u> 0.08–0.35	<u>0.15 ± 0.01</u> 0.14–0.17	0.11
п.п.п.	<u>5.09 ± 0.67</u> 3.60–6.50	7.30	<u>4.53 ± 0.72</u> 3.30–7.20	<u>5.22 ± 0.49</u> 4.20–6.60	<u>5.46 ± 0.56</u> 4.30–6.70	<u>4.25 ± 0.68</u> 3.30–4.90	4.50
ТМ (TiO ₂ /Al ₂ O ₃)	<u>0.05 ± 0.00</u> 0.04–0.06	0.05	<u>0.05 ± 0.00</u> 0.05–0.06	<u>0.06 ± 0.00</u> 0.05–0.06	<u>0.05 ± 0.00</u> 0.05–0.06	<u>0.05 ± 0.00</u> 0.05–0.05	0.04
ЩМ (Na ₂ O/ K ₂ O)	<u>0.39 ± 0.05</u> 0.30–0.46	0.35	<u>0.35 ± 0.13</u> 0.15–0.70	<u>0.30 ± 0.12</u> 0.10–0.52	<u>0.32 ± 0.10</u> 0.11–0.50	<u>0.47 ± 0.14</u> 0.29–0.63	0.41
n	17	1	56	23	30	4	1

шпатов). Лишь небольшое число точек составов глинистых пород койвинской и танинской свит присутствует в поле II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины). Преобладание глинистых пород иллитового состава в рассматриваемой нами выборке хорошо видно и по распределению фигуративных точек глинистых сланцев, мелкозернистых алевролитов и аргиллитов серебрянской и сылвицкой серии на диаграмме K/Al–Mg/Al [Turgeon, Brumsack, 2006] (см. рис. 3в).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Ввиду того, что примитивные палеопочвы в разрезах сылвицкой и серебрянской серий венда

Среднего Урала установлены только в верхней части крутихинской свиты, а среди неледниковых отложений в основном преобладают мелководно-морские [Гражданкин и др., 2009, 2010], для определения палеотемператур в настоящей работе использовано уравнение [Deng et al., 2022], которое было разработано с использованием базы данных (~3.8 тыс. образцов) по литохимии речной взвеси и глинистой составляющей наносов современных рек:

$$СГТ = (СІА - 59.23)/1.02 (\pm \Delta), \tag{1}$$

где Δ < 1–3°С – расхождение с другими палеотемпературными индикаторами, выявленное указанными авторами при реконструкции СГТ

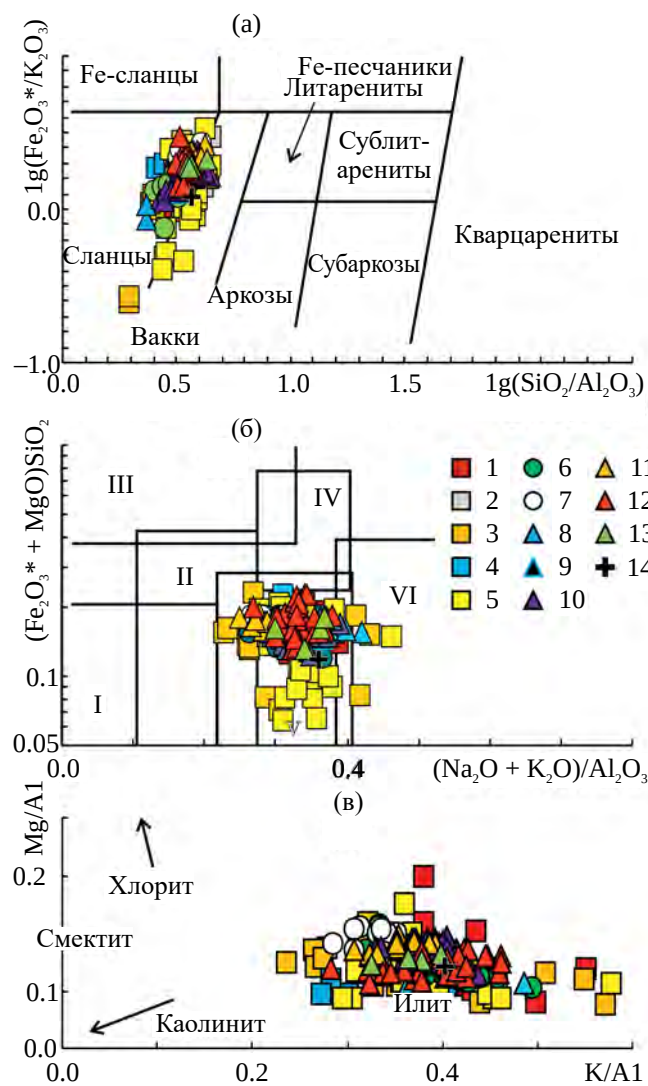


Рис. 3. Положение фигуративных точек глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий на классификационных диаграммах $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ [Herron, 1988] (а), $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ [Юдович, Кетрис, 2000] (б) и $\text{K}/\text{Al} - \text{Mg}/\text{Al}$ [Turgeon, Brumsack, 2006] (в).

Свиты и подсвиты: 1 – танинская; 2 – гаревская; 3 – койвинская; 4 – бутонская; 5 – керноская; 6 – старопечнинская; 7 – перевалокская; 8 – вилухинская; 9 – шурышская; 10 – синекаменская; 11 – коноваловская; 12 – крутихинская; 13 – кобылоостровская; 14 – усть-сылвицкая.

(б) – глинистые отложения: I – преимущественно каолинитовые; II – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита; III – преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовые; V – хлорит-смектит-иллитовые; VI – иллитовые со значительной примесью тонкорастертых полевых шпатов.

для четвертичных, неогеновых, палеогеновых и пограничных пермь–триасовых отложений, фиксирующих яркие климатические события.

Рассматриваемое уравнение пригодно для температурного диапазона от 0 до 30°C [Deng et al., 2022], то есть для величин CIA от ~59 до 90 и априори не применимо при рассмотрении холодного или ледникового климата по классификации Н.М. Чумакова [2004б]. При этом в работе [Deng et al., 2022] сформулирован ряд других ограничений/требований к образцам силикокластических отложений (и разрезам), используемым для реконструкции СГТ прошлых эпох.

Во-первых, для снижения эффекта минералогической дифференциации авторы рекомендуют использовать только глинистые образования, так как величины CIA для более грубозернистых осадков/пород приближены к CIA петрофонда [Nesbitt et al., 1997]. Данное требование было полностью учтено нами при составлении базы данных. Следует подчеркнуть, что по этой причине количество образцов, отобранных из гляциальных отложений в нашей выборке мало, так как, например, матрикс тиллитов не удовлетворяет этому ограничению по своему гранулометрическому составу и соответствующим геохимическим характеристикам.

Во-вторых, вариация состава петрофонда для исследуемого разреза(-ов) должна быть минимальная, и это следует продемонстрировать с использованием независимых показателей (например, индикаторов, рассчитанных из величин по содержанию редких и рассеянных элементов). Лучше всего, если влияние этого фактора на величины CIA не будет меняться во времени для исследуемого(-ых) разреза(-ов). Изученные нами образования в основном сформировались за счет размытия кислых магматических пород, с той или иной примесью рециклированного материала [Маслов, Подковыров, 2021], однако в некоторых образцах (свитах), по-видимому, присутствует заметная доля лито- и/или пирокластики основного состава. Диагностика с последующим (как правило) исключением из выборки таких образцов проведена с учетом следующих критериев: 1) повышенная магнезиальность (>3 мас. % по [Юдович, Кетрис, 2000]), не показывающая положительной корреляции с CaO; 2) положение точек состава глинистых пород на диаграммах $\text{Zr}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Sc}$ [McLennan et al., 1993], $\text{Th}/\text{Sc} - \text{Cr}/\text{Th}$ [Condie, Wronkiewicz, 1990] и $\text{Hf} - \text{La}/\text{Th}$ [Floyd, Leveridge, 1987].

Другим фактором, который может исказить величины CIA, является присутствие переотложенного материала. Мы предполагаем, что данный фактор может исказить и величину RW-индекса. Для верификации высказанного ограничения

был проанализирован ряд различных индикаторов, позволяющих судить о вкладе рециклированного материала в петрофонд. В частности, такими индикатором является обогащение пород Hf и Zr, которое выявляется на диаграммах Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] и Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993]. При анализе выборки с ее подразделением на свиты и подсвиты также принималось во внимание, что для толщ, сложенных материалом первого цикла седиментации, характерно сохранение зависимостей, типичных для магматических пород петрофонда, а именно – положительная корреляция между титанистостью ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) и железистостью ($JM = (Fe_2O_3^* + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) и отрицательная корреляция между общей нормированной щелочностью ($NKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$) и гидролизатностью (ГМ) [Юдович, Кетрис, 2000].

В-третьих, исследуемые отложения должны охватывать временной интервал минимум в тысячи–десятки тыс. лет, так как именно столько времени необходимо для ощутимого влияния изменений СГТ на интенсивность выветривания. Последнее требование достаточно легко выполнить при изучении ископаемых отложений, так как один образец, представляющий условный 1 см мощности разреза, с учетом средних скоростей накопления осадков и коэффициента уплотнения глинистых образований, может охватывать временной промежуток около 3 тыс. лет (см., например, [Algeo, Li, 2020]).

Впрочем, это не единственные проблемы при калькуляции СГТ через величины CIA. Формула расчета последнего с использованием мольных долей оксидов, согласно [Nesbitt, Young, 1982], выглядит следующим образом:

$$CIA = Al_2O_3/(Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO^*), (2)$$

где CaO^* – мольная доля этого оксида в силикокластической матрице. Так как далеко не все образцы были изучены с применением рентгеноструктурного и термического анализа, для вычисления CaO^* мы предпочли методику, описанную в работе [McLennan, 1993], когда величине CaO^* присваивается минимальное из значений – $(CaO - 10/3 \times P_2O_5)$ или Na_2O . При ее использовании только в четырех образцах отношение $(CaO - 10/3 \times P_2O_5)/Na_2O$ было > 1 .

Для решения другой известной проблемы – постседиментационного обогащения пород калием, была построена треугольная диаграмма A–CN–K, или диаграмма соотношения Al_2O_3 – $(CaO^* + Na_2O)$ – K_2O [Fedo et al., 1995], на

которой показаны фигуративные точки глинистых пород венда и их проекции на линию тренда выветривания гранитов в умеренном климате, взятого из работы [Meunier et al., 2013]. Данная диаграмма позволяет в итоге получить значения $CIA_{корр}$ – скорректированные с учетом влияния K-метасоматоза. При этом отдельные образцы, точки состава которых находились очень близко к стороне Al_2O_3 – K_2O треугольной диаграммы, были исключены из выборки, так как величины $CIA_{корр}$ для них с высокой долей вероятности являются завышенными. К сожалению, в нашем распоряжении имелись не вполне представительные результаты изучения минерального состава глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий, что не позволило нам решить еще одну проблему, связанную с постседиментационным замещением ионов Ca и Na на ионы K при иллитизации смектита. В данном случае значение CIA не меняется, как и в случае с замещением плагиоклаза аутигенным КППШ [Fedo et al., 1995]. Однако это приводит к смещению фигуративных точек таких образцов на диаграмме A–CN–K вправо от линии тренда выветривания, параллельно оси CN–K, и последующему завышению значения $CIA_{корр}$. Это значит, что такие образцы не нуждаются в корректировке с использованием вышеупомянутых трендов выветривания.

Таким образом, при расчетах СГТ с использованием величин CIA возникает ряд трудностей, способствующих сокращению базы данных, в связи с чем мы также использовали RW-индекс как более “надежный” индекс выветривания [Cho, Ohta, 2022]. Авторами работы [Cho, Ohta, 2022] составлена база данных, включающая стандартизированные образцы и усредненные составы основных (104), средних (88) и кислых (108) магматических пород, а также образцы (всего 273) из профилей выветривания этих пород. Эта база данных была проанализирована методом независимых компонент в сочетании с изометрическим преобразованием на основе логарифмических соотношений (isometric logratio (ilr) transformation). В итоге авторами выделены две независимые компоненты, одна из которых (IC1) отвечает степени выветрелости пород, а другая (IC2) характеризует вариацию петрофонда. Для представления результатов исследования в виде треугольной диаграммы “Кислый петрофонд–Основной петрофонд–RW” эти компоненты были инвертированы путем вычисления экспонент. Последнее и обуславливает всю громоздкость формулы RW-индекса:

$$RW = \exp(rw)/(\exp(m) + \exp(f) + \exp(rw)) \times 100, (3)$$

где $m = 0.051 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.120 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.018 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.33 \times \ln(\text{MgO}) + 0.193 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.392 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 0.330$,
 $f = -0.204 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.0002 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.166 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.177 \times \ln(\text{MgO}) + 0.311 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.236 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 0.176$, $rw = 0.152 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.198 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.148 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.152 \times \ln(\text{MgO}) - 0.503 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.156 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.506$. Значение каждого петрогенного оксида в формулах рассчитывается как доля от $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, умноженная на 100 (подробнее см. Supplementary S2 к работе [Cho, Ohta, 2022]). В этом же приложении представлен весьма удобный шаблон для расчетов, в котором автоматически вычисляется как сам RW-индекс, так и два других компонента — M (mafic apex) и F (felsic apex), необходимые для построения треугольной диаграммы).

Подчеркнем, что RW-индекс в какой-то степени весьма удобен, так как при его применении нет необходимости пересчета оксидов в мольные доли и он не учитывает концентрации кремнезема, оксидов кальция и фосфора в образцах. Предполагается также, что на значение RW-индекса не влияют вариации петрофонда. Увеличение доли K_2O в породах в ходе постседиментационных преобразований глинистых минералов способствует увеличению RW-индекса, а не уменьшению, как это происходит с CIA, что в некоторой степени роднит RW-индекс с $\text{CIA}_{\text{корр}}$ [Мельничук, Маслов, 2025].

В настоящем исследовании мы отказались от численных характеристик степени увлажнения в области палеоводосборов в пользу качественных, которые можно получить при анализе геохимических данных. Нами опробованы индикаторы, приведенные в работах [Юдович, Кетрис, 2000, 2011; Юдович и др., 2018]. Для образцов из глинистых толщ областей гумидного климата характерны следующие особенности: 1) присутствие каолинита, выражающееся в локализации фигуративных точек в полях I и II диаграммы НКМ–ФМ, и сопряженная с его присутствием повышенная титанистость; 2) положительная корреляция между TiO_2 и Al_2O_3 и отрицательная корреляция между TiO_2 и SiO_2 или между TiO_2 и Na_2O , что наиболее отчетливо проявляется для величин модулей НКМ и АМ ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) вследствие накопления титана именно в глинистой части пород. Для аридных (и семиаридных) климатов характерно накопление в глинистых толщах калия в форме полевых шпатов (ПШ), в результате в них могут возникать необычные корреляции, например, отрицательная взаимосвязь TiO_2 с K_2O . Высокие величины ГМ

(>0.55) и высокое (>5 –6 мас. %) содержание K_2O в породах указывают на накопление исходных осадков в аридных условиях. Для диагностики существенного количества КПШ в образцах нами использованы диаграммы Al_2O_3 – K_2O и K/Al – K/Rb [van de Kamp, 2016].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Тип увлажнения на палеоводосборах. Среди свит серебрянской и сыльвицкой серий накопление титана в глинистой составляющей характерно для танинской свиты (в ледниковых и неледниковых образованиях), а также койвинской, бутонской (значения очень близки к геохимически значимым) свит, верхнестаропечнинской подсвиты, вилухинской, синекаменской, коноваловской и кобылоостровской подсвит чернокаменской свиты. В то же время для глинистых пород гаревской свиты и крутихинской подсвиты чернокаменской свиты положительная корреляция TiO_2 и Al_2O_3 и отрицательная TiO_2 и SiO_2 не являются геохимически значимыми, а для пород крутихинской подсвиты наблюдается значимая отрицательная корреляция между TiO_2 и Na_2O (табл. 3). Глинистые породы перевалокской свиты характеризуются слабой отрицательной корреляцией между титаном и кремнеземом, титаном и натрием. Повышенная титанистость, присутствие каолинита в породах серебрянской и сыльвицкой серий по литохимическим данным не диагностируются.

Тем не менее, особенности химического состава, характерные для глинистых толщ аридных и семиаридных областей, в рассматриваемой выборке проявлены слабо. Обогащение K_2O (>5 мас. %) иногда проявлено (всего 41 обр.) в глинистых породах танинской, койвинской, бутонской и керносской свит, но при этом гидролизаты среди них единичны — это 3 образца из койвинской, 1 — из бутонской свиты, 1 — из верхнестаропечнинской и 2 — из вилухинской подсвит. Редко встречаются глинистые породы с признаками обогащения КПШ, согласно положению фигуративных точек на диаграммах Al_2O_3 – K_2O и K/Al – K/Rb (рис. 4). Так, к линии $\text{K}/\text{Al} = 0.8$ и полю магматических и обломочных КПШ на этих диаграммах отклоняются лишь немногочисленные точки состава глинистых пород танинской свиты (ледниковых), а также койвинской и керносской свит, редко верхнестаропечнинской и вилухинской подсвит. Кроме того, образцы глинистых пород, отобранные из красноцветных интервалов койвинской и керносской свит, а также синекаменской, крутихинской и кобылоостровской подсвит чернокаменской свиты не показывают обогащения калием.

Таблица 3. Некоторые корреляционные связи между породообразующими оксидами и/или петрохимическими модулями для исследуемых толщ венда Среднего Урала

Стратиграфический уровень	n	TiO ₂ –SiO ₂	TiO ₂ –Al ₂ O ₃	TiO ₂ –Na ₂ O	TiO ₂ –K ₂ O	TiO ₂ –HKM	TiO ₂ –AM	HKM–ГМ	ГМ–ЖМ
ΣV_{1tn}	15	–0.69	0.39	0.40	0.17	0.29	0.56	0.01	0.00
V_{1tn}	6	–0.71	0.84	–0.65	0.91	–0.06	0.92	–0.41	–0.38
V_{1tn}^*	9	–0.82	0.94	–0.08	0.42	0.09	0.82	0.24	0.04
V_{igr}	4	–0.21	0.45	0.59	0.54	0.65	0.33	0.53	–0.51
ΣV_{1kv}	30	–0.81	0.73	–0.17	0.76	0.40	0.77	0.28	0.28
V_{1kv}	29	–0.81	0.72	–0.13	0.75	0.43	0.76	0.36	0.28
V_{1bt}	4	–0.82	0.91	–0.09	0.61	–0.18	0.86	–0.48	–0.09
V_{1kn}	26	–0.52	0.30	–0.23	0.31	–0.04	0.41	–0.20	0.60
V_{2sp_2}	15	–0.66	0.62	0.34	0.43	0.31	0.67	0.19	–0.01
V_{2pv}	18	–0.33	0.08	–0.25	0.20	–0.07	0.12	–0.65	0.57
V_{2ck_1}	17	–0.95	0.91	0.62	0.89	0.46	0.94	0.45	–0.21
V_{2ck_4}	56	–0.94	0.90	–0.01	0.86	0.16	0.93	0.25	0.20
V_{2ck_5}	23	–0.63	0.68	–0.39	0.54	–0.23	0.72	0.10	0.01
V_{2ck_6}	30	–0.34	0.33	–0.53	0.34	–0.20	0.42	–0.17	0.45
V_{2ck_7}	4	–0.97	0.93	–0.22	0.98	0.24	0.95	0.12	0.80

Примечание. ΣV_{1tn} – все отложения танинской свиты, в том числе V_{1tn}^* – гляциогенные и ассоциирующиеся с ними и V_{1tn} – неледниковые, то же для койвинской свиты. Жирным шрифтом отмечены геохимически значимые (по [Юдович и др., 2018]) корреляционные связи ($r \geq r_{0.05}$); n – число проанализированных образцов. Стратоны, из которых отобрано менее 2 образцов, не включены в таблицу.

Таким образом, мы можем предполагать, что изучаемые отложения были образованы за счет материала, который выветривался преимущественно в условиях гумидного климата на водосборах.

Источники обломочного материала. В исследуемой выборке количество образцов с содержанием MgO > 3 мас. % невелико. Они представлены неледниковыми образованиями танинской свиты (3 обр.), и глинистыми породами койвинской (1 обр.) и керносской (1 обр.) свит. Заметно больше образцов (20 обр.), отобранных из койвинской, керносской, перевалокской и чернокаменной свит, в которых значение отношения Th/Sc < 0.64 и/или отношения Cr/Th > 30, что соответствует доле основных пород > 25% в составе петрофонда на диаграмме Cr/Th–Th/Sc [Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007] (рис. 5а). Точки состава этих образцов на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993] (см. рис. 5б) отклоняются от основной массы глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий и от состава верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2014] и приближаются к средним точкам

протерозойского андезита и базальта. Как правило, фигуративные точки таких составов из поля пород, возникших за счет разрушения кислых магматических образований, смещены в направлении полей, соответствующих продуктам дезинтеграции пород более основного состава, т.е. вверх или влево на диаграмме Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] (см. рис. 5в).

Примечательны еще несколько особенностей перечисленных образцов, для которых мы предполагаем заметную долю основных пород в петрофонде. Во-первых, все они в разной степени удалены от линии выветривания кислых пород на диаграмме “Кислый петрофонд–Основной петрофонд–RW-индекс” (рис. 6а–6д). Это особенно хорошо выражено для нижневендских пород, тогда как для верхневендских проявлено не так отчетливо. Сказанное в той или иной мере подталкивает нас рассматривать и другие танинско–нижнестаропечнинские составы, в значительной степени отстоящие от тренда выветривания кислых пород, в качестве продуктов эрозии нескольких совокупностей пород петрофонда. В первую очередь это относится к тем образцам, для которых

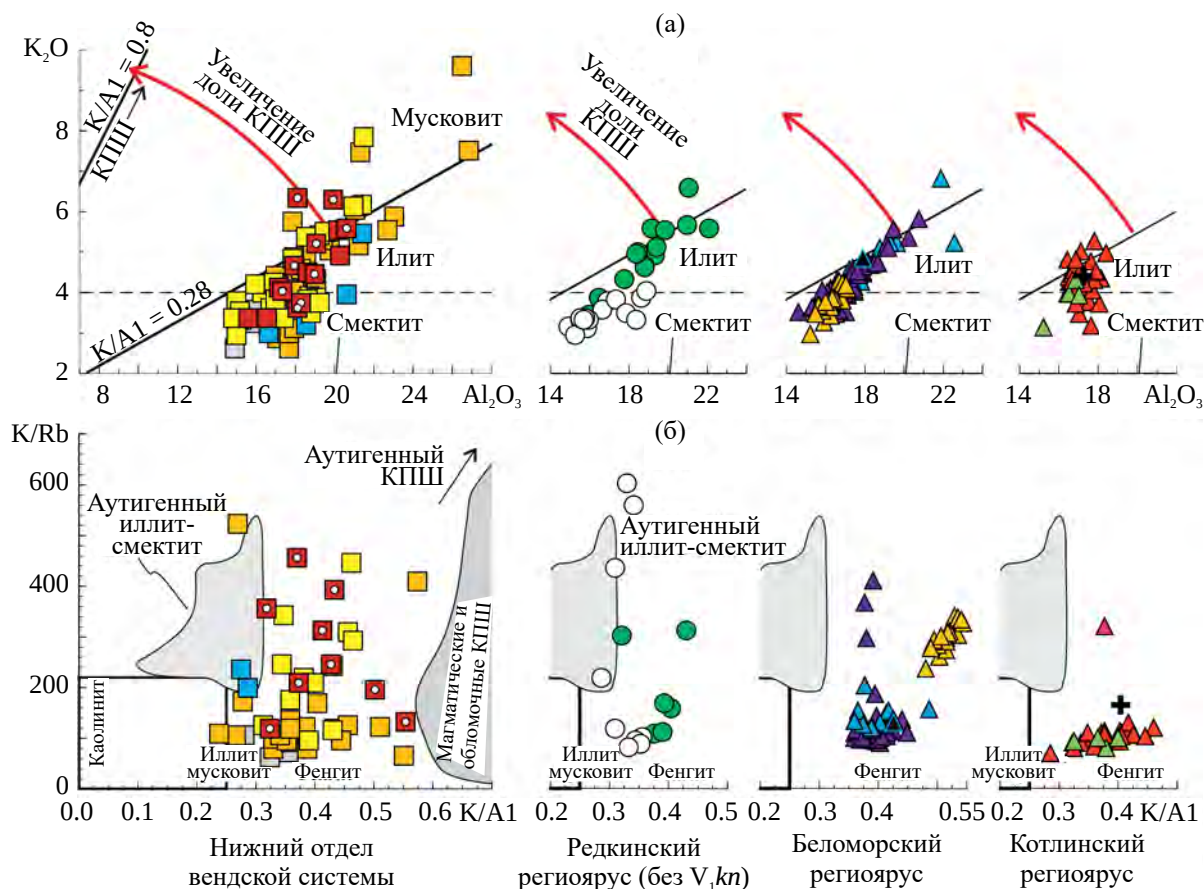


Рис. 4. Положение точек состава глинистых пород серебрянской и сывлицкой серий на диаграммах Al_2O_3 – K_2O (а) и K/Al – K/Rb (б) [van de Kamp, 2016].

Квадраты с белыми кружками внутри – ледниковые и ассоциирующие с ними образования в составе танинской и ковинской свит.

Условные обозначения см. рис. 3.

нет данных по содержанию редких и рассеянных элементов.

Во-вторых, на диаграммах П.К. ван де Кампа [van de Kamp, 2016] большинство выявленных продуктов разрушения смешанного петрофонда обладают значениями $\text{K}/\text{Rb} > 200$, а концентрации K_2O для них составляют (за редким исключением) менее 4.5 мас. %. И то, и другое в большей степени характерно для образцов с существенным количеством смектита/смешанослойных образований ряда иллит–смектит в их составе. Тем не менее, следует подчеркнуть, что и в этом случае образцы глинистых пород перевалокской свиты, ведут себя иначе: составы, для которых нами не подтверждено наличие существенного вклада основного петрофонда, отклоняются в сторону вершины “Основной петрофонд” несколько сильнее прочих образцов этой свиты (см. рис. 6г).

Такое “поведение” не является поводом к исключению тех или иных образцов из аналитической выборки при использовании RW -индекса и

соответствующей диаграммы. Однако при корректировке значений CIA для нижневендских отложений, содержащих в своем составе том числе и продукты дезинтеграции пород основного петрофонда, заметно отличие этих образцов от основной части выборки – они отклоняются от тренда выветривания гранита влево (рис. 7), тогда как для верхневендских образований подобный тренд почти не выражен.

Наличие рециклированного материала в составе глинистых пород предполагается практически для всех стратонов, так как они не демонстрируют положительной корреляции между TM и ЖМ и отрицательной корреляции между НКМ и ГМ (см. табл. 3). Исключение составляют глинистые сланцы и аргиллиты перевалокской и, возможно, керносской свит, а также крутихинской подсвиты чернокаменской свиты. Однако оценить этот вклад с использованием данных о содержании в них редких и рассеянных элементов достаточно сложно.

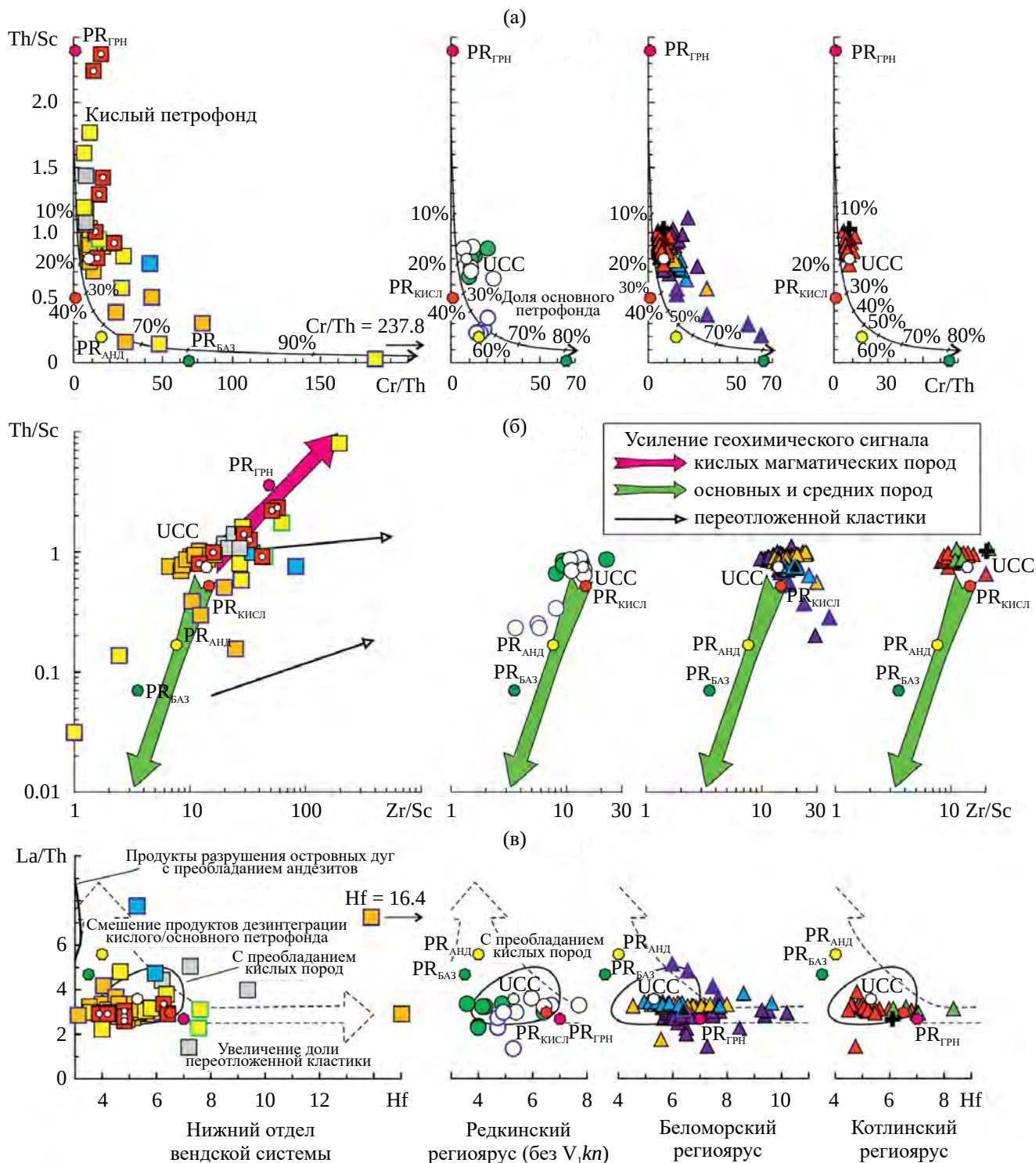


Рис. 5. Положение фигуративных точек глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий на диаграммах, предназначенных для диагностики петрофонда (а, в) и рециклированной компоненты (б, в).

UCC – средний состав верхней континентальной коры, по [Rudnick, Gao, 2014]. Средние составы протерозойского (PR) базальта (БАЗ), андезита (АНД), гранита (ГРН) и кислых магматических пород (кисл) приведены по [Condie, 1993]. Синим цветом на диаграммах выделены составы, отвечающие критериям присутствия в глинистых образованиях заметной примеси продуктов размыва основных магматических пород, зеленым – переотложенного/литогенного материала (также см. текст).

Условные обозначения см. рис. 3 и 4.

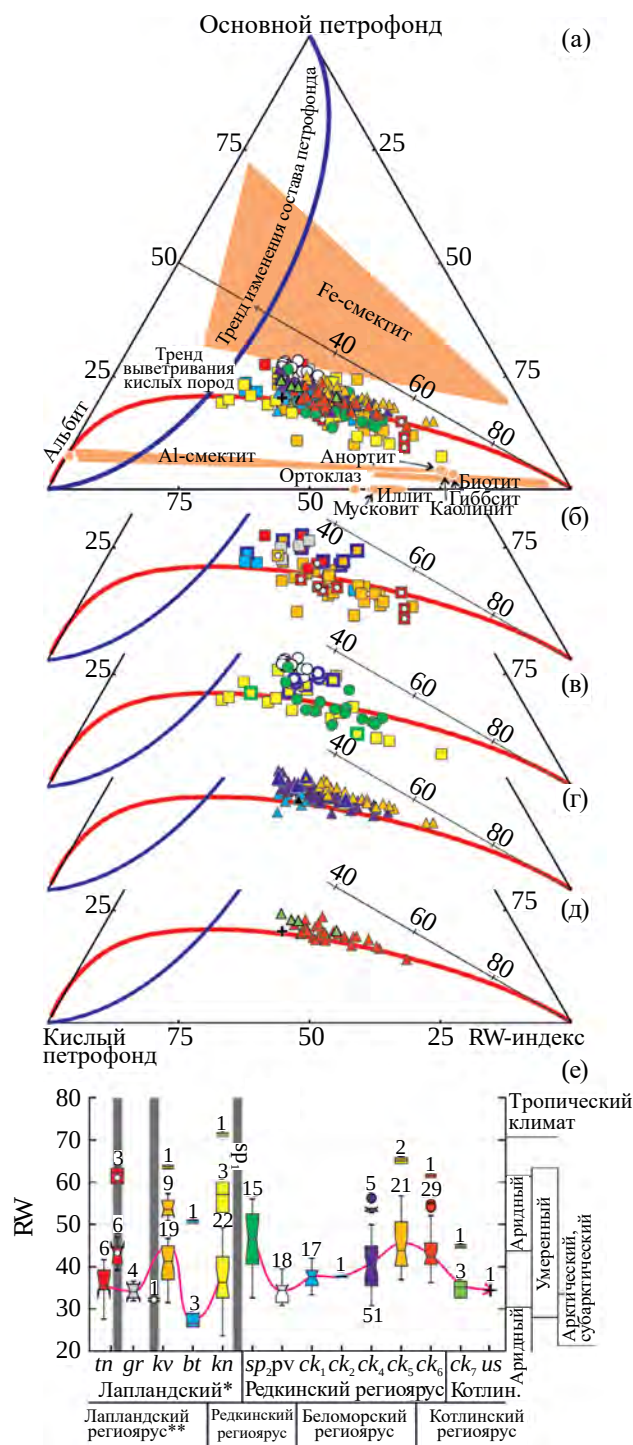


Рис. 6. Диаграммы “Кислый петрофонд–Основной петрофонд–RW” [Cho, Ohta, 2022] (а–д) и сравнение значений индекса RW, рассчитанного для глинистых пород венда западного склона Среднего Урала (е). а – вся выборка, б – лапландский, в – редкинский, г – беломорский, д – котлинский регионярусы по [Гражданкин, Маслов, 2015]; На треугольных диаграммах точки составов с более широким темно-синим контуром, вероятно, отличает присутствие продуктов размыва основных магматических пород, с более широким зеленым – заметное количество рециклированного материала (см. текст). На графике с коробчатыми диаграммами: границы “ящиков” – 25-й (внизу) и 75-й (вверху) перцентили, линия внутри “ящика” – 50-й процентиль, вырезы – 95% доверительный интервал для медианы. “Усы” маркируют допустимый интервал данных (менее чем 1.5- кратное межквартильное расстояние), точки – выбросы, цифры возле выбросов либо “усов” – количество проб. Приведены две схемы регионального стратиграфического подразделения венда: * – близкая к опубликованной в работе [Чумаков, Сергеев, 2004], ** – по [Гражданкин, Маслов, 2015]. Серые полосы – уровни распространения ледниковых образований, розовая линия соединяет медианные значения индекса RW для неледниковых образований каждого стратона. Условные обозначения см. рис. 3–5.

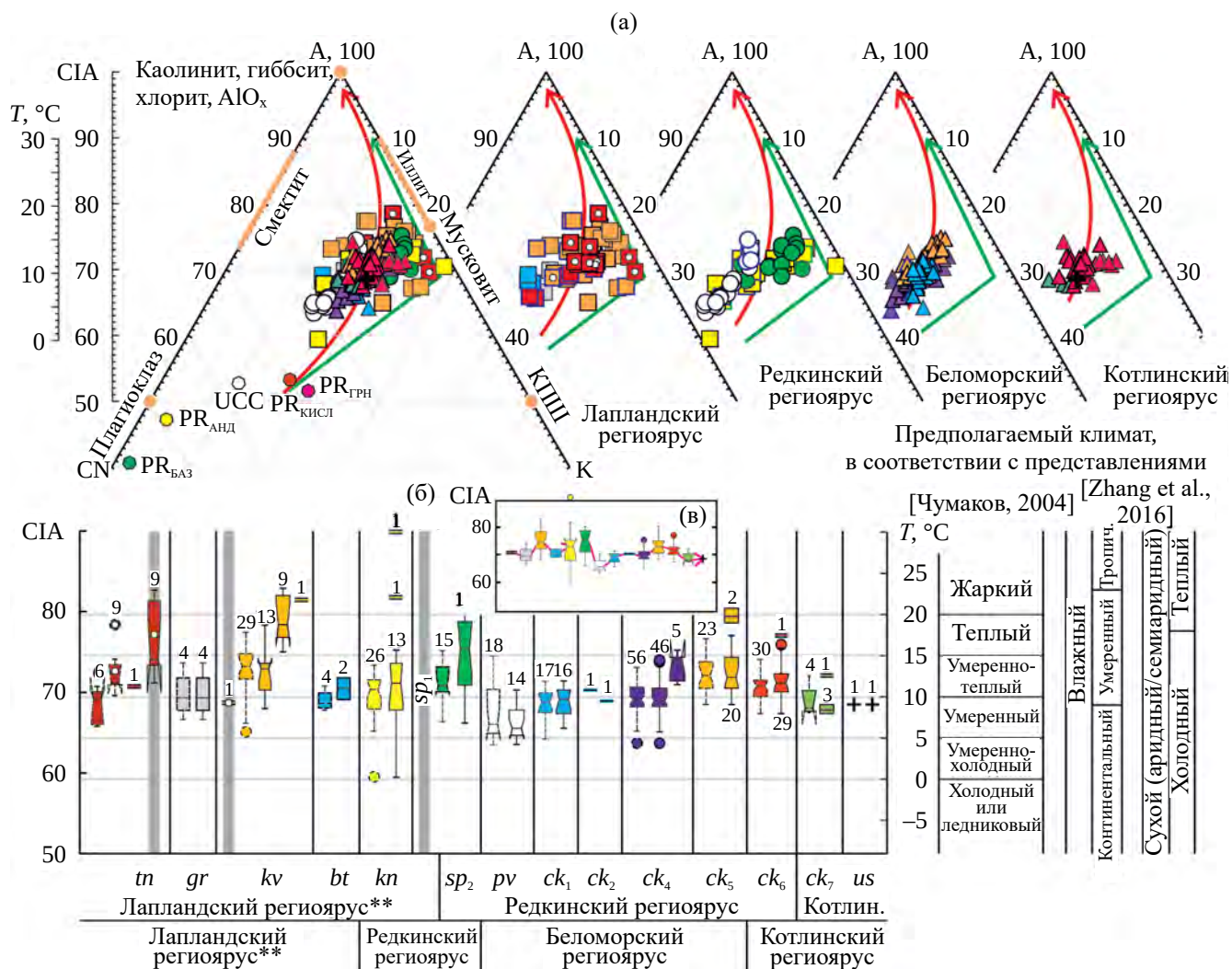


Рис. 7. Диаграммы А–СН–К [Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995] для глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий (вся выборка и региоярусы по [Гражданкин, Маслов, 2015]) (а) и сравнение значений индексов CIA и $CIA_{корр}$ (б, в) с интерпретацией климата.

На треугольных диаграммах: красная линия – тренд выветривания гранитов в приморском умеренном климате по [Meunier, 1980]; зеленая – тренд выветривания гранодиорита в умеренном (гумидном субтропическом) климате по [White et al., 2002]

На графике (б): с пунктирными контурами – диаграммы, построенные по распределению значений CIA до корректировки, со сплошными контурами – после корректировки ($CIA_{корр}$). Цифры над наблюдаемым максимумом или под наблюдаемым минимумом – число образцов, попадающих в подвыборку по величине RW индекса. Тропич. – тропический, Котлин. – Котлинский. Приведены две схемы регионального стратиграфического подразделения венда: * – близкая к опубликованной в работе [Чумаков, Сергеев, 2004], ** – по [Гражданкин, Маслов, 2015].

На графике (в) показаны коробчатые диаграммы без разделения свит по RW индексу.

Условные обозначения см. рис. 3–6.

Например, если принять в качестве индикаторов наличия в петрофонде осадочных/метаосадочных образований выполнение одновременно двух условий: 1) величина концентрации Hf в образце выше, чем таковая в усредненном составе протерозойского гранита по [Condie, 1993] ($Hf > 7$ г/т), и 2) заметное отклонение состава от линии “UCC–протерозойский гранит” на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993],

то такие образцы в керноской свите единичны. В других случаях оба указанных условия не соблюдаются.

Иными словами, можно достаточно уверенно определить вклад продуктов разрушения пород основного петрофонда с использованием данных о содержании редких и рассеянных элементов для образцов, отобранных из серебрянской серии, и, в том числе, экстраполировать эту зависимость на

породы, для которых есть только сведения о содержании основных породообразующих оксидов, чтобы в дальнейшем не использовать их для расчета $СIA_{корр}$. Применительно к сыльвицкой серии мы можем исключить только некоторые образцы. Оценить вклад переотложенного материала в петрофонд и его влияние на величины RW -индекса и $СIA$ по предложенным индикаторам, использующим концентрации редких и рассеянных элементов, не представляется возможным, однако следует, по-видимому, считать, что для большинства изучаемых толщ такой вклад имел место.

Среднегодовые температуры и палеоклимат. Значения $СIA_{корр}$, характерные для негляциальных глинистых образований серебрянской и сыльвицкой серии позволяют предполагать, что во время их накопления $СГТ$ на палеоводосборах изменялись в диапазоне от ~ 4 до $\sim 21^\circ\text{C}$ и только для редких образцов глинистых пород койвинской и керносской свит расчеты дают $СГТ$ в областях мобилизации вещества $\sim 22\text{--}23^\circ\text{C}$ (максимум 30°C). Для одного образца глинистых пород керносской свиты получена величина $СГТ$, приближающаяся к 0°C . Такие температуры отвечают в основном умеренному и умеренно-теплому, реже теплому, значительно реже умеренно-холодному либо жаркому гумидному климату по классификации [Чумаков, 20046] (см. рис. 7). Принимая во внимание палеогеографические реконструкции [Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013; Li et al., 2013, 2023], можно допустить, что это был климат низких (в большей степени применимо к сыльвицкой серии) и средних (время формирования отложений серебрянской серии) широт. При сравнении с современными почвами с использованием RW -индекса и классификации [Zhang et al., 2016] можно весьма осторожно предполагать, что палеоклимат на водосборных площадях в основном был умеренным, реже похожим на современный континентальный либо субарктический. Последнее актуально для части образцов, отобранных из гаревской, керносской, перевалокской свит и кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты. Только один образец глинистых пород из керносской свиты отвечает по своему валовому химическому составу отложениям, сформированным в условиях тропического климата.

Вариации величин RW -индекса и вычисленных по данным о $СIA$ значений $СГТ$ демонстрируют одинаковые тренды похолодания/потепления в отношении неледниковых глинистых отложений венда Среднего Урала (см. рис. 6е, 7б). Во-первых, следует подчеркнуть, что в койвинское ($9\text{--}23^\circ\text{C}$, медианное значение $\sim 15^\circ\text{C}$) и

керносское (минимум 0°C , максимум 30°C , в основном $8\text{--}22^\circ\text{C}$, медианное значение 14°C) время в среднем было теплее, чем в другие неледниковые эпохи раннего венда. Во-вторых, позднестаропечнинское время отличается наибольшим медианным значением $СГТ$ среди поздневендских интервалов: медианная величина для него составляет $\sim 17^\circ\text{C}$ при максимальной и минимальной величинах порядка 21 и 7°C соответственно. В-третьих, в перевалокское время происходит, по-видимому, существенное похолодание — интервалы реконструируемых $СГТ$ для верхней подсвиты старопечнинской свиты (см. выше) и перевалокской свиты ($4\text{--}11^\circ\text{C}$, медианное значение $\sim 6^\circ\text{C}$) пересекаются слабо. В-четвертых, после этого феномена фиксируется постепенное потепление с максимумом $СГТ$ в коноваловское ($9\text{--}21^\circ\text{C}$, медиана — 13°C) время; затем наступает похолодание — образцы глинистых пород кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты и усть-сылвицкой свиты демонстрируют $СГТ$ ($8\text{--}13^\circ\text{C}$, медиана — 9°C соответственно), сопоставимые с теми, что получены для глинистых пород перевалокской свиты.

Использование RW -индекса и уравнения для расчета $СГТ$ [Deng et al., 2022] для реконструкции палеоклимата времени формирования танинской свиты, приводит нас, к сожалению, к неутешительным результатам — оба метода применимы к ледниковым образованиям, но не демонстрируют ожидаемые результаты: гляциогенные и ассоциирующиеся с ними глинистые породы названной свиты обладают значениями RW -индекса равными $39\text{--}63$, что отвечает почвам умеренного климата, а не субарктического и арктического (см. рис. 6). К тому же, эти значения выше, чем таковые для негляциогенных образований той же свиты ($28\text{--}42$). Подобное соотношение характерно и для величин $СIA_{корр}$ ($71\text{--}83$ против 71), на основе которых рассчитаны $СГТ$. Возможно, свою роль играет наличие в их составе литогенного компонента. Однако для того, чтобы сделать вывод о состоятельности или несостоятельности применения RW -индекса в отношении подобного рода образований, необходима существенно большая по объему выборка, и этот вопрос нуждается в более тщательном рассмотрении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволяют сделать ряд выводов. Доля магматических пород основного состава на палеоводосборах была, по всей видимости, несколько выше в раннем венде,

чем в позднем. При корректировке величин $СIA$ для глинистых пород это принято во внимание.

Отсутствие для исследованных глинистых пород (за исключением перевалокской и керносской свит, а также крутихинской подсвиты чернокаменной свиты) положительной корреляции между ТМ и ЖМ, с одной стороны, и отрицательной взаимосвязи между НКМ и ГМ, с другой, предполагает наличие в их составе переотложенной/литогенной тонкой алюмосиликокластики. Оценить же ее долю и влияние на величины RW -индекса и $СIA$ по данным о содержании и соотношении редких и рассеянных элементов в глинистых породах достаточно сложно.

Литогеохимические особенности глинистых пород большинства литостратиграфических подразделений венда Среднего Урала дают основание считать, что во время накопления исходных для них осадков на палеоводосборах существовал климат, близкий к гумидному. Рассчитанные нами для негляциальных глинистых образований серебрянской и сылвицкой серии значения $СIA_{корр}$ позволяют предполагать, что во время их накопления СГТ на палеоводосборах изменялись в основном в интервале 4...21°C. Такие температуры свойственны умеренному и умеренно-теплому, реже теплому, значительно реже умеренно-холодному либо жаркому гумидному климату [Чумаков, 20046]. Учитывая имеющиеся на сегодня данные палеомагнитных исследований [Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013; Li et al., 2023], можно думать, что исследуемый в данной работе бассейн осадконакопления располагался в достаточно низких (сылвицкое время) и средних (серебрянское время) широтах. Полученные нами величины RW -индекса для глинистых пород серебрянской и сылвицкой серий также дают основание считать, что палеоклимат на водосборных площадях венда в основном был умеренным; в то же время некоторые образцы глинистых пород гаревской, керносской и перевалокской свит, а также кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты, обладают значениями RW -индекса, сопоставимыми с теми, что свойственны современному континентальному или субарктическому климату.

Значения RW -индекса для глинистых пород, ассоциирующих с гляциогенными отожениями танинской свиты, составляют 39–63. Такие величины характерны для почв умеренного климата, и являются более высокими, по сравнению с присущими глинистым породам в интервалах разрезов названного стратона, лишенных диамиктитов (28–42). Это же свойственно и величинам

$СIA_{корр}$. Первое напрашивающееся объяснение данного феномена, — “бульдозерный” эффект фронта наступающего ледника при формировании диамиктитов, но, возможно, могут быть предложены и другие. Вариации величин RW -индекса и значений СГТ демонстрируют одинаковые тренды похолодания/потепления для глинистых пород неледниковых интервалов венда Среднего Урала. Наибольшие медианные величины СГТ установлены для койвинского, керносского и позднестаропечнинского времени. Для времени накопления глинистых пород перевалокской свиты реконструируется заметное похолодание. Еще один период роста и снижения величин СГТ — это коноваловско-усть-сылвицкий интервал. Величина СГТ для глинистых пород усть-сылвицкой свиты сопоставима с той, что рассчитана нами для таких же по гранулометрическому составу пород перевалокской свиты. Примечательно, что реконструированные нами значения СГТ для венда западного склона Среднего Урала практически не опускаются ниже тех, что характерны для современного среднеширотного континентального климата Северного полушария (например, СГТ окрестностей Екатеринбурга или Перми (~3–4°C), согласно показаниям местных метеостанций) и в целом не выше СГТ среднеширотного субтропического климата окрестностей, например, Бургоса (Испания, ~23°C).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны рецензентам, работа которых с рукописью способствовала ее существенному улучшению, а также Н.С. Глушковой, оказавшей помощь при подготовке иллюстраций к данной работе. При составлении базы данных авторы использовали также ряд аналитических и полевых материалов М.Т. Крупенина.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в соответствии с темами госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6) и ГИН РАН (FMMG-2023-0004).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы декларируют отсутствие конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: МГУ, 1974. 298 с.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. 238 с.

- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 20–40.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
- Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В. Металлогения рифея и венда западного склона Северного и Среднего Урала // Геология и минерагения докембрия северо-востока Европейской платформы и севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С. 76–77.
- Иванцов А.Ю., Разумовский А.А., Закревская М.А. Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Средний и Южный Урал. М.: ПИН РАН, 2018. 190 с.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Отв. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с.
- Клюжина М.Л. Вендская система Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 60 с.
- Клюжина М.Л. Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 9–22.
- Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т. и др. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сыльвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 341–345.
- Курбацкая Ф.А. Магматизм, метаморфизм и металлогения ранневендского интракратонного рифта на Урале // Магматизм и геодинамика. Материалы 1-го Всерос. петрограф. совещания. Т. 1. Уфа: УНЦ РАН, 1995. С. 116–117.
- Курбацкая Ф.А. О строении и развитии зоны сочленения западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ РАН, 1986. С. 50–59.
- Маслов А.В. Венд Среднего Урала: палеоклиматические реконструкции на основе химических индексов изменения состава пород // Литосфера. 2022. Т. 22. № 2. С. 153–178.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Киселева Д.В. Литогеохимия тонкозернистых алюмосиликокластических пород себриянской серии венда Среднего Урала // Геохимия. 2011. № 10. С. 1032–1062.
- Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М. и др. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 3. С. 322–327.
- 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. Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 1. С. 3–27.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Граунов О.В. Изменения палеоклимата в позднем докембрии (по данным изучения верхнедокембрийского разреза Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 2. С. 129–149.
- Мельничук О.Ю., Маслов А.В. Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата // Литосфера. 2025. Т. 25. № 4. С. 27–42.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. U-Pb (SHRIMP-II)-возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 354–359.
- Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А. и др. Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U-Th-Pb (SIMS и La-ICP-MS) датирования акцессорного циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 68–78.
- Федорова Н.М., Левашова Н.М., Баженов М.Л. и др. Восточно-Европейская платформа в конце эдиакария: новые палеомагнитные и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1782–1794.
- Хромов С.П., Петросяниц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2006. 582 с.
- Чумаков Н.М. Ледниковый и безледниковый климат в докембрии // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004а. С. 259–270.
- Чумаков Н.М. Общий обзор позднемезозойского климата и событий // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004б. С. 44–51.
- Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.
- Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 271–289.

- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. 432 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.
- Algeo T.J., Li C. Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2020. V. 287. P. 8–26.
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry* / Eds J. Arribas, S. Critelli, M. Johnsson. J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. № 420. P. 73–93.
- Cho T., Ohta T. A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2022. V. 608. 111288.
- 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.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97. P. 256–267.
- Dellinger M., Gaillardet J., Bouchez J. et al. Lithium isotopes in large rivers reveal the cannibalistic nature of modern continental weathering and erosion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 401. P. 359–372.
- Deng K., Yang S., Guo Y. A global temperature control of silicate weathering intensity // *Nat. Commun.* 2022. V. 13. № 1. P. 1781.
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A. et al. Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 201. 103039.
- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong // *Engineering Geol.* 2002. V. 63. P. 99–119.
- Fedo C.M., Babechuk M.G. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks explored in three-dimensional Al_2O_3 – CaO^* – Na_2O – K_2O – FeO – MgO (A–CN–K–FM) compositional space // *Can. J. Earth Sci.* 2023. V. 60. P. 818–838.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc. (London)*. 1987. V. 144. P. 531–542.
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P., Allègre C.J. Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers // *Chem. Geol.* 1999. V. 159. P. 3–30.
- Garzanti E., Resentini A. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands) // *Sediment. Geol.* 2016. V. 336. P. 81–95.
- Geiger R. Klassifikation der Klimate nach W. Köppen // *Landolt-Börnstein – Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, alte Serie V. 3*. Berlin: Springer, 1954. P. 603–607.
- Geologic Time Scale 2020. V. 1 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 562 p.
- Goldberg K., Humayun M. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. V. 293. P. 175–183.
- Grazhdankin D.V. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // *J. Paleontol.* 2014. V. 88. P. 269–283.
- Guo Y., Yang S., Su N. et al. Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 227. P. 48–63.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sed. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
- Köppen W. Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet (The thermal zones of the earth according to the duration of hot, moderate and cold periods and to the impact of heat on the organic world) // *Meteorol.* 1884. Z. 1. P. 215–226. (Translated and edited by E. Volken and S. Brönnimann. *Meteorol.* 2011. Z. 20. P. 351–360).
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G. et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Res.* 2013. V. 236. P. 16–30.
- Li Z.-X., Evans D.A.D., 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.
- Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle // *Earth-Sci. Rev.* 2023. V. 238. 104336.
- McLennan S.M. Weathering and Global Denudation // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 295–303.
- Meunier A. Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes: étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres) // *Mém. Soc. Géol. Fr.* 1980. V. 140. P. 1–80.
- Meunier A., Caner L., Hubert F. et al. The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Che-

- mical Index of Alteration (CIA) // *Am. J. Sci.* 2013. V. 313. P. 113–143.
- Nesbitt H.W., Fedo C.M., Young G.M.* Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-Steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds // *J. Geol.* 1997. V. 105. P. 173–192.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A.* Updated world map of the Koppen-Geiger climate classification // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2007. V. 11. P. 1633–1644.
- Pu J.P., Bowring S.A., Ramezani J. et al.* Dodging snowballs: geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota // *Geology*. 2016. V. 44. P. 955–958.
- Roy D.K., Roser B.P.* Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khaspi basin, Bangladesh // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 1163–1171.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 1–51.
- Shao J.Q., Yang S.Y.* Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? // *Chin. Sci. Bull.* 2012. V. 57. P. 1178–1187.
- Smith A.G.* Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // *The ecology of the Cambrian radiation*. N.Y.: Columbia University press, 2001. P. 11–16.
- Smith A.G., Pickering K.T.* Oceanic gateways as critical factor to initiate icehouse Earth // *J. Geol. Soc. (London)*. 2003. V. 160. P. 337–340.
- Spicer R.A., Yang J., Spicer T.E.V., Farnsworth A.* Woody dicot leaf traits as a palaeoclimate proxy: 100 years of development and application // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2021. V. 562. 110138.
- Tabor N.J., Myers T.S.* Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015. V. 43. P. 333–361.
- Turgeon S., Brumsack H.-J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 321–339.
- van de Kamp P.C.* Potassium Distribution and Metasomatism in Pelites and Schists: How and When, Relation to Postdepositional Events // *J. Sediment. Res.* 2016. V. 86. P. 683–711.
- White A.F., Blum A.E., Schultz M.S. et al.* Chemical weathering of the Panola Granite: Solute and regolith elemental fluxes and the weathering rate of biotite // *Water-Rock Interactions, Ore deposits and Environmental geochemistry: A tribute to David Crerar* / *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2002. V. 7. P. 37–59.
- Zhang L., Wang C., Li X. et al.* A new paleoclimate classification for deep time // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. V. 443. P. 98–106.

VENDIAN MUDROCKS CHEMICAL COMPOSITION AND SOME PALEOCLIMATE QUANTITATIVE FEATURES IN THE MIDDLE URALS

O. Yu. Melnichuk^{1,*}, A. V. Maslov^{1,2,**}

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Akademika Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620110 Russia

²Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: melnichuk@igg.uran.ru, o.u.melnichuk@mail.ru

**e-mail: amas2004@mail.ru

It is shown that the lithogeochemical features of the Vendian non-glacial mudrocks in the Middle Urals (Serebryanka and Sylvitsa groups) give reason to believe that the average annual temperatures in paleo-catchments during their accumulation varied from 4 to 21°C. Such temperatures mainly comply to temperate and warmly temperate less often warm climates. Calculated RW-index values also suggest that the paleoclimate in the Vendian catchment areas was generally temperate. At the same time, some mudrock samples of the Garevka, Kernos, and Perevalok formations, as well as the Kobyl' Ostrov Member of the Chernyi Kamen Formation, have RW-index values comparable to those of modern continental or subarctic climate. Variations in RW-index values and reconstructed MAP values demonstrate similar cooling/warming trends for clay rocks of non-glacial intervals of the Vendian in the Middle Urals.

Keywords: Vendian, Middle Urals, mudrocks, major oxides, paleoclimate, mean annual temperature, mean annual precipitation

УДК 551.735.1;553.3.072

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОЗЕРНИНСКОЙ ТОЛЩИ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2025 г. О. Р. Минина^{а,*}, В. С. Ланцева^а, И. Д. Соболев^б, И. В. Викентьев^б, Т. А. Гонегер^а

^аГеологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, ул. Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047 Россия

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

*e-mail: minina@ginst.ru

Поступила в редакцию 29.10.2024 г.

После доработки 09.01.2025 г.

Принята к публикации 14.01.2025 г.

Рассмотрены результаты литологического и биостратиграфического изучения озернинской толщи, накопление которой связывается с началом раннегерцинского этапа в развитии Удино-Витимской структурно-формационной зоны Байкало-Витимской складчатой системы и формированием месторождений золото-колчеданно-полиметаллических руд Озернинского рудного узла. Толща выделена из состава нижнекембрийской олдындинской свиты. Сложена преимущественно граувакковыми аркозами и кварцевыми граувакками и включает две подтолщи. Нижняя подтолща представлена кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами полимиктовых конгломератов и гравелитов, верхняя — переслаиванием полимиктовых песчаников и алевролитов, известковистых алевролитов и известняков с прослоями глинистых, глинисто-кремнистых, углисто-глинистых алевролитов и аргиллитов. Палеонтологическая характеристика озернинской толщи определяет ее стратиграфическую принадлежность нижнему (эмский ярус) — верхнему (нижнефранский подъярус) девону. Особенности состава, строения и характер палеобиоты свидетельствуют о формировании отложений в обстановках открытого шельфового морского бассейна со значительным привносом терригенного компонента. Нижняя подтолща накапливалась в условиях шельфового мелководья, при активной гидродинамике, верхняя — в наиболее погруженных частях шельфа, участками с застойным гидрогеологическим режимом.

Ключевые слова: озернинская толща, фации, биостратиграфия, девон, обстановки седиментации
DOI: 10.31857/S0024497X25030033, **EDN:** IANDIC

Удино-Витимская структурно-формационная зона (СФЗ) входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса и занимает южное обрамление Сибирского кратона. В тектоническом плане рассматриваемая территория определяется по-разному: как фрагмент Удино-Витимской структурно-фациальной зоны Западно-Забайкальской геосинклинали [Беличенко, 1969, 1977; Чернов, 1963; Кормилицын, 1966], Удино-Витимская эвгеосинклиналь [Язмир, 1966, 1972; Беличенко, 1983], Удино-Витимская зона каледонид [Беличенко, 1977], Еравнинский островодужный террейн [Булгатов, Гордиенко, 2004; Зорин и др., 2009], Удино-Витимская островодужная система [Добрецов и др., 2005; Макрыгина и др., 2007; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Гордиенко

и др., 2010; Ланцева, 2014], Еравнинский прогиб Джиды-Витимской системы синклиналиев и вулканогенно-осадочных структур [Геологическая..., 2016]. Мы рассматриваем Удино-Витимскую СФЗ в составе Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС) [Руженцев и др., 2010, 2012; Минина и др., 2016, 2022].

В строении Удино-Витимской СФЗ традиционно выделяли три нижнепалеозойские свиты: вулканогенно-осадочную олдындинскую (E_1), терригенные химгильдинскую (E_{1-2}) и иташинскую (E_3-O_1) [Беличенко, 1977; Язмир, 1966, 1972; Дистанов и др., 1972 и др.]. В результате исследований последних десятилетий из состава нижнекембрийской олдындинской свиты были выделены фаунистически охарактеризованные

отложения девона-карбона, а иташинская и химгильдинская свиты отнесены к девону [Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2010, 2012; Минина и др., 2016; Геологическая..., 2016]. Установлено, что Удино-Витимская СФЗ характеризуется длительным развитием и включает комплексы каледонского ($E-O_2$), раннегерцинского (D_1-C_1) и позднегерцинского (C_2-P_1) структурных этажей, находящихся в сложных соотношениях [Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016, 2023].

В понимании тектонической эволюции Удино-Витимской СФЗ ключевым элементом является Еравнинская подзона, занимающая Кыджимит – Заза – Холуйское междуречье (Витимское плоскогорье) (рис. 1). Еравнинская подзона вызывает особый интерес еще и потому, что является весьма продуктивной в отношении полезных ископаемых. В ее пределах расположен Озернинский рудный узел, включающий крупное Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение и ряд других рудных объектов [Тарасова и др., 1969¹, Тарасова и др., 1972; Дистанов, Ковалев, 1975; Дистанов и др., 1972; Гордиенко и др., 2015; Викентьев и др., 2023; Damdinov et al., 2023 и др.]. К настоящему времени, несмотря на относительно высокую степень изученности Еравнинской подзоны, остаются дискуссионными возраст, стратиграфическая последовательность, состав, фациальная принадлежность и условия седиментации стратифицированных образований, генезис и возраст рудных объектов. Традиционно многочисленные проявления полезных ископаемых, включая Озерное месторождение, связывают с нижнекембрийской олдындинской свитой каледонского комплекса. Однако в настоящее время получены новые данные, свидетельствующие о том, что вмещающей для колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения является верхнедевонско-нижнекаменноугольная еравнинская серия раннегерцинского комплекса [Минина и др., 2024].

Объект наших исследований карбонатно-терригенная озернинская толща ($D_2zv-D_3f_1$) начинается разрез раннегерцинского комплекса (рис. 2), включающего терригенные иташинскую (D_3f_{2-3}) и химгильдинскую (D_3fm_2) свиты, карбонатно-терригенно-вулканогенные ульзутуйскую и

кыджимитскую ($D_3fm_3-C_1v$) толщи [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016, 2022]. Ранее озернинская толща была выделена из состава олдындинской свиты и отнесена к верхнему силуру – среднему девону [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016]. С толщей связаны золотополиметаллические руды Назаровского и Светкинского месторождений Озернинского рудного узла. Однако состав, возраст, фациальные особенности, обстановки седиментации этих отложений изучены недостаточно. С озернинской толщи начинается раннегерцинский этап в развитии Удино-Витимской СФЗ, являющейся ключевой в понимании истории эволюции Байкало-Витимской складчатой системы [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016]. Поэтому целью наших исследований стало комплексное изучение разрезов озернинской толщи, включающее уточнение ее возраста, состава, особенностей строения, определение палеогеографических условий седиментации.

Анализ имеющихся и новые данные приведены в настоящей статье. Петрографический состав пород изучен с использованием микроскопа Olympus BX51. Определения палеонтологических шлифов проведено В.А. Лучиной (ИГНИГ, Новосибирск), Ю.П. Катюха (Бурятгеоцентр, Улан-Удэ), изучение палинологических проб – Л.Н. Неберикутиной (Воронежский госуниверситет, Воронеж).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ОЗЕРНИНСКОЙ ТОЛЩИ

Озернинская толща выделена впервые из состава нижнекембрийской олдындинской свиты [Руженцев и др., 2012; Минина, 2014]. Толща распространена на участках Ульзутуй (водораздел р. Ульзутуй – руч. Известковый и р. Ульзутуй – руч. Сурхейт), Кыджимит (левобережье р. Кыджимит, водоразделы руч. Эпидотовый – Сосновский – Хортяк – Александровский) и р. Джидотта (см. рис. 1). Эти отложения ранее включались в состав верхних горизонтов туркульской, гурвунурской, озернинской и назаровской пачек олдындинской свиты [Постников и др., 1997]. Карбонатно-терригенная озернинская толща является основанием разреза раннегерцинского комплекса и трансгрессивно налегает на вулканиты и известняки нижнекембрийской олдындинской свиты (водораздел р. Ульзутуй – руч. Известковый) или гранодиориты нижнеродовикского кыджимитского комплекса (водораздел руч. Эпидотовый – Сосновский – Хортяк) [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016]. Мощность толщи 900–1300 м.

¹ Тарасова Р.С., Бабкин И.Н., Близинок М.В., Филько А.С., Горбунов С.В., Алкалаев Б.К. Озерное колчеданное свинцово-цинковое месторождение. Отчет за 1964–1969 гг. с подсчетом запасов. Улан-Удэ: Бурятское геологическое управление, 1969 (Территориальный фонд геологической информации по Республике Бурятия).

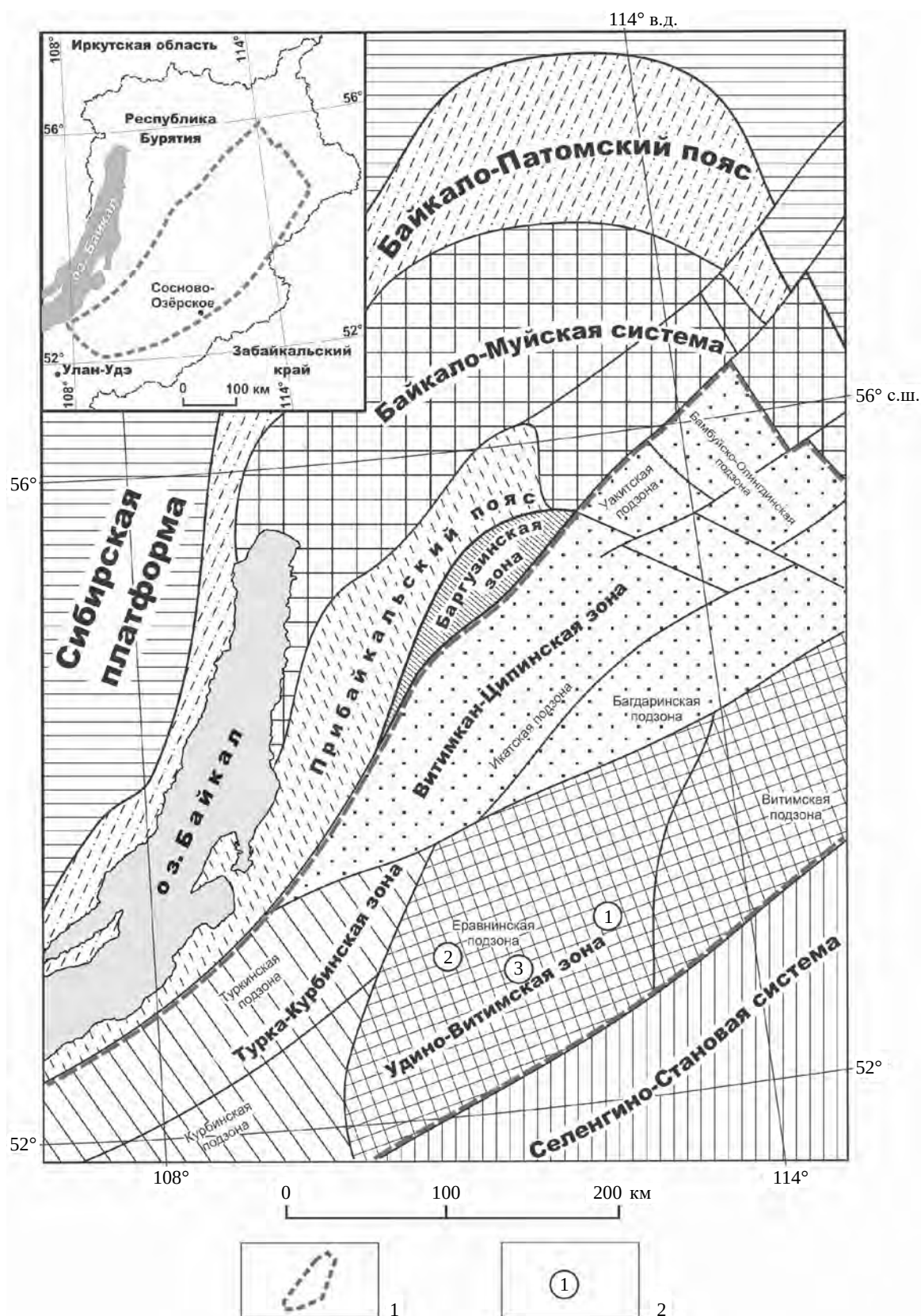


Рис. 1. Схема тектонической зональности Западного Забайкалья, по [Минина и др., 2016].

1 – общий контур Байкало-Витимской складчатой системы; 2 – местоположение участков детальных работ: 1 – Джи-дотга, 2 – Ульзутуй, 3 – Кыджимит.

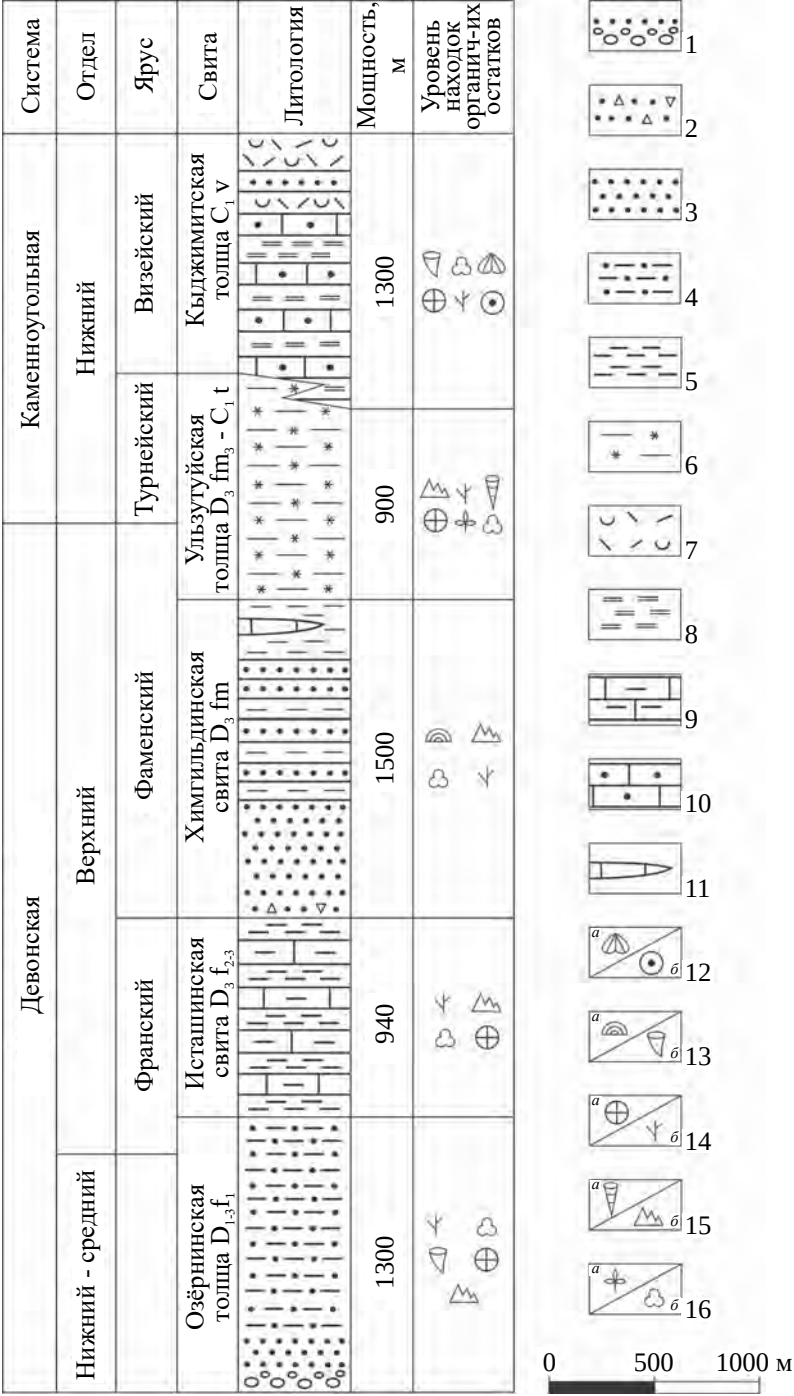


Рис. 2. Разрез девонско-каменноугольных отложений Еравнинской подзоны ([Минина и др., 2023] с изменениями). 1 – конгломераты; 2 – гравийные песчаники; 3 – песчаники и алевролиты; 4 – переслаивание кремнисто-углистых аргиллитов, известняков, алевролитов, песчаников; 5 – алевролиты с прослоями аргиллитов; 6 – переслаивание пестроцветных туфотерригенных пород, алевролитистых известняков, отторженцев известняков, вулканитов; 7 – туфы; 8 – туффиты, туфоаргиллиты; 9 – известковистые алевролиты; 10 – детритовые, биокластовые известняки; 11 – линзы песчаных известняков; 12–16 – уровень находок органических остатков: 12 – брахиоподы (а), криноидеи (б); 13 – строматопороидеи (а), кораллы (б); 14 – мшанки (а), водоросли (б); 15 – тентакулиты (а), конодонты (б); 16 – флора (а) и миоспоры (б).

В составе озёрнинской толщи выделены две подтолщи. **Нижняя подтолща** существенно алевролито-песчаниковая (мощность от 50 до 400 м), сложена крупно-среднезернистыми, мелкозернистыми розовато-серыми и зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми,

полевошпат-кварцевыми известковистыми песчаникам, местами гравийными, с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов, и алевролитами с редкими слоями аргиллитов. Для пород характерны грубокослоистые, пологоволнистые, мелкокосоволнистые и прямолинейные горизонтально-косослоистые текстуры, в верхней части разреза иногда с градиционным утонением материала. Подтолща имеет ограниченное распространение. **Верхняя подтолща** с постепенным переходом сменяет нижнюю. Представлена переслаиванием известковистых песчаников и алевролитов; кремнистых, кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых аргиллитов; алевритистых и пелитоморфных известняков. Слоистость пород тонкая горизонтальная, пологоволнистая, волнисто-линзовидная, текстуры часто нарушены редкими мелкими размывами и смятиями. Для нижней части разреза подтолщи характерно присутствие линз известняков и разнообломочных брекчий полимиктового состава, имеющих четкие контакты с вмещающими их отложениями (рассеянные линзы олистостром), имеющими типичные подводно-оползневые текстуры. В верхней части разреза верхней подтолщи преобладают существенно аргиллитовые породы с тонкими алевролитовыми слоями, тонкогоризонтально-слоистые (кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-углистые аргиллиты).

Опорный разрез озернинской толщи расположен на водоразделе р. Ульзутуй — руч. Известковый (рис. 3). Между высотными отметками 1380 и 1359 (рис. 4, номер разреза 3) здесь установлено трансгрессивное налегание озернинской толщи на зеленовато-серые, массивные, реже тонкополосчатые, неяснофлюидалные риолиты олдындинской свиты, мощностью более 100 м, с возрастом 529 млн лет [Руженцев и др., 2012]. Линия контакта неровная, волнистая, с западинами, vyplненными гравийным материалом.

Разрез озернинской толщи имеет следующий вид: **нижняя подтолща**, 1 — красновато-серые, розовато-серые и буровато-серые крупнозернистые, прослоями обогащенные гравием, песчаники с пологими косослоистыми, косоволнистыми текстурами, часто с линзами (мощностью до 50 см) конгломератов и гравелитов. Конгломераты с грубозернистым цементом, с галькой и угловато-окатанными обломками вулканитов кислого и реже среднего состава, мелкозернистых гранит-порфиоров, зернами калиевого полевого шпата, кварца; мощность 9 м; 2 — песчаники серые, известковистые, существенно полевошпат-кварцевые, средне-мелкозернистые, псефито-псаммитовой

структуры; мощность 15 м; 3 — песчаники сиреневато-серые, зеленовато-серые, полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые среднезернистые, местами гравийные, с редкими прослоями гравелитов и обломками (до 8 см) андезитовых порфиритов и риолитов, текстуры прямолинейные горизонтально-косослоистые с градиционным утонением материала, в верхней части разреза песчаники зеленовато-серые, среднезернистые с обломками вулканитов и кварц-карбонатным цементом, с прослоями алевролитов, пологими косослоистыми, косоволнистыми текстурами; мощность 36 м; 4 — **верхняя подтолща**, мощностью более 58 м, с постепенным переходом сменяет нижнюю и сложена тонкослоистыми песчанистыми светло-серыми, плитчатыми известняками. Мощность озернинской толщи здесь составляет более 118 м. Породы погружаются в северо-западном направлении (азимут падения 290° – 310° , угол падения 40° – 60°).

На западном склоне с высотной отметкой (в.о.) 1380, на водоразделе р. Ульзутуй — руч. Известковый установлена нижеследующая последовательность (см. рис. 3, 4, номер разреза 4).

Олдындинская свита (E_1): 1 — зеленовато-серые флюидалные риолиты (мощность 9 м); 2 — темно-серые полосчатые андезидациты (мощность 3 м). Озернинская толща, **нижняя подтолща**: 3 — песчаники крупнозернистые светло-серые, розовато-серые кварц-полевошпатовые, с крупными обломками калиевого полевого шпата и вулканитов (мощность 4 м); 4 — песчаники полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые, среднезернистые, сиреневато-серые, зеленовато-серые, местами гравийные, с прослоями гравелитов и обломками (до 8 см) андезитовых порфиритов и риолитов (мощность 7 м); 5 — переслаивание (мощности слоев 3–5 см) сиреневато-серых, зеленовато-серых среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников с прослоями гравийных песчаников с обломками риолитов, андезитов (до 3–8 см), сургучно-красных кварц-гематитовых пород (до 3–8 см), и алевролитов, текстуры пологоволнистые, мелкокосоволнистые и горизонтально-косослоистые (мощность 18 м); 6 — песчаники серые, существенно кварцевые, мелкозернистые (мощность 0.1 м) сменяются зеленовато-серыми, бурыми мелко- и среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями (первые см) кремнистых аргиллитов и алевритистых известняков (мощность 8 м); **верхняя подтолща**: 7 — песчанистые и кремнистые известняки, светло-серые, с прослоями песчаников кварц-полевошпатовых,

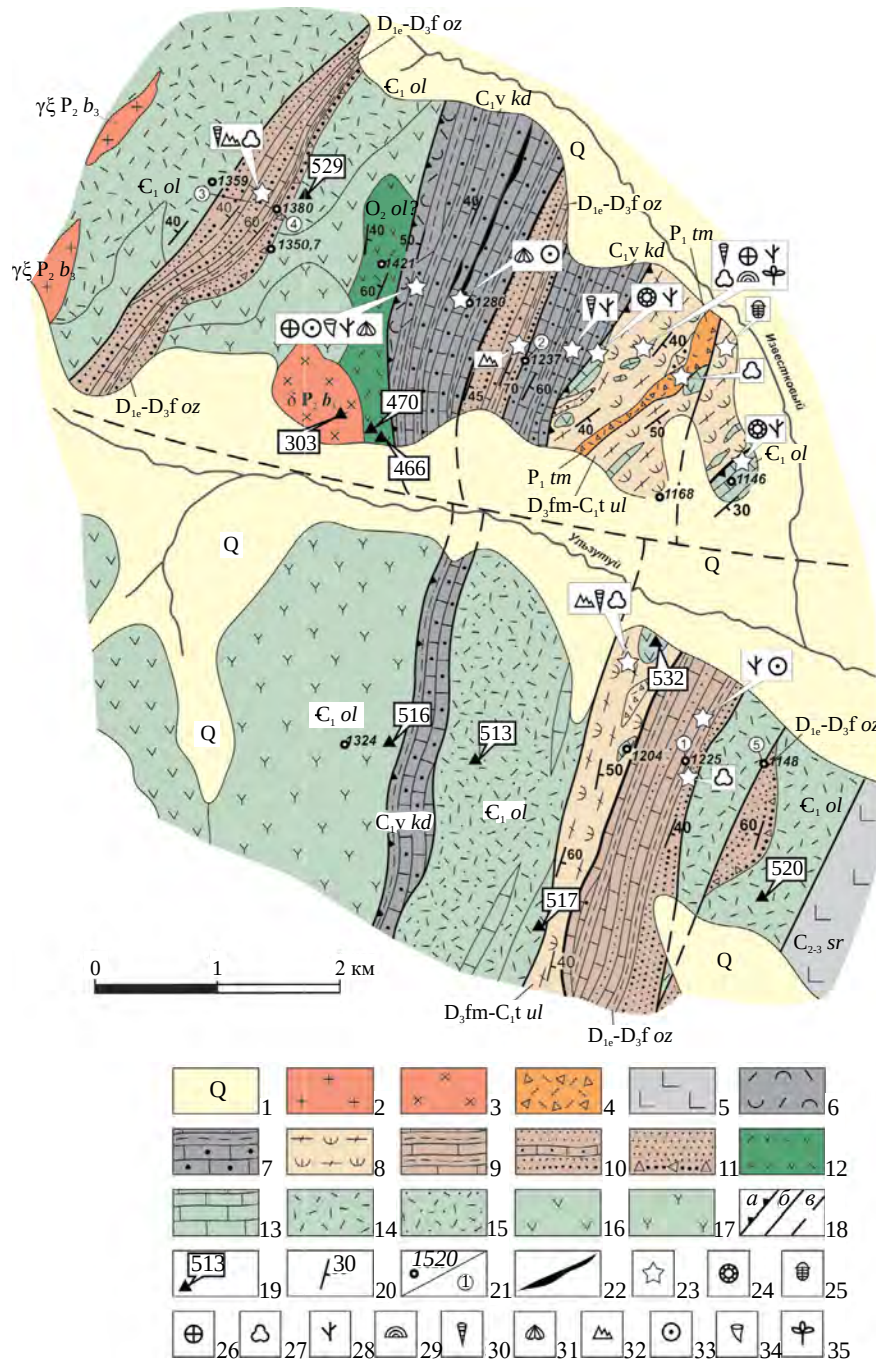


Рис. 3. Схема геологического строения бассейна р. Ульзутуй (с использованием данных из работы [Минина, 2024] с дополнениями). 1 – четвертичные отложения (Q); 2, 3 – бичурский комплекс (P₂b): 2 – граниты, лейкограниты, граносиениты (γξP₂b₃), 3 – монцодиориты (μP₂b₂); 4 – тамирская свита (P₁tm) – агломеративные и псефитовые туфы кислого состава; 5 – сурхобтинская толща (C₂₋₃sr) – базальты, андезитобазальты, андезиты; 6, 7 – кыджимитская толща (C₁vk): 6 – туфы кислого состава, 7 – переслаивание туфитов, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфов, детритовых известняков (тефротурбидиты); 8 – ульзутуйская толща (D₃fm–C₁tul) – переслаивание пестроцветных туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, алевролитов, алевритистых известняков, отторженцев кембрийских известняков, вулканитов; 9–11 – озернинская толща (D_{1e}–D₃f oz): 9 – переслаивание кремнистых, кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых аргиллитов, пелитаморфных известняков, 10 – переслаивание известковистых песчаников и алевролитов, прослои алевролитистых известняков, 11 – песчаники с прослоями алевролитов, конгломератов и гравелитов; 12 – андезиты, андезидациты (O₂ol?); 13–17 – олдындинская свита (C₁ol): 13 – биогермные известняки; 14 – риолиты, дациты; 15 – андезиты, дациты, риодациты, плагиориолиты и их туфы; 16 – андезитобазальты; 17 – гранит-порфиры (C₁ol); 18 – тектонические нарушения: надвиги (a), разломы достоверные (б) и предполагаемые (в); 19 – места отбора проб на абсолютный возраст; 20 – элементы залегания; 21 – высотные отметки (a) и номера разрезов (б); 22 – колчеданно-полиметаллические рудные тела; 23 – места находок органических остатков; 24–35 – остатки фауны и флоры: 24 – археоциты, 25 – трилобиты, 26 – мшанки, 27 – миоспоры, 28 – водоросли, 29 – строматопороидеи, 30 – тентакулиты, 31 – брахиоподы, 32 – конодонты, 33 – криноидеи, 34 – кораллы, 35 – флора.

серых, зеленовато-серых, бурых мелко- и среднезернистых, слоистость пологоволнистая, волнисто-линзовидная, обусловлена присутствием алевроитовых и аргиллитовых слойков. В верхней части слоя — известняки светло-серые, пелитоморфные (ребристые с поверхности выветривания) с прослоями известковистых и углистых алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев, слоистость тонкая, пологоволнистая, реже волнисто-линзовидная (мощность 9 м); 8 — переслаивание (первые см) плитчатых мелкозернистых светло-серых кремнистых известняков и зеленовато-серых кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых аргиллитов, редко прослои известковистых и углистых алевролитов (мощность более 50 м). Слоистость тонкая, пологоволнистая, реже волнисто-линзовидная. Текстуры иногда нарушены мелкими разрывами и смятиями аргиллитовых слойков. Общая мощность толщи здесь более 96 м. Все породы верхней подтолщи содержат тонкую вкрапленность и прожилки сульфидов.

На восточном склоне (близ в.о. 1237) водораздела р. Ульзутуй — руч. Известковый (см. рис. 3, 4, номер разреза 2) белые, розоватые кристаллические известняки олдындинской свиты (мощность более 80 м) сменяются грубозернистыми, с галькой кислых вулканитов, песчаниками **нижней подтолщи** озернинской толщи, с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов, известняков, обломками песчаников, аргиллитов (мощностью 60 м). Поверхность нижнего контакта песчаников слабо-волнистая. Вверх по разрезу песчаники сменяются светло-серыми, буроватыми средне-мелкозернистыми кварц-известковистыми песчаниками (калькарениты) с раковинным детритом (археоциаты, трилобиты), гравийно-галечным материалом, аргиллитовыми интракластами. В песчаниках отмечены редкие валуны и галька археоциатовых кристаллических известняков (мощность слоя 35 м). **Верхняя подтолща**, мощностью более 80 м, представлена переслаиванием серых кварц-полевошпатовых известковистых песчаников, известковистых алевролитов, кремнистых алевроитовых известняков, содержащих обломки раковинного детрита, с прослоями кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых аргиллитов. Породы рассечены прожилками сульфидов. Общая мощность озернинской толщи здесь около 175 м.

На водоразделе р. Ульзутуй — руч. Правый Сурхейт (в.о. 1148) на зеленовато-серые риолиты олдындинской свиты, мощностью более 30 м (см. рис. 3, 4, номер разреза 5), с разрывом налегает горизонт конгломератов и конгломеркций **нижней подтолщи** озернинской толщи,

мощностью около 25 м. Поверхность контакта неровная, с западинами, выполненными гравийным материалом. Конгломераты сменяются серыми, розово-серыми гравийными песчаниками, в обломочной части которых преобладает калиевый полевой шпат; мощность этой пачки составляет 27 м. Выше, с постепенным переходом, залегают темно-серые крупно-среднезернистые песчаники, грубокослоистые, пологоволнистые и мелкокосоволнистые, с редкими прослоями гравелитов и зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов со слоями аргиллитов; мощность песчаников более 23 м. Общая мощность нижней подтолщи более 75 м.

На водоразделе р. Ульзутуй — руч. Правый Сурхейт (в районе в.о. 1225, см. рис. 3, 4, номер разреза 1) на риолиты олдындинской свиты с разрывом налегают серые и зеленовато-серые кварц-полевошпатовые гравийные песчаники с прослоями гравелитов и грубозернистых песчаников (мощность 10 м), выше сменяющиеся чередованием серых и зеленовато-серых средне-мелкозернистых полевошпат-кварцевых известковистых песчаников, алевролитов с прослоями (до 1.5 м) кремнистых алевроитовых известняков и кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых аргиллитов **нижней подтолщи** (мощность пачки 33 м). **Верхняя подтолща** здесь включает горизонты чередующихся (первые см до десятка см) светло-серых известковистых песчаников, алевролитов, кремнисто-углистых и кремнисто-глинистых аргиллитов, кремнистых пелитоморфных известняков (мощность 80 м), выше сменяющихся пачкой монотонного ритмоидного чередования (мощности от первых десятков см до первых метров) светло-серых и буроватых глинисто-кремнистых пелитоморфных известняков с терригенной примесью, алевролитов с прослоями (первые см) углисто-кремнистых и кремнисто-глинистых аргиллитов (мощность 320 м). В верхней части пачки отмечены прослои (до 0.5 м) известняковых брекчий и глыбы (размером 1.2×1.8 м) светлых мраморизованных известняков, облекаемых слоистыми породами. Для пород верхней подтолщи характерна сульфидная вкрапленность и прожилки. Мощность озернинской толщи не менее 443 м.

Верхняя подтолща озернинской толщи, вмещающая золото-полиметаллические руды месторождений Назаровское и Светкинское, изучена в многочисленных горных выработках на водоразделе р. Ульзутуй — руч. Правый Сурхейт (рис. 5).

На Светкинском месторождении **верхняя подтолща** (видимая мощность около 400 м) сложена

первых десятков см до первых метров) светло-серых и буроватых глинисто-кремнистых пелитоморфных известняков с алевроитовой примесью, серых алевролитов с прослоями (первые см) углесто-кремнистых и кремнисто-глинистых аргиллитов, часто филлитизированных. Среди пород присутствуют биогермы линзовидной формы (мощностью от 20 см до 1.2 м), сложенные кораллово-водорослевыми известняками. Мощность пачки 320 м. В верхней части разреза подтолщи отмечены прослои (до 0.5–1 м) известняковых брекчий и глыбы светлых мраморизованных известняков олдындинской свиты. Наиболее распространенным типом пород здесь являются мелкообломочные породы средней степени сортировки, полимиктовые и существенно кварцевые песчаники и алевролиты. Для них характерны отчетливые горизонтальные, пологоволнистые, волнисто-линзовидные, иногда с градационными верхними границами, текстуры, следы подводного оползания (мелкие размывы и смятия), а также вкрапленность и маломощные прожилки сульфидов.

На Назаровском месторождении **верхняя подтолща** представлена тонким переслаиванием (первые см) серых известковистых песчаников и алевролитов, темно-серых кремнистых, кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых аргиллитов, микритовых серых кремнисто-глинистых известняков с прослоями (мощностью первые см) зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов, в верхней части разреза появляются прослои светло-зеленых туффигов. Породы характеризуются горизонтально-, пологоволнистой, волнисто-линзовидной слоистостью, текстуры образованы чередованием слоев (от первых мм до десяти см) разного состава, распространены подводно-оползневые текстуры. Часто наблюдаются линзы известняковых брекчий и прослои колчеданных руд.

В бассейне р. Кыджимит, по правобережью руч. Сосновский (рис. 6) озернинская толща с несогласием перекрывает серые мелкозернистые кварцевые гранодиориты (кыджимитский комплекс) раннеордовикского возраста (471.1 млн лет) [Руженцев и др., 2013; Минина, 2014; Минина и др., 2016]. **Нижняя подтолща** здесь сложена грубозернистыми, крупно-среднезернистыми красно-розовыми кварцевыми и зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми плохо сортированными песчаниками, с грубой косослоистой, и неравномерно проявленной пологокосослоистой текстурами; мощность более 150 м. Песчаники содержат линзовидные прослои гравелитов

и мелкогалечных конгломератов. Галька (размер от 1.5 до 5–7 см) угловатая, угловато-окатанная, представлена светло-серыми диоритами, серыми гранодиоритами, зелеными габбро-диоритами и андезитами, зеленовато-серыми дацитами и риолитами. Угловатые обломки сложены зеленовато-серыми песчаниками и темно-серыми алевролитами. Видимая мощность песчаников не менее 25 м. Контакт гранитов и песчаниковой толщи постепенный с “градационным несогласием” (по [Петтиджон, 1981, стр. 277]). **Верхняя подтолща**, видимой мощностью более 450 м, представлена пачкой тонкого, иногда ритмичного, переслаивания известковистых песчаников и алевролитов, с прослоями алевроитистых известняков. Наблюдающиеся горизонтальная, пологоволнистая, волнисто-линзовидная текстуры часто нарушены мелкими размывами и смятиями. Встречаются линзы (первые см) грубозернистых розоватых известковистых песчаников. Вверх по разрезу карбонатность пород растет, появляются пачки известняков с алевроитовой примесью, сменяющиеся тонкослоистыми алевроитистыми известняками, с прослоями кремнистых, кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых аргиллитов. Толща включает биогермы (мощность от 30 см до 1.5 м) водорослево-коралловых известняков. Известняковые постройки имеют линзовидную или овальную форму и сложены колониями кораллов (ругоз, табулят) и остатками водорослей. Алевроитистые известняки слоистые, с ребристо-ячеистыми текстурами на поверхностях выветривания, содержат цепочки колоний табулят, остатки водорослей и мшанок, конодонты; мощность слоев таких известняков первые метры. Для верхней части разреза подтолщи типичны прослои кремнисто-карбонатных, слюдисто-кремнистых аргиллитов, углистых известковистых алевролитов, часто латерально замещающих известняки. Породы обычно метаморфизованы в условиях нижних градаций зеленосланцевой фации. Общая мощность озернинской толщи здесь более 625 м. Эти отложения являются рудовмещающими для полиметаллических (Pb–Zn) Хортякского месторождения и Сосновского проявления.

К озернинской толще также мы относим светло-серые песчанистые известняки с прослоями алевролитов, установленные среди метаморфических пород Амалатской глыбы на правобережье р. Джидотта (приток р. Витим) (см. рис. 1). Эти известняки слагают крупные блоки — протяженностью до 150 м, при ширине выходов до 50 м — и содержат тентакулиты и конодонты [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016].

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ОЗЕРНИНСКОЙ ТОЛЩИ

Возраст озернинской толщи определен по комплексам остатков фауны и палинофлоры.

В **нижней подтолще**, в песчанистых известняках (водораздел р. Ульзутуй — руч. Известковый, близ в.о. 1359, см. рис. 3, 4, номер разреза 3) были установлены конодонты рода *Polygnathus* sp. (девон) и виды *Pandorinellina postexcelsa* Wanget Ziegl., *P. cf. exigua philippi* Klapp., *P. steinhornensis* (Ziegl.), характерные для эмского яруса нижнего девона [Аристов и др., 2005; Минина и др., 2011а, 2011б, 2011в]. В песчанистых известняках с прослоями известковистых алевролитов правобережья р. Джидотта (правый приток Витима, в.о. 985,5, см. рис. 1) выделены конодонты *Pandorinellina ex. gr. steinhornensis* (Ziegl.), *Panderodus* sp., *Ozarkodina* sp. (верхний силур — нижний девон) [Аристов и др., 2005; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2011а; Минина и др., 2016]. Во всех изученных нами разрезах нижней подтолщи установлены комплексы миоспор (см. рис. 3, 4). Большую часть палиноспектров составляют виды, встречающиеся в нижнем—среднем девоне — *Archaeozonotriletes ignoratus* Naum., *Calyptosporites tener* (Tschibr.) Obukh. var. *concinus* Tschibr., *Trachitriletes teniformis* Naum., а виды *Grandispora longa* (Arch.) Tschibr. var. *antiquus* Tschibr., *Camazonotriletes pusillus* Naum., *Apiculatisporis tacatinicus* (Tschibr.) Oshurk., *Knoxisporites polymorphus* (Naum.) Balme et Hills var. *tacatinicus* Tschibr. emend. Arch. распространены в отложениях эмского яруса нижнего—эйфельского яруса среднего девона (D_{1e}—D_{2ef}). Миоспоры ограничивают время накопления нижней подтолщи эмском веком раннего — эйфельским веком среднего девона [Умнова, Родионова, 1991; Avkhimovitch et al., 1993; Авхимович и др., 1996]. Аналогичные комплексы миоспор выделены в разрезах нижней подтолщи на водоразделе руч. Сосновский — Хортяк (левобережье р. Кыджимит) (см. рис. 6).

Верхняя подтолща озернинской толщи в бассейне р. Ульзутуй и на водоразделе р. Ульзутуй — руч. Правый Сурхебт охарактеризована комплексами остатков фауны и палинофлоры. В слоистых известняках с прослоями известковистых алевролитов и углито-глинистых аргиллитов нижней части разреза подтолщи (см. рис. 3, 4, номер разреза 2, 4) были выделены конодонты *Panderodus* cf. *unicostatus* Br. et Mehl. (силур—средний девон, живет), тентакулиты и водоросли *Flabellia* sp., *Tharama* sp. (силур—девон), фрагменты мшанок. В составе комплекса миоспор здесь преобладают формы, распространенные в нижнем—среднем девоне. Виды *Dibolisporites capitellatus* (Tschibr.)

Arch., *Retusotriletes commutatus* Naum. var. *modestus* Tschibr. характерны для эйфельского яруса среднего девона, а *Geminospora extensa* (Naum.) Gao, *G. decora* (Naum.) Arch., *G. opipara* (Naum.) Owens, *G. vulgata* (Naum.) Arch. var. *angulatus* Tschubr., *Retusotriletes dubius* Tschibr., *Calyptosporites tener* (Tschibr.) Obukh., *Apiculiretusispora sterlibaschevensis* (Tschibr.) Arch., *Acantotriletes spinellus* Naum., *A. singularis* Arch., *A. submitabilis* Tschibr., *Retusotriletes tamii* Phil., *R. aivulgatus* Tschibr. var. *plicatus* Tschibr. типичны для живетского яруса среднего девона. Таким образом, палеонтологическая характеристика нижней части разреза верхней подтолщи определяет стратиграфическое положение ее эйфельским—живетским ярусами среднего девона [Умнова, Родионова, 1991; Раскатова, 2004; Раскатова, Шемелинина, 2013]. Верхняя часть разреза подтолщи на правобережье р. Ульзутуй (в.о. 1237, см. рис. 3, 4) и на водоразделе р. Ульзутуй — руч. Правый Сурхебт (месторождение Назаровское, см. рис. 5) содержит конодонты *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp., распространенные в живете—фране, водоросли *Renalcis* sp. (кембрий—девон), *Rothpletzella* sp., *Ortonella* sp. и сифоновые водоросли (силур—девон), строматопороидеи *Stromatopora* sp. (силур — верхний девон, фран). Из пачек переслаивания серых микритовых кремнисто-глинистых известняков, темно-серых, бурых глинисто-кремнистых, глинисто-углистых аргиллитов во всех изученных разрезах выделены миоспоры. В составе палинокомплексов, кроме видов, распространенных в среднем—верхнем девоне, *Cyclogranisporites subrotundatus* (Naum.) Oshurk., *Tuberculispora rugosa* (Naum.) Oshurk., *Lophozonotriletes grumosus* Naum. и др., встречено большое число видов, типичных для пограничных слоев живета—франа. Причем, виды *Cristatisporites triangulates* (Allen) McGr. et Cam., *Geminospora opipara* (Naum.) Owens, *Archaeozonotriletes nanus* Naum. характерны для живета — нижней части франа, а *Apiculatisporites uncatus* (Naum.) Oshurk., *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Owens var. *crispus* Tschibr. — для верхней части живета — нижнего франа. Верхняя часть разреза подтолщи близ от в.о 1225 (см. рис. 3, номер разреза 1) охарактеризована миоспорами, характерными для верхнедевонских отложений — *Brochotriletes foveolatus* Naum. var. *minor* Naum., *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Bal. et Hass. и др., а виды *Calyptosporites krestovnikovii* (Naum.) Oshurk., *Archaeoperisaccus verrucosus* Pashk., *Geminospora subcompacta* (Naum.) Obukh., *Hymenozonotriletes denticulatus* Naum. типичны для нижнего франа. Таким образом, время накопления верхней подтолщи определяется живетским веком среднего — раннефранским веком

позднего девона [Умнова, Родионова, 1991; Avkhimovitch et al., 1993; Раскатова, 2004].

В известковистых песчаниках верхней подтолщи на левобережье р. Кыджимит предшествениками [Кременецкий, 1982; Бутов, 1996] были найдены мшанки рода *Orbipora* sp. (определения И.П. Морозовой, ПИН РАН, г. Москва) и цефалоподы из отряда *Discosorida*, распространенные в ордовике–девоне, фрагменты нижнекембрийских археоциат. Причем И.П. Морозовой отмечалось, что остатки орбипор более всего похожи на вид, типичный для ордовикских отложений. На водоразделе руч. Эпидотовый – Сосновский – Хортяк были установлены (см. рис. 6) мшанки *Ceratopora* sp. (ордовик–девон), кораллы, представленные табулятами *Syringopora* sp., *Thamnopora* sp., *Sociophylum* sp. (нижний–средний девон), строматопороидеи *Stromatopora* sp. и *Amfipora* sp. (девон), *Labechia* sp. (нижний ордовик–верхний девон), конодонты *Palmatolepis* sp. и *Mesataxis* sp. (средний–верхний девон), *Polygnatus* sp. (наиболее распространенные в живете–верхнем, фране), водоросли *Rothpletzella* sp. (силур–девон) и харовые *Sicydium* sp. (средний–верхний девон) [Аристов и др., 2005; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2011а, 2011б, 2011в; Минина и др., 2016 и новые данные]. В составе комплексов миоспор здесь встречены виды *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Arch., *Grandispora basilaris* (Naum.) Pashk., *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmed., *Geminospora compacta* (Naum.) Obukh., *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Owens, *Geminospora rugosa* (Naum.) Obukh., *Gravisporites basilaris* (Naum.) Pashk., *Retusotrilites communis* Naum., *Punctatisporites atavus* (Naum.) Andr., *Lophotrilites magnus* Naum., *Tuberculispora inflata* (Lub.) Oshurk., распространенные в среднем–верхнем девоне, вид *Trachytriletes minor* Naum. характерен для среднедевонских отложений, а *Geminospora opipara* (Naum.) Owens, *Archaeozonotrilites nanus* Naum. распространены в живете – нижнем фране. Палиноморфы ограничивают время накопления верхней подтолщи живетом – ранним франом [Умнова, Родионова, 1991; Авхимович и др., 1996; Раскатова, 2004].

Таким образом, палеонтологическая характеристика озернинской толщи определяет ее стратиграфическую принадлежность эмсскому ярусу нижнего девона – нижнефранскому подъярису верхнего девона.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕРНИНСКОЙ ТОЛЩИ

Наиболее распространенными типами пород озернинской толщи являются граувакковые аркозы и кварцевые граувакки [Граувакки, 1972].

Нижняя подтолща сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми граувакками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов (рис. 7, рис. 8). В верхней части разреза появляются граувакковые аркозы (известковистые песчаники с прослоями алевролитов).

Кварцевые граувакки розовато-серые, буровато-серые, фиолетово-серые средне-крупнозернистые, с псаммитовой (0.1–2 мм) и алевропсаммитовой структурами, слабосортированные и несортированные, с пологими однонаправленными косоволнистыми, а также волнисто-слоистыми, линзовидно-слоистыми текстурами (см. рис. 7а, 7б); иногда отмечается переслаивание гравелитов, песчаников и алевролитов (см. рис. 7в). Обломки пород в кварцевых граувакках составляют от 25 до 70% и представлены угловатыми, угловато-окатанными, слабоокатанными, в различной степени серицитизированными или гематитизированными риолитами, дацитами и андезитами, а также мелкозернистыми гранодиоритами (45–56%) (см. рис. 8д, 8е): зерна кварца – 15–23%, плагиоклаза и калиевого полевого шпата – 5–7%, среди акцессорных минералов преобладает циркон. Цемент (около 25%) микрозернистый, серицит-кварц-полевошпатовый (преобладает калиевый полевой шпат) и серицит-гидрослюдистый, поровый (см. рис. 8б, 8в). В песчаниках отмечается примесь гравийного, галечного и валунного (2–150 мм) материала, встречаются отдельные прослои гравелитов и конгломератов (см. рис. 8а).

Полевошпат-кварцевые граувакки средне-крупнозернистые, буровато-серые, зеленовато-серые, с псаммитовой, бластопсаммитовой структурой, с тонкими алевритовыми прослойками. В составе обломков: кварц – около 30%, полевые шпаты – 20%, фрагменты дацитов и туфов кислого состава – 25%. Цемент (25%) микрозернистый, кварц-полевошпатовый, слюдистый.

Конгломераты и гравелиты состоят из угловатых обломков кварца и вулканитов (до 30%), реже встречаются зерна полевых шпатов, обломки песчаников и аргиллитов. Галька конгломератов (от 1.5 до 15 см) угловато-окатанная, представлена светло-серыми кварцевыми сиенитами, граносиенитами, гранитами, зелеными эффузивами, серыми псаммитовыми туфами, кислыми эффузивами с фельзитовой структурой. Цемент песчанистый, карбонатно-глинистый, серицит-кварц-полевошпатовый, железистый.

Граувакковые аркозы (известковистые песчаники и алевролиты), существенно кварцевые, хорошо сортированные, с псефито-псаммитовой и псаммоалевритовой структурой. Среди обломков,

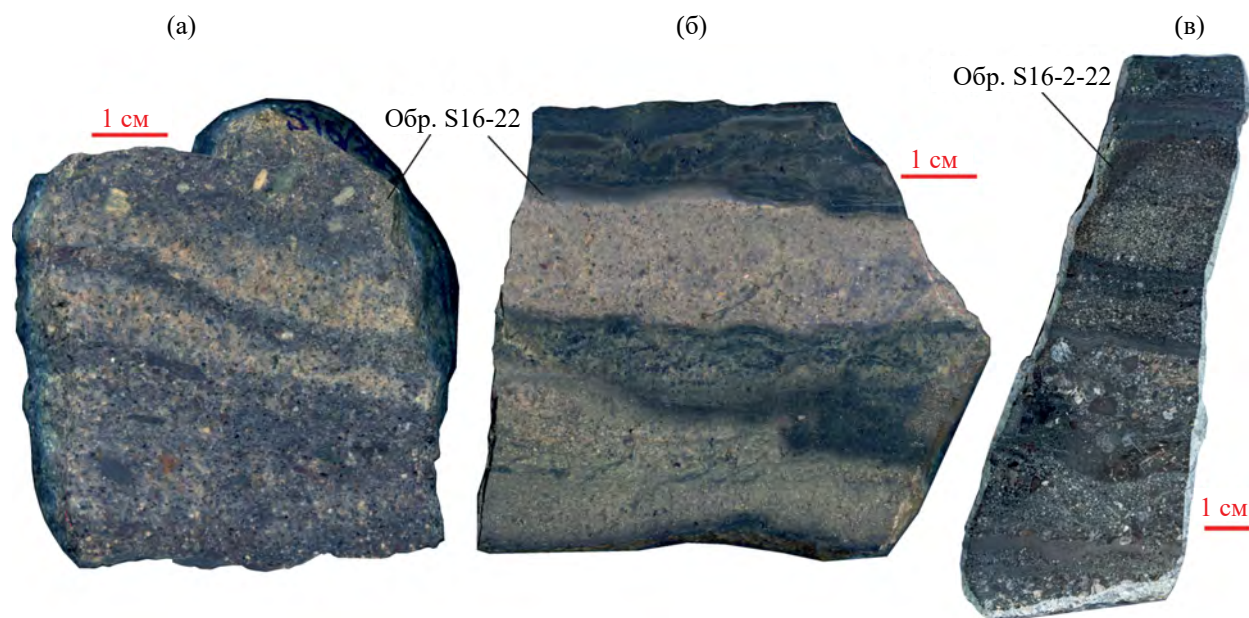


Рис. 7. Макрофотографии образцов терригенных пород нижней подтолщи озернинской (D_{1e} – D_{3f}) толщи. а, б – песчаники вулканомиктовые (кварцевые граувакки) (обр. S16-22) волнисто-слоистые и линзовидно-слоистые с примесью гравийного материала (а), без примеси гравийного материала (б); в – переслаивание волнисто-слоистых граувакк: вулканомиктовых гравелитов, песчаников и алевролитов (обр. S16-2-22).

которые составляют от 30 до 70% объема пород, большую часть составляют полуокатанные зерна кварца (15–35%), полевых шпатов (10–25%), кислых эффузивов (5–10%). Цемент серицит-хлорит-кварц-полевошпатовый с примесью зерен кальцита и доломита (30–70% объема породы).

В нижней части разреза **верхней подтолщи** преобладают сероцветные мелко- и тонкообломочные породы, средней и хорошей степени сортировки, полевошпат-кварцевые и существенно полевошпатовые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов, с отчетливо выраженной горизонтальной, полого-волнистой, волнисто-линзовидной слоистостью, часто с градиационными верхними границами слоев, со следами подводного оползания. Присутствуют прослои органогенно-обломочных карбонатных пород и линзовидные тела, мощностью от 20 см до 1.2 м, сложенные песчанистыми и алевролитистыми известняками с кораллами, мшанками и остатками водорослей. Верхняя часть разреза подтолщи образована частым переслаиванием алевролитов известковистых, глинистых, глинисто-кремнистых, углисто-глинистых и аргиллитов, часто филлитизированных, что приводит к формированию тонкой горизонтальной, волнистой и волнисто-линзовидной слоистости. Отчетливо выраженная ритмичность отмечается только в отдельных пачках. Для верхней части подтолщи характерны маломощные (до 1–2 см) линзы и

вкрапленность сульфидов; в ней встречаются прослои (до 0.5 м) известняковых брекчий и глыбы светлых мраморизованных известняков олдындинской свиты.

Переслаивание песчаников и алевролитов характеризуется полосчатой текстурой, которая обусловлена чередованием субпараллельных слоев мощностью 3–10 мм, сложенных псаммитовым и алевроитовым обломочным материалом. Обломки представлены угловатыми зернами плагиоклаза (40–45 об. %), кварца (10–16%), вулканокластами риолитов, дацитов и метаэффузивов (5–13%), среди аксессуарных минералов преобладает циркон. Цемент (15–26%) микрозернистый, серицит-эпидот-кварц-полевошпатовый, частично перекристаллизованный.

Алевролиты буровато-серые, зеленовато-серые (с примесью хлорита), со сланцеватой и пятнистой текстурой, характеризуются алевролитовой структурой, участками переходящей в лепидобластовую. Среди обломков преобладают полевые шпаты (58 об. %), присутствуют кварц (15%), эффузивы кислого состава (1–2%). Цемент (до 25%). серицит-хлорит-полевошпатовый.

Тонкое переслаивание алевролитов и углистых аргиллитов образовано породами, в которых основу составляет глинисто-гидрослюдистый матрикс (до 98%), с переменным содержанием обломков кварца, апатита, а также рудных минералов, кальцита, гидроксидов железа (до 2%).

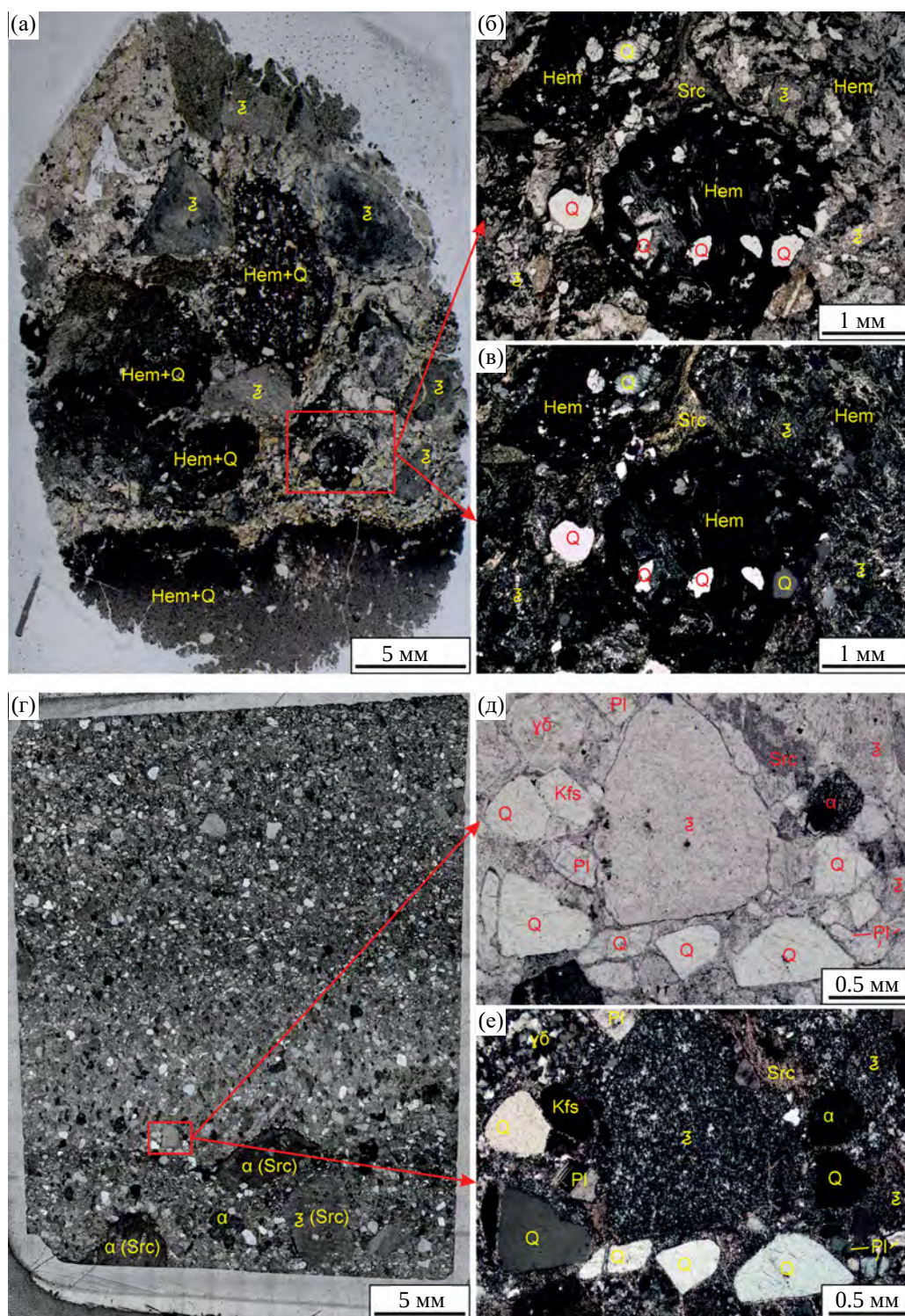


Рис. 8. Микрофотографии терригенных пород нижней подтолщи озернинской (D_1e-D_3f) толщи.

а — прослой вулканических гематитизированных (Hem) гравелитов (кварцевых граувакк) на контакте с гематитизированными алевритами (обр. S16-2-22); б, в — вулканокласты гравийной размерности гематитизированных кислых вулканитов, окруженные более мелкими (псаммитовыми) обломками кислых вулканитов (ζ) и кварца (Q), сцементированные глинистым (серицитовым, Src) цементом (обр. S16-2-22), при включенном (б) и выключенном (в) анализаторе; г — песчаники вулканические (кварцевые граувакки) с примесью серицитизированных вулканокластов среднего (α (Src)) и кислого (ζ (Src)) составов гравийной размерности (обр. S16-2-22); д, е — обломок кислых эффузивов с фельзитовой структурой, окруженный более мелкими угловато-окатанными обломками кварца, плагиоклаза (Pl), кислых вулканитов и мелкозернистых гранодиоритов ($\gamma\delta$), сцементированные глинистым (серицитовым) цементом (обр. S16-2-22), при включенном (д) и выключенном (е) анализаторе.

Аргиллиты (глинистые сланцы) в основном состоят из глинисто-гидрослюдистого матрикса, образующего полосчатые и пятнисто-полосчатые текстуры, лепидогранобластовые и гетеробластовые структуры; обломочная часть в них представлена плагиоклазами (25–30%), калиевыми полевыми шпатами (40–45%), кварцем (8–10%), амфиболами (12–15%), эпидотом (5–6%), в качестве примеси присутствуют апатит, рудные минералы, кальцит, гидроксиды железа (до 2%). Аргиллиты содержат редкие углистые слойки, по трещинкам развиты гранобластовые агрегаты кальцита, а бурые гидроксиды железа.

Углисто-кремнисто-карбонатные аргиллиты (углисто-кремнисто-карбонатные сланцы) сложены пелитоморфным известковым материалом, в массе которого обособляются слойки (до 1 мм), обогащенные углистым веществом (0.5–1.5%), серицитом, тонкодисперсными сульфидами, алевритовыми частицами кварца и полевых шпатов. В тонкодисперсной углисто-карбонатной массе присутствуют гранобластовые агрегаты кальцита, включения кремнистой массы, рассеяны тонкодисперсные сульфиды, чешуйки хлорита, биотита. Акцессорные минералы представлены цирконом, титанитом, турмалином, магнетитом. Слюдисто-кремнисто-глинистые породы (сланцы) линзовидно-полосчатые, микрозернистые, лепидогранобластовые, на 75–80% состоят из тонкодисперсного серицит-кремнисто-глинистого агрегата, с кремнистыми обособлениями, единичными относительно крупными (до 0.03 мм) обломочными зернами кварца; отмечена тонкая рудная вкрапленность.

Известняки пелитоморфные, серые, розовато-серые, с текстурами тонкой и мелкой слоеватости, часто нарушенной биотурбацией; содержат прослойки и обособления углистого, глинистого, кремнистого и алевритового материала. Микритовые известняки кремнистые, серые и темно-серые, волнистослоистые, с микрозернистой структурой, содержат глинистую и алеврито-глинистую примесь, которая часто обособляется с образованием прослоек, что и придает породам характерную волнистослоистую текстуру. Микротекстуры пород массивные, волнистослоистые или пятнистые, обусловленные неравномерным распределением глинистого материала. Цементом служит микрозернистый кальцит. По содержанию доломита известняки чистые или слабо доломитистые, по содержанию кремнезема – слабокремнистые или кремнистые, в них присутствуют акцессорные минералы: титанит, апатит, пирит, магнетит. Известковистые

и кремнистые осадочные породы имеют преимущественно серую окраску, реже примесь тонкодисперсного гематита придает этим породам буроватые, розоватые тона. Для них характерны слоистые текстуры, обусловленные чередованием слоев с разной размерностью обломочного материала, присутствием слойков кремнистых или углистых алевролитов и аргиллитов, кремнистых известняков, маломощных прослоев колчеданной руды. Мощности чередующихся слоев различного состава варьируются от первых мм до десятков см. Слоистость тонкая горизонтальная, пологоволнистая, волнисто-линзовидная, реже наблюдается ритмичная слоистость. Распространены подводно-оползневые текстуры.

ФАЦИИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОЗЕРНИНСКОЙ ТОЛЩИ

Озернинская толща, сложенная граувакковыми аркозами и кварцевыми граувакками, залегает на размытой поверхности каледонского фундамента. **Нижняя подтолща** состоит преимущественно из несортированных и среднесортированных кварцевых, полевошпат-кварцевых граувакк (песчаники и алевролиты) с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, прослойками аргиллитов. В верхней части ее разреза в подчиненном количестве присутствуют граувакковые аркозы (известковистые песчаники и алевролиты с прослойками аргиллитов). Породы существенно алевролитово-песчаниковые с косой, косоволнистой и волнистой слоистостью, нарушенной размывами, с присутствием гравийно-галечного, галечного материала, формировались при постоянном воздействии волнения различной энергии. Вероятнее всего, нижняя часть толщи накапливалась в обстановках мелководного открытого шельфового морского побережья с привносом кластического материала.

Верхняя подтолща сложена горизонтальным, пологоволнистым, волнисто-линзовидным переслаиванием кварц-полевошпатовых известковистых песчаников и алевролитов, кремнистых, кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых аргиллитов, алевритистых и пелитоморфных известняков, часто обогащенных углистым веществом. Характерны серая, темно-серая окраска, в верхней части до черной; присутствие среди карбонатных пород известняков, для которых типичен кальцитовый состав, глинистая и алеврито-глинистая примесь, значительное содержание углистого вещества и кремнезема, а также рудных

минералов (пирит, магнетит). Песчаные и алевролитовые породы накапливались, по-видимому, в погружающейся зоне побережья шельфового морского бассейна, при чередовании спокойных и высокоэнергетических условий. В спокойных условиях шельфового побережья формировались небольшие органогенные каркасные постройки. Верхняя часть разреза верхней подтолщи существенно аргиллитовая (кремнистые и углистые аргиллиты, углисто-кремнисто-карбонатные аргиллиты, обогащенные сульфидами, кремнистые известняки). Породы преимущественно тонкослоистые с признаками неглубоких размывов. Эти породы можно отнести к фациям бассейнов с участками застойного гидродинамического режима. Подобные отложения могли формироваться в наиболее погруженных участках углубляющегося шельфового бассейна.

Таким образом, накопление озернинской толщи происходило в условиях углубляющегося шельфового бассейна с терригенным побережьем. Ископаемые остатки, представленные типично морскими организмами (мшанки, конодонты, водоросли, кораллы, строматопороидеи, цефалоподы), свидетельствуют о морских условиях седиментации, нормальной солености вод и их достаточно высокой температуре (водоросли, кораллы, строматопороидеи, цефалоподы). Озернинская толща сложена фациальным комплексом шельфового бассейна с терригенным побережьем, включает терригенные мелководные и карбонатно-кремнисто-аргиллитовые, более глубоководные породы [Петтиджон, 1981; Селли, 1989; Маслов и др., 2019 и др.].

Особенности осадконакопления и биостратиграфические данные позволили наметить палеоландшафты Еравнинской подзоны в девоне. В раннем девоне, начиная с эмского века, до живетского века среднего девона палеоландшафт подзоны представлял собой мелководный морской бассейн. На начальных этапах его эволюции, в раннем (эмс) – среднем (живет) девоне, отложения формировались в условиях шельфового мелководья, в активной гидродинамической обстановке накапливались гравийно-галечные и алевролитопесчаные отложения нижней подтолщи. Для пород мелководной зоны характерны средне- и мелкомасштабные текстуры с косой, косоволнистой и волнистой слоистостью, значительный привнос с побережья терригенной кластики. Начиная с живетского века, происходит углубление палеобассейна. Осадконакопление продолжается в относительно более спокойных тектонических условиях при медленном прогибании дна бассейна

и устойчивой береговой линии. Увеличивается поступление глинистого и алевритового материала (верхняя подтолща), происходит накопление тонкодисперсных карбонатно-глинистых, глинистых, углисто-глинистых, кремнистых осадков. Формируются известково-глинисто-алеврито-песчаные отложения с характерными тонкогоризонтально-слоистыми, волнисто-линзовидными текстурами. На пологих склонах шельфового побережья росли небольшие биостромы и биогермы, образованные табулятами, сифоновыми и синезелеными водорослями, обитали строматопороидеи, мшанки, цефалоподы, в наиболее углубленной части палеобассейна – конодонты. В конце живетского и начале франского веков происходило прогрессирующее углубление палеобассейна, седиментация продолжалась уже в более глубоководном бассейне, с участками застойного гидрогеологического режима [Обстановки..., 1990; Рейнек, Сингх, 1988; Литогеодинимика..., 1998; Маслов и др., 2019]. Формировались алевритистые, известковистые и глинистые породы с текстурами взмучивания осадка. Склон в это время, вероятно, имел достаточную крутизну, что привело к образованию рассеянных линз олистостром, подводно-оползневых текстур, свидетельствующих о перемыве отложений.

Побережье Еравнинского палеобассейна было заселено споровыми растениями, разнообразие которых увеличивалось в позднем девоне, о чем свидетельствуют богатые комплексы палиноморф. В девоне на побережье были широко распространены плауновидные и археоптерисовые растения, а в начале позднего девона появились папоротникообразные. Шельфовая обстановка сохранялась, вероятно, до конца франского века позднего девона. В среднем–позднем фране палеобассейн продолжал медленно углубляться, увеличилось поступление глинистых и алевритистых компонентов, накапливались известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты (исташинская свита). Резкая смена палеоландшафтных условий произошла уже в фаменско-турнейское время и была связана с возникновением зоны активного вулканизма, примыкающей к западной части бассейна (верхнедевонско-нижнекаменноугольная еравнинская серия) [Минина и др., 2024].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное изучение озернинской толщи позволило получить новые данные о ее составе, возрасте и обстановках осадконакопления.

Озернинская толща, выделенная из состава нижнекембрийской олдындинской свиты,

включает две подтолщи. Нижняя подтолща существенно алевролитно-песчаниковая (мощность от 50 до 400 м) сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми граувакками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. В верхней части ее разреза появляются граувакковые аркозы (известковистые песчаники с прослоями алевролитов). В верхней подтолще преобладают преимущественно мелко- и тонкообломочные породы — полевошпат-кварцевые и существенно полевошпатовые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов, кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-углистые аргиллиты, алевритистые и пелитоморфные известняки. Для нижней части разреза подтолщи характерно присутствие линз известняков и разнообломочных брекчий полимиктового состава (рассеянные линзы олистостром), типичные подводно-оползневые текстуры.

Палеонтологическая характеристика озернинской толщи (конодонты, кораллы, водоросли, строматопороидеи, мшанки, миоспоры) свидетельствует о ее стратиграфической принадлежности нижнему (эмсский ярус)—верхнему (нижне-франский подъярус) девону.

Осадки, сформировавшие породный комплекс озернинской толщи, отлагались в обстановках открытого шельфового морского бассейна со значительным привносом терригенного материала. Нижняя подтолща накапливалась в условиях шельфового мелководья, при активной гидродинамике, верхняя подтолща — в наиболее погруженных частях шельфа, участками с застойным гидрогеологическим режимом. Особенности строения, состава пород и палеонтологическая характеристика толщи свидетельствуют о ее формировании в обстановках углубляющегося открытого шельфового морского бассейна.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензента и научного редактора за важные и конструктивные замечания, позволившие значительно улучшить рукопись.

Авторы также признательны Л.Н. Небееркутиной за палинологическое изучение проб, В.А. Лучининой — за изучение палеонтологических шлифов, А.В. Патрахиной — за петрографическое описание пород, В.В. Мининой — за помощь в оформлении иллюстраций.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 22-27-20141.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авхимович В.И., Обуховская Т.Г., Овтанова Н.С., Кузьмин А.В., Меннер В.В., Шувалова Г.А. Сопоставление зональной палинологической схемы верхнего девона Русской платформы со стандартной конодонтовой шкалой // Тез. докл. VIII Всероссийской палинологической конференции. М.: ИГиРГИ, 1996. С. 5.
- Аристов В.А. Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В. Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту) // Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 24–26.
- Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М: Наука, 1969. 208 с.
- Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
- Беличенко В.Г. Ранние и “полные” каледониды Саяно-Байкальской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 68–75.
- Бутков Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.
- Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейновый анализ складчатых поясов Забайкалья // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты // Материалы XXXI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1998. Т. 1. С. 72–74.
- Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р., Спирина А.В., Дамдинова Л.Б. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MV-тип — пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология руд. месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 201–236.
- Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Ветлужских Т.А. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее — палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
- Гордиенко И.В., Нефедьев М.А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 114–124.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XXVIII (Гунда). Объяснительная записка / Отв. ред. И.Н. Тихомиров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 208 с.

Граувакки / Отв. ред. В.Д. Шутов // Труды ГИН АН СССР. Вып. 238. М.: Наука, 1972. 346 с.

Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1975. 172 с.

Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 1972. № 2. С. 3–22.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т.46. № 9. С. 952–967.

Дамдинов Б.Б., Викентьев И.В., Дамдинова Л.Б., Минина О.Р., Жмодик С.М., Соболев И.Д., Тюкова Е.Э., Спирина А.В., Извекова А.Д., Москвитина М.Л., Сажина Т.И., Бадмажапов Б.Б. Проблемы генезиса месторождений Озернинского полиметаллического рудного узла (Западное Забайкалье, Россия) // Отечественная геология. 2023. № 2. С. 73–90.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга-задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее-раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209–226.

Кормилицын В.С. О новой колчеданноносной провинции в Западном Забайкалье // Доклады АН СССР. 1966. Т. 108. № 4. С. 878–882.

Кременецкий И.Г. Первая находка ордовикской фауны в Байкальской Горной области // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1982. С. 407–408.

Ланцева В.С. Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования) / Автореф. дисс. ... к. геол.-мин. н. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2014. 18 с.

Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 141–155.

Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы // Литосфера. 2019. Т. 19(6). С. 834–860.

Минина О.Р., Неберikuтина Л.Н., Аристов В.А. Палинологическая характеристика девонско-каменноугольных отложений Удино-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Проблемы современной палинологии // Материалы XIII Российской палинологической конференции с международным участием.

Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2011. Т. 1. С. 184–187.

Минина О.Р., Аристов В.А., Неберikuтина Л.Н. Конодонты и миоспоры среднего палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье), их роль при разработке региональных стратиграфических схем // Темпы эволюции органического мира и биостратиграфия // Материалы LVII сессии Палеонтологического общества. СПб.: ООО “ЭлекСис”, 2011. С. 80–82.

Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция) / Автореф. дисс. ... д. геол.-мин. н. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. 36 с.

Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А. Средний палеозой Еравнинской зоны Западного Забайкалья // Биостратиграфия, палеогеография, события в девоне и карбоне // Материалы международной конференции, посвященной памяти Е.А. Елкина. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. С. 110–112.

Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.

Минина О.Р., Гордиенко И.В., Дамдинов Б.Б., Ташлыков В.С., Гонегер Т.А., Скрипников М.С., Ланцева В.С., Хубанов В.Б., Кислов Е.В. Новые данные о возрасте рудовмещающих толщ Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 3. С. 1–16.

Минина О.Р., Ланцева В.С., Соболев И.Д., Викентьев И.В. Состав, возраст и обстановки седиментации рудовмещающей еравнинской серии Удино-Витимской зоны (Западное Забайкалье, Россия) // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 1. С. 34–55.

Обстановки осадконакопления и фации / Ред. Х.Г. Реддинг / Пер. с англ. М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с., Т. 2. 381 с.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы / Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.

Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А. Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 608–619.

Раскатова М.Г. Миоспоровая зональность средне-верхнедевонских отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы (Павловский карьер) // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2004. № 2. С. 89–98.

Раскатова М.Г., Шемелинина А.А. Палинокомплекс ардатовских отложений юга Воронежской области (р. Казинка) // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2013. № 1. С. 40–46.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Ларионов А.Н., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Доклады РАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления / Пер. с англ. М.: Недра, 1989. 294 с.

Тарасова Р.С., Близняк М.В., Бабкин И.Н. О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. Вып. 143.

Умнова В.Т., Родионова Г.Д. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика Центральных районов Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 47–53.

Чернов Ю.А. Об Удино-Витимской структурно-фациальной зоне раннекаледонской геосинклинали Бай-

кальской горной области // Геология и геофизика. 1963. № 5. С. 115–117.

Язмир М.М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XV. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1972. С. 57–65.

Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра, 1975. 184 с.

Avkhimovitch V.I., Tchibricova E.V., Obukhovskaya T.G., Nazarenko A.M., Umnova V.T., Raskatova L.G., Mantsurova V.N., Loboziak S., Streel M. Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe // Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine. 1993. V. 17. P. 79–147.

Kurilenko A.V., Minina O.R. The correlation of Devonian deposits of Eastern and Western Transbaikalia (Eastern Russia) // IGCP-SDS Symposium STRATA. Series 1. Brussels, 2015. V. 16. P. 77–79.

Damdinov B.B., Vikentiev I.V., Daminova L.B., Minina O.R., Zhmodik S.M., Sobolev I.D., Tyukova E.E., Spirina A.V., Izvekova A.D., Moskvitina M.L., Sazhina T.I., Badmazhapov B.B. Problems of the genesis of deposits of the Ozerninsky polymetallic ore cluster, Western Transbaikalia, Russia // Geology of Ore Deposits. 2023. V. 65. Suppl. 2. P. S209–S220.

THE OZERNINSKAYA STRATA OF THE UDA-VITIM ZONE (WESTERN TRANSBAIKALIA, RUSSIA): COMPOSITION, AGE, AND FORMATION ENVIRONMENT

O. R. Minina^{1,*}, V. S. Lantseva¹, I. D. Sobolev², I. V. Vikentyev², T. A. Gonerger¹

¹Dobretsov Geological Institute SB RAS, Sakhyanova str., 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: minina@ginst.ru

The results of the lithological and biostratigraphic study of the Ozerninskaya strata, the accumulation of which is associated with the beginning of the early Hercynian stage in the development of the Uda-Vitim structural-formational zone of the Baikal-Vitim folded system and the formation of gold-pyrite-polymetallic ore deposits of the Ozerninsky ore cluster, are considered. The strata is isolated from the Lower Cambrian Oldynda Formation. It is composed predominantly of greywacke arkose and quartz greywacke and includes two substrata. The lower substrata is represented by quartz-feldspar sandstone and siltstone with interlayers and lenses of polymictic conglomerate and gritstone, while the upper substrata is composed of interbedded polymictic sandstone and siltstone, calcareous siltstone and limestone with interlayers of clayey, clayey-siliceous, coal-clayey siltstone and mudstone. The paleontological characteristics of the Ozerninskaya strata determines its stratigraphic belonging to the Lower (Emsian Stage) – Upper (Lower Frasnian Substage) Devonian. The composition, structure, and paleo-biota indicate that the sediments formed in the open shelf sea environment with a significant input of terrigenous component. The lower substrata deposited in the shelf shallow water conditions, with active hydrodynamics, while the upper substrata accumulated in the most submerged parts of the shelf, in areas with stagnant hydrogeological regime.

Keywords: Ozerninskaya strata, facies, biostratigraphy, Devonian, sedimentation environment

УДК 551.733.1:571.5(549+552)

ВОЗРАСТ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА И СОСТАВ КЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИХ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. ВИЛЮЙ (ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2025 г. А. В. Зайцев^{a,*}, К. А. Докукина^{a,**}, И. А. Бакшеев^{b,***}

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

²Геологический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: a.v.zaitsev@bk.ru

**e-mail: dokukina@mail.ru

***e-mail: ivan.baksheev@gmail.com

Поступила в редакцию 21.08.2024 г.

После доработки 22.10.2024 г.

Принята к публикации 14.01.2025 г.

Приводятся результаты литологического и минералогического исследования терригенно-карбонатных отложений верхнего кембрия и нижнего ордовика среднего течения р. Вилюй (юг Сибирской платформы). Изучение состава детритного циркона, граната, турмалина и хромшпинелидов в пробе из холмолохской свиты верхнего кембрия и двух проб из балыктахской свиты (верхний кембрий — нижний ордовик) позволило установить, что источниками изученных минералов являлись преимущественно докембрийские породы фундамента Сибирского кратона: магматические и метаморфические породы среднего и кислого состава, метаосадки амфиболитовой фации и гранулит-амфиболитовые комплексы мафит-ультрамафитового состава. Результаты U-Th-Pb датирования циркона из холмолохской и балыктахской свит среднего течения р. Вилюй показали заметное различие в источниках сноса терригенного материала в позднекембрийское и в ордовикское время. В пробе из холмолохской свиты верхнего кембрия циркон представлен более молодой популяцией, для нее характерно преобладание неопротерозойских значений возраста (пиковые значения 550 и 845 млн лет). Это указывает, что основным источником сноса в позднекембрийское время являлись породы неопротерозойских террейнов южного обрамления Сибирской платформы. Для раннеордовикских пород балыктахской свиты основной (~70%) популяцией являются зерна циркона палеопротерозойского (1880–1890 млн лет) возраста. Наиболее вероятным источником материала для территории Вилюйской синеклизы в раннем ордовике являлся выступ архей-палеопротерозойского фундамента, располагавшийся в центральной части Сибирской платформы и представлявший собой размываемую сушу на протяжении всего ордовика. Почти полное отсутствие более молодого циркона (~500–900 млн лет) в отложениях балыктахской свиты свидетельствует о слабом влиянии источника сноса, располагавшегося в ордовикское время на юго-восточной окраине Сибирской платформы.

Ключевые слова: верхний кембрий, нижний ордовик, Сибирская платформа, Вилюйская синеклиза, геохронология, циркон, гранат, турмалин, шпинель

DOI: 10.31857/S0024497X25030047, **EDN:** IAQMZT

В позднекембрийское и ордовикское время территория Сибирской платформы представляла собой мелководный эпиконтинентальный морской бассейн, с юга и востока ограниченный сушей. Его связь с открытым морем осуществлялась в северной и западной частях платформы

[Каныгин и др., 2007; Сухов, 2016]. В позднем кембрии практически вся территория Сибирской платформы была покрыта мелководным морем [Сухов, 2016]. В ордовикское время внутри бассейна существовал ряд крупных поднятий, представлявших собой низкую размываемую сушу

[Каныгин и др., 2007]. В развитии ордовикского палеобассейна выделяется два крупных этапа: 1) раннеордовикский (включающий и средний ордовик) и 2) позднеордовикский. Раннеордовикский этап в целом наследует общие черты позднекембрийского бассейна. Для него характерны мелководные обстановки седиментации и терригенно-карбонатные отложения. По характеру седиментации ордовикские отложения Сибирской платформы подразделяются на ряд структурно-фациальных зон (СФЗ [Каныгин и др., 2007]). Рассматриваемый район относится к Вилуйской СФЗ, граничащей с Мархинско-Моркокинской СФЗ, которые имеют сходный литологический состав нижнеордовикских отложений.

Породы верхнего кембрия и нижнего ордовика в Вилуйской СФЗ представлены преимущественно доломитами. Уровни обогащения терригенным материалом в верхах нижнего ордовика фиксируются во многих разрезах Сибирской платформы, они имеют разную степень выраженности и, вероятно, связаны с последствиями проявления салаирской фазы складчатости на Сибирской платформе [Государственная..., 2001]. В других регионах к этому же (или близкому) стратиграфическому уровню приурочены перерывы, имеющие региональное и межрегиональное распространение [Зайцев, Барабошкин, 2006]. В частности, крупные перерывы в нижнем ордовике фиксируются в Прибалтике [Дронов, 1999; Зайцев, Барабошкин, 2006], Скандинавии [Nielsen, 1995], юго-восточной Польше [Trela, 2004], восточной Авалонии [Vanguetstaine, Servais, 2002], США [Franseen et al., 2004] и др. В связи с ограниченностью применения биостратиграфического [Каныгин и др., 2007; Михайлов, Тесаков, 1972; Сухов, 2016; Тесаков и др., 1975] и хемотратиграфического [Покровский и др., 2018, 2022] методов для стратиграфического расчленения нижнего ордовика Сибирской платформы (рис. 1д) эти уровни можно рассматривать в качестве вспомогательных стратиграфических маркеров.

В центральной и южной частях Сибирской платформы нижнепалеозойские отложения часто залегают на значительных глубинах и мало обнажены на поверхности [Бергер и др., 2014; Геологическая..., 1960; Геологическая..., 1964; Государственная..., 2001; Каныгин и др., 2007; Люфанов, 1958; Тесаков и др., 1975]. Имеющиеся палеогеографические реконструкции в основном базируются на результатах литолого-фациальных построений, полученных на основе изучения керна ряда скважин [Каныгин и др., 2007; Сухов, 2016].

В настоящее время появилось множество работ, посвященных изучению детритных минералов из разновозрастных осадочных образований юга Сибирской платформы [Кочнев, Прошенкин, 2013; Летникова и др., 2013; Gladkochub et al., 2013, 2022; Glorie et al., 2014; Koreshkova et al., 2009; Kröner et al., 2015; Motova et al., 2024; Sal'nikova et al., 2007; Turkina et al., 2010 и др.], которые показали их высокий потенциал для геодинамических и палеогеографических реконструкций. Однако в большинстве своем эти публикации посвящены вопросам тектонической эволюции и геодинамики Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса в докембрии—раннем фанерозое и почти не касаются проблем палеогеографии.

Целью настоящей статьи является уточнение палеогеографических обстановок и выявление источников терригенного материала для южной части Сибирской платформы в позднекембрийское и раннеордовикское время по результатам изучения минералов тяжелой фракции (циркон, гранат, турмалин, шпинелиды) и U-Th-Pb изотопного датирования детритного циркона.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Сибирская платформа (см. рис. 1а) имеет площадь около 4×10^6 км². Значительная ее часть перекрыта осадочным чехлом. С севера и востока платформа обрамлена фанерозойскими Таймырским и Верхоянским складчатыми поясами, а с запада и юга — Центрально-Азиатским и Монголо-Охотским орогенными поясами [Розен, 2003; Розен и др., 2006; Федоровский и др., 1995; Эволюция..., 2006; Gladkochub et al., 2013, 2022]. В строении фундамента платформы выделяется ряд крупных преимущественно архейских террейнов различного состава, разделенных сутурными зонами и протерозойскими складчатыми поясами. Породы фундамента здесь перекрываются рифейско-фанерозойским осадочным чехлом, сложенным разнообразными терригенными, и карбонатными морскими отложениями [Каныгин и др., 2007; Мельников и др., 2005; Михайлов, Тесаков, 1972; Сухов, 2016; Тесаков и др., 1975].

Складчатое обрамление юга Сибирской платформы представляет собой коллаж террейнов разной геодинамической природы, сформированный в результате аккреционно-коллизонных процессов в краевой части Палеоазиатского океана [Fedorovsky et al., 2005] и протягиваются с северо-востока на юго-запад в виде зональных метаморфических комплексов с

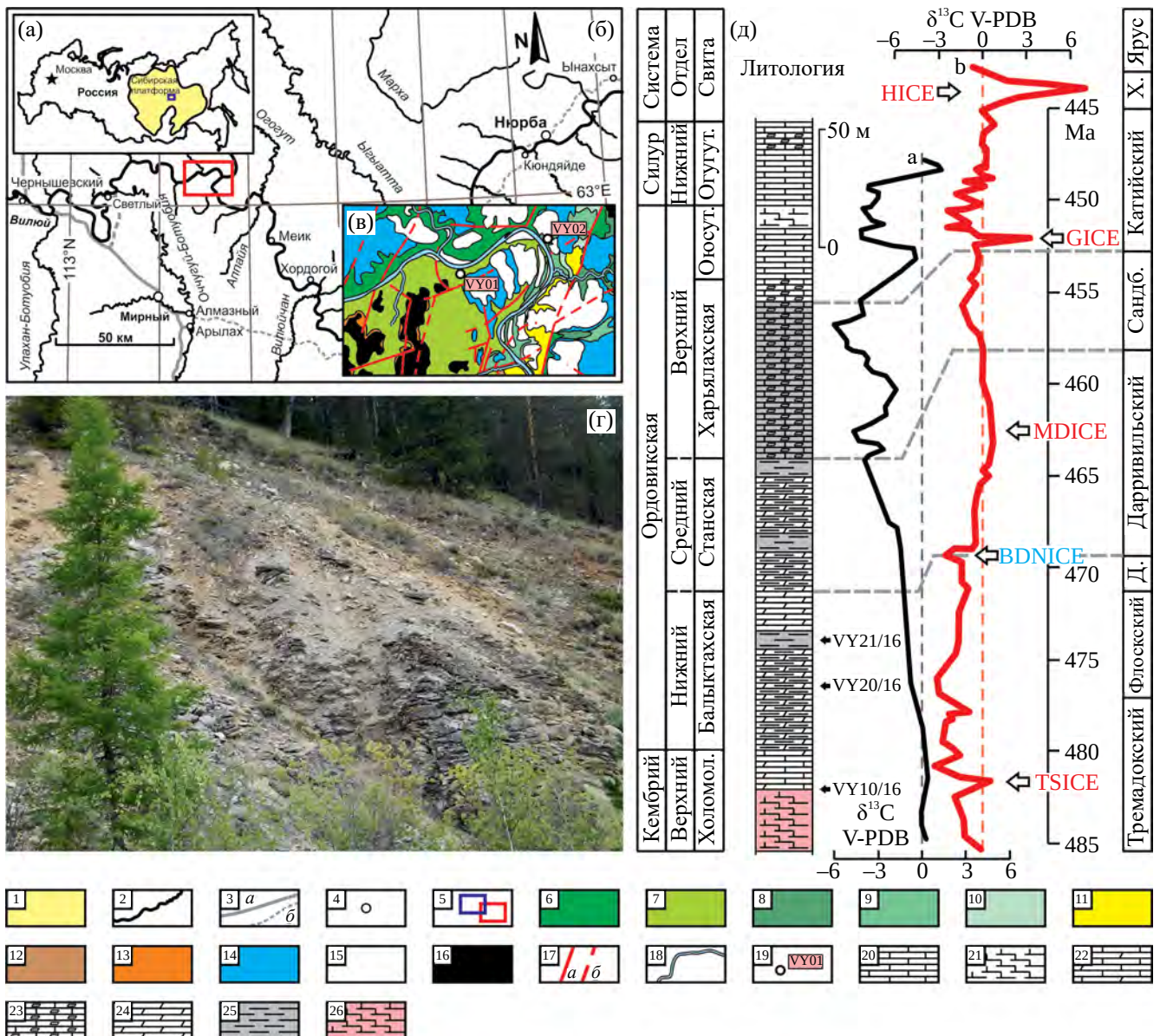


Рис. 1. Схематическая карта России с границей Сибирской платформы (а) и схема среднего течения р. Виллой (б); упрощенная геологическая карта изученного района по [Геологическая ..., 1960; Геологическая ..., 1964; Михайлов, Тесаков, 1972; Государственная ..., 2001] (в); обнажение средней части балыктахской свиты на левом берегу р. Виллой, в 4–5 км выше устья р. Куранах (г); сводная стратиграфическая колонка нижнепалеозойских отложений среднего течения р. Виллой (по [Покровский и др., 2022] с изменениями) и их корреляция с местной (черная линия, по [Покровский и др., 2022]) и глобальной (красная линия, по [Geologic ..., 2020]) углеродно-изотопными кривыми (д). Положительные (красный цвет) и отрицательные (голубой цвет) глобальные углеродно-изотопные экскурсы: тремадокский (TSICE); нижне-среднеордовикский (дапинский) отрицательный экскурс (BDNICE); среднедарривильский (MDICE); гуттенбергский (GICE); хирнантский (HICE). а, б – схемы: 1 – территория Сибирской платформы, 2 – крупные реки, 3 – дороги: главные (а) и местного значения (б), 4 – населенные пункты, 5 – границы изученного района; в – геологическая карта: 6 – нижний-средний кембрий, 7 – верхний кембрий – нижний ордовик, 8 – нижний ордовик, 9 – средний-верхний ордовик, 10 – верхний ордовик, оюгутская свита, 11 – нижний силур, 12 – верхний девон, 13 – верхняя пермь, 14 – нижняя юра, 15 – четвертичные отложения, 16 – траппы, 17 – разрывные нарушения: достоверные (а) и предполагаемые (б), 18 – акватории (реки), 19 – номер и место расположения обнажения: VY01 – холомолохская свита, VY02 – балыктахская свита; д – литология: 20 – известняки, 21 – глинистые известняки и мергели, 22 – доломитистые известняки, 23 – чередование доломитов, гипса, известняков, мергелей и глин, 24 – доломиты, 25 – глины и алевролиты, 26 – серые, красноватые, глинистые и песчаные доломиты холомолохской свиты.

раннепалеозойским возрастом метаморфизма [Макрыгина и др., 2007].

Нижнепалеозойские отложения в Вилюйской и Мархинско-Моркокинской СФЗ вскрыты локально в серии обнажений в среднем течении рр. Вилюй, Ыгыатта и Моркока, в верхнем и среднем течении р. Марха, а также их притоках (см. рис. 1б). На остальной части территории они перекрыты более молодыми отложениями [Бергер и др., 2014; Геологическая..., 1960; Геологическая..., 1964; Каныгин и др., 2007; Люфанов, 1958; Тесаков и др., 1975].

Рассматриваемый район расположен на северо-западном краю Вилюйской синеклизы и граничит с Непско-Ботуобинской антеклизой на западе и Сюджерской седловиной севернее [Государственная..., 2001]. Фундамент имеет архейско-палеопротерозойский возраст от >3.5 до 1.8 млрд лет. На метаморфических породах фундамента залегают позднепротерозойские, палеозойские и мезо-кайнозойские отложения чехла, достигающие мощности 3500 м. В структуре чехла выделяются венд-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойский структурные ярусы, разделенные угловыми или географическими несогласиями [Государственная..., 2001; Розен, 2003; Розен и др., 2006]. В структурном плане (см. рис. 1в) породы венд-нижнепалеозойского яруса представляют собой пологую моноклираль, погружающуюся в юго-восточном направлении и состоящую из ряда наклонных тектонических блоков, разделенных субпараллельными разломами [Государственная..., 2001].

Породы холомолохской свиты изучены на правом берегу р. Вилюй, в 2 км ниже устья р. Холмолах-Юрях (см. рис. 1в). Ассоциация пород представлена зеленовато-серыми, в разной степени доломитистыми известняками и доломитами с примесью кварца (рис. 2а–2в), оолитовыми грейнстоунами, плоскогалечными известковыми и доломитовыми конгломератами, а также пестроцветными песчаными доломитами с стяжениями сульфидов и трещинами усыхания [Покровский и др., 2022].

Балыктахская свита охватывает интервал от верхнего кембрия до низов ордовика [Каныгин и др., 2007; Тесаков и др., 1975]. Нами изучен фрагмент средней части свиты, мощностью 35–40 м, расположенный на левом берегу р. Вилюй, в 4–5 км выше устья р. Куранах (см. рис. 1в). Видимая часть разреза представлена розовато-зеленовато-серыми доломитистыми известняками с

примесью кварца (см. рис. 2г–2е), в верхней части обнажения переходящими в чередование желтовато-серых песчаных доломитов (см. рис. 2ж–2и) и ржаво-буро-охристых слабосцементированных мелко-тонкозернистых песчаников и алевролитов [Покровский и др., 2022].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Всего в ходе полевых работ, проведенных в 2016 г., отобрано 109 проб пород объемом 0.2–1 кг. Изучение литологического состава пород и анализ песчаной фракции выполнены методами оптической микроскопии в шлифах при помощи поляризационного микроскопа Carl Zeiss AxioLab (Геологический институт РАН) и методом рентгеновской дифрактометрии препаратов порошка в лаборатории рентгенофазового анализа кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (дифрактометр Rigaku MiniFlex 600).

При подсчете обломочных компонентов в шлифах использована методика, предложенная [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. Проведен отдельный подсчет таких категорий зерен, как: монокристаллический кварц (Qm), монокристаллические зерна полевых шпатов (F), поликристаллический кварц, включающий зерна кварцита (Qt), поликристаллические литические фрагменты (или обломки пород) разного состава и происхождения (Lt). Для определения состава песчаной терригенной примеси использована классификационная диаграмма Р.Л. Фолка [Folk, 1980]. Минеральный состав тяжелой фракции детально исследован в 3 пробах карбонатных пород, содержащих максимальное количество песчаной терригенной примеси (холмолахская свита, верхний кембрий – 1 проба, балыктахская свита, верхний кембрий–нижний ордовик – 2 пробы). Тяжелая фракция выделялась стандартными методами [Крашенинников и др., 1988]. Монофракции тяжелых минералов отбирались вручную под бинокулярным микроскопом в лаборатории геологии складчатых поясов ГИН РАН.

Составы граната и турмалина получены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480, оборудованном энергодисперсионной приставкой Inca Energy-350 (ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока ~2 нА, диаметр пучка электронов 3 мкм) в Лаборатории локальных методов исследования на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, аналитик Е.В. Гусева.

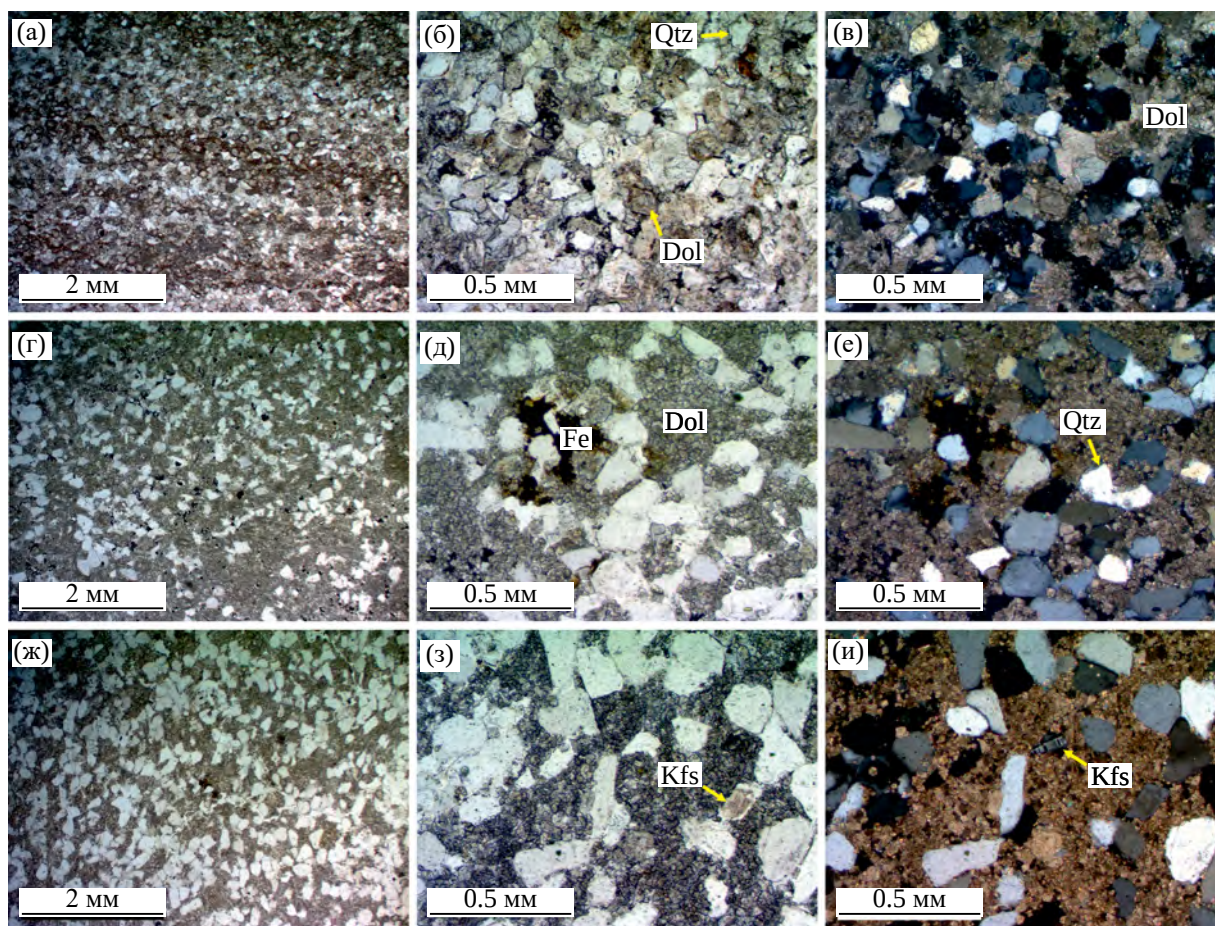


Рис. 2. Микрофотографии песчанистых доломитов холмолохской (а–в) и балыктахской (г–и) свит в параллельных (а, б, г, д, ж, з) и скрещенных (в, е, и) николях поляризационного микроскопа. Основные минеральные компоненты: Dol – доломит, Qtz – кварц, Kfs – калиевый полевой шпат, Fe – оксиды и гидроксиды железа. Здесь и далее индексы минералов приведены по [Whitney, Evans, 2010].

Погрешность измерения составила 1.5–5%. Полуколичественный анализ минералов тяжелой фракции производился на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN Vega3, оснащенный полупроводниковым детектором рентгеновского излучения ULTIM MAX 40 (Oxford Instruments), в Геологическом институте РАН (г. Москва), аналитик Н.В. Горькова.

U-Th-Pb изотопное датирование циркона методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН. Для лазерного отбора пробы использовалась система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенная с магнито-секторным ICP масс-спектрометром повышенного разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.). Калибровка производилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1. Непосредственно перед измерением шашки с цирконами промывались в ультразвуковой ванне

в 5%-ном растворе HNO_3 , затем споласкивались в дистиллированной воде и сушились на воздухе. Перенос испаренного лазером вещества осуществлялся потоком гелия с последующим подмешиванием к нему аргона. Для снижения уровня газового фона и повышения стабильности аналитического сигнала применялась тонкая фильтрация и перемешивание газовых потоков [Jackson et al., 2004]. Качество анализа оценивалось путем одновременного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и Plesovice [Sláma et al., 2008]. Для этих контрольных стандартов в ходе исследований были получены средневзвешенные конкордантные оценки возраста (2σ), которые хорошо согласуются с данными ID-TIMS [Sláma et al., 2008; Wiedenbeck et al., 1995]. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов принимались во внимание

только конкордантные ($D < \pm 10\%$) оценки возраста [Романюк и др., 2018].

В статье использована стратиграфическая шкала докембрия по [Geologic..., 2020]. Местные стратиграфические подразделения приведены согласно работам [Каныгин и др., 2007; Михайлов, Тесаков, 1972; Сухов, 2016; Тесаков и др., 1975].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Петрографическая характеристика обломочного материала

Терригенный обломочный материал в исследованных пробах содержится в количестве 40–70%, имеет равномернозернистую мелкозернистую структуру с примесью среднезернистого материала (до 5–10%). Основным минералом является кварц, который в холомолахской свите (проба VY10/16) составляет около 55%, а в двух пробах из балыктахской свиты (VY20/16 и VY21/16) – 87%. Также присутствуют полевые шпаты – 19% в пробе VY10/16 и 7% и 9% в пробах VY20/16 и VY21/16, представленные преимущественно калиевыми полевыми шпатами (см. рис. 2з, 2и) и единичными плагиоклазами. Обломки полевых шпатов в целом слабоокатанные, в отдельных зернах калиевых полевых шпатов видна отчетливая “микроклиноватая” решетка (см. рис. 2а–2в). Также нередко агрегаты карбоната (кальцит и доломит) с оксидами железа и окатанные фрагменты метаморфических пород (сланцы). По своему составу терригенная песчаная примесь в пробах из балыктахской свиты отвечает субаркозу–сублитарениту в классификации [Folk, 1980]. Проба из холомолахской свиты имеет состав полевошпатового литаренита (рис. 3а).

Минеральный состав тяжелой фракции

В составе тяжелой фракции встречаются как аллотигенные (или обломочные), так и аутигенные минеральные компоненты. Отмечается незначительная примесь аутигенных минералов легкой фракции.

В породах холомолахской свиты (проба VY10/16) тяжелые минералы представлены гранатом, турмалином, цирконом, рутилом, ильменитом, хромистой шпинелью и апатитом. Зерна, как правило, хорошо окатаны и имеют размер от 0.05 до 0.2 мм. Характерен кварц “волосатик” (метаморфогенный кварц с иголками рутила). Аутигенные образования представлены изометричными угловатыми сростками кварца, доломита и кальцита. Их размер обычно составляет 0.07–0.1 мм.

В пробах из балыктахской свиты (VY20/16 и VY21/16) минеральный состав тяжелой фракции несколько отличается. В пробе из нижней части свиты (VY20/16) она состоит из граната, турмалина, циркона, апатита, ильменита. В отличие от холомолахской свиты здесь присутствуют также титанит и эпидот. Для пробы характерны зерна апатита с включениями альбита, пирита и рутила. Хорошо окатанные округлые или удлиненные зерна минералов имеют средний размер 0.1–0.15 мм. Аутигенные образования представлены угловатым агрегатом (срастанием) доломита, гидроксидов железа и пирита, размером 0.05–0.15 мм.

Проба из верхней части балыктахской свиты (VY21/16) характеризуется более бедным составом тяжелой фракции, включающей гранат, турмалин, циркон, эпидот и апатит (нередко с включениями пирита). Зерна часто удлиненные, средне-хорошо окатаны, имеют размер 0.07–0.3 мм. Аутигенные образования имеют вид угловатых удлиненных зерен, сложенных агрегатом доломита, гидроксидов железа, кварца и пирита, размером 0.1–0.35 мм.

Гранат

Во всех пробах гранат представлен преимущественно незональными средне-хорошо окатанными зернами, размером от 0.05 до 0.2 мм. Зерна граната удлиненные, в разной степени трещиноватые. Наиболее трещиноватые зерна характерны для пробы VY10/16 (холомолахская свита, рис. 4а–4д). Гранат представлен преимущественно плохо-средне окатанными незональными изометричными зернами, размером от 0.05 до 0.2 мм. Многие зерна имеют каймы нарастания, сложенные кальцитом и доломитом (см. рис. 4а).

Зерна граната из двух проб, отобранных из средней части балыктахской свиты, более окатанные, чем в холомолахской свите. В нижней пробе (VY20/16) это средне-хорошо окатанные незональные изометричные (частично трещиноватые) зерна, размером от 0.05 до 0.15 мм (см. рис. 4е–4и). В пробе VY21/16 гранат представлен средне-хорошо окатанными незональными или слабозональными (см. рис. 4к) округлыми и удлиненно-округлыми (не трещиноватыми) зернами, размером от 0.05 до 0.2 мм (см. рис. 4к–4м).

По содержанию основных минералов составы граната отчетливо разделяются на 4 группы (табл. 1, рис. 5).

Гранат группы I с включениями циркона, кварца, рутила и ильменита характеризуется

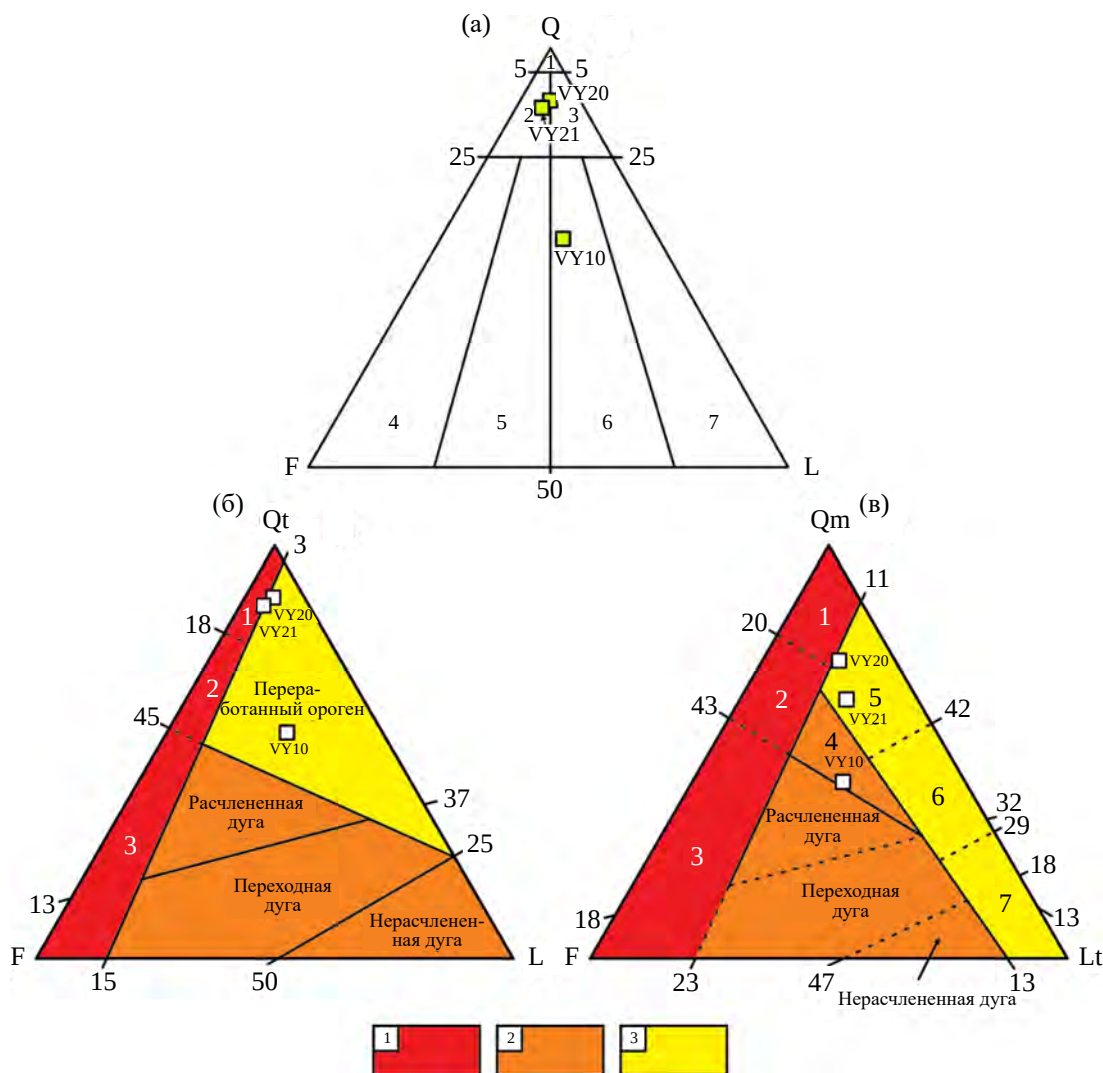


Рис. 3. Минеральный состав терригенной песчаной примеси изученных образцов на классификационных диаграммах. а – соотношение содержания кварца (Q), полевых шпатов (F) и обломков пород (L), по [Folk, 1980]: 1 – кварцарениты, 2 – субаркозы, 3 – сублитарениты, 4 – аркозы, 5 – литаркозы, 6 – полевошпатовые литарениты, 7 – литарениты; б – соотношение содержания поликристаллического кварца, включая кварциты (Qt), полевых шпатов (F) и обломков пород (L), по [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]; в – соотношение монокристаллического кварца (Qm), полевых шпатов (F) и обломков переработанных пород (Lt), по [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. 1–3 – происхождение обломочного материала: 1 – континентальный блок, 2 – вулканическая дуга, 3 – переработанный ороген.

Цифрами (на рисунке) обозначены типы источников сноса: 1 – внутрикратонный, 2 – окраинных морей, 3 – поднятия фундамента, 4 – смешанный, 5 – кварцевый переработанный, 6 – переходный переработанный, 7 – литический переработанный.

достаточно высоким содержанием альмандинового (Alm) и пиропового (Prp) компонентов, более 50 и 20 мол. % соответственно (см. табл. 1, рис. 5).

Железистый гранат группы II характеризуется высоким содержанием альмандинового минала (>65 мол. %) при невысоком содержании пироба (<20 мол. %); кроме того, в большинстве составов повышено содержание спессартинового минала (0.37–8.8 мол. %, среднее 3.6 мол. %, N = 14).

Гранат группы III заметно обогащенgrossуляровым компонентом (Grs >10%), при высоком содержании альмандинового минала (Alm 40–69 мол. %) и широких вариациях концентрации Mg (Prp 3.8–38 мол. %). В нем содержатся включения циркона, кварца, рутила, ильменита, амфибола, биотита, фосфатов редких земель. Зерна граната группы III по содержанию пиропового компонента можно разделить на две подгруппы: гранат IIIa с Prp >10 мол. % и гранат IIIb с Prp <10 мол. %.

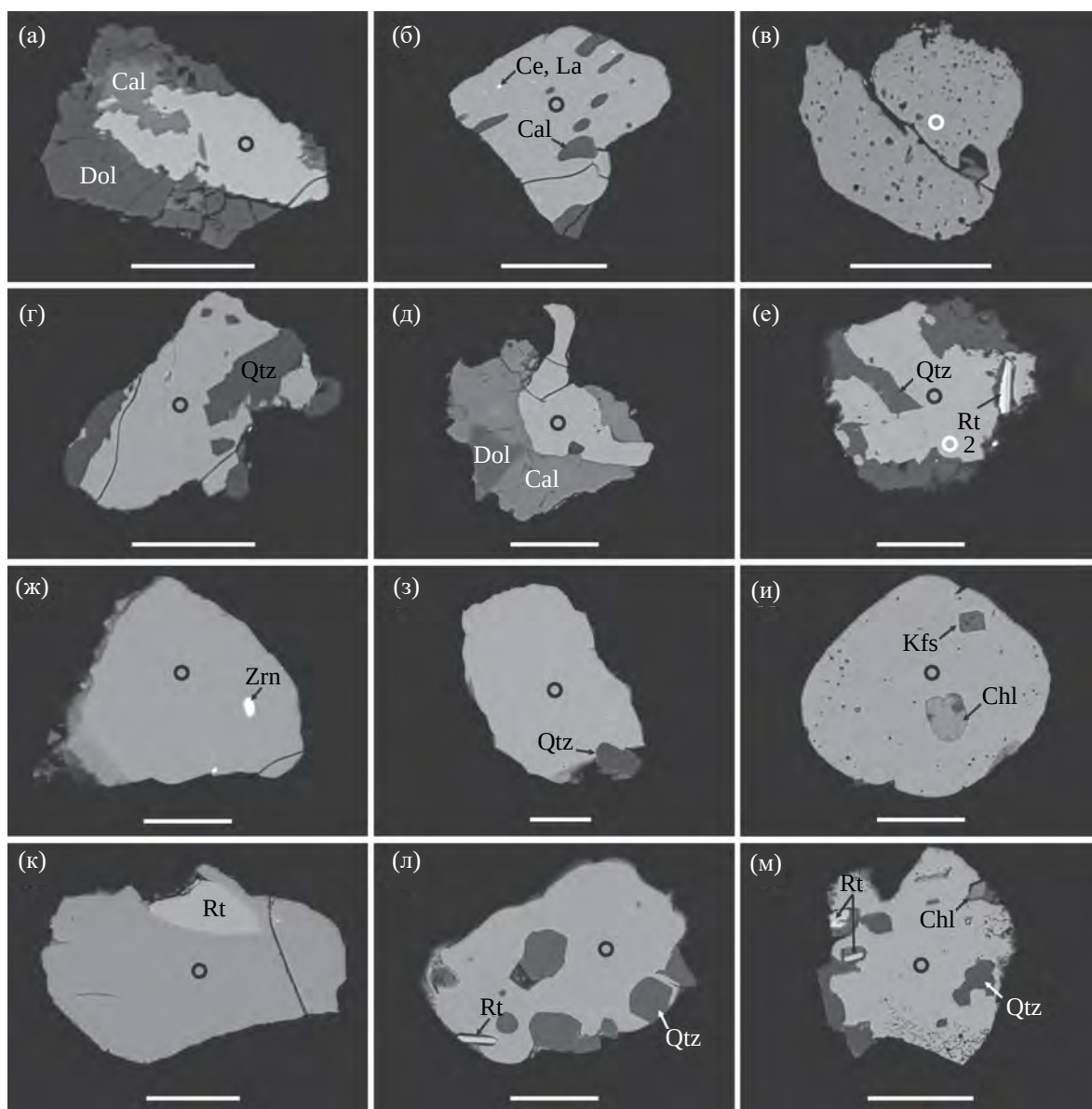


Рис. 4. Изображения в обратно рассеянных электронах основных морфологических типов зерен граната из холмохской (а–д) и балыктахской (е–м) свит.

а – гранат с каймой кальцита и доломита, б–д – трещиноватые зерна, е–и – среднеокатанные незональные, слабоботрициноватые зерна, к–м – средне-хорошоокатанные незональные или слабозональные округлые и удлиненно-округлые, нетрещиноватые зерна.

Минеральные включения: Dol – доломит, Cal – кальцит, Qtz – кварц, Ce, La – фосфаты Ce и La, Rt – рутил, Zrn – циркон, Kfs – калиевый полевой шпат, Chl – хлорит.

Черные и белые кружки показывают место проведения анализа на сканирующем электронном микроскопе (диаметр пятна 3 мкм). Масштабная линейка – 50 мкм.

Гранат группы IV характеризуется высоким (см. табл. 1) содержанием Mn (Sps >10 мол. %) и содержит включения кварца, хлорита, пирротина, ильменита, эпидота, галенита, циркона, кальцита.

Гранаты указанных групп присутствуют во всех пробах (см. табл. 1, рис. 5г). В пробе VY10/16 преобладает гранат подгруппы IIIa, а гранаты

групп I, II и подгруппы IIIb распределены примерно равномерно. При этом, гранаты групп I и III представлены наиболее трещиноватыми и плохо окатанными зернами, для них характерно замещение карбонатами. Гранат группы IV здесь наименее распространен. Проба VY20/16 примерно в равном количестве содержит гранат групп II, III и IV, с незначительной примесью граната

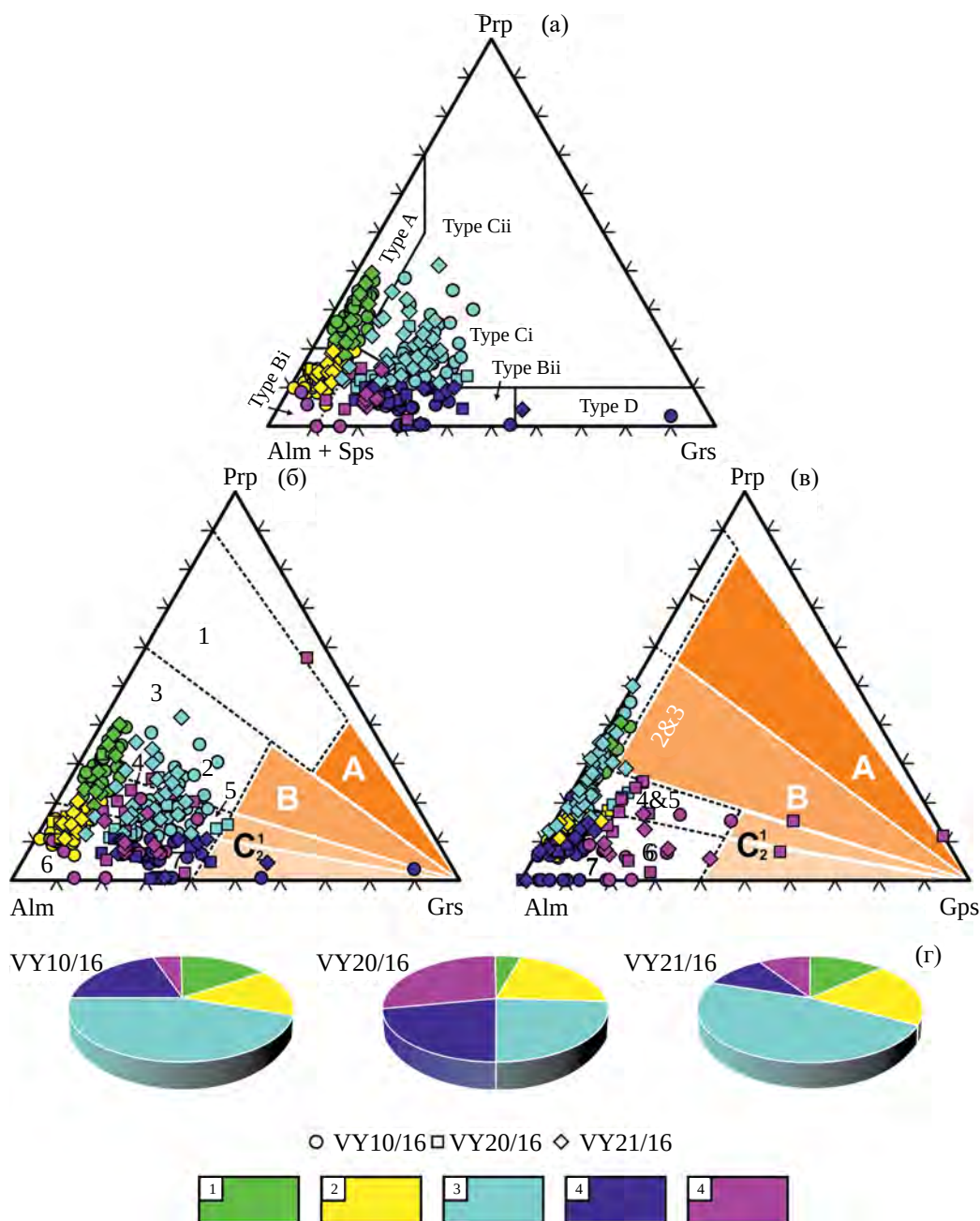


Рис. 5. Треугольные дискриминационные диаграммы (мол. %) для изученного граната.

(а) – диаграмма Alm + Sps–Prp–Grs [Mange, Morton, 2007]: А – метapelиты гранулитовой фации, чарнокиты и магматические породы средне-кислого состава, В – метapelиты амфиболитовой фации, Вi – магматические породы средне-кислого состава, Сi – метабазиты высоких степеней метаморфизма, Сii – высокомагнезиальные метаультрамафиты (метапироксениты и метаперидотиты), D – метасоматические породы, метабазиты низких степеней метаморфизма, гранулиты и известково-силикатные породы, сформированные при гранулитовой фации метаморфизма ультравысоких температур.

(б, в) – диаграммы Alm–Prp–Grs (б) и Alm–Prp–Sps (в) ([Mères, 2008; Aubrecht и др., 2009], изменено по [Kniering et al., 2019]). А – гранаты из пород высокого и сверхвысокого давления, В – гранаты из метаморфических пород эклогитовой и гранулитовой фации, С – гранаты из пород амфиболитовой фации. Переходное поле С₁ включает гранаты из пород метаморфизованных при более высоких уровнях амфиболитовой и гранулитовой фации, тогда как поле С₂ включает гранаты из пород амфиболитовой фации, голубых сланцев, скарнов, серпентинитов и магматических пород. Пронумерованные поля: 1 – ультравысокобарные эклогиты или гранатовые перидотиты, 2 – высокобарные эклогиты и основные гранулиты, 3 – гранулиты кислого и среднего состава, 4 – гнейсы, сформированные в переходных условиях между гранулитовой и амфиболитовой фациями, 5 – амфиболиты, сформированные в переходных условиях между гранулитовой и амфиболитовой фациями, 6 – гнейсы амфиболитовой фации, 7 – амфиболиты. (г) – распределение выделенных групп граната в пробах. 1 – группа I, 2 – группа II, 3 – подгруппа IIIa, 4 – подгруппа IIIb, 5 – группа IV.

Таблица 1. Состав (по миналам) и распределение гранатов в изученных пробах

Проба / группа	Описание	Количество зерен, шт.	Содержание в пробе, %	Миналы, мол. %							
				Alm (альмандин)		Sps (спессартин)		Prp (пироп)		Grs (гроссуляр)	
				Среднее	Диапазон	Среднее	Диапазон	Среднее	Диапазон	Среднее	Диапазон
Холомолахская свита, верхний кембрий											
VY10/16											
Группа I	Alm > 50, Prp > 20	31	15.4	63.5	52.8–68.8	2.0	0.5–4.3	29.0	21.2–34.4	5.4	2.4–10.0
Группа II	Alm > 65, Prp < 20	30	14.9	77.8	69.0–87.4	3.6	0.6–10.0	12.1	5.5–18.6	6.4	1.4–10.7
Подгруппа IIIa	Grs > 10, Prp > 10	90	44.8	57.1	45.4–69.6	2.3	0.5–8.0	19.4	10.3–35.0	21.1	11.1–34.1
Подгруппа IIIb	Grs > 10, Prp < 10	40	19.9	63.2	8.5–79.5	3.8	0.0–8.7	4.7	0–9.6	28.3	14.2–89.2
Группа IV	Sps > 10	10	5.0	58.5	40.0–77.6	17.9	10.2–34.6	5.7	0–13.5	17.8	3.3–29.3
	Сумма	201	100.0								
Балыктахская свита, верхний кембрий – нижний ордовик											
VY20/16											
Группа I	Alm > 50, Prp > 20	2	4.3	61.3	60.2–62.5	1.1	1.05–1.13	32.2	32.0–32.5	5.2	4.4–6.0
Группа II	Alm > 65, Prp < 20	10	21.7	74.6	67.3–81.1	6.1	1.7–9.5	14.0	10.1–15.2	5.2	2.1–8.9
Подгруппа IIIa	Grs > 10, Prp > 10	11	23.9	57.4	41.4–68.8	6.7	2.1–9.8	13.7	10.1–25.6	22.1	15.3–38.3
Подгруппа IIIb	Grs > 10, Prp < 10	10	21.7	63.0	52.0–73.8	3.3	0–5.0	5.8	0–9.8	27.9	16.4–41.4
Группа IV	Sps > 10	13	28.26	48.9	1.0–69.3	23.8	10.3–81.4	12.9	1.4–20.5	14.1	5.6–30.1
	Сумма	46	100.0								
VY21/16											
Группа I	Alm > 50, Prp > 20	10	13.2	64.4	55.2–70.7	1.9	0.6–2.6	27.6	18.3–39.4	6.1	3.9–8.6
Группа II	Alm > 65, Prp < 20	15	19.7	76.1	69.6–81.1	3.3	0.4–8.8	14.0	9.7–19.1	6.4	4.5–9.9
Подгруппа IIIa	Grs > 10, Prp > 10	36	47.4	57.0	41.0–77.3	2.2	0–7.4	20.5	10.9–41.3	20.3	10.6–33.0
Подгруппа IIIb	Grs > 10, Prp < 10	8	10.5	58.5	40.4–73.3	3.3	0–6.6	7.0	0–9.6	31.2	18.9–55.1
Группа IV	Sps > 10	7	9.21	56.2	44.0–63.0	17.7	11.0–31.5	8.2	4.6–14.1	18.0	10.6–21.2
	Сумма	76	100.0								

группы I. Состав пробы VY21/16 близок составу пробы VY10/16. Незначительное различие заключается в меньшем содержании граната подгруппы IIIb в пробе VY21/16.

Турмалин

Наиболее разнообразная морфология зерен турмалина зафиксирована в пробе VY10/16. Здесь турмалин представлен округлыми и удлиненно-округлыми концентрически-зональными (реже с полигональной зональностью) нетрещиноватыми или слаботрещиноватыми зернами, размером 0.05–0.1 мм (рис. 6а–6г). Характерны включения кварца, циркона, титаномagnetита, рутила, хлорита. Также наблюдаются сложные включения, представленные агрегатом рутила и кварца, где кварц развивается позднее рутила; в рутиле встречаются включения никельсодержащего пирротина.

В пробе VY20/16 (см. рис. 6д, 6е), по сравнению с пробой VY10/16, зерна турмалина (0.05–0.15 мм) более трещиноватые, незональные или с полигональной зональностью. Форма зерен округлая, округло-удлиненная, реже округло-угловатая. Включения представлены цирконом, кварцем, апатитом, рутилом, пирротинном с медью, сульфидами с висмутом, галенитом, титанитом, окислами железа, флогопитом, кальцитом, турмалином более ранней генерации, биотитом.

Турмалин из пробы VY21/16 представлен округлыми, реже округло-удлиненными не трещиноватыми зернами, размер 0.05–0.15 мм. Изображения в обратно рассеянных электронах (см. рис. 6ж–6и) показывают, что для турмалина преимущественно характерна секториальная зональность, либо зональность отсутствует. В части зерен отмечается округлая (скорее всего

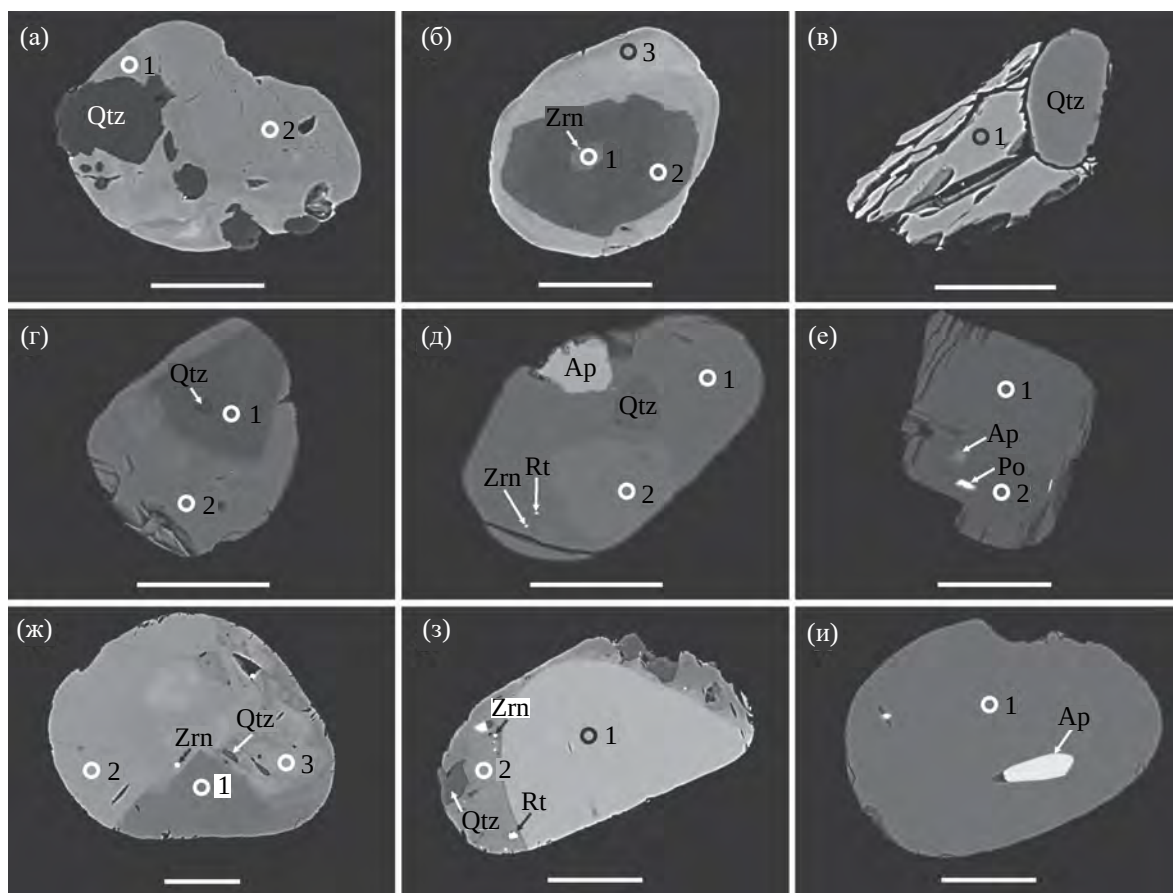


Рис. 6. Изображения в обратно рассеянных электронах основных морфологических типов зерен турмалина.

а, б, г — округлые и удлиненно-округлые нетрещиноватые или слаботрещиноватые с концентрической, реже полигональной зональностью зерна из холмоложской свиты (проба VY10/16); в — сильнотрещиноватое зерно турмалина из холмоложской свиты; д, е — среднетрещиноватые, незональные или с полигональной зональностью турмалины из балыктахской свиты (проба VY20/16); ж–и — нетрещиноватые округлые и удлиненно-округлые, пятнисто-зональные зерна из балыктахской свиты (проба VY21/16).

Минеральные включения: Qtz — кварц, Rt — рутил, Zrn — циркон, Ap — апатит, Po — пирротин.

Черные и белые кружки показывают место проведения анализа на сканирующем электронном микроскопе (диаметр пятна 3 мкм). Масштабная линейка — 50 мкм.

окатанная) центральная часть, на которую нарастает более поздний турмалин (см. рис. 6з). Можно отметить, что включения кварца и циркона в этом зерне находятся только в позднем турмалине. В других зернах выявлены также включения титаниа, рутила, апатита.

Согласно классификации [Henry et al., 2011], изученные турмалины во всех пробах в большинстве относятся к дравиту, ряд составов отвечает шерлу (табл. 2). Железистость турмалинов варьирует от 0.06 до 0.71, содержание Са и доля вакансий в позиции X находятся в пределах 0–0.40 и 0.09–0.43 а.ф. (атомов на формулу). В некоторых составах фиксируется примесь хрома, ванадия и марганца, до 0.03, 0.01 и 0.04 а.ф. соответственно. На треугольных диаграммах в координатах Fe–Al–Mg и Fe–Ca–Mg [Henry, Guidotti, 1985] большинство составов находится в поле, отвечающем турмалину из низкокальциевых метапелитов и метапсаммитов сосуществующих или нет с глиноземистыми фазами (рис. 7). Часть составов попадает в поля, соответствующие турмалинам из гранитоидов и метасоматитам по ним [Henry, Guidotti, 1985].

Шпинель

Шпинель зафиксирована только в пробе VY10/16, отобранной из пород холмолахской свиты. Зерна, как правило, имеют неправильную

или удлиненную форму среднюю окатанность, часто трещиноватые. Размер зерен 0.02–0.1 мм. По химическому составу (рис. 8а, 8б) шпинель представлена хромитами и хромистой шпинелью с переменными содержаниями Mg, Fe и Cr ($Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 25–67$; $Cr/(Cr + Al) = 44–82$) [Barnes, Roeder, 2001].

Морфология и возраст циркона

Исследованы 273 зерна циркона (93 из холмолахской (проба VY10/16) и 178 из балыктахской (пробы VY20/16 и VY21/16) свит). Результаты U–Pb LA-ICP-MS датирования приведены в таблице (табл. 3) и отображены на графиках с конкордией (рис. 9а, 9в, 9д) и на графиках кумулятивных гистограмм с наложенной кривой относительной вероятности (см. рис. 9б, 9г, 9е).

Циркон представлен округлыми, реже удлиненно-округлыми и удлиненными зональными и незональными зернами, размером 0.5–0.2 мм (рис. 10). В трех изученных пробах преобладает циркон магматического генезиса, представленный зернами с осцилляторной зональностью (см. рис. 10а, 10г, 10л). Для них характерны высокие Th/U отношения (> 0.1 и достигают 1.7).

Среди метаморфических и предположительно метаморфических [Каулина, 2010; Coffu et al., 2003; Hoskin, Black, 2000; Schaltegger et al.,

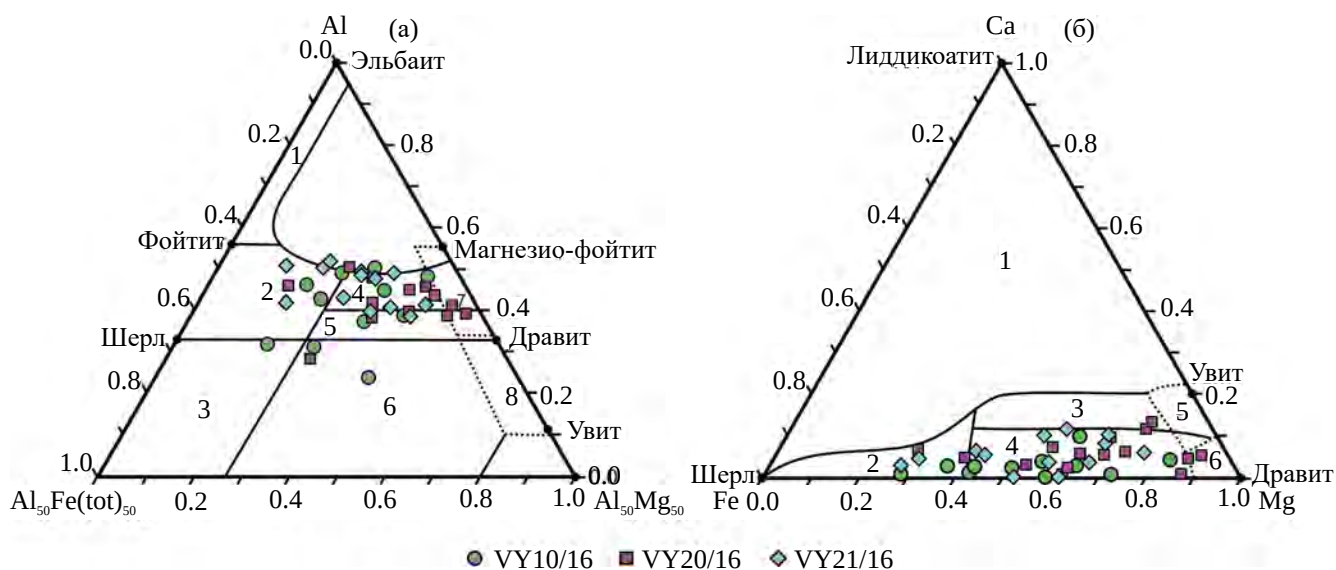


Рис. 7. Треугольные диаграммы для турмалина по типу материнских пород [по Henry, Guidotti, 1985].

(а) – диаграмма Al–Al₅₀Fe(tot)₅₀–Al₅₀Mg₅₀: 1 – богатые Li гранитоиды, пегматиты и аплиты, 2 – бедные Li гранитоиды, пегматиты и аплиты, 3 – гидротермально измененные гранитные породы, 4 – метапелиты и метапсаммиты, 5 – бедные Al метапелиты и метапсаммиты, 6 – богатые Fe³⁺ кварц-турмалиновые породы, кальцисиликатные породы и метапелиты, 7 – низкокальциевые ультрамафиты, 8 – метакарбонаты и метапироксениты.

(б) – диаграмма Ca–Fe–Mg: 1 – богатые Li гранитоиды, пегматиты и аплиты, 2 – бедные Li гранитоиды и ассоциирующие им пегматиты и аплиты, 3 – богатые Ca метапелиты, метапсаммиты и кальцисиликатные породы, 4 – бедные Ca метапелиты, метапсаммиты и кварц-турмалиновые породы, 5 – метакарбонаты; 6 – метаяльтрамафиты.

Таблица 2. Представительные химические составы (мас. %) турмалина

Компонент	VY10/16			VY20/16			VY21/16	
	1	2	3	4	5	6	7	8
B ₂ O ₃	10.77	10.87	10.43	10.56	10.81	10.66	10.80	10.82
SiO ₂	36.02	36.38	35.22	35.38	36.80	36.27	36.73	36.69
TiO ₂	1.34	0.92	1.24	0.81	0.46	0.46	0.25	0.49
Cr ₂ O ₃	0.16	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
V ₂ O ₃	0.08	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	32.98	35.55	29.4	34.2	33.09	29.11	33.48	33.64
FeO	5.00	6.33	13.39	10.92	5.52	10.38	7.65	6.17
MnO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MgO	8.53	6.34	5.39	3.79	8.39	8.29	6.97	7.71
CaO	1.68	0.32	0.89	0.38	0.10	0.77	н.п.о.	0.57
K ₂ O	0.05	0.04	0.05	0.04	н.п.о.	0.08	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	1.72	2.20	2.29	1.89	2.70	2.39	2.59	2.21
H ₂ O	3.37	3.40	3.60	3.44	3.64	3.67	3.68	3.58
Сумма	101.70	102.45	101.90	101.52	101.50	102.08	102.14	101.88
Формула в расчете на 15 катионов без учета (Na+K+Ca)								
Si	5.810	5.817	5.867	5.821	5.918	5.915	5.913	5.894
^T Al	0.190	0.183	0.133	0.179	0.082	0.085	0.087	0.106
Сумма T	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
^Z Al	6.000	6.000	5.639	6.000	6.000	5.511	6.000	6.000
^Z Mg	—	—	0.361	—	—	0.489	—	—
Сумма Z	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
^Y Mg	2.052	1.512	0.978	0.930	2.012	1.527	1.673	1.847
^Y Al	0.080	0.518	0.000	0.453	0.190	0.000	0.266	0.264
Ti	0.163	0.111	0.155	0.100	0.056	0.056	0.030	0.059
Fe ²⁺	0.675	0.847	1.752	1.504	0.743	0.998	1.031	0.830
Fe ³⁺	—	—	0.115	—	—	0.419	—	—
V	0.010	0.013	—	—	—	—	—	—
Cr	0.020	—	—	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	0.014	—	—	—	—
Сумма Y	3.000	3.001	3.000	3.001	3.001	3.000	3.000	3.000
Na	0.538	0.682	0.740	0.603	0.842	0.756	0.808	0.688
X-вакансия	0.161	0.255	0.091	0.322	0.141	0.093	0.192	0.213
Ca	0.291	0.055	0.159	0.067	0.017	0.135	0.000	0.098
K	0.010	0.008	0.011	0.008	0.000	0.017	0.000	0.000
Сумма X	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
^{OH}	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
^w OH	0.624	0.631	1.000	0.781	0.905	1.000	0.952	0.838
^w O	0.376	0.369	—	0.219	0.095	—	0.048	0.162
Alf	6.270	6.700	5.772	6.632	6.272	5.596	6.353	6.370
Mg	2.052	1.512	1.339	0.930	2.012	2.016	1.673	1.847
Fe _{общ}	0.675	0.847	1.867	1.504	0.743	1.417	1.031	0.830
Fe/(Fe _{общ} + Mg)	0.25	0.36	0.58	0.62	0.27	0.41	0.38	0.31

Примечание. н.п.о — содержание элемента ниже предела обнаружения; Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны по балансу зарядов.

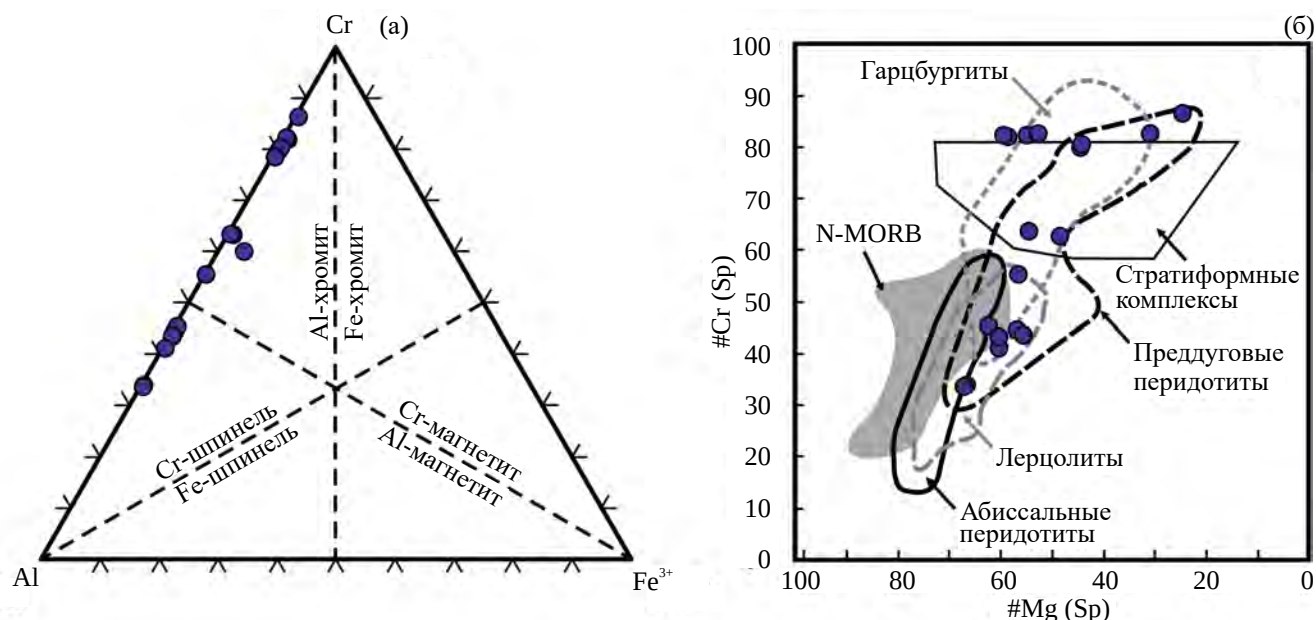


Рис. 8. Состав обломочной шпинели в пробе VY10/16 из холомолохской свиты: треугольная классификационная диаграмма Cr-Al-Fe³⁺ [Barnes, Roeder, 2001] (a); комбинированная тектоническая дискриминационная диаграмма #Mg-#Cr (#Mg = Mg/(Mg + Fe²⁺), #Cr = Cr/(Cr + Al) [Dick, Bullen, 1984; Hirose, Kawamoto, 1995; Pober, Faupl, 1988] (б). N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов.

1999; Vavra et al., 1996; Vavra et al., 1999] зерен циркона в изученных пробах диагностируются зерна с “fir-tree” (зональность “елового дерева”) (см. рис. 10б, 10в, 10ж, 10к) и “soccer ball” (“футбольный мяч”, см. рис. 10д, 10и) зональностью, а также незональные или пятнистые зерна (см. рис. 10е, 10з, 10м).

Исследование минеральных микровключений в датированных зернах циркона показало, что включения малочисленны и представлены кварцем, биотитом, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, также присутствуют единичные включения мусковита, пирита, шпинели, магнетита и ильменита. Также в трех пробах было диагностировано 11 зерен циркона с повышенным содержанием гафния (1.85–2.19 мас. %, 3 шт. – 792, 823, 881 млн лет; 1 шт. – 1029 млн лет; 5 шт. – 1761, 1824, 1865, 1869, 1898 млн лет; 1 шт. – 2188 млн лет).

В пробе из холомолохской свиты полученные значения возраста отчетливо разделяются на 4 популяции (см. рис. 9б), имеющие максимумы на кривой относительной вероятности: 555 млн лет (поздний неопротерозой – 26% выборки), 845 млн лет (неопротерозой – 45%), 1361 млн лет (ранний мезопротерозой – 12%), 1919 млн лет (средний палеопротерозой – 19%). Также несколько зерен циркона дали возраст 2490 млн лет (ранний палеопротерозой – 2%).

Популяция циркона поздненеопротерозойского возраста представлена преимущественно среднеокатанными зернами, с осцилляторной зональностью, а также единичными цирконами с зональностью “елового дерева”. Наиболее представительной по количеству датировок является популяция циркона неопротерозойского возраста (845 млн лет). Зерна отличаются средней-хорошей окатанностью, наряду с концентрической зональностью встречаются незональные зерна, а также с полосчатой и другими типами зональности. Мезопротерозойская популяция морфологически не отличима от циркона неопротерозойского возраста. Палеопротерозойские зерна циркона в пробе из холомолохской свиты показали два значения возраста: 1919 и 2490 млн лет.

В песчаных доломитах балыктахской свиты (проба VY20/16) выделяется 4 популяции циркона (см. рис. 9г) с возрастами: 551 млн лет (поздний неопротерозой – 6%), 893 млн лет (ранний неопротерозой – 17%), 1882 млн лет (средний палеопротерозой – 67%) и 2615 млн лет (неоархей – 10%). В отличие от пород холомолохской свиты, в данной пробе отсутствует циркон позднего неопротерозоя и самого древнего палеопротерозойского возраста. При этом циркон поздне-неопротерозойского возраста имеет морфологию, идентичную циркону из холомолохской свиты.

Таблица 3. Результаты U-Pb-Th изотопного LA-ICPMS датирования цирконов

№	Зерно, точка	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		D, %
		млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	
Холомолахская свита, верхний кембрий										
Проба VY10/16, N = 79										
1	1	858	20	860	12	861	16	817	26	−0.35
2	3	1231	22	1231	18	1231	24	1280	58	0.00
3	2	822	34	824	18	824	16	807	58	−0.24
4	5	1947	18	1948	20	1950	34	2045	96	−0.15
5	6	949	70	945	36	943	24	1008	118	0.64
6	9	656	22	652	12	650	12	670	24	0.92
7	7	659	28	653	14	652	12	645	30	1.07
8	8	1502	40	1503	32	1505	30	1497	132	−0.20
9	11	919	22	915	14	913	16	919	40	0.66
10	15	513	36	512	14	512	10	524	26	0.20
11	17	527	30	517	12	514	10	495	24	2.53
12	18	900	20	895	14	893	16	922	32	0.78
13	19	552	136	520	38	513	16	506	58	7.60
14	16	1737	22	1737	22	1737	32	1805	96	0.00
15	23	579	70	577	24	576	14	599	44	0.52
16	24	528	26	522	12	521	10	537	28	1.34
17	25	829	26	824	16	822	16	855	44	0.85
18	27	2021	18	2021	20	2020	36	2006	76	0.05
19	26	523	22	522	10	522	10	534	16	0.19
20	28	823	28	821	16	820	16	768	30	0.37
21	27−1	151	32	149	4	149	2	154	6	1.34
22	26−1	511	28	521	12	524	10	535	22	−2.48
23	33	813	30	808	18	806	16	821	48	0.87
24	34	521	68	504	22	501	12	466	58	3.99
25	32	839	24	837	14	836	16	853	34	0.36
26	30	957	30	961	20	962	18	895	54	−0.52
27	29	660	26	656	14	655	12	646	30	0.76
28	28	803	54	798	26	796	18	867	76	0.88
29	35	651	48	648	20	647	14	709	56	0.62
30	36	2011	24	2011	26	2012	36	2185	152	−0.05
31	37	1636	20	1632	20	1629	28	1707	90	0.43
32	39	485	36	499	14	503	10	538	32	−3.58
33	40	2503	22	2501	26	2498	44	2589	172	0.20
34	42	488	68	498	20	500	12	538	74	−2.40
35	49	508	32	508	12	508	10	527	26	0.00
36	46	871	42	868	22	867	18	925	56	0.46
37	54	894	32	890	20	889	18	829	44	0.56
38	55	603	54	613	20	616	14	640	46	−2.11
39	53	477	120	482	32	482	14	459	66	−1.04
40	51	522	88	517	26	516	12	361	36	1.16
41	57	795	20	788	12	786	14	785	24	1.15
42	56	894	34	887	20	884	18	850	44	1.13

Таблица 3. Продолжение

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$D, \%$
		млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	
43	58	813	24	812	14	812	16	791	34	0.12
44	62	775	38	774	20	774	16	779	38	0.13
45	65	1540	20	1541	20	1542	28	1509	62	−0.13
46	64	2565	20	2563	26	2560	46	2585	140	0.20
47	76	823	38	813	20	810	16	834	66	1.60
48	72	773	70	773	30	774	18	740	82	−0.13
49	71	1447	22	1442	20	1439	26	1445	62	0.56
50	73	570	120	572	36	572	16	564	46	−0.35
51	74	845	26	850	16	852	16	829	36	−0.82
52	69	2302	24	2302	28	2303	42	2316	166	−0.04
53	75	880	26	880	16	880	18	861	42	0.00
54	82	791	28	789	16	789	16	803	34	0.25
55	84	1173	68	1168	42	1166	30	1183	178	0.60
56	77	838	76	841	34	843	22	850	68	−0.59
57	79	1330	16	1328	14	1327	22	1305	36	0.23
58	80	1344	18	1346	18	1347	24	1313	48	−0.22
59	85	2010	16	2008	20	2007	34	2016	80	0.15
60	86	916	26	913	18	912	18	923	44	0.44
61	87	1813	22	1811	22	1809	34	1812	82	0.22
62	88	884	24	880	16	878	16	878	40	0.68
63	89	1089	20	1089	16	1089	20	1037	40	0.00
64	90	1873	16	1806	18	1749	30	1601	56	7.09
65	91	1817	22	1815	22	1814	32	1847	102	0.17
66	93	515	50	496	16	491	10	483	32	4.89
67	95	1436	20	1434	20	1432	26	1438	60	0.28
68	96	780	110	775	44	774	24	566	60	0.78
69	98	1864	32	1863	30	1862	34	1275	122	0.11
70	99	929	36	936	22	939	20	905	52	−1.06
71	100	1848	32	1848	30	1849	34	1826	160	−0.05
72	101	1234	20	1237	18	1238	22	1145	50	−0.32
73	102	844	24	842	14	842	16	865	40	0.24
74	103	1916	18	1913	20	1911	32	1900	74	0.26
75	104	2028	16	2029	18	2031	34	2072	60	−0.15
76	107	815	34	808	18	805	16	820	38	1.24
77	109	821	58	824	28	826	18	788	64	−0.61
78	110	1547	50	1544	38	1542	32	1020	132	0.32
79	111	905	20	901	14	899	16	902	34	0.67
<i>Балыкташская свита, верхний кембрий – нижний ордовик (?)</i>										
<i>Проба VY20/16, N = 114</i>										
1	112	946	18	944	14	944	18	921	28	−0.2
2	113	2705	14	2704	20	2703	44	2614	76	−0.1
3	114	787	28	780	16	778	16	789	34	−1.29
4	115	999	28	907	18	870	18	1147	78	−4.8

Таблица 3. Продолжение

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$D, \%$
		млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	
5	116	1869	18	1864	20	1860	32	1844	76	−0.56
6	118	803	20	803	12	803	14	799	28	−0.03
7	119	1846	18	1846	20	1846	32	1778	64	—
8	120	1847	24	1840	24	1834	34	1893	124	−0.77
9	121	1860	18	1861	20	1862	32	1861	68	0.12
10	122	1915	20	1916	22	1917	34	1874	80	0.09
11	123	1905	18	1900	20	1896	32	1856	70	−0.55
12	124	2340	18	2339	22	2338	40	2312	78	−0.1
13	125	1879	18	1880	20	1880	32	1874	54	0.04
14	126	1902	20	1901	22	1900	32	1784	86	−0.16
15	127	2419	16	2418	20	2417	40	2445	84	−0.07
16	128	1965	22	1964	24	1964	34	1907	114	−0.13
17	129	1858	18	1859	20	1859	32	1805	74	0.06
18	130	842	50	859	26	866	18	875	66	2.95
19	132	1877	18	1878	20	1878	32	1755	64	0.04
20	133	1994	16	1993	18	1993	34	1865	54	−0.04
21	134	2022	16	2021	18	2021	34	1963	52	−0.02
22	135	1874	18	1858	20	1844	34	1816	76	−1.8
23	136	1877	16	1877	18	1877	32	1833	52	−0.03
24	137	1902	20	1902	22	1903	32	1766	88	0.08
25	138	948	24	947	16	946	18	909	36	−0.15
26	139	588	32	586	14	586	12	580	24	−0.29
27	140	1895	16	1895	20	1896	32	1856	62	0.04
28	141	1794	40	1774	36	1756	36	1711	172	−2.29
29	142	2009	24	2007	26	2005	36	1933	128	−0.25
30	143	1903	16	1903	18	1904	32	1889	60	0.04
31	144	2444	28	2434	32	2422	46	2463	158	−1.1
32	145	1889	18	1889	20	1890	32	1863	80	0.07
33	146	1295	30	1285	24	1280	24	1281	88	−1.37
34	147	2871	16	2871	22	2870	44	2818	108	−0.03
35	148	1871	20	1870	22	1869	34	1783	82	−0.16
36	149	1886	18	1885	20	1885	32	1931	78	−0.06
37	150	1877	18	1876	20	1875	32	1832	72	−0.08
38	151	913	22	912	16	911	18	878	38	−0.18
39	152	1874	18	1873	20	1872	32	1778	76	−0.1
40	153	1832	18	1833	20	1834	32	1830	60	0.12
41	154	1850	18	1851	20	1851	34	1842	72	0.07
42	155	975	20	974	14	974	18	929	34	−0.13
43	156	1876	18	1876	20	1876	32	1817	64	0.03
44	157	2485	20	2485	26	2485	44	2556	146	0.04
45	158	1863	18	1864	20	1864	32	1805	66	0.06
46	159	1895	18	1895	20	1895	34	1826	72	−0.03
47	161	615	28	615	14	615	12	612	32	−0.07

Таблица 3. Продолжение

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$D, \%$
		млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	
48	162	1895	20	1895	22	1895	34	2004	104	—
49	163	1849	20	1851	22	1852	34	1797	86	0.14
50	164	1911	16	1911	20	1911	32	1854	66	0.01
51	166	1897	18	1897	22	1897	34	1871	80	−0.03
52	167	1892	18	1894	20	1895	32	1697	74	0.21
53	168	1857	16	1857	20	1857	32	1875	68	−0.04
54	169	912	20	911	14	911	18	844	32	−0.14
55	170	1794	24	1794	24	1793	32	1790	98	−0.05
56	171	2813	16	2813	24	2813	48	2801	118	−0.05
57	172	1865	18	1865	20	1865	32	1854	76	−0.02
58	173	1934	30	1934	30	1934	34	1718	150	0.01
59	175	962	26	961	18	961	20	970	40	−0.11
60	176	1859	22	1851	24	1845	36	1882	98	−0.91
61	177	1885	18	1886	20	1888	32	1808	74	0.12
62	178	637	60	599	22	589	14	687	62	−7.88
63	179	2087	16	2086	20	2086	36	2155	72	−0.09
64	180	2066	20	2066	24	2066	36	2013	104	−0.08
65	181	1841	18	1842	18	1842	32	1827	66	0.01
66	184	1823	26	1817	26	1813	36	1791	142	−0.63
67	185	2504	20	2478	26	2448	44	2514	128	−2.69
68	187	1688	20	1689	20	1689	30	1581	62	0.08
69	188	1893	24	1886	26	1881	36	1905	122	−0.81
70	189	1845	24	1845	26	1845	34	1804	128	−0.05
71	190	2831	16	2829	22	2828	46	2823	118	−0.14
72	191	914	22	915	14	915	18	887	34	0.08
73	192	1897	22	1896	24	1896	36	1914	102	−0.06
74	193	1850	22	1845	22	1841	32	1765	92	−0.56
75	195	817	26	818	16	818	16	795	34	0.11
76	196	819	20	818	14	818	16	812	26	−0.16
77	197	1953	18	1953	20	1954	34	1866	88	—
78	198	1897	20	1898	22	1898	34	1845	60	0.07
79	199	1908	20	1907	22	1907	32	1553	82	−0.08
80	200	2640	16	2637	22	2634	44	2633	108	−0.28
81	201	828	32	827	18	827	16	848	54	−0.21
82	202	1836	22	1832	24	1829	32	1823	100	−0.48
83	203	524	34	524	12	524	10	514	20	0.03
84	204	1832	20	1831	22	1831	32	1680	92	−0.19
85	205	792	34	795	18	796	18	774	52	0.52
86	206	1858	24	1859	26	1860	36	1741	100	0.07
87	207	1877	18	1875	20	1875	34	1799	66	−0.14
88	208	1855	18	1856	20	1857	34	1783	70	0.13
89	209	1761	24	1761	26	1761	34	1705	80	0.01
90	210	1213	34	1212	26	1212	26	1138	84	−0.13

Таблица 3. Продолжение

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$D, \%$
		млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	
91	211	676	58	668	24	665	16	669	70	−1.62
92	212	1757	58	1745	46	1737	42	1606	252	−1.44
93	213	1824	18	1824	20	1824	32	1821	74	−0.02
94	214	1809	24	1776	26	1749	34	1694	110	−3.84
95	215	1880	18	1880	20	1880	34	1787	72	−0.01
96	217	1026	42	1020	26	1017	22	1042	108	−1
97	218	1871	18	1871	20	1870	32	1829	74	−0.05
98	220	1109	40	1110	26	1110	22	1080	86	0.11
99	221	1909	26	1910	26	1910	34	1796	130	0.05
100	222	1858	24	1857	24	1858	36	1875	118	−0.02
101	224	1880	28	1878	28	1877	38	1873	122	−0.13
102	225	1877	22	1877	24	1878	36	1881	100	0.01
103	226	2046	18	2046	22	2046	36	1983	80	−
104	227	1876	20	1874	22	1873	34	1837	82	−0.19
105	228	2649	20	2649	26	2648	44	2270	140	−0.08
106	229	514	36	512	14	512	10	501	24	−0.41
107	230	816	44	831	22	837	18	833	62	2.62
108	231	1887	18	1887	20	1886	34	1794	72	−0.07
109	232	1886	22	1886	24	1886	36	1852	112	−0.05
110	233	1887	46	1848	38	1814	38	1803	220	−4.48
111	234	1927	28	1897	28	1870	38	1673	124	−3.46
112	235	520	22	517	10	517	10	491	18	−0.74
113	236	1854	20	1853	22	1853	34	1785	86	−0.05
114	237	1761	18	1760	18	1760	32	1692	64	−0.06

Проба VY21/16, $N = 45$

1	239	1878	16	1881	18	1884	30	1913	54	−0.32
2	242	2048	16	2047	18	2047	34	2096	64	0.05
3	243	2744	16	2746	22	2750	46	2987	112	−0.22
4	244	1867	16	1864	18	1862	30	1909	60	0.27
5	245	1904	28	1907	28	1909	36	1989	150	−0.26
6	246	881	20	895	14	900	16	920	38	−2.11
7	248	1859	16	1859	18	1858	30	1880	66	0.05
8	247	1877	20	1880	22	1882	32	2002	102	−0.27
9	249	1863	16	1860	18	1858	32	1958	68	0.27
10	250	3247	26	3245	34	3244	56	3373	298	0.09
11	251	1898	26	1894	26	1891	34	2021	148	0.37
12	252	863	40	858	22	856	18	931	60	0.82
13	253	1908	20	1906	22	1905	32	1983	106	0.16
14	256	2561	24	2562	28	2564	42	2482	174	−0.12
15	257	914	44	912	24	911	20	986	70	0.33
16	258	1897	22	1897	24	1897	34	1956	120	0.00
17	259	1870	30	1866	30	1862	36	2088	184	0.43
18	260	1910	16	1909	20	1909	32	1935	80	0.05

Таблица 3. Окончание

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		D, %
		млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	
19	261	621	22	616	12	614	12	641	30	1.14
20	262	1863	18	1860	20	1857	32	1924	96	0.32
21	263	1878	18	1879	20	1880	32	1878	82	−0.11
22	264	1915	22	1916	24	1918	34	1990	128	−0.16
23	268	1891	20	1889	22	1888	32	1819	106	0.16
24	265	1913	20	1912	22	1913	32	1823	94	0.00
25	266	1892	18	1898	20	1904	32	1983	96	−0.63
26	267	2051	46	2049	42	2047	44	2174	276	0.20
27	269	1898	20	1898	22	1898	34	1959	86	0.00
28	271	911	26	913	18	914	18	937	46	−0.33
29	272	3089	14	3090	22	3093	48	3197	110	−0.13
30	275	975	52	913	24	887	16	883	16	9.92
31	274	928	20	924	14	923	16	893	34	0.54
32	273	1901	20	1899	22	1898	34	1975	92	0.16
33	278	875	34	868	18	865	16	806	60	1.16
34	277	3009	16	3008	22	3008	48	3108	128	0.03
35	279	2679	14	2680	20	2681	42	2660	74	−0.07
36	280	1822	18	1820	20	1819	32	2064	88	0.16
37	282	1914	18	1909	22	1905	34	1996	90	0.47
38	283	1905	16	1900	18	1896	30	1901	62	0.47
39	284	1893	22	1894	24	1894	34	1960	110	−0.05
40	281	1877	22	1875	24	1874	30	1783	108	0.16
41	285	1954	34	1867	30	1789	32	1773	32	9.22
42	286	1861	20	1862	22	1862	32	1868	102	−0.05
43	288	1836	62	1756	44	1689	34	1676	36	8.70
44	287	1723	20	1722	20	1720	30	1729	72	0.17
45	289	1895	20	1893	22	1890	34	1965	106	0.26

Зерна циркона среднего неопротерозоя (893 млн лет) морфологически не отличимы от одновозрастных зерен из пробы VY10/16. Мезопротерозой представлен 5 зернами, имеющими возраст от 1026 до 1295 млн лет. Палеопротерозойская популяция (1882 млн лет) является доминирующей в данной пробе. Зерна, как правило, хорошо окатаны, для них характерна концентрическая зональность, а также распространены незональные зерна. Другие типы зональности имеют подчиненное значение.

Несколько зерен циркона архейского возраста (2615 млн лет) хорошо окатаны, наряду с магматическими среди них присутствуют цирконы метаморфического генезиса (зерна с “fir-tree” и “soccer ball” зональностью).

В пробе VY21/16 цирконы имеют более древние значения возраста (см. рис. 9е). Циркон представлен тремя основными популяциями, имеющими

максимумы на кривой относительной вероятности: 805 млн лет (неопротерозой – 17%), 1890 млн лет (средний палеопротерозой – 70%) и 2860 млн лет (архей – 13%). Как и в пробе VY20/16, здесь доминирует циркон палеопротерозойского возраста. Некоторое отличие состоит в преобладании циркона первоначально магматического генезиса с концентрической зональностью. Структуры, характерные для метаморфического циркона, представлены бесструктурными зернами и единичными зернами с “fir-tree” и “soccer ball” зональностью.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гранат

Состав граната достаточно разнообразен и характеризует различные метаморфические источники сноса (см. рис. 5). Во всех изученных

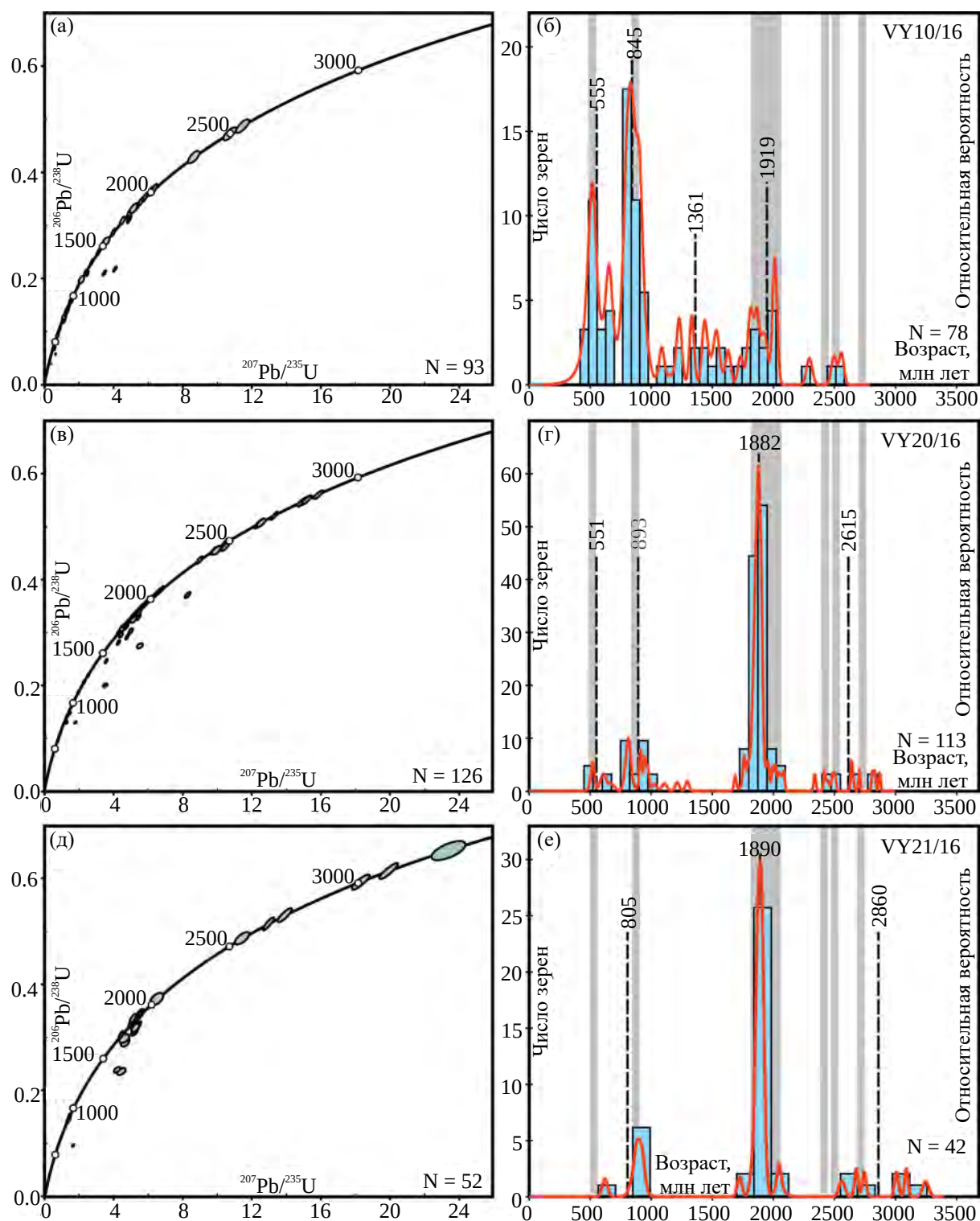


Рис. 9. U-Pb диаграммы с конкордией, показывающие результаты LA-ICP-MS анализа циркона из пород холмологской (а) и балыктахской (в, д) свит; гистограммы $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов и относительные вероятности возраста циркона: холмологская (б) и балыктахская (г, е) свиты. Гистограммы построены для конкордантных и близко-конкордантных значений возраста ($D = -4-4\%$, см. табл. 3). На шкале $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов серыми линиями отмечены проявления циркона предположительно метаморфического генезиса.

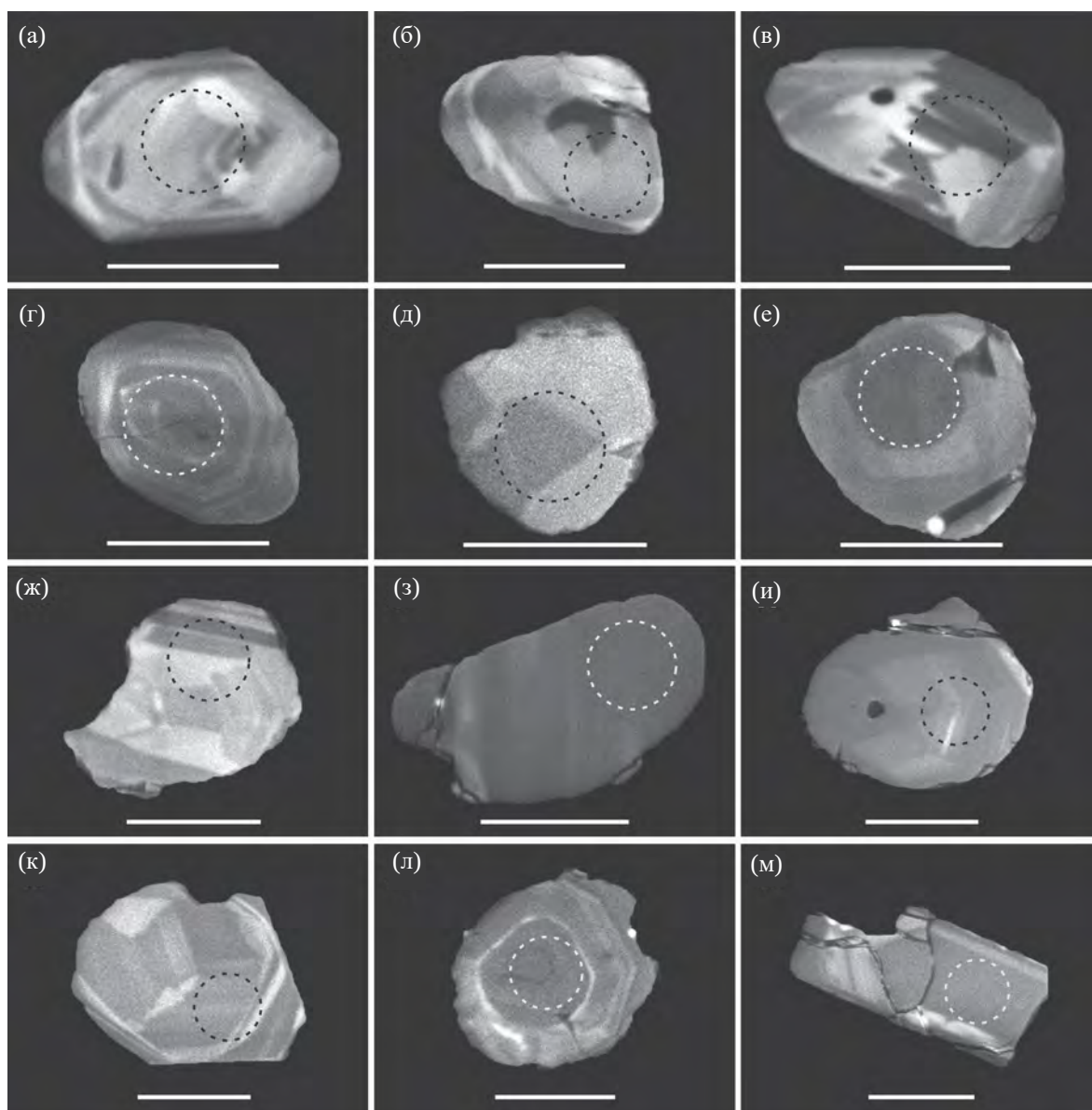


Рис. 10. Католюминесцентные (КЛ) изображения циркона из холумолохской (а–г) и балыктахской (д–м) свит. Типы зональности: а, г, л – осцилляторная, б, в, ж, к – “елового дерева”, з – “пламевидная”, д, и – “футбольного мяча”, е, з, м – бесструктурная. Пунктирные окружности показывают место проведения LA-ICP-MS анализа (диаметр пятна 30 мкм). Масштабная линейка – 50 мкм.

пробах присутствуют все 4 выделенные группы, с преобладанием кальциевого граната группы III (см. табл. 1).

Гранат группы I на диаграмме (см. рис. 5а, 5б) попадает в поле А – осадочных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, чарнокитов и магматических пород среднего и кислого состава.

Железистый гранат группы II на диаграмме (см. рис. 5а) соответствует гранату из метаосадков амфиболитовой фации метаморфизма или

гранату среднекислых магматических пород. Согласно диаграммам (см. рис. 5б, 5в), источником граната могли быть гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма и амфиболиты.

Гроссуляровый гранат группы III характеризует метаморфические породы основного состава (см. рис. 5). Гранат с повышенным содержанием магния подгруппы IIIa – самый распространенный тип граната в исследованных пробах. Такой гранат характерен для базитов высоких степеней метаморфизма, включающих

высокобарные эклогиты, мафические гранулиты и амфиболиты повышенных температур и давлений (см. рис. 5). Гранат подгруппы IIIb с низким содержанием магния (см. рис. 5б, 5в) может быть связан с метаосадками амфиболитовой фации метаморфизма или амфиболитами [Méres, 2008; Aubrecht et al., 2009].

Гранат группы IV характеризуется высоким (см. табл. 1) содержанием Mn ($Sps > 10$ мол. %), и на диаграмме (см. рис. 5а) попадает в область граната из метаосадков амфиболитовой фации метаморфизма. Поскольку составы граната группы IV очень богаты спессартиновым компонентом, также можно предположить его образование в среднекислых магматических породах. Согласно диаграммам (см. рис. 5б, 5в), источником граната могут быть кислые или мафические метаморфические породы, кристаллизовавшиеся при РТ условиях перехода между гранулитовой и амфиболитовой фациями.

Турмалин

Состав детритного турмалина показывает, что источником материала могли служить гранитоиды и связанные с ними аплиты, пегматиты и метасоматиты по ним (см. рис. 7). В зональном зерне турмалина из пробы VY21/16 состав центральной окатанной части соответствует турмалину из гранитоидов, а краевая — турмалину из метапелитов и метапсамитов. Это позволяет сделать предположение, что сначала эродировались гранитоидные породы, и турмалин из них попадал в глинистые осадки. При метаморфизме последних на окатанные зерна гранитоидного турмалина нарастал новый более магнезиальный метаморфогенный турмалин. В дальнейшем при разрушении метаосадочных пород турмалин накапливался во вновь образованных терригенных породах. Пробы VY10/16 и VY20/16 характеризуются наибольшим разнообразием химического состава турмалинов, часть которых на диаграмме попадает в поля 6 и 7. Источником материала могли являться богатые Fe^{3+} кварц-турмалиновые, известково-силикатные породы и метапелиты.

Циркон

В составе изученных проб преобладают зерна циркона с осцилляторной зональностью и высоким Th/U отношением (> 0.1), что обычно для циркона, кристаллизовавшегося из магматического расплава [Corfu et al., 2003; Rubatto, 2002]. Вместе с цирконом магматического генезиса в пробах регулярно встречается циркон с “fir-tree” (см. рис. 10б, 10в, 10ж, 10к) и “soccer ball” (см. рис. 10д, 10и) зональностью, а также незональные

или пятнистые зерна (см. рис. 10е, 10з, 10м), которые можно отнести к циркону метаморфического и предположительно метаморфического генезиса [Каулина, 2010; Coffu et al., 2003; Hoskin, Black, 2000; Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1996; Vavra et al., 1999].

Возрасты метаморфических и предположительно метаморфических зерен циркона были вынесены на гистограммы возрастов, полученных для каждой пробы (см. рис. 9б, 9г, 9е). Наибольшее количество метаморфических зерен датируются концом палеопротерозоя. Также метаморфические события фиксируются на границе архея и палеопротерозоя, несколько зерен отвечают архею. В совокупности эти данные предполагают, что источником циркона были магматические и метаморфические породы архей-палеопротерозойского фундамента платформы. Несколько зерен, предположительно метаморфических, датируются концом протерозоя и началом палеозоя. Это свидетельствует о том, что источником терригенного материала также могли являться метаморфизованные в раннем палеозое комплексы складчатого обрамления платформы [Макрыгина и др., 2007]. Несмотря на структуру, характерную для циркона из пород метаморфического генезиса, Th/U отношения в исследованных зернах часто превышает принятую величину (< 0.1) для метаморфического циркона (рис. 11). Вероятно, часть их кристаллизовалась при метаморфизме в составе частично расплавленных пород (мigmatиты) [Vavra et al., 1996; Rubatto, 2002; Whitehouse, Kamber, 2003].

Возрастной спектр датированных зерен циркона колеблется в пределах от раннего кембрия до архея. Проба из холмолахской свиты (VY10/16) представлена более молодой ассоциацией зерен. Здесь доминируют цирконы неопротерозойского возраста (845 млн лет — 45%). Такие же спектры возрастов определены в пробах из вендских отложений керна скважин, расположенных на северо-востоке Вилюйской синеклизы [Кочнев, Прошенкин, 2013], а также оселковой серии Присаянья [Летникова и др., 2013]. Схожий возраст циркона (пики 890, 780 и 625 млн лет) также зафиксирован в разрезах верхнеленской свиты на юге Сибирской платформы [Gladkochub et al., 2022]. Предполагается, что обогащение проб цирконом неопротерозойского возраста может быть связано с разрывом неопротерозойских комплексов, которые располагались к югу от Сибирского кратона [Gladkochub et al., 2022].

В стратиграфически более молодой пробе VY20/16 из балыктахской свиты выделяются 4 основных возрастных пика: 551 млн лет (поздний

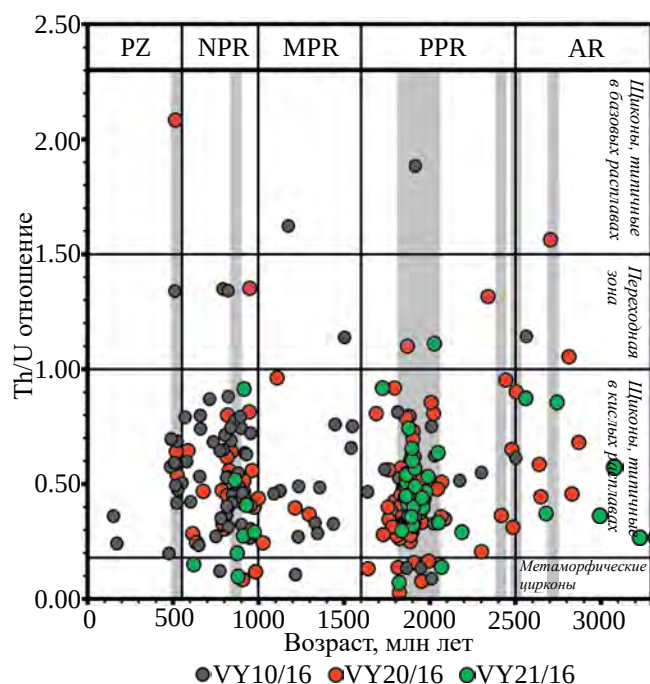


Рис. 11. Диаграмма соотношения Th/U и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста для изученных зерен циркона. Линии дискриминации проведены согласно работе [Rubatto, 2002]. На шкале $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов вертикальной серой заливкой отмечены проявления циркона предположительно метаморфического генезиса.

неопротерозой – 6%), 893 млн лет (неопротерозой – 17%), 1882 млн лет (средний палеопротерозой – 67%) и 2615 млн лет (неоархей – 10%). Практически идентичный набор пиков мы наблюдаем в пробах из разновозрастных пород нижнего ордовика Присяня [Glorie et al., 2014]: 0.5 млрд лет, 0.6 млрд лет, 0.85–0.75 млрд лет, 1.85–1.7 млрд лет и 2.6–2.5 млрд лет. Авторы работы [Glorie et al., 2014] предполагают, что такой набор зерен циркона получен из пород фундамента Сибирского кратона, так как здесь преобладает циркон палеопротерозойского и архейского возраста.

Основными популяциями циркона для пород балыктахской свиты являются зерна с возрастом 1882 млн лет (средний палеопротерозой – 67%) для пробы VY20/16 и 1890 млн лет (средний палеопротерозой – 70%) в пробе VY21/16. Подобный пик с возрастом 2.0–1.8 млрд лет (52% от общей популяции) зафиксирован в породах фундамента Анабарского выступа в пределах Далдынского-Мархинского террейна [Raquette et al., 2017]. Данный пик подтверждается разновозрастными определениями изотопов Hf и ассоциируется с крупномасштабным тектоническим событием [Розен, 2003; Raquette et al., 2017] окончательной

консолидации Сибирского кратона и образования мафических и кислых гранулитов и синхронных с ними гранитоидов. Аналогичные определения возраста также характерны для гранулитов из ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная [Koreshkova et al., 2009]. Циркон с возрастом ~1.9 млрд лет также определен из тоналитовых гнейсов, гарцбургитовых и мафических даек Алданского щита [Jahn et al., 1998]. В настоящей работе среди датированных зерен количество зерен циркона с повышенным содержанием гафния незначительно. Преимущественно они имеют палеопротерозойский возраст. Известно, что обогащение Hf характерно для циркона из гранитных пегматитов, особенно на поздних стадиях их кристаллизации [Owen, 1987; Uher, Černý, 1998]. Для юга Сибирской платформы одно из важнейших тектонических событий, связанное с консолидацией Сибирского кратона, фиксируется в интервале ~1.9–1.8 млрд лет назад. Для этого события характерно проявление регионального метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации [Sal'nikova et al., 2007; Turkina et al., 2010].

Источники обломочного материала

Состав песчаной обломочной (легкой) компоненты во всех изученных пробах показывает разнообразное происхождение материала [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. Обломки представлены магматическими, метаморфическими, метаосадочными, осадочными породами и аутигенными образованиями. Более древняя проба из холмолохской свиты характеризуется наиболее смешанным составом обломочной компоненты и на диаграммах попадает в поле “переработанного орогена” (см. рис. 3б) и в поле “смешанного” типа (см. рис. 3в). Более молодые пробы из балыктахской свиты имеют более зрелый состав песчаного материала и в целом соответствуют “переработанному орогену” (см. рис. 3б, 3в). Источником материала также могла являться внутренняя часть кратона (см. рис. 3в). Согласно используемой модели [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983], полученные результаты показывают 2 основных источника обломочного материала. Главным компонентом в обеих пробах являются продукты разрушения складчатого сооружения орогена, а также осадочные породы, сформированные по ним. Более зрелый состав и меньшее количество литокластов в пробах из балыктахской свиты не исключают поступление части материала из внутренней части кратона. Источником обломочного материала в этом случае могли являться поднятия фундамента внутри бассейна и ассоциирующие осадочные породы.

Тяжелая фракция во всех изученных пробах представлена гранатом, турмалином, цирконом, рутилом, ильменитом и апатитом. В пробе из холмолохской свиты также присутствуют хромшпинелиды; на дискриминационной диаграмме (см. рис. 8б) их состав ложится в поля перидотитов передовых дуг [Dick, Bullen, 1984; Hirose, Kawamoto, 1995; Pober, Faupl, 1988]. Ничтожное (вплоть до полного отсутствия) содержание титана в проанализированных зернах характеризует скорее всего высокую степень деплетированности мантийного источника [Reddy, Evans, 2009]. По наличию хромистой шпинели в пробе VY10/16 и преобладающему неопротерозойскому возрастному пику циркона ~850–900 млн лет, отсутствующему в других пробах, можно предполагать, что разрушались неопротерозойские мафит-ультрамафитовые породы преддугового бассейна.

Присутствие во всех пробах значительного количества неустойчивых акцессорных минералов, таких как гранат, титанит, эпидот и ильменит, показывает близкое расположение основного источника сноса [Гроссгейм, 1984; Morton, Hallsworth, 2007]. В пользу коренного происхождения большинства минералов тяжелой фракции свидетельствует тот факт, что в других частях Сибирской платформы в отложениях ордовика практически полностью отсутствует гранат, в то время как в разрезе р. Вилюй он является одним из основных компонентов тяжелой фракции. В частности, в песчаниках киренско-кудринского горизонта р. Мойеро тяжелая фракция представлена цирконом и турмалином с незначительной примесью других минералов [Zaitsev et al., 2017].

Составы исследованных гранатов свидетельствуют, что весь гранат был получен из метаморфических пород дифференцированного состава (кислые, средние, основные), испытавших метаморфизм средних и высоких степеней (от амфиболитовой и гранулитовой, вплоть до эклогитовой фаций). Преобладание в пробах наименее устойчивого к переносу [Гроссгейм, 1984; Morton, Hallsworth, 2007] гроссулярового граната является свидетельством близкого расположения источника сноса. В качестве такого источника можно предполагать выступ фундамента, в ордовикское время располагавшийся в центральной части Сибирской платформы [Каныгин и др., 2007].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общей чертой позднекембрийско-раннеордовикского этапа развития морского бассейна на юге Сибирской платформы являлась крайне

мелководная глинисто-карбонатная седиментация с неравномерным привносом более крупного обломочного материала [Каныгин и др., 2007; Сухов, 2016]. Минеральный состав песчаной фракции из пород холмолохской и балыктахской свит показывает как общие черты, так и некоторое различие источников терригенного материала. Эти источники были представлены различными магматическими, метаморфическими, метаосадочными и осадочными комплексами [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. Вывод подтверждается результатами исследования химического состава граната и турмалина, которое показало, что преобладающим источником этих акцессорных минералов являлись магматические и метаморфические породы среднего и кислого состава, метаосадочные породы амфиболитовой фации и гранулит-амфиболитовые комплексы мафит-ультрамафитового состава.

Результаты датирования циркона из холмолохской и балыктахской свит среднего течения р. Вилюй показали заметное различие в источниках терригенного сноса в позднекембрийское и раннеордовикское время. U-Th-Pb датирование циркона из холмолохской свиты верхнего кембрия выявило преобладание зерен неопротерозойского возраста (~845 млн лет), а также значительное количество более молодых (~550 млн лет) зерен циркона (поздний неопротерозой). Эти результаты отчасти согласуются с другими, ранее опубликованными данными для поздненеопротерозойских и кембрийских образований юга Сибирской платформы [Летникова и др., 2013; Gladkochub et al., 2013, 2022; Kröner et al., 2015; Motova et al., 2024; Turkina et al., 2010]. Так же, как и в холмолохской свите, в них преобладают неопротерозойские цирконы, связываемые с разрушением неопротерозойских террейнов в южном обрамлении Сибирской платформы (рис. 12а). Присутствие в пробах из верхоленской свиты верхнего кембрия единичных зерен циркона раннепротерозойского возраста авторами работы [Gladkochub et al., 2022] объясняется переотложением их из более древних осадочных комплексов. В отличие от верхоленской свиты, в исследованной нами пробе холмолохской свиты содержится 19% циркона палеопротерозойского возраста. Более значительные популяции циркона палеопротерозойского возраста также фиксируются в поздненеопротерозойских (вендских) отложениях юга Сибирской платформы, а также в ее центральной части, севернее изученного района [Кочнев, Прошенкин, 2013; Летникова и др., 2013; Gladkochub et al., 2013]. Анализ

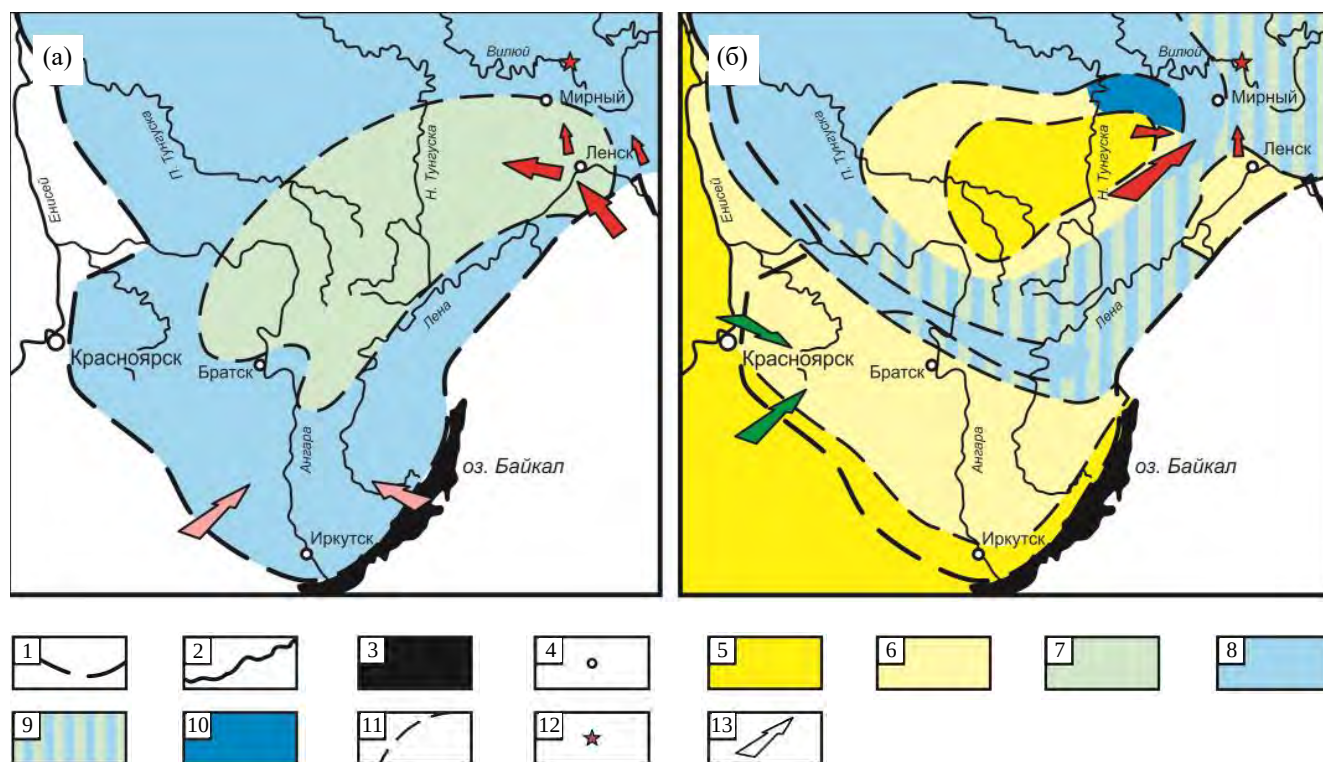


Рис. 12. Схематические палеогеографические карты Сибирской платформы в позднекембрийское (а) (по [Сухов, 2016] с изменениями) и раннеордовикское, позднеяньское время (б) (по [Каныгин и др., 2007] с изменениями).

1 – граница Сибирской платформы, 2 – крупные реки, 3 – оз. Байкал, 4 – населенные пункты; обстановки осадконакопления и фации: 5 – низкая и высокая суша; 6 – прибрежные песчаные фации, 7 – субаэральные прибрежные обстановки (себха), 8 – доломитовые строматолитовые фации, 9 – мелководно-морские, в том числе приливно-отливные обстановки, 10 – западинно-шельфовые условия, глинисто-карбонатные фации, 11 – границы фациальных зон; 12 – расположение изученного района, 13 – предполагаемое направление сноса терригенного материала: розовые стрелки – верхний кембрий, верхолонское время (по [Gladkochub et al., 2022]), зеленые стрелки – ранний ордовик (по [Glorie et al., 2014]), красные стрелки – настоящая работа.

минерального состава обломочной компоненты и химического состава отдельных минералов из пород холмоложской свиты свидетельствуют о том, что основным компонентом в ней являются продукты разрушения как коренных комплексов, так и ассоциирующих с ними осадочных образований [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. Учитывая присутствие в пробе значительного количества неустойчивых минералов, сложно предполагать их переотложение из более древних осадочных пород. Не исключено существование в позднекембрийское время альтернативного источника сноса, располагавшегося в юго-восточной части платформы (см. рис. 12а).

Для раннеордовикских пород балыктахской свиты основной (около 70%) популяцией являются зерна циркона палеопротерозойского (1880–1890 млн лет) возраста. Неопротерозойская популяция (845–900 млн лет) циркона является второй по значимости, но ее содержание значительно меньше, чем в холмоложской свите (45 и

17% соответственно). Очевидно, что на рубеже кембрия и ордовика произошла смена источника сноса терригенного материала. Наиболее вероятным источником материала для территории Вилуйской синеклизы в раннем ордовике являлся выступ архей-палеопротерозойского фундамента, располагавшийся в центральной части Сибирской платформы и представлявший собой размываемую сушу на протяжении всего ордовика [Каныгин и др., 2007]. Циркон с возрастом 1.8–2.0 млрд лет широко распространен в магматических и метаморфических комплексах фундамента платформы. Такой циркон характерен для пород, распространенных в пределах Мархинского террейна Анабарского выступа [Raquette et al., 2017], а также в пределах Алданского щита [Jahn et al., 1998].

Имеющиеся палеогеографические реконструкции для раннеордовикского времени [Каныгин и др., 2007] показывают, что транспортировка терригенного материала в изученный район из

центральной части платформы напрямую маловероятна (см. рис. 126). Вероятным механизмом поступления обломочного терригенного материала в бассейн являлись вдольбереговые течения [Барaboшкин, 2011; Рейнек, Сингх, 1981], что также подтверждается малым размером обломочных частиц, поступавших в бассейн. Невысокое содержание более молодого циркона (~500–900 млн лет) в отложениях балыктахской свиты свидетельствует о слабом влиянии источника сноса, располагавшегося в раннеордовикское время на юго-восточной окраине Сибирской платформы [Gladkochub et al., 2022; Kröner et al., 2015].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Н.Б. Кузнецову, Н.В. Горьковой (ГИН РАН), Е.В. Гусевой, В.О. Япаскурту (Геологический факультет МГУ) за помощь в организации и проведении U-Th-Pb изотопного датирования циркона методом LA-ICP-MS и электронно-микроскопических исследований (соответственно). Ценные замечания по ряду вопросов геологии и геохимии исследованного объекта в разное время были озвучены Б.Г. Покровским (ГИН РАН).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена за счет средств госбюджета в соответствии с госзаданием ГИН РАН № FMMG-2021-0003 и FMMG-2023-0007. Исследование турмалина выполнено при финансовой поддержке госбюджетной темы МГУ “Минералогическое изучение месторождений Арктической зоны России с целью их комплексного освоения” номер ЦИТИС 121061600049-4.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барaboшкин Е.Ю. Практическая седиментология. Терригенные резервуары. Пособие по работе с керном. Тверь: ООО “Издательство ГЕРС”, 2011. 152 с.
- Бергер А.Я., Ковалевская Е.О., Тесаков Ю.И. и др. Пограничные отложения ордовика и силура в междуречье Оленека, Мархи и Моркоки (северо-восток Сибирской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 54–58.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхне-Вилуйская. Лист Р-49-ХII. Объяснительная записка / Сост. Е.В. Тихомирова. М.: Недра, 1964. 110 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхне-Вилуйская. Лист Р-50-ХIII. Объяснительная записка / Сост. Н.В. Кинд, М.П. Метелкина, В.В. Юдина. М., 1960. 74 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхневилуйская. Лист Р-50-П. Объяснительная записка / Сост. Ю.А. Дукарт, Д.В. Блажкун. СПб., 2001. 101 с.
- Гроссгейм В.А., Бескровная О.В., Геращенко И.Л. и др. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1984. 271 с.
- Дронов А.В. Колебания уровня моря в раннем ордовике и их отражение в темпеститовых разрезах восточной части глинта // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Вып. 4. Т. 74. С. 39–47.
- Зайцев А.В., Барaboшкин Е.Ю. Стратиграфические перерывы в латорпско-кундаских отложениях (нижний-средний ордовик) центральной и восточной частей Балтийско-Ладожского глинта // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2006. № 3. С. 12–32.
- Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: “Гео”, 2007. 267 с.
- Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. 144 с.
- Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И. Детритовые цирконы из рифейских и вендских отложений центральных и северо-восточных районов Сибирской платформы // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. II. С. 79–83.
- Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. Учение о фациях с основами литологии. Руководство к лабораторным занятиям. М.: Изд-во МГУ, 1988. 214 с.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А. и др. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.
- Люфанов Л.Е. Стратиграфия палеозоя и мезозоя бассейна р. Ыгыатты (западная окраина Вилуйской впадины) // Сборник статей молодых научных сотрудников Ленинградских геологических учреждений. Вып. 1 / Отв. ред. С.С. Кузнецов. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 91–131.
- Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 141–155.
- Мельников Н.В., Якишин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: “Гео”, 2005. 428 с.

- Михайлов М.В., Тесаков Ю.И. Стратиграфия верхнего кембрия, ордовика и силура бассейна среднего течения р. Вилюй // Геология и геофизика. 1972. № 1. С. 32–42.
- Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Буякайте М.И. и др. С—О—Sr—S-изотопная геохимия и хемотратиграфическая корреляция ордовикских отложений вилюйской структурно-фациальной зоны, Сибирская платформа // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 6. С. 1–27.
- Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Дронов А.В. и др. Геохимия изотопов С, О, S, Sr и хемотратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 4. С. 1–27.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 440 с.
- Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование и этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TERRANECHRON®” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.
- Сухов С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.
- Тесаков Ю.И., Занин Ю.Н., Малич Н.С. и др. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 254 с.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Научный ред. Е.В. Скляр. Институт земной коры СО РАН и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
- Aubrecht R., Meres S., Sykora M. et al. Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia) // Geol. Carpath. 2009. V. 60. P. 463–483.
- Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. № 12. P. 2279–2302.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. et al. / Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Zircon // Review in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 469–500.
- Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Ibid. 1984. V. 86. P. 54–76.
- Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone compositions // Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1979. V. 63. P. 2164–2182.
- Dickinson W.R., Beard L., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // Bull. Geol. Soc. Am. 1983. V. 94. P. 222–235.
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, 2005. P. 5–76.
- Folk R.L. Petrology of Sedimentary Rocks / 2nd ed. Austin, Texas: Hemphill Press, 1980. 184 p.
- Franseen E.K., Byrnes A.P., Cansler J.R. et al. The Geology of Kansas – Arbuckle Group // Current Research in Earth Sciences. 2004. V. 250. P. 1–43.
<https://doi.org/10.17161/cres.v0i250.11789>
- Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V. et al. Cambrian/Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: Evidence from U-Pb dating of detrital zircons // Journal of Asian Earth Sciences: X. 2022. V. 8. 100107.
<https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100107>
- Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M. et al. Early evolution of the Paleasian ocean: LA-ICP-MS dating of detrital zircon from Late Precambrian sequences on the southern flank of the Siberian craton // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. P. 1150–1163.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M. et al. Detrital zircon provenance of early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: Insights from U–Pb geochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 82. P. 115–123.
- Geologic Time Scale 2020 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. 561 p.
- Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C. et al. Nomenclature of the tourmaline-supergrain minerals // Am. Mineral. 2011. V. 96. P. 895–913.
- Henry D.J., Guidotti C.V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // Am. Mineral. 1985. V. 70. P. 1–15.
- Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 133. P. 463–473.
- Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorph. Geol. 2000. V. 18. P. 423–439.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L. et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.

- Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R. et al.* Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // *Precambrian Res.* 1998. V. 91. P. 333–363.
- Knierzinger W., Wagreich M., Kiraly F. et al.* TETGAR_C: a novel three-dimensional (3D) provenance plot and calculation tool for detrital garnets // *J. of Geosciences.* 2019. V. 64. P. 127–148.
- Koreshkova M.Yu., Downes H., Nikitina L.P. et al.* Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia // *Precambrian Res.* 2009. V. 168. P. 197–212.
- Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2015. V. 111. P. 138–160.
- Mange M.A., Morton A.C.* Geochemistry of heavy minerals / Eds M.A. Mange, D.T. Wright // *Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology.* V. 58. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 345–391.
- Méres Š.* Garnets – an important information resource about source area and parent rocks of siliciclastic sedimentary rocks // Conference “Cambelové dni 2008”. Abstract Book / Ed. L. Jurkovič. Bratislava: Comenius University, 2008. P. 37–43. (in Slovak with English summary)
- Morton A.C., Hallsworth C.R.* Stability of Detrital Heavy Minerals during Burial Diagenesis // *Heavy Minerals in Use* / Eds M.A. Mange, D.T. Wright / *Developments in Sedimentology.* 2007. V. 58. P. 215–245.
- Motova Z.L., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al.* U–Pb ages of detrital zircons and composition of clastic sedimentary rocks from the southern periphery of the Siberian craton: Implications for the earliest Cambrian evolution of southern Siberia // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2024. V. 264. 106048.
- Nielsen A.T.* Trilobite systematics, biostratigraphy and palaeoecology of the Lower Ordovician Komstad Limestone and Huk Formations, southern Scandinavia // *Fossils and Strata.* V. 38. Oslo, Norway: Scandinavian University Press, 1995. 374 p.
- Owen M.R.* Hafnium content of detrital zircons, a new tool for provenance study // *J. Sediment. Petrol.* 1987. V. 57. P. 824–830.
- Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M. et al.* Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U–Pb and Lu–Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // *Precambrian Res.* 2017. V. 301. P. 134–144.
- Pober E., Faupl P.* The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps // *Geol. Rundsch.* 1988. V. 77. P. 641–670.
- Reddy S.M., Evans D.A.D.* Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere // *Geol. Soc. Spec. Pub.* 2009. V. 323. P. 1–26.
- Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 123–138.
- Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Levitskii V.I. et al.* Age Constraints of High-Temperature Metamorphic Events in Crystalline Complexes of the Irkut Block, the Sharyzhalgai Ledge of the Siberian Platform Basement: Results of the U–Pb Single Zircon Dating // *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2007. V. 15. № 4. P. 343–358.
- Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D. et al.* Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 186–201.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J. et al.* Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
- Trela W.* Ordovician sea-level changes in the Malopolska Block (south-eastern Poland) // *WOGOGOB – 2004: Conference materials.* Tartu, 2004. P. 96–97.
- Turkina O.M., Urmantseva L.N., Berezhnaya N.G. et al.* Paleoproterozoic Age of the Protoliths of Metaterrigenous Rocks in the East of the Irkut Granulite–Gneiss Block (Sharyzhalgai Salient, Siberian Craton) // *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2010. V. 18(1). P. 16–30.
- Uher P., Černý P.* Accessory zircon in Hercynian granitic pegmatites of the Western Carpathians, Slovakia // *Geol. Carpath.* 1998. V. 49. P. 261–270.
- Vanguestaine M., Servais T.* Early Ordovician acritarchs of the Lierneux Member (Stavelot Inlier, Belgium): stratigraphy and palaeobiogeography // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2002. V. 173(6). P. 561–568.
- Vavra G., Gebauer D., Schmid R. et al.* Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 122. P. 337–358.
- Whitehouse M.J., Kamber B.S.* A rare earth element study of complex zircons from early Archaean Amitsoq gneisses, Godthåbsfjord, south-west Greenland // *Precambrian Res.* 2003. V. 126. P. 363–377.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L. et al.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Geoanalytical Res.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Zaitsev A., Ziyatdinova I., Kosorukov V.* Carbonate microfacies analysis and mineral composition of the Middle–Upper Ordovician succession of the Moyero River section, NE of Siberian Platform // *GeoScience.* 2017. V. 2. P. 39–44.

AGE OF DETRITIC ZIRCON AND COMPOSITION OF CAMBRIAN-ORDOVICIAN TERRIGENOUS-CARBONATE DEPOSITS IN THE MIDDLE REACH OF THE VILYUI RIVER (SOUTH OF THE SIBERIAN PLATFORM)

A. V. Zaitsev^{1,*}, K. A. Dokukina^{1,**}, I. A. Baksheev^{2,***}

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

²*Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: a.v.zaitsev@bk.ru*

***e-mail: dokukina@mail.ru*

****e-mail: ivan.baksheev@gmail.com*

The article presents result of lithological and mineralogical studies of Upper Cambrian and Lower Ordovician terrigenous-carbonate deposits within the Vilyui syncline (the middle reaches of the Vilyui River, south of the Siberian platform). The composition of detritic zircon, garnet, tourmaline and chromium spinels were carried out in a sample from the Upper Cambrian Kholomolokh Formation and two samples from the Balyktakh Formation (Upper Cambrian–Lower Ordovician). Predominant sources of the detritic minerals were igneous and metamorphic rocks of the Archean–Paleoproterozoic basement of the Siberian platform: rocks of acidic and intermediate compositions, amphibolite-facies metasediments and granulite- and amphibolite-facies mafic-ultramafic complexes. Results of U-Th-Pb dating of zircon from the Kholomolokh and Balyktakh Formations of the middle reaches of the Vilyui River showed a noticeable difference in the demolition sources of terrigenous matter in the Late Cambrian and Ordovician times. The sample from the Upper Cambrian Kholomolokh Formation contains the youngest zircon with a predominance of Neoproterozoic ages (peak ages of 550 and 845 Ma) indicating the main source of demolition in the Late Cambrian time were Neoproterozoic terranes rocks which are widespread along the southern margin of the Siberian craton. The Early Ordovician rocks of the Balyktakh Formation contain the main zircon population (~70%) of Paleoproterozoic (1880–1890 Ma) age. The Early Ordovician the most probable source of matter for the Vilyui syncline was an uplift of the Archean–Paleoproterozoic basement in the Siberian platform central part that represented an eroded land during the Ordovician. The almost complete absence of younger zircon (~500–900 million years) in the Balyktakh deposits indicates a weak influence of the demolition source from the southeastern margin of the Siberian platform in the Ordovician time.

Keywords: Upper Cambrian, Lower Ordovician, Siberian Platform, Vilyui syncline, geochronology, zircon, garnet, tourmaline, spinel

УДК 552.5.08

ПЕРВЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О РОССЫПНОМ НЕФРИТЕ ВИТИМСКОГО НАГОРЬЯ, РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ

© 2025 г. В. Ф. Сотникова^{а, *}, Р. Х. Сунгатуллин^{а, **}, Е. В. Кислов^{б, ***}

^аКазанский федеральный университет, ул. Кремлевская, 18, Казань, 420008 Россия

^бГеологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, ул. Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047 Россия

*e-mail: vasilina0917@gmail.com

**e-mail: Rafael.Sungatullin@kpfu.ru

***e-mail: evg-kislov@ya.ru

Поступила в редакцию 15.10.2024 г.

После доработки 05.11.2024 г.

Принята к публикации 14.01.2025 г.

Рассмотрены особенности вещественного состава россыпного (аллювиального) аподоломитового нефрита р. Ципа в Витимском нефритоносном районе. Получены первые данные о минеральном составе внутренней и внешней частей аллювиальных галек аподоломитового нефрита. Россыпной нефрит обладает приобретенной каемкой прокрашивания, его агрегаты характеризуются мелкозернистостью, спутанно-волокнистой структурой, небольшим количеством акцессорных минералов и повышенным содержанием щелочей. Выявлены особенности химического состава каемок прокрашивания, сформированных в экзогенных условиях: развитие в них гидроксидов марганца и железа приводит к существенному увеличению концентрации Fe^{3+} и повышенным содержаниям Со и Ва. Установлена генетическая связь россыпного нефрита с коренным источником — нефритом Кавоктинского месторождения. Сравнение коренного и россыпного аподоломитового нефрита позволило выработать их диагностические признаки для проведения экспертных оценок.

Ключевые слова: нефрит россыпной, галька, каемка прокрашивания, электронная микроскопия, рентгеновская дифракция, Витимское нагорье

DOI: 10.31857/S0024497X25030058, **EDN:** IAVFMM

Нефрит — плотный вязкий скрытокристаллический спутанно-волокнистый агрегат моноклинного амфибола тремолит-актинолитового ряда с химической формулой $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$, который используется преимущественно как декоративно-поделочный камень. Месторождения нефрита относятся к двум эндогенным геолого-промышленным типам: апоультрамафитовому (апосерпентинитовые метасоматиты офиолитов) и апокарбонатному (аподоломитовые тремолит-кальцитовые магнезиальные скарны). В настоящее время около 85% запасов коренного нефрита России находится на территории Республики Бурятия (рис. 1). Месторождения апосерпентинитового нефрита относятся к Восточно-Саянскому и Джидинскому нефритоносным районам, а месторождения апокарбонатного нефрита расположены в Витимском нефритоносном районе на северо-востоке республики.

Наряду с коренными месторождениями известны экзогенные (россыпные) месторождения нефрита, которые представлены глыбами, валунами, гальками нефрита и формируют вторичные ореолы рассеяния около жил или в долинах поверхностных водотоков, рассекающих нефритоносные массивы [Сутурин и др., 2015]. В целом россыпные месторождения обладают существенными преимуществами, что делает их востребованными для горнодобывающей промышленности. Это неглубокое залегание, небольшие инвестиции в поисково-разведочные работы, возможность быстрого вовлечения в эксплуатацию и существенное сокращение сроков окупаемости вложенных средств [Бортников и др., 2024].

Благодаря своей спутанно-волокнистой структуре нефрит обладает высокой прочностью и устойчивостью к разным типам выветривания. В процессе транспортировки обломков от



Рис. 1. Месторождения нефрита на территории Республики Бурятия, расположение предполагаемого коренного источника (Кавоктинское месторождение) и место отбора образцов россыпного нефрита (р. Ципа).

коренного источника и длительного взаимодействия с экзогенными факторами (водный поток, атмосферилии, температурные колебания и др.) происходит естественное облагораживание россыпного нефрита с разрушением неустойчивых минералов и сохранением крепкого ядра высокого качества. При воздействии вторичных процессов в окатанных обломках нефрита образуется также каемка прокрашивания, которая придает россыпному нефриту дополнительные декоративные свойства.

Наиболее известные месторождения аподолмитового нефрита находятся в Северо-Западном Китае. Так, нефритоносный пояс Хотан, расположенный в Синьцзян-Уйгурском автономном районе, отрабатывается уже шесть тысячелетий. Здесь расположено хорошо изученное коренное месторождение нефрита Аламас [Liu et al., 2010; Liu et al., 2011; Liu et al., 2015], а также знаменитые месторождения россыпного нефрита — Юрункаш и Каракаш [Jing, Liu, 2022; Liu et al., 2016]. В последние годы появились работы, посвященные изучению россыпного нефрита [Игнатов, Хэн, 2015; Mustoe, 2024; Zhang, 2023, Zheng, 2019]. Однако в научной литературе недостаточно информации о степени воздействия экзогенных условий на формирование отдельных частей россыпного нефрита (ядра и каемки прокрашивания) и их свойствах.

Россыпной нефрит, связанный с коренным аподолмитовым нефритом, представляет

наибольший интерес, т.к. каемки прокрашивания мощностью до нескольких сантиметров обладают разнообразными структурами и цветовой гаммой, что значительно повышает художественно-декоративные характеристики поделочного камня. Нефрит Витимского нагорья разнообразен по окраске. Здесь встречаются нефриты светлоокрашенные (белые, серые, светло-зеленые), реже — темно-зеленые, коричневые и черные. Витимский нефритоносный район известен белым нефритом — самой ценной разновидностью нефрита в культуре Китая. Белый нефрит с бурыми, красными и черными корками, которые связаны с развитием гидроксидов железа и марганца по трещинам и краям блоков, используется для каменной резьбы и украшения интерьеров. С учетом ажиотажного спроса и существенно более высокой (в десятки раз) цены относительно коренного нефрита, сырье и изделия из россыпного нефрита относятся к объектам инвестирования [Кислов, 2017].

В настоящее время в минералого-геохимическом отношении состав коренного (первичного) нефрита изучен значительно лучше, чем россыпной (вторичный) нефрит. Это касается и россыпного нефрита Республики Бурятия, несмотря на обнаружение валунов нефрита еще в 1851 г. в горных реках Восточного Саяна русским путешественником Г. М. Пермикиным. Поэтому представленная работа восполняет недостаток

минералого-геохимической информации в исследовании состава россыпного аподоломитового нефрита Витимского нагорья, с оценкой степени влияния экзогенных условий на формирование каемки прокрашивания и выработкой диагностических признаков россыпного нефрита.

РОССЫПНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ВИТИМСКОГО НЕФРИТОНОСНОГО РАЙОНА

Геологическое изучение Средне-Витимской горной страны началось в середине XIX в. в связи с поисками золота и изысканием путей снабжения приисков. Нефрит здесь долгое время оставался неизвестным, несмотря на многочисленные находки археологических артефактов из нефрита, включая светлый, в археологических памятниках верхнего палеолита и моложе в Приангарье и Прибайкалье [Дервянко и др., 2019].

Только в 1944 г. Ю.К. Дзевановским в 24 км от устья р. Калар (правый приток р. Витим) в урочище Топор обнаружен валун фисташково-зеленого нефрита размером $35 \times 20 \times 7$ см, а два года спустя о подобной находке сообщил В.П. Селиванов в нижнем течении р. Ципа (левый приток р. Витим) [Солоненко, 1959]. В 1975 г. сотрудник Института земной коры СО АН СССР М.И. Грудинин при проведении научно-исследовательских работ в среднем течении р. Витим обнаружил в аллювии многочисленные валуны и гальки светло-зеленого нефрита. И уже в 1976 г. экспедицией “Байкал-кварцсамоцветы” создана Шаманская (позднее Витимская) поисковая партия, геологами которой в 1976–1978 гг. оконтурен ореол распространения валунов нефрита по рекам Витим, Бамбуйка, Ципа и начаты поиски коренных месторождений нефрита на основе галечно-валунного метода. Однако при поисковых работах не изучались особенности геоморфологического строения бассейнов рек, закономерности локализации обломочного нефрита в аллювиальных отложениях, не проводилась оценка ресурсов россыпного нефрита. В конце 1970-х – начале 1980-х гг. при проведении поисков осуществлялся попутный сбор галечно-валунного материала с поверхности кос рек Буром, Бамбуйка, Ципа, Витим [Кокунин, 2024]. Ниже приводится краткая характеристика проявлений россыпного нефрита.

Ореол распространения нефрита по р. Витим ограничен с севера Муйской межгорной впадиной байкальского типа, а с юга – устьем р. Калар. Максимальной концентрации в аллювиальных отложениях обломочный нефрит достигает

в нижней части ореола (ниже устья р. Бамбуйка) и особенно в районе Большой косы. С поверхности последней собрано более 1 т высочайшего по качеству мелковалунного и галечного нефрита. Ореол распространения нефрита по р. Бамбуйка, включая и ее правый приток р. Буром, приурочен к отложениям речных кос и, фрагментарно, террасовым отложениям, которые обычно залегают на скальном основании. В приустьевой части р. Бамбуйка находки нефрита единичны [Кокунин, 2024].

Ореол распространения нефрита в бассейне р. Ципа имеет более сложное строение и отличается прерывистостью. В непосредственной близости от коренного источника – Кавоктинского месторождения – он устойчиво прослеживается по р. Кавокта на расстояние 30–35 км до субширотного участка русла. Далее на расстоянии более 100 км в аллювии встречаются единичные находки валунов и галек нефрита [Кокунин, 2024]. Здесь отметим, что впервые в бассейне р. Кавокта светлоокрашенный валун нефрита обнаружен в 1983 г. Ю.С. Вепревым, а позднее в русловых отложениях реки В.И. Струговым и В.Я. Беляевым оконтурен ореол распространения валунов нефрита [Гомбоев и др., 2017]. Нижнее течение р. Ципа обладает сложной конфигурацией русла из-за выходов базальтов; в расположенном здесь урочище Восьмерка на них тонким плащом залегают косовые валунно-галечные отложения нефрита. Кроме того, единичные находки валунов нефрита отмечены в верхнем течении р. Ципа, выше коренного Воймаканского проявления [Кокунин, 2024].

В приустьевой части р. Хойта, впадающей в Витим, концентрация нефрита в аллювиальных отложениях приурочена к Хойтинской косе и связана с близкорасположенным коренным источником – Хойтинским месторождением. При открытии этой косы на ее поверхности было собрано около 1 т высококачественного нефрита. К настоящему времени для Витимского нефритоносного района Хойтинская россыпь – единственный объект, изученный до глубины 1.5 м канавами. В результате выявлено устойчивое распространение нефрита в толще аллювия с содержаниями нефрита от 0.4 до 2.1 кг/м³, в среднем 1.2 кг/м³ [Кокунин, 2024].

Характерной особенностью россыпного нефрита является постоянное природное возобновление ресурсов нефритоносности после весеннего ледохода, паводка и ливневых дождей. С учетом морфологии и возраста некоторых речных долин в данном районе, помимо современных россыпей

нефрита, могут встречаться и погребенные россыпи, которые пока не изучались.

В целом аллювиальный нефрит бассейна р. Витим представлен преимущественно гальками и мелкими валунами весом от 100–200 г до нескольких десятков килограммов. Валуну весом 100 и более килограммов считают крупными и встречаются крайне редко. Максимальный по весу валун (около 800 кг) найден в верховьях р. Бамбуйка [Кокунин, 2024].

В 1993 г. планомерные специализированные геологоразведочные работы на светлоокрашенный нефрит прекратились. В дальнейшем они проводились sporadически недропользователями только в пределах небольших участков недр. К настоящему времени проявления россыпного аподоломитового нефрита не имеют отдельных лицензиатов на их геологическое изучение, хотя, например, значительные части русла р. Ципа вошли в лицензионные участки “Воймакан” и “Баунтовский-1, -2” для добычи нефрита. Ресурсы россыпного аподоломитового нефрита не оценивались.

Россыпной нефрит интенсивно несанкционированно обрабатывается с использованием техники (экскаваторы, бульдозеры), погружением водолазов в гидрокостюмах с аквалангами и последующей ручной разборкой каменного материала, несмотря на отдельные рейдовые мероприятия со стороны Управления экономической безопасности и противодействия коррупции МВД по Республике Бурятия и Управления Федеральной службы безопасности по Республике Бурятия. Иногда применяется отсеивание мелкого материала.

В отличие от россыпного аподоломитового нефрита, апосерпентинитовый нефрит образует крупные валуны, располагающиеся в речных долинах в непосредственной близости от коренных месторождений Восточно-Саянского и Джидинского нефритоносных районов (см. рис. 1), а также Полярного Урала [Кислов и др., 2023a; Kislov et al., 2023]. Поэтому для россыпей апосерпентинитового нефрита разведочные и добычные работы в основном совмещаются с разведкой и эксплуатацией коренного месторождения. Исключения — Болдокитское и Онотское месторождения россыпного апосерпентинитового нефрита.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В Витимском нефритоносном районе известны россыпи нефрита ледниково-аллювиального и аллювиального происхождения. К объекту

настоящего исследования относятся нефритовые гальки из аллювия р. Ципа (см. рис. 1), а их предполагаемым коренным источником является Кавоктинское месторождение (рис. 2), расположенное в 30 км выше по течению р. Кавокта — левого притока р. Ципа. Кавоктинское месторождение нефрита — крупнейшее месторождение аподоломитового нефрита Российской Федерации с запасами нефрита-сырца 4 648.58 т категорий C_1+C_2 (по состоянию на 1 января 2024 г.), из которых 1114.33 т приходятся на сортовой поделочный нефрит. Месторождение выделяется высоким качеством нефрита: повышенной блочностью, белой и светло-салатовой окраской, интенсивной просвечиваемостью, каемкой прокрашивания бурого (медового) оттенка, позволяющими вырезать разноцветные изделия [Кислов, 2024; Kislov, 2024].

Кавоктинское месторождение светлоокрашенного нефрита разведано в 1984–1993 гг. в бассейне верхнего течения р. Кавокта в составе двух участков: Прозрачный и Медвежий (см. рис. 2). В 2021 г. поставлены на баланс запасы Левобережного участка месторождения. На месторождении детально изучены вмещающие породы, исследованы вещественный состав и технологические характеристики нефрита. Район Кавоктинского месторождения сложен гранитами, лейкогранитами, диоритами позднепалеозойского витимканского комплекса. В гранитах встречаются ксеноблоки сложной формы, представленные метапесчаниками, кристаллическими сланцами, амфиболитами, доломитовыми мраморами. Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям [Гомбоев и др., 2017; Кислов, 2024; Kislov, 2024].

Продуктивная минерализация в виде кальцит-тремолитовых скарнов с мономинеральными обособлениями нефрита развита по периферии тел доломитовых мраморов на контакте с эпидотизированными амфиболитами, образуя нефритовые залежи с раздувами, пережимами, апофизами незначительных размеров крайне сложной морфологии. Нефрит в залежах образует гнезда, линзы, прослой, прожилки, обособления различного размера. Кальцит-тремолитовые скарны представляют собой белые, массивные, полосчатые или пятнистые, рассланцованные скрытокристаллические породы, сложенные агрегатом тонкозернистого, тонколучистого кальцита и волокнистого тремолита. Второстепенными минералами являются серпентин и рудные (до 2%). Промышленные залежи нефрита имеют четкие контакты с кальцит-тремолитовыми скарнами,

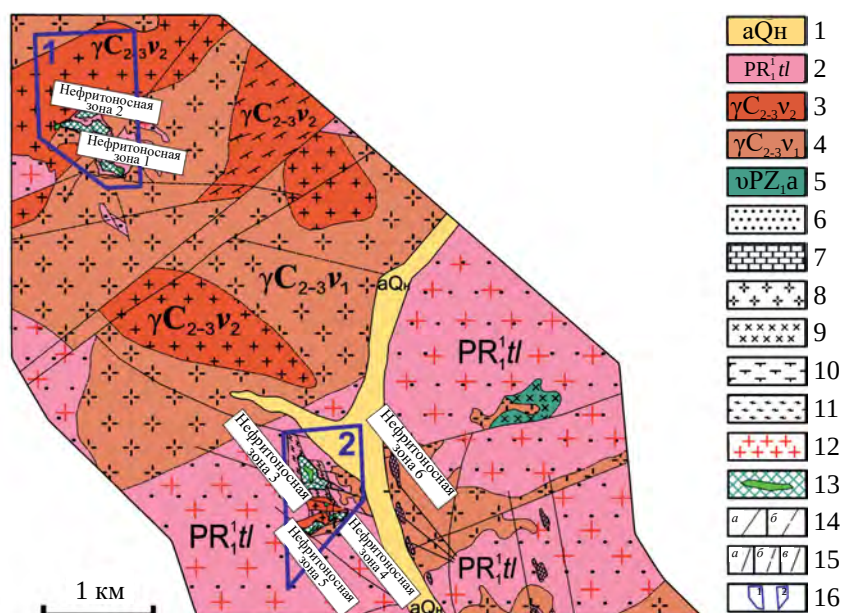


Рис. 2. Геологическая карта Кавоктинского месторождения (по материалам ООО “Забайкальское горнорудное предприятие” с изменениями и дополнениями).

1 — современные аллювиальные отложения: валуны, галечники, пески, суглинки, глины; 2 — талалинская толща (нижний протерозой): гнейсы и сланцы, амфиболиты, прослои мраморов, кварцитов, метапесчаников, скарны; 3 — витимканский комплекс интрузий, II-я фаза: лейкократовые, биотитовые граниты; 4 — витимканский комплекс интрузий, I-я фаза: граниты, гранодиориты, диориты, граносиениты, сиениты; 5 — атарханский комплекс интрузий: габбро, габбро-амфиболиты, диориты, амфиболиты; 6 — метапесчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, от массивных до полосчатых; 7 — мраморы доломитовые, кальцит-доломитовые белые; 8 — граниты порфировидные, биотитовые, биотит-роговообманковые; 9 — диориты; 10 — гнейсовидные граниты; 11 — амфиболиты; 12 — гранитизация; 13 — известковые скарны кальцит-тремолитового состава с залежами нефрита (вне масштаба); 14 — геологические границы: *a* — установленные, *b* — предполагаемые; 15 — тектонические нарушения: *a* — установленные, *b* — предполагаемые, *в* — под четвертичными отложениями; 16 — участки Кавоктинского месторождения: Прозрачный (1), Медвежий (2).

часто сопровождаются зеркалами и бороздами скольжения, по которым развивается длинноволокнистый тремолит. Кавоктинское месторождение представлено мелкими телами с резко изменчивой мощностью и весьма неравномерным распределением сырья [Гомбоев и др., 2017; Кислов, 2024; Kislov, 2024].

Одному из авторов статьи для проведения геммологической экспертизы были переданы около 300 галек, собранных при проведении геологоразведочных работ по р. Ципа. Из них были выбрано 30 галек для дальнейшего детального исследования. Отбор образцов проводился на основе визуального изучения. Приоритет отдавался образцам с четко выраженной каймой прокрашивания, указывающей на наличие нефрита в ядре, местами выступающего на внешнюю поверхность гальки. Все отобранные гальки распилены в Казанском федеральном университете, а наиболее контрастные по окраске ядра и каемки 6 галек использованы для проведения минералого-геохимических исследований. Ядра отобранных галек нефрита обладают разной окраской (от белой до

темно-зеленой и черной), каемки прокрашивания различаются по цветовым характеристикам и мощности. Гальки преимущественно эллипсоидальной формы, с размером длинной оси 60–100 мм, короткой — 38–75 мм (рис. 3).

Минеральный состав нефритовых галек определялся методом рентгеновской дифракции на порошковом дифрактометре PowDix600 в “ТатНИПИнефть” ПАО “Татнефть” (аналитик В.Р. Першина). Рентгеновские дифрактограммы получены отдельно для ядра и для каемки прокрашивания нефритовых галек. Расшифровка полученных дифрактограмм осуществлялась в программе Almaz.

Изучение химического состава галек проводилось одним из авторов на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе Merlin Carl Zeiss (Германия) в Казанском федеральном университете. Микроскоп оснащен спектрометром энергетической дисперсии AZtec X-Max (Oxford Instruments). Разрешение спектрометра 127 эВ. Съемка поверхности проводилась при

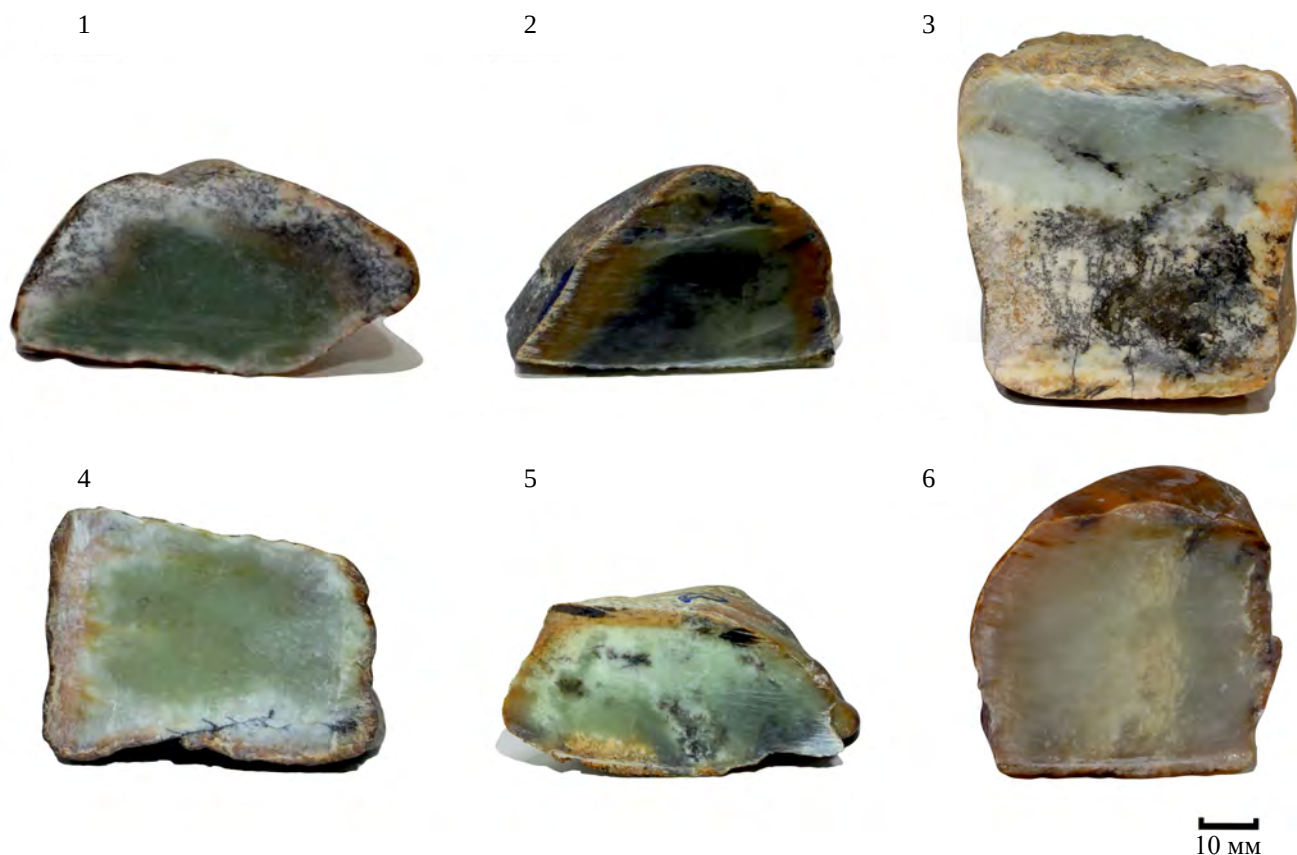


Рис. 3. Гальки аллювиального нефрита р. Ципа.
1–6 – номера образцов.

ускоряющем напряжении 20 кэВ, элементный анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кэВ и рабочем отрезке 9 мм. С помощью сканирующей электронной микроскопии по профилям геохимического картирования, ориентированным от каемки прокрашивания к центру гальки, суммарно получены 27800 точек-определений химического состава по 9 петрогенным (Si, O, Al, Fe, Mg, Ca, Mn, K, Na) элементам.

Микроэлементный анализ на 59 рассеянных и редкоземельных (РЗЭ) элементов выполнен методом ICP-MS отдельно для внешней и внутренней частей галек нефрита на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc ThermoFisher Scientific (Германия) в Казанском федеральном университете (аналитик К.Р. Миннебаев). Подготовка образцов заключалась в предварительном растворении в смеси кислот с использованием микроволновой системы разложения Mars 6 (SEM Corporation).

Математическая обработка результатов геохимических исследований осуществлялась с помощью программного пакета STATISTICA с

использованием методов базовой (среднее содержание, минимум, максимум, стандартное отклонение) и многомерной (кластерный анализ) статистики.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В минеральном составе аллювиальных галек нефрита р. Ципа преобладает тремолит (рис. 4). Его содержание в ядре составляет 82–89%, в каемке прокрашивания – 62–97% (табл. 1). Второстепенными (акцессорными) минералами в ядре россыпного нефрита являются хлорит, диопсид, флогопит, антигорит, а в каемке прокрашивания – хлорит, диопсид, флогопит, магнетит. По сравнению с коренным нефритом Кавоктинского месторождения, в котором встречаются более 20 минералов [Кислов, 2024; Kislov, 2024], россыпной нефрит р. Ципа содержит всего от 2 до 5 минералов (см. табл. 1). В нефрите расположенного значительно выше по течению р. Ципа Воймаканского месторождения также обнаружено 24 минерала [Кислов и др., 2024], но оно не

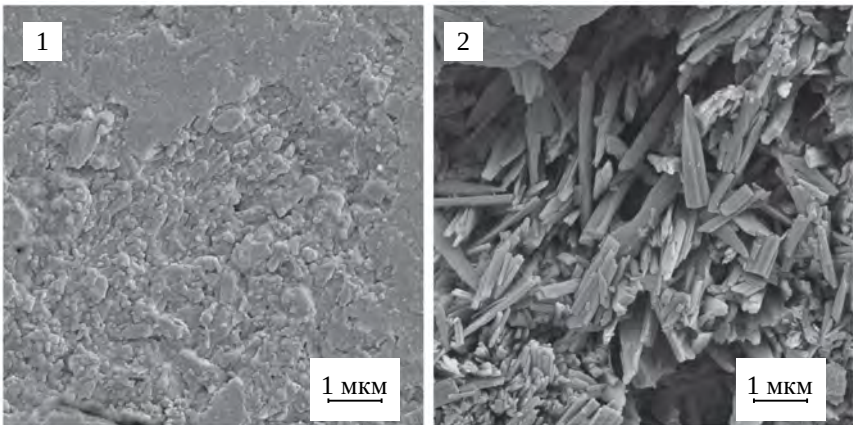


Рис. 4. Тремолит в ядре (1) и каемке прокрашивания (2) россыпного нефрита. Образец 2.

Таблица 1. Минеральный состав галек нефрита, % (по данным рентгенофазового анализа)

Номер образца	Часть гальки	Минералы					
		тремолит	диопсид	хлорит	флогопит	магнетит	антигорит
1	К	91	8	1	—	—	—
	Я	89	5	3	3	—	—
2	К	97	—	3	—	—	—
	Я	82	7	2	2	—	7
3	К	62	36	1	—	—	—
	Я	86	9	2	2	—	—
4	К	94	—	5	1	—	—
	Я	85	9	3	3	—	—
5	К	72	22	1	—	5	—
	Я	87	10	2	1	—	—
6	К	93	3	2	2	—	—
	Я	85	9	1	5	—	—

Примечание. Здесь и далее в таблицах: К – каемка прокрашивания, Я – ядро; прочерк – не обнаружено.

рассматривается в качестве коренного источника из-за большого расстояния – 40 км по прямой, и интенсивно проявленного оталькования нефрита. Возможно, при дальнейших исследованиях и увеличении выборки образцов количество обнаруженных минералов в нефритовых гальках может возрасти.

Содержания основных петрогенных элементов в ядре и в каемке прокрашивания галек нефрита р. Ципа составляют (в вес. %) соответственно: SiO₂ – 57.27–60.93 и 57.00–60.64; CaO – 13.36–17.16 и 13.19–20.44, MgO – 22.34–25.33 и 20.37–24.64 (табл. 2). Полученные результаты близки к содержаниям данных компонентов стандартного тремолита (SiO₂ – 59.17%, CaO – 13.80%, MgO – 24.81%), что подтверждается и

рентгено-фазовым анализом по россыпному нефриту (см. табл. 1).

Многомерный кластерный анализ четко выявил общие для ядра и каемки 3 группы элементов (Si – O; Ca – Mg; Al – Fe – Mn – K – Na), что подтверждает данные базовой статистики (рис. 5) и в целом свидетельствует о близости химического состава ядер и каемок прокрашивания в гальках нефрита. Отметим, что в каемке прокрашивания образца 3 выделяются всего 2 кластера элементов (Si – Ca – Mg и Al – Fe – Mn – K – Na), а кислород слабо связан с другими элементами. Исключением также является образец 6, в котором каемка существенно (в 4–5 раз) обеднена алюминием и калием относительно ядра (см. табл. 2). Возможно, что все эти отклонения

Таблица 2. Средний химический состав галек россыпного нефрита, вес. %

Компонент	Образец 1		Образец 2		Образец 3		Образец 4		Образец 5		Образец 6	
	Я	К	Я	К	Я	К	Я	К	Я	К	Я	К
SiO ₂	60.54	60.64	60.21	60.27	59.40	57.00	60.93	60.28	60.46	58.58	57.27	59.71
Al ₂ O ₃	0.48	0.46	0.39	0.47	0.35	0.62	0.40	0.45	0.41	0.41	2.41	0.60
FeO	0.73	0.79	0.60	0.77	0.29	0.42	0.31	0.94	0.63	0.65	0.33	0.29
MgO	22.89	23.00	23.52	23.42	22.34	20.37	24.53	24.64	25.33	22.94	23.50	23.71
CaO	14.93	14.60	14.71	14.58	17.16	20.44	13.36	13.19	12.71	16.93	14.62	15.09
Na ₂ O	0.13	0.13	0.14	0.11	0.15	0.21	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15
K ₂ O	0.12	0.13	0.22	0.18	0.12	0.10	0.14	0.16	0.15	0.10	1.53	0.28
MnO	0.19	0.23	0.21	0.20	0.19	0.83	0.18	0.19	0.16	0.24	0.20	0.17
N	1800	1800	1600	1600	3500	3500	1800	1800	2800	2800	2400	2400

Примечание. N – количество определений.

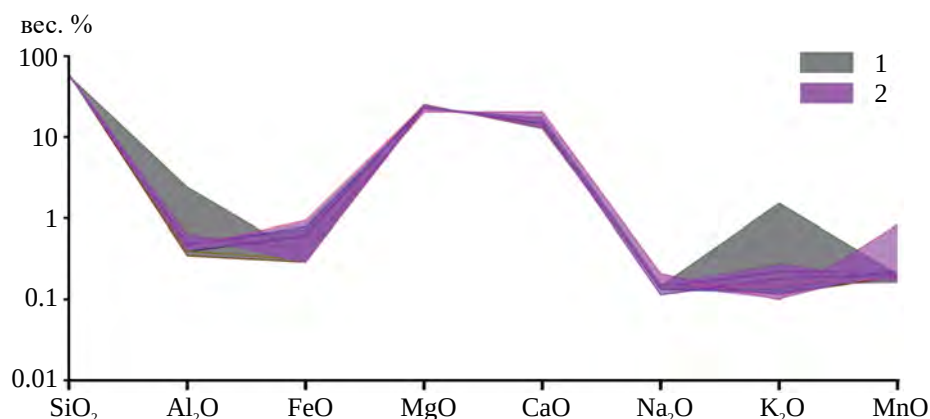


Рис. 5. Распределение содержаний петрогенных элементов в ядре (1) и каемке прокрашивания (2) галек россыпного нефрита.

связаны с продолжительным нахождением галек данных образцов в экзогенной среде.

Каемка прокрашивания образуется при нахождении обломочного нефрита в толще аллювия. Ее мощность и состав зависят от времени нахождения, состава вмещающих осадков и взаимодействующей с нефритом воды. В водном потоке каемка прокрашивания удаляется при механическом воздействии транспортируемого речным потоком материала на выступающие (выпуклые) части гальки и может сохраняться в западинах или трещинах. При повторном попадании гальки в толщу речных отложений формирование каемки прокрашивания возобновляется уже в других условиях. Сложность и разнообразие экзогенных процессов и агентов формирования каемки прокрашивания определяет ее структуру, состав и декоративные свойства.

В большинстве галек содержание железа и марганца повышается от ядра к каемке прокрашивания, что, по-видимому, связано с новообразованием в последней гидроксидов железа и марганца. Это подтверждает данные о существенном увеличении содержания трехвалентного железа при стабильном содержании двухвалентного железа в нефритах, подвергшихся экзогенным преобразованиям [Гомбоев и др., 2017].

Содержание микроэлементов в россыпном нефрите р. Ципа представлено в табл. 3. Анализ показал статистически значимые различия содержания рассеянных микроэлементов в ядре и каемке прокрашивания. В ядре концентрации большинства элементов (Ti, Cr, Rb, Sr, Y, Nb, Mo, Sn, Cs, Dy, Ho, Er, Ta, Pb, U) заметно выше, чем в каемке прокрашивания, в которой повышены содержания только Co и Ba – элементов, связанных с гидроксидами марганца.

Таблица 3. Содержание рассеянных элементов и РЗЭ в россыпном нефрите (ICP-MS), г/т

Элемент	Образец 1		Образец 2		Образец 3		Образец 4		Образец 5		Образец 6	
	Я	К	Я	К	Я	К	Я	К	Я	К	Я	К
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Li	2.58	0.81	1.22	1.71	6.26	9.73	1.51	0.81	6.08	9.38	6.57	2.77
Be	16.9	10.54	17.3	15.03	13.1	31.30	20.5	11.25	26.3	30.89	19.3	16.23
Sc	0.47	0.08	0.11	0.16	0.12	н.п.о.	0.12	0.04	0.16	0.16	0.43	0.35
Ti	139	95.35	85.1	77.51	47.0	12.44	33.2	32.34	39.2	31.49	41.4	25.61
V	27.9	23.01	8.79	10.27	5.31	14.85	8.77	7.69	8.85	10.37	13.9	9.59
Cr	10.2	3.70	4.32	3.83	18.4	8.60	5.86	3.39	12.2	10.28	6.17	4.98
Mn	627	1117	893	839.7	494	969.1	601	509.4	526	913.8	493	391.2
Co	1.78	3.08	0.56	0.80	0.76	1.27	0.76	1.44	1.20	3.44	1.51	0.99
Ni	30.6	12.96	11.0	12.24	14.1	16.85	12.5	18.87	13.6	13.73	13.5	12.02
Cu	27.6	21.18	24.5	22.7	28.8	25.1	24.8	19.55	25.9	26.34	24.0	22.68
Zn	174.	153.5	75.7	80.0	40.9	37.0	37.5	36.9	53.7	53.30	25.9	23.50
Ga	0.88	1.42	1.36	1.48	0.80	1.45	1.44	1.16	2.16	2.93	2.63	1.58
Ge	1.53	1.20	1.54	1.32	1.07	0.96	1.55	1.05	1.68	2.13	1.11	1.17
As	0.62	0.29	0.44	0.43	0.29	0.30	0.40	0.61	0.19	0.44	0.13	0.19
Se	н.п.о.	0.14	0.13	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.33	0.15	0.14	н.п.о.
Rb	5.86	2.69	13.8	14.10	2.41	1.75	9.86	8.86	15.1	3.54	26.4	10.74
Sr	8.99	4.26	8.95	7.75	7.12	4.01	14.4	10.39	4.17	4.41	8.56	3.99
Y	4.28	3.73	6.25	5.23	1.67	0.95	0.80	0.68	2.87	2.59	1.03	0.95
Zr	8.17	5.25	4.10	4.81	5.04	1.01	2.09	3.06	3.90	2.64	2.52	2.09
Nb	1.73	0.93	1.08	0.90	0.35	0.14	0.94	0.79	2.22	1.26	1.00	0.73
Mo	6.72	5.99	6.70	6.45	7.43	6.96	6.52	5.15	6.66	7.16	6.23	6.02
Cd	0.05	0.09	0.06	0.05	0.03	0.07	0.03	0.02	0.01	0.05	0.06	0.07
Sn	0.41	0.12	0.23	0.24	0.35	0.18	0.21	0.07	0.33	0.23	0.22	0.11
Sb	0.50	0.41	0.40	0.39	0.58	0.48	0.48	0.33	0.44	0.56	0.42	0.47
Cs	0.37	0.06	0.33	0.39	1.00	0.35	0.38	0.30	0.43	0.11	0.40	0.22
Ba	9.95	51.30	18.9	13.15	10.8	66.5	13.2	14.5	24.7	42.2	14.6	5.09
Hf	0.15	0.15	0.07	0.10	0.09	0.01	0.04	0.06	0.08	0.06	0.04	0.04
Ta	0.04	0.02	0.07	0.06	0.00	н.п.о.	0.02	0.02	0.12	0.07	н.п.о.	н.п.о.
W	0.20	0.10	н.п.о.	0.03	0.26	0.09	н.п.о.	н.п.о.	0.02	0.04	0.07	0.27
Tl	0.04	0.07	0.06	0.07	0.01	0.01	0.05	0.04	0.06	0.02	0.14	0.05
Pb	1.14	0.93	1.18	1.13	2.68	1.70	2.96	2.66	1.38	1.93	2.05	1.42
Th	0.21	0.44	0.05	0.05	0.09	0.03	0.14	0.29	0.22	0.17	0.01	0.04
U	0.92	0.82	1.19	1.09	0.57	0.43	0.81	0.70	0.94	0.87	0.39	0.40
La	6.72	28.30	16.61	19.08	2.07	8.78	8.95	7.18	43.67	38.46	15.78	9.19
Ce	6.25	23.03	10.36	11.60	2.25	4.66	5.99	5.17	21.57	21.31	11.31	6.28
Pr	4.63	9.63	5.73	6.15	1.47	2.86	2.85	2.83	9.55	9.15	5.98	3.76
Nd	4.21	5.68	3.84	4.33	1.44	2.02	2.04	2.05	5.50	5.27	4.42	2.77
Sm	2.64	2.29	2.08	2.16	0.86	0.87	1.14	1.20	2.10	2.60	1.70	1.37
Eu	0.96	0.65	0.56	0.58	0.68	0.64	0.32	0.32	0.89	0.74	0.69	0.58
Gd	1.46	1.37	1.44	1.68	0.77	0.69	0.61	0.63	1.45	1.48	1.00	0.81
Tb	1.07	1.23	1.72	1.62	0.60	0.37	0.51	0.43	1.13	1.14	0.60	0.52
Dy	1.32	1.23	1.83	1.74	0.74	0.35	0.37	0.38	1.14	1.10	0.57	0.49
Ho	1.76	1.49	2.11	1.84	0.73	0.34	0.28	0.27	1.22	0.97	0.49	0.42
Er	2.46	2.16	1.83	1.63	0.70	0.33	0.32	0.33	1.35	1.18	0.53	0.38
Tm	2.84	3.03	1.34	1.02	0.52	0.32	0.23	0.32	1.44	1.15	0.45	0.29
Yb	3.15	3.51	1.07	0.87	0.47	0.25	0.33	0.34	1.61	1.23	0.40	0.37
Lu	0.26	0.35	0.07	0.09	0.04	0.03	0.03	0.04	0.16	0.12	0.04	0.04

Примечание. н.п.о. — ниже предела обнаружения элемента.

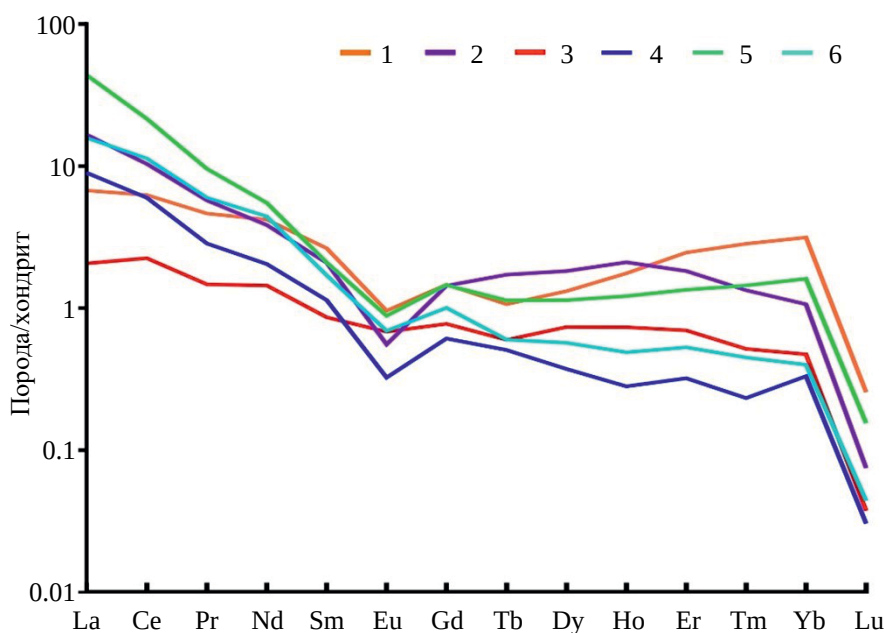


Рис. 6. Распределение PЗЭ в ядре россыпного нефрита. Нормировано по хондриту [McDonough, Sun, 1995].

Спайдер-диаграмма PЗЭ в образцах россыпного нефрита имеет отчетливо выраженный правосторонний наклон, что обусловлено повышенным содержанием легких PЗЭ (рис. 6). Небольшая отрицательная Eu-аномалия, возможно, указывает на восстановительную среду формирования коренного источника – нефрита Кавоктинского месторождения.

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ КОРЕННОГО И РОССЫПНОГО НЕФРИТА ВИТИМСКОГО НАГОРЬЯ

Аподоломитовый нефрит содержит меньше железа, чем апосерпентинитовый, т.к. последний обогащен железом за счет ультраосновных пород. Так, у первого типа нефрита значение отношения $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ составляет менее 0.06, тогда как у второго типа – обычно более 0.06 [Siqin et al., 2012]. Россыпной аподоломитовый нефрит р. Ципа характеризуется значениями данного отношения от 0.016 до 0.039, что указывает на его коренной источник – аподоломитовый нефрит. Отметим, что в тремолите отношение $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ составляет 0.9–1, а в актинолите – 0.5–0.9. Для россыпного аподоломитового нефрита р. Ципа значение $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ изменяется в небольших пределах (0.96–0.98) и соответствует основному минералу – тремолиту. В нефрите Кавоктинского месторождения содержание (в вес. %) FeO составляет 0.75, MgO – 23.14

[Сутурин и др., 2015]; последние исследования [Кислов, 2024; Kislov, 2024] показали следующие результаты (в вес. %): FeO – 0.16–0.22, MgO – 24.98–25.77. В россыпном нефрите р. Ципа содержание FeO в ядре изменяется (в вес. %) в диапазоне 0.29–0.73, MgO – 22.34–25.33; в камерке прокрашивания содержание (в вес. %) FeO составляет 0.29–0.94, MgO – 20.37–24.64 (см. табл. 2). Как видно, в россыпном нефрите, по сравнению с коренным нефритом, повышено содержание FeO, а содержание MgO приблизительно одинаковое.

Геохимические исследования позволили провести сравнение коренного и россыпного нефритов аподоломитового типа Витимского нагорья. Анализ химического состава ядер аллювиального нефрита р. Ципа и его предполагаемого коренного источника – аподоломитового нефрита Кавоктинского месторождения [Кислов и др., 2023б] показал общие тенденции в поведении петрогенных элементов (рис. 7). Это может являться подтверждением их генетической связи, а также тезиса о соответствии химического состава нефрита в ядерной (центральной) части аллювиальных галек и в коренном источнике. По сравнению с коренным нефритом, ядра аллювиальных галек обогащены алюминием, калием и марганцем (см. рис. 7). При этом марганца во всех образцах россыпного нефрита в десятки раз больше, чем в коренном нефрите.

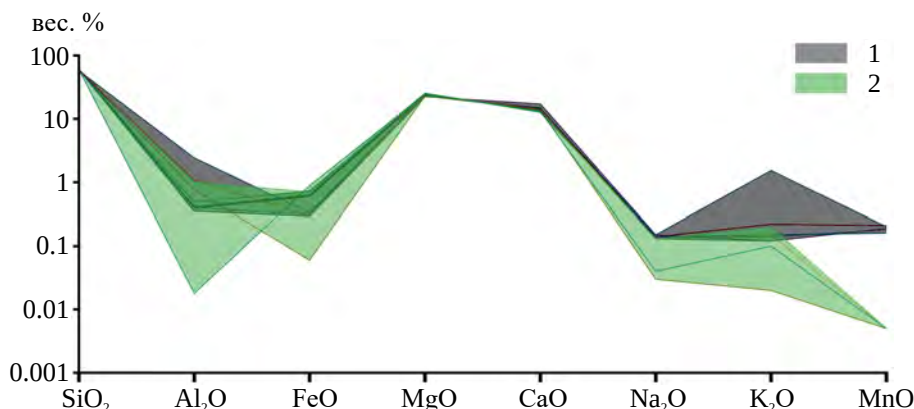


Рис. 7. Химический состав ядер россыпного нефрита р. Ципа (1) и коренного нефрита Кавоктинского месторождения (2), из работы [Гомбоев и др., 2017].

Величины содержания микроэлементов в россыпном нефрите р. Ципа и коренном нефрите Кавоктинского месторождения [Кислов и др., 2023б] близки и характеризуются общими закономерностями поведения (рис. 8а), что является еще одним подтверждением их генетического родства. При этом в россыпном нефрите повышено содержание Be, Ti, Cr, Rb, Y, Zr, Nb, Ba, Th, U, Cu, Zn, Sb, Ni, Ge, Mo, а в коренном — Li, Sc, Sr, Cs, W, As, Cd, Pb, Co, U и Pb. Ранее установлено [Liu Y. et al., 2011; Siqin et al., 2012], что величины содержания Cr, Ni, Co в нефрите можно использовать для выяснения генезиса нефрита. Так, в апосерпентинитовом нефрите содержание (в г/т) этих элементов изменяется в пределах: Cr — 900–2812, Ni — 958.7–1898, Co — 42–207; тогда как в аподоломитовом нефрите их концентрации на 1–2 порядка ниже: соответственно 2–179, 0.05–471, 0.5–10 [Liu et al., 2011; Siqin et al., 2012]. Подобный же вывод следует из данных атомно-эмиссионного спектрального анализа коренного аподоломитового нефрита Кавоктинского месторождения, где содержание Cr достигает 9 г/т, Ni — 8–9.5 г/т, Co — 6–9.8 г/т, а по данным метода ICP-MS (в г/т): Cr — 2.4–15, Ni — 6–11, Co — 4–6 [Кислов и др., 2023б]. В ядре россыпного нефрита р. Ципа содержится (в г/т): Cr — 4–18, Ni — 11–30 и Co — 0.5–1.8, а в каемке прокрашивания соответственно 3–10, 12–18 и 0.7–3.4 (см. табл. 3), что соответствует содержанию этих элементов в аподоломитовом нефрите коренного месторождения.

Характеристики РЗЭ также могут использоваться как индикатор аподоломитовой природы нефрита. Россыпной аподоломитовый нефрит р. Ципа характеризуется отрицательной европейской аномалией, правосторонним наклоном диаграммы распределения и незначительным содержанием РЗЭ. Апосерпентинитовый нефрит из

провинции Цинхай, Тайвань и месторождения Манас в Синьцзян-Уйгурском автономном округе КНР характеризуется значительно повышенным суммарным содержанием РЗЭ 2200–3000 г/т, U-образным профилем распределения РЗЭ и отчетливо выраженной положительной европейской аномалией, что отражает его происхождение за счет ультраосновных пород [Siqin et al., 2014]. Диаграммы распределения РЗЭ для россыпного нефрита р. Ципа и коренного нефрита Кавоктинского месторождения имеют общее сходство (см. рис. 8б). Сумма РЗЭ в ядре россыпного нефрита составляет 3.48–28.67 г/т, в каемке прокрашивания — 2.85–26.60 г/т, а в коренном нефрите всего 1.30–2.16 г/т. Таким образом, россыпной нефрит отличается повышенным содержанием РЗЭ относительно коренного нефрита, а тенденции распределения кривых РЗЭ в исследованных гальках указывают на аподоломитовое происхождение нефрита.

В ходе выполненных исследований и анализа полученных результатов впервые установлены диагностические критерии коренного и россыпного нефрита Витимского нагорья (табл. 4). Для коренного нефрита характерны разнообразные структуры агрегатов и широкий набор акцессорных минералов. Россыпной нефрит, в свою очередь, обладает приобретенной каемкой прокрашивания, мелкозернистостью ядра и характеризуется спутанно-волокнистой структурой, небольшим количеством акцессорных минералов, повышенным содержанием щелочей и РЗЭ. Каемка прокрашивания отличается среднезернистой структурой, в ней присутствуют новообразованные гидроксиды марганца и железа, существенно увеличивается содержание трехвалентного железа (Fe^{3+}), кобальта и бария.

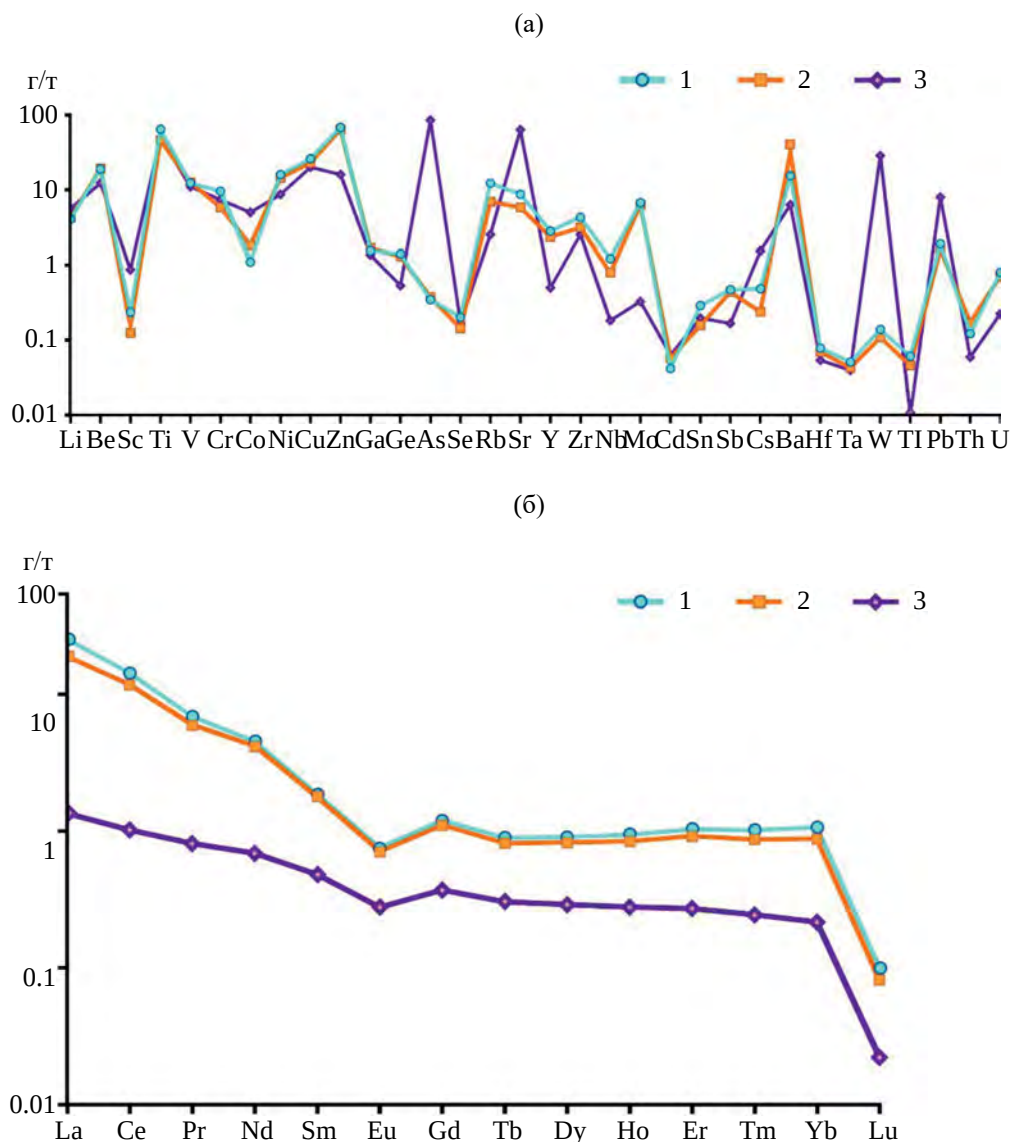


Рис. 8. Среднее содержание рассеянных элементов (а) и РЗЭ (б) в россыпном и коренном нефрите Витимского нагорья. 1 — ядро россыпного нефрита р. Ципа; 2 — каемка прокрашивания россыпного нефрита р. Ципа; 3 — коренной нефрит Кавоктинского месторождения, из работы [Кислов и др., 2023].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Россыпной нефрит относится к ювелирно-поделочному сырью высочайшего качества. Благодаря естественному обогащению в экзогенной среде образовались аллювиальные гальки практически мономинерального тремолитового состава. При водно-ледниковой транспортировке галек в четвертичный период и воздействии экзогенных процессов в пределах Витимского нагорья, нефрит подвергается интенсивным изменениям с образованием каемки прокрашивания. Небольшое количество аксессуарных минералов вместе с мелкозернистой структурой и разнообразием окраски ядра, развитой каемкой прокрашивания

с дендритами марганца формируют высокохудожественные и декоративные свойства россыпного нефрита с ядром ювелирного качества. Чем больше железа и марганца в коренном нефрите, тем более интенсивно проявлены вторичные преобразования на его поверхности. Содержание железа и марганца в большинстве образцов возрастает от ядра к каемке прокрашивания, что связано с образованием гидроксидов железа и марганца в процессах окисления в экзогенных условиях.

Впервые проведенные с помощью высокоточных методов исследования аллювиального нефрита р. Ципа Витимского нагорья позволили сделать следующие основные выводы.

Таблица 4. Диагностические признаки аподоломитового нефрита Витимского нагорья

Диагностические признаки		Нефрит			
		Коренной	Россыпной		
			ядро	каемка прокрашивания	
Минеральный	Главные минералы	Тремолит, актинолит, диопсид		Тремолит, диопсид	
	Акцессорные минералы	Форстерит, эпидот, доломит, хроммагнетит, титанит, скаполит, циркон, апатит, кальцит, флогопит, ангидрит, барит, галенит, молибденит, пирит, сфалерит, флюорит, шеелит, хлорит, серпентин и др.		Хлорит, флогопит, антигорит	Хлорит, флогопит, магнетит, гидроксиды Mn, Fe
Структурно-текстурный	Структура	Фибробластовая, микроволокнистая, спутанно-микроволокнистая, радиально-лучистая, петельчатая, реликтовая, псевдоморфная		Спутанно-волокнистая	Спутанно-волокнистая
	Текстура	Среднезернистая		Мелкозернистая	Среднезернистая
Геохимический	Макроэлементы	Fe ²⁺		Fe ²⁺	Fe ³⁺
		Эндогенное обогащение щелочными компонентами при метасоматозе		Эндогенное обогащение щелочными компонентами при метасоматозе	Экзогенное обогащение щелочными компонентами
	Микроэлементы	РЗЭ	Σ РЗЭ 1.30—2.16 г/т	Σ РЗЭ 2.85—28.67 г/т	
			Общие тенденции: отрицательная европиевая аномалия, правосторонний наклон кривых РЗЭ, умеренное обогащение легкими РЗЭ, пологий профиль распределения тяжелых РЗЭ		
		Рассеянные	Повышенное содержание Li, Sc, Sr, Cs, As, Cd, Pb, Co	Повышенное содержание Ti, Cr, Rb, Sr, Y, Nb, Mo, Sn, Cs, Dy, Ho, Er, Ta, Pb, U	Повышенное содержание Co, Ba, Mn
	Кластерные группы элементов	—		Si – O; Ca – Mg; Al – Fe – Mn – K –Na	

1) Получены первые данные о минеральном составе внутренней и внешней частей аллювиальных галек аподоломитового нефрита. Мелкозернистость преобладающего в их составе тремолита и небольшое количество акцессорных минералов являются основными характерными признаками высококачественного россыпного нефрита.

2) Выявлены особенности химического состава каёмок прокрашивания в нефритовых гальках и установлена генетическая связь россыпного нефрита с коренным нефритом Кавоктинского месторождения. Химический состав россыпного

и коренного нефрита характеризуется близкими величинами содержания Cr, Ni, Co, однотипными кривыми распределения РЗЭ с небольшой отрицательной Eu-аномалией.

3) Выработаны диагностические признаки для поисков и идентификации россыпного нефрита.

Проблема влияния экзогенной среды на образование декоративных разностей россыпного нефрита требует продолжения дальнейших высокоточных исследований для достоверной экспертной оценки данного вида ювелирно-поделочного сырья.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны НОЦ “Геотермохронологии” КФУ, МДЦ “Аналитическая микроскопия КФУ”, “ТатНИПИнефть” ПАО “Татнефть” за проведенные анализы. Выражаем искреннюю благодарность рецензенту за высказанные ценные замечания и предложения, которые позволили значительно улучшить рукопись статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Разбраковка образцов проведена по гранту Российского научного фонда № 22-27-20003, статья подготовлена в рамках бюджетного проекта ГИН СО РАН АААА-А21-121011390003-9.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бортников Н.С., Волков А.В., Лаломов А.В., Бочнева А.А., Иванова Ю.Н., Лаломов Д.А. Роль россыпных месторождений в обеспечении воспроизводства минерально-сырьевой базы дефицитных видов стратегического минерального сырья России на современном этапе // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2024. Т. 24. ES1012.

Гомбоев Д.М., Андросов П.В., Кислов Е.В. Кавоктинское месторождение светлоокрашенного нефрита: условия залегания и особенности вещественного состава // *Разведка и охрана недр*. 2017. № 9. С. 44–50.

Деревянко А.П., Тан Ч., Комиссаров С.А., Цзи П. Разные цвета нефрита // *Наука из первых рук*. 2019. № 2. С. 52–69.

Игнатов П.А., Хэн Ч. Типы россыпей нефрита Кунь-Луня и прилегающей Таримской депрессии Китая // *Известия вузов. Геология и разведка*. 2015. № 3. С. 26–34.

Кислов Е.В. Минерально-сырьевая база нефрита: проблемы и решения // *Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал* // *Материалы V Международной конференции*. Гремячинск: Бурятский государственный университет, 2017. С. 152–156.

Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Посохов В.Ф., Вантеев В.В. Нефрит месторождения Нырдовменшор, Полярный Урал // *Литосфера*. 2023а. № 2. С. 270–291.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-2-270-291>

Кислов Е.В., Худякова Л.И., Николаев А.Г. Отходы переработки аподоломитового нефрита и направление их использования // *Горные науки и технологии*. 2023б. Т. 8. № 2. С. 195–206.

Кислов Е.В., Гончарук И.С., Вантеев В.В. Минеральный состав и модель формирования аподоломитового нефрита Воймаканского месторождения, Средне-Витимская горная страна // *Литосфера*. 2024. Т. 24. № 4. С. 609–628.
<https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-609-628>

Кокунин М.В. Нефрит // *Цветные камни Трансбайкальского региона*. 2024. http://lavrovit.ru/?page_id=529 (дата обращения 04.11.2024)

Солоненко В.П. Цветные и поделочные камни Восточной Сибири // *Тр. Иркутского университета. Сер. геол.* 1959. Т. 14. № 4. С. 41–55.

Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефрита. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.

Jing Y., Liu Y. Genesis and mineralogical studies of zircons in the Alamas, Yurungkash and Karakash Rivers nephrite deposits, Western Kunlun, Xinjiang, China // *Ore Geology Reviews*. 2022. V. 149. P. 105087.

Kislov E.V. Kavokta Deposit, Middle Vitim Mountain country, Russia: composition and genesis of dolomite type nephrite // *Geosciences*. 2024. V. 14. P. 303

Kislov E.V., Popov M.P., Nurmukhametov F.M., Posokhov V.F., Vanteev V.V. Nyrdomenshor nephrite deposit, Polar Urals, Russia // *Minerals*. 2023. V. 13. P. 767.
<https://doi.org/10.3390/min13060767>

Liu Y., Deng J., Shi G.H. et al. Chemical zone of nephrite in Alamas, Xinjiang, China // *Resource Geology*. 2010. V. 60(3). P. 249–259.

Liu Y., Deng J., Shi G., Sun X., Yang L. Geochemistry and petrogenesis of placer nephrite from Hetian, Xinjiang, Northwest China // *Ore Geology Reviews*. 2011. V. 41(1). P. 122–132.

Liu Y., Deng J., Shi G. et al. Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 42(3). P. 440–451.

Liu Y., Zhang R., Zhang Zh. et al. Mineral inclusions and SHRIMP U-Pb dating of zircons from the Alamas nephrite and granodiorite: Implications for the genesis of a magnesian skarn deposit // *Lithos*. 2015. V. 212–215. P. 128–144.

Liu Y., Zhang R.-Q., Maituohuti A. et al. SHRIMP U-Pb zircon ages, mineral compositions and geochemistry of placer nephrite in the Yurungkash and Karakash River deposits, West Kunlun, Xinjiang, northwest China: implication for a magnesium skarn // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 72(1). P. 699–727.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.

Mustoe G.E. Pleistocene glacial transport of nephrite jade from British Columbia, Canada, to Coastal Washington State, USA // *Geosciences*. 2024. V. 14. P. 242.

Siqin B., Qian R., Zhou S.J., Gan F.X., Dong M., Hua Y.F. Glow discharge mass spectrometry studies on nephrite minerals formed by different metallogenic mechanisms and geological environments // *Int. J. Mass Spectrom.* 2012. V. 309. P. 206–211.

Zhang C., Yang F., Yu X., Liu J., Carranza E.J.M., Chi J., Zhang P. Spatial-temporal distribution, metallogenic mechanisms and genetic types of nephrite jade deposits in China // *Frontiers in Earth Science*. 2023. V. 11. P. 1047707.

Zheng F., Liu Y., Zhang H. The petrogeochemistry and zircon U-Pb age of nephrite placer deposition Xiuyan, Liaoning // *Rock and Mineral Analysis*. 2019. V 38(4). P. 438–448.

FIRST MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL DATA ON PLACER NEPHRITE OF THE VITIM HIGHLANDS, REPUBLIC OF BURYATIA

V. F. Sotnikova^{1,*}, R. Kh. Sungatullin^{1,**}, E. V. Kislov^{2,***}

¹ *Kazan Federal University, Kremlyovskaya str., 18, Kazan, 420008 Russia*

² *Dobretsov Geological Institute SB RAS, Sakhyanova str., 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia*

**e-mail: vasilina0917@gmail.com*

***e-mail: Rafael.Sungatullin@kpfu.ru*

****e-mail: evg-kislov@ya.ru*

The material composition of placer (alluvial) dolomite-related nephrite from the Tsipa River in the nephrite-bearing region of the Vitim Highlands has been examined. Initial data on the mineral composition of both the inner and outer zones of alluvial dolomite-related nephrite pebbles have been obtained. Placer nephrite is characterized by a developed staining rim, a small amount of accessory minerals, fine-grained texture, randomly fibrous structure, and elevated alkali content. Chemical composition features of the staining rim formed under exogenous conditions include the development of manganese and iron hydroxides, with a significant increase in Fe³⁺ content and elevated levels of Co and Ba. A genetic relationship has been established between the placer nephrite and its primary source, the nephrite from the Kavoktinskoe deposit. A comparison between primary and placer dolomite-type nephrite has led to the identification of diagnostic characteristics for conducting expert assessments.

Keywords: placer nephrite, pebble, staining rim, electron microscopy, X-ray diffraction, Vitim Highlands