

**ПЕРМСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОМОЛОНСКОГО  
МАССИВА: ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА  
(ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)**

***И.В. Брынько, Т.И. Михалицына, А.С. Бяков, И.Л. Ведерников***

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН,  
ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail [ibrynko@mail.ru](mailto:ibrynko@mail.ru)*

Поступила в редакцию 20 июня 2022 г.

Представлены результаты геохимического изучения петрогенных, редких и редкоземельных элементов пермских терригенных пород южной части Омолонского массива. Литохимические исследования показали, что отложения накапливались в условиях умеренно теплого климата с эпизодом некоторого похолодания. Омолонский бассейн имел нормальную соленость, в нем наблюдались периоды как оксидных, так и диоксидных обстановок. Интерпретация полученных данных свидетельствует, что отложения накапливались в бассейне, связанном с окраинно-континентальной островной дугой (Охотско-Тайгоская вулканическая дуга). Вероятными источниками сноса являлись вулканы основного и среднего состава дуги, а также кислые изверженные породы (вулканы кедонской серии) и метаморфические комплексы фундамента Омолонского массива.

**Ключевые слова:** пермь, геохимический состав, терригенные отложения, источники сноса, обстановки формирования, Омолонский массив, Северо-Восток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Омолонский массив (микроконтинент) является уникальным геологическим объектом, геодинамическая природа которого до сих пор дискуссионна. Именно здесь наиболее полно представлены разрезы пермских отложений, характеризующиеся пестротой и разнообразием пород – от терригенных и вулканогенных до карбонатных [15], мощность которых в пределах массива колеблется от 200 до 1500 м.

Стратиграфия и литологические особенности пермских образований рассматриваемой структуры достаточно детально описаны в коллективной монографии [8]. В то же время, вещественный состав пермских отложений массива и, в частности, их геохимические особенности остаются слабо изученными, несмотря на развитие современных методов геохимических исследований.

Изучение геохимических особенностей терригенных пород Омолонского массива имеет большое значение для получения объективной информации о составе источников сноса, определения условий седиментации и реконструкции геодинамической природы бассейна осадконакопления [16, 18, 23].

Основной целью работы является реконструкция обстановок пермского осадконакопления юго-восточной части Омолонского бассейна, основанная на всесторонней интерпретации полученных авторами новых геохимических данных. Каменный материал, послуживший основой статьи, отбирался из всех стратиграфических уровней с шагом опробования 1 м по мощности, для верхнегигинских отложений – 0.3 м. Объектами исследования были два разреза, являющиеся стратотипическими для пермских отложений Колымо-Омолонского региона – руч. Водопадный и р. Русская-Омолонская (рис. 1). Пермские отложения подразделяются здесь на джигдалинскую, омолонскую, гижигинскую и хивачскую свиты, представленные в основном терригенными и карбонатными породами.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ  
ИССЛЕДОВАНИЙ**

Омолонский массив входит в состав Яно-Колымского орогенного пояса. На севере он граничит с Олойско-Яракваамской, на юго-востоке и юго-западе – с Гижигинской и Сугойской складчатыми зонами, а на западе – с Приколымским блоком [19].



В геологическом строении массива выделяются дорифейский метаморфический фундамент, сложенный архейскими гранитизированными мигматит-гранулитами, и рифейско-мезозойский осадочный чехол, имеющий пестрый литологический состав [7].

Пермские отложения Омолонского массива входят в состав верхней части чехла и комплексно охарактеризованы в работе [8]. Нами проведено геохимическое изучение отложений джигдалинской, гижигинской и хивачской свит. Омолонская свита представлена колымиевыми известняками и поэтому в дальнейшем нами не рассматривается.

*Джигдалинская свита* (разрез по руч. Водопадному). Основание свиты и ее контакт с подстилающими отложениями в разрезе не наблюдаются, но известно, что она несогласно перекрывает кедонскую серию позднедевонских–раннекаменноугольных вулканитов [8]. Свита представлена преимущественно туфоалевролитами, в меньшей степени – туффитами и колымиевыми известняками. Возрастной диапазон свиты в стратотипе – верхняя часть коаргычанского–низы русско-омолонского горизонта (верхи артинского–низы роудского ярусов по Международной стратиграфической шкале (МСШ)) [5]. Видимая мощность свиты около 50 м.

*Гижигинская свита* (разрез р. Русская-Омолонская) несогласно залегает на подстилающей омолонской свите [8]. Свита сложена диамиктитами, туфоалевролитами, туффитами и туфовыми известняками. Соответствует гижигинскому региональному горизонту (кептенский ярус МСШ, согласно [5]). Мощность свиты в разрезе около 50 м.

*Хивачская свита* (разрез по руч. Водопадному) согласно залегает на породах гижигинской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями нижнего триаса. Свита представлена туфоалевролитами, в верхней части – колымиевыми известняками. Относится к хивачскому региональному горизонту (вучапинский – чансинский ярус МСШ, согласно [5]). Мощность 45 м.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для получения представительных геохимических данных пробы отбирали из наименее измененных вторичными преобразованиями пород. Пермские отложения были классифицированы как глинисто-алевролитовые.

*Определение петрогенных элементов* пород осуществлялось рентгенофлуоресцентным методом в ЦКП СВКНИИ ДВО РАН на приборе СРМ–25 (Спектрометр рентгеновский многоканальный; методика № 138–Х [11], аналитик В.И. Мануилова). Всего

**Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в пермских породах Омолонского массива.**

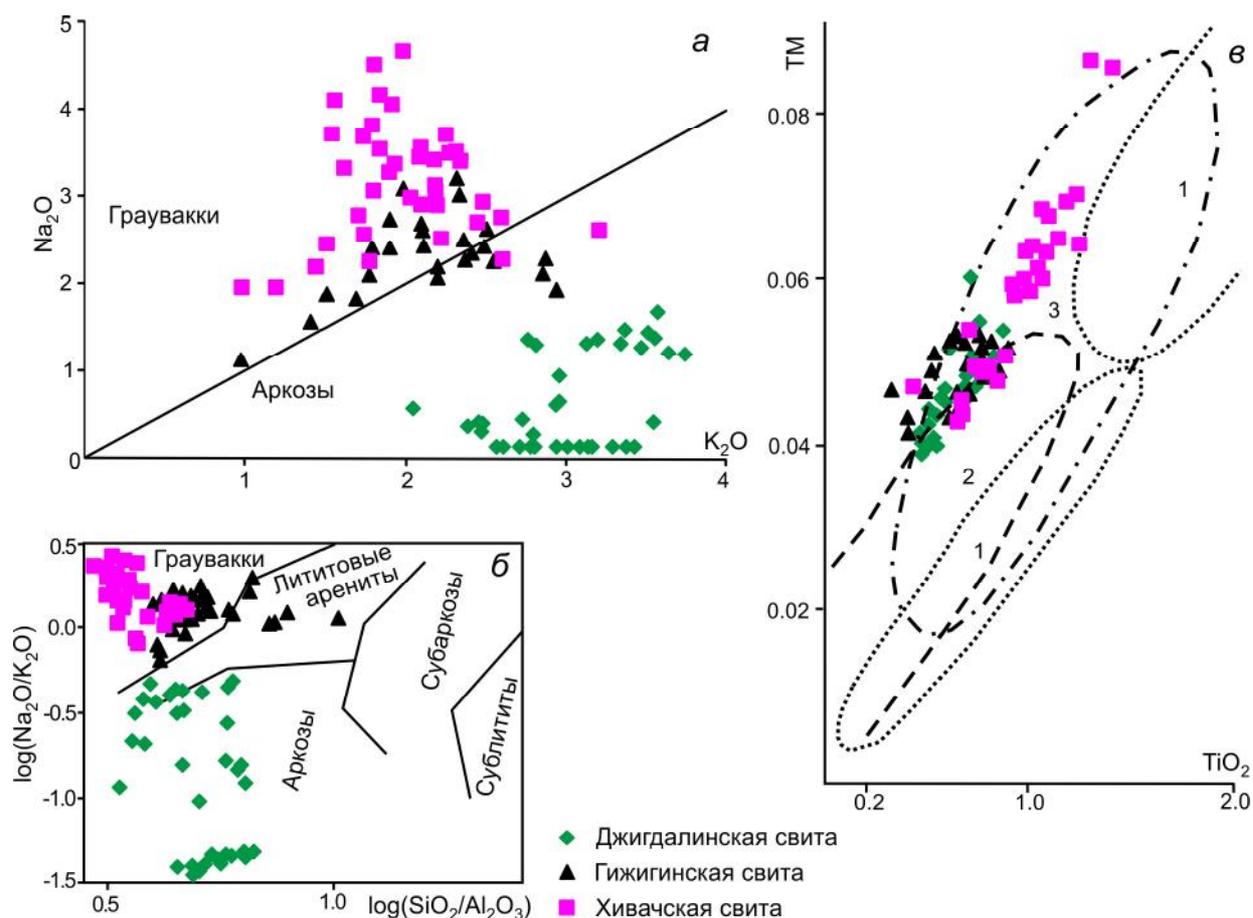
Оксиды, индекс	Джигдалинская свита	Гижигинская свита	Хивачская свита
	n – 40	n – 26	n – 42
SiO <sub>2</sub>	74.73–55.36 67.27	76.14–60.82 66.09	69.17–50.14 60.03
TiO <sub>2</sub>	0.89–0.47 0.64	0.82–0.41 0.66	1.41–0.50 0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.41–11.28 13.51	15.29–6.95 13.29	19.34–10.47 15.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	9.26–2.71 5.58	6.35–3.97 5.31	12.43–5.22 8.20
MnO	0.05–0.01 0.02	0.22–0.03 0.05	0.09–0.02 0.04
MgO	2.59–0.70 1.64	2.89–1.23 2.15	2.97–1.31 2.30
CaO	8.00–0.49 2.02	6.83–0.84 2.33	8.26–0.86 2.23
Na <sub>2</sub> O	1.67–<0.25 0.62	3.42–1.13 3.13	4.65–0.98 2.32
K <sub>2</sub> O	3.64–2.39 3.00	2.94–0.99 1.97	3.21–1.54 2.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23–0.05 0.12	0.23–0.03 0.17	0.33–0.18 0.10
п.п.п.	9.60–4.12 5.60	7.88–3.31 5.68	9.51–4.30 5.52
Сумма	100.01–99.89 99.98	100.6–99.95 100.0	100.01– 99.98 100.00
СИА	75.61–40.86 64.5	62.47–31.56 55.07	64.62–41.52 58.32

*Примечание.* n – количество проб. В числителе – максимальное и минимальное значения; в знаменателе – среднее содержание.

проанализировано 113 образцов. Анализ выполняют по следующей схеме: навеску анализируемого материала переводят в раствор сплавлением со смесью соды и буры, затем выщелачивают плав водой, осадок растворяют в соляной кислоте, раствор переносят в мерную колбу и берут для определения указанных элементов аликвотные части раствора [9].

Для аналитических исследований отбирался материал из всех стратиграфических уровней с шагом опробования 1 м по мощности; кроме верхнегижигинских отложений, где шаг опробования был 0.3 м. Всего было проанализировано 113 образцов (табл. 1).

Для изучения редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) использовали масс-спектрометр ELAN 9000 (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск), свидетельство о поверке № 75251260, действительно до 1 июля 2022 г. Стандарты: SCo-1 (глинистый сланец, международный) и ДВА (андезит, региональный), чувствительность прибора не ниже 0.001 г/т. При определении содержания элементов



**Рис. 2.** Классификационные диаграммы для терригенных пород Омолонского массива по: *a* – [13], *б* – [12], *в* – диаграмма  $\text{TiO}_2$ – $\text{TM}$  для разделения глинистых отложений [18].

Поля преобладающих типов глинистых отложений: 1 – каолиновые; 2 – существенно монтмориллонитовые; 3 – существенно гидрослюдистые.  $\text{TM}$  – титановый модуль ( $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

используется способ разложения пробы смесью азотной, фтористоводородной и хлорной кислот. Анализируемые растворы проб при помощи перистальтического насоса попадают в распылительную камеру масс-спектрометра, и в токе аргона образовавшаяся аэрозоль попадает в горелку, в которой происходит ионизация атомов; устанавливают оптимальный режим регистрации масс-спектрометров и измерений. Методика анализа проб – ПНД Ф 16.1:2.3:3.11-98 [9], аналитики А.В. Штарева, А.Ю. Петрова. Всего проанализировано 36 проб. Погрешность определения содержаний главных и примесных элементов составляет 2–10 %.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

При изучении содержания петрогенных элементов в свитах отмечается следующее (табл. 1): в джигдалинской свите наибольшее содержание  $\text{SiO}_2$  и аномально низкое  $\text{Na}_2\text{O}$ ; в хивачской – наибольшие

концентрации  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; гижигинская и джигдалинская свиты в целом похожи по своему составу.

Для классификации терригенных пород по породообразующим оксидам были применены диаграммы, основанные на соотношении в породе кварца, полевых шпатов и глинистых минералов, которые отражают состав пород в источнике сноса и их зрелость. В основу диаграмм  $\text{Na}_2\text{O}$ – $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 2, *a*) [13] и  $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  (рис. 2, *б*) [12] положены минералогические отличия: в граувакках преобладают  $\text{Na}$ -плагиоклазы, а в аркозах доминируют ортоклаз и микроклин. Граувакки и аркозы отражают различные области питания: аркозы являются продуктами разрушения гранитов, гранодиоритов и гнейсов, а для граувакк число возможных областей питания меньше, и они соответствуют вулканическим областям [10].

На приведенной классификационной диаграмме Ф. Петтиджона [12, 13] (рис. 2, *a, б*) фигуративные точки джигдалинской свиты попадают в поле арко-

зов; отложения характеризуются низким отношением  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  – от 0.04 до 0.49. Породы гижигинской свиты преимущественно занимают поле граувакк (отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  варьирует от 0.65 до 1.55) и частично относятся к лититовым ареникам. Отложения хивачской свиты в целом соответствуют грауваккам, здесь отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  существенно возрастает и колеблется от 0.82 до 2.63. Следует отметить рост отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  снизу вверх по разрезу. На диаграмме ТМ –  $\text{TiO}_2$  все рассматриваемые пермские отложения (рис. 2, в) относятся к существенно гидродлюдыстым разновидностям [18].

Результаты изучения содержаний редких и редкоземельных (REE) элементов в пермских породах Омолонского массива представлены в (табл. 2) и на рис. 3, где они нормированы по отношению к среднему постархейскому глинистому сланцу Австралии (PAAS) [17].

Суммарные содержания REE во всех изученных свитах варьируют в широком диапазоне: в джигдалинской – от 56.6 до 324.22; в гижигинской – от 45.99 до 381.99 и в хивачской – от 103.89 до 1199 г/т (табл. 2). По данным [17], сумма REE в глинистых сланцах и аргиллитах составляет в среднем около 160–180 г/т. Отклонение ее в сторону меньших или больших значений позволяет предполагать, что в источниках сноса преобладали основные или кислые породы, соответственно [17].

При сравнении содержания редких и редкоземельных элементов в пермских отложениях и глинистых сланцах земной коры (кларк (Кл.) (табл. 2), следует – первые обогащены халкофильными элементами. Во всех образцах установлены повышенные концентрации: Sr до 1680 (г/т), (Кл. – 330 г/т). Наиболее высокие содержания Sc, V, Cr, Zn, Mo отмечаются в отложениях хивачской свиты. Повышенные концентрации Y – в джигдалинской и хивачской свитах; Ba – в гижигинской и также хивачской. Такие высокие содержания могут свидетельствовать о наличии пирокластике основного состава среди пермских отложений, что подтверждено изучением пород в шлифах.

Относительно PAAS (рис. 3) в изученных свитах только Sr находится в содержании, превышающем этот показатель более чем в 1.5 раза. Кроме того, в породах хивачской свиты также отмечается незначительное превышение концентраций таких элементов как: Sc, V, Zn, Sr, Mo, U и Ba ( $8.7 \times \text{PAAS}$ ), обусловленное его единичным ураганным содержанием. Содержание остальных микроэлементов либо близки значениям PAAS, либо ниже их.

*Распределение редкоземельных элементов (REE).* Для графического представления результатов применялось нормирование как по хондриту, так и по PAAS

[17]. Аномалии Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ) и Ce ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*$ ) рассчитывались по формулам  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N \times (\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}$  [17];  $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N \times (0.5 \times (\text{La}_N + \text{Pr}_N))$  [29].

В основе реконструкции условий осадкообразования лежит представление о различных формах миграции REE (взвесь, растворенное вещество, сорбированный комплекс), что приводит к фракционированию лантаноидов на первоначальном профиле седиментации [16]: в центральных частях бассейнов преимущественно накапливаются тяжелые REE совместно с иттрием, в прибрежных условиях – легкие. Основными факторами, контролирующими накопление в этих обстановках лантаноидов, являются терригенная составляющая и морская вода (или раствор).

По величине отношения легких лантаноидов к тяжелым (LREE/HREE) наиболее значительны колебания в отложениях хивачской свиты – от 4.13 до 13.02. Значительно меньший диапазон изменений отношений LREE/HREE отмечается в породах джигдалинской свиты – от 3.00 до 6.78 г/т и умеренный – гижигинской – 3.61 до 11.87 г/т. По данным С.Р. Тейлора и С.М. Мак-Леннана [17], значения LREE/HREE выше 8 характеризуют сиалический состав материнских пород и, соответственно, более низкие – мафический состав материала, поступавшего в бассейн осадконакопления.

Спектры распределения REE, нормализованные по составу хондрита, в большинстве проб пермских пород однотипны (рис. 4). Характеризуются нормальными трендами распределения и пологим спектром HREE, близким к среднему составу континентальной коры (PAAS) (рис. 4). Породы джигдалинской и гижигинской свит по сравнению с PAAS в среднем незначительно обеднены лантаноидами [30]. В отложениях хивачской и некоторых образцах джигдалинской и гижигинской свит (рис. 4) большинство лантаноидов находятся в превышающих, либо равных с PAAS концентрациях, что, вероятно, объясняется значительным количеством примеси пирокластического материала среднего и основного состава.

Для спектров распределения REE в изученных отложениях характерно обеднение европием и достаточно отчетливо выраженная отрицательная европиевая аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ) (табл. 2). Наиболее низкие ее значения установлены в породах джигдалинской свиты ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.22$ ), что свидетельствует о преобладании  $\text{Eu}^{3+}$  и об относительно окислительных условиях при их формировании. Установленные вариации значений  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в большинстве проб гижигинской и хивачской свит свидетельствует о слабо восстановительных условиях осадконакопления. Считается, что отрицательная Eu аномалия, как правило, характерна

Таблица 2. Содержание (г/т) микроэлементов и редкоземельных элементов в пермских отложениях Омолонского массива.

Элемент	Джигдалинская свита	Гижигинская свита	Хивачская свита	РААС [17]	Кларк [17]
	n – 13	n – 13	n – 10		
Li	<u>7.04–56.80</u> 36.90	<u>24.54–45.80</u> 31.00	<u>25.60–76.10</u> 45.92	75	6.9
Sc	<u>10.93–16.04</u> 12.59	<u>8.21–18.55</u> 13.08	<u>16.18–21.26</u> 18.73	15	Нет данных
V	<u>68.45–90.87</u> 78.21	<u>66.02–132.09</u> 95.61	<u>179.68–247.97</u> 211.33	150	19
Cr	<u>19.39–29.99</u> 25.38	<u>10.93–25.73</u> 18.57	<u>78.26–118.54</u> 101.75	110	11
Co	<u>1.17–13.21</u> 6.26	<u>2.94–21.80</u> 11.66	<u>4.67–25.40</u> 16.88	23	1.6
Ni	<u>1.93–25.14</u> 9.25	<u>3.23–25.00</u> 11.24	<u>19.42–89.1</u> 31.66	55	12
Cu	<u>2.41–47.37</u> 18.35	<u>10.40–37.09</u> 21.16	<u>12.50–64.70</u> 38.72	50	6.8
Zn	<u>45.20–144.00</u> 82.93	<u>15.90–145.00</u> 77.04	<u>62.20–249.00</u> 126.75	85	22
Rb	<u>56.19–79.78</u> 68.12	<u>22.52–65.28</u> 48.43	<u>36.57–60.30</u> 48.25	160	Нет данных
Sr	<u>112.0–443.00</u> 324.77	<u>175.82–755.58</u> 368.74	<u>153.00–1680</u> 443.16	200	540
Y	<u>14.66–96.4</u> 36.74	<u>9.46–39</u> 18.94	<u>17.7–42.9</u> 76.00		Нет данных
Zr	<u>53.56–65.44</u> 59.23	<u>48.11–106.55</u> 77.59	<u>47.12–57.60</u> 52.20	210	20
Nb	<u>2.79–3.32</u> 3.00	<u>2.95–6.39</u> 4.94	<u>4.31–4.70</u> 4.50	19	0.3
Mo	<u>0.26–4.63</u> 1.10	<u>0.12–1.02</u> 0.48	<u>0.72–18.8</u> 3.44	1	0.5
Sn	<u>0.82–23.20</u> 2.88	<u>0.51–1.76</u> 1.13	<u>0.86–2.08</u> 1.45	4	Нет данных
Ba	<u>50.10–296.0</u> 112.69	<u>168.0–6168.7</u> 755.88	<u>151.1–53500</u> 5650.24	650	53
La	<u>6.67–74.90</u> 22.75	<u>7.99–71.40</u> 20.11	<u>23.70–157.00</u> 62.01	38.2	5
Ce	<u>18.44–118.00</u> 44.82	<u>15.80–174.00</u> 46.01	<u>40.00–348.00</u> 173.91	79.6	1
Pr	<u>2.43–13.5</u> 5.46	<u>1.84–17.40</u> 5.54	<u>4.71–58.20</u> 18.83	8.83	1.2
Nd	<u>10.79–42.90</u> 21.15	<u>6.36–72.10</u> 21.58	<u>19.10–295.00</u> 82.49	33.9	1.5
Sm	<u>3.21–12.30</u> 5.46	<u>2.05–14.20</u> 4.69	<u>6.62–26.20</u> 18.89	5.55	1.2
Eu	<u>0.72–3.46</u> 1.45	<u>0.55–2.75</u> 1.14	<u>0.69–18.90</u> 4.00	1.08	0.2
Gd	<u>3.33–11.80</u> 5.56	<u>2.08–11.50</u> 4.64	<u>2.77–69.20</u> 15.90	4.66	0.99
Tb	<u>0.55–2.18</u> 0.99	<u>0.34–1.62</u> 0.69	<u>0.51–12.10</u> 2.50	0.774	0.17
Dy	<u>2.85–16.70</u> 6.31	<u>1.88–7.58</u> 3.76	<u>2.88–66.30</u> 13.18	4.68	0.75
Ho	<u>0.55–3.57</u> 1.37	<u>0.39–1.41</u> 0.76	<u>0.59–13.80</u> 2.64	0.991	0.23
Er	<u>1.43–10.80</u> 3.91	<u>1.12–3.65</u> 2.10	<u>1.90–37.10</u> 6.94	2.85	0.47

Таблица 2. (Окончание).

Элемент	Джигдалинская свита	Гижигинская свита	Хивачская свита	РААС [17]	Кларк [17]
	n – 13	n – 13	n – 10		
Tm	<u>0.19–1.55</u> 0.56	<u>0.17–0.49</u> 0.31	<u>0.24–4.58</u> 0.91	0.405	0.27
Yb	<u>1.20–14.60</u> 4.50	<u>1.14–3.93</u> 2.11	<u>1.49–27.10</u> 5.66	2.82	0.35
Lu	<u>0.18–2.09</u> 0.63	<u>0.17–0.59</u> 0.31	<u>0.22–3.49</u> 0.75	0.43	0.17
Hf	<u>1.72–1.92</u> 1.83	<u>1.28–2.80</u> 2.09	<u>1.57–1.73</u> 1.63	5	0.35
Pb	<u>1.06–7.19</u> 4.30	<u>1.68–12.55</u> 7.03	<u>4.78–12.20</u> 8.64	20	нет данных
Th	<u>0.68–3.54</u> 1.95	<u>1.16–5.04</u> 3.37	<u>2.27–8.80</u> 4.49	14.6	1.8
U	<u>0.60–2.37</u> 1.33	<u>0.39–1.69</u> 0.82	<u>0.52–44.00</u> 5.74	3.1	2.3
Sr/Ba	<u>0.54–10.71</u> 3.71	<u>0.12–2.06</u> 1.13	<u>0.03–2.06</u> 1.13	–	–
$\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$	<u>1.21–2.67</u> 1.75	<u>1.52–5.13</u> 2.72	<u>1.46–5.40</u> 4.10	–	–
$\Sigma\text{REE}$	<u>56.6–324.22</u> 124.97	<u>45.99–381.49</u> 113.76	<u>103.86–1199</u> 408.62	–	–
LREE/HREE	<u>3.00–6.78</u> 4.40	<u>3.61–11.87</u> 6.21	<u>4.13–13.02</u> 9.60	–	–
Ce/Ce*	<u>0.92–3.99</u> 2.15	<u>0.86–1.14</u> 0.98	<u>0.84–1.5845</u> 1.18	–	–
Eu/Eu*	<u>0.22–0.94</u> 0.77	<u>0.66–0.94</u> 0.77	<u>0.62–0.94</u> 0.72	–	–
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	<u>2.07–9.51</u> 4.75	<u>2.81–15.92</u> 6.13	<u>3.91–18.25</u> 10.38	–	–

Примечание. n – количество проб. В числителе – максимальное и минимальное содержание, в знаменателе – среднее содержание.

для верхней части континентальной коры, положительная – для нижней коры и верхней мантии. Рост аномалии в терригенных породах может указывать на магматогенный источник основного состава REE [10].

Цериевая аномалия Ce/Ce\*, по мнению Р.В. Мюррея и его соавторов [29], может служить инструментом для реконструкции тектонических обстановок формирования осадочных отложений. Установлено, что в отложениях близспрединговых зон (в пределах 400 км) величина Ce/Ce\* составляет около 0.25–0.3; на удалении от срединно-океанического хребта до 2500–3000 км – Ce/Ce\* в осадках повышается до 0.55–0.6. Образование окраинно-континентальных (шельфовых) обстановок (удаление от спрединга более 3000 км) характеризуются отсутствием или незначительными аномалиями (Ce/Ce\* около 0.90–1.30) [29].

Характер распределения цериевой аномалии в отложениях перми следующий. Породы джигдалинской свиты характеризуются положительной аномалией либо ее отсутствием (Ce/Ce\* от 0.92 до 3.99, в

среднем 2.15). В отложениях гижигинской (Ce/Ce\* от 0.86 до 1.14, среднее 0.98) и хивачской (Ce/Ce\* от 0.84 до 1.45, среднее 1.18) свит вариации значений аномалии не столь значительны. В целом, в среднем по свитам величины аномалии находятся в пределах 2.15–0.98, что характерно для окраинно-континентальных обстановок осадконакопления.

*Реконструкция условий осадконакопления.* Интенсивность процессов преобразования исходных пород на водосборах, и в какой-то мере, и климат также могут быть оценены по валовому химическому составу пород [14]. Для оценки палеоклимата нами использован индекс химического выветривания CIA, определяемый соотношением  $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$  [31]. В качестве критерия для разграничения отложений, формирующихся в условиях теплого и холодного климата, а также сильного и слабого выветривания, принято считать значение индекса CIA, равное 70 [31]. Невыветрелые породы характеризуются значениями око-

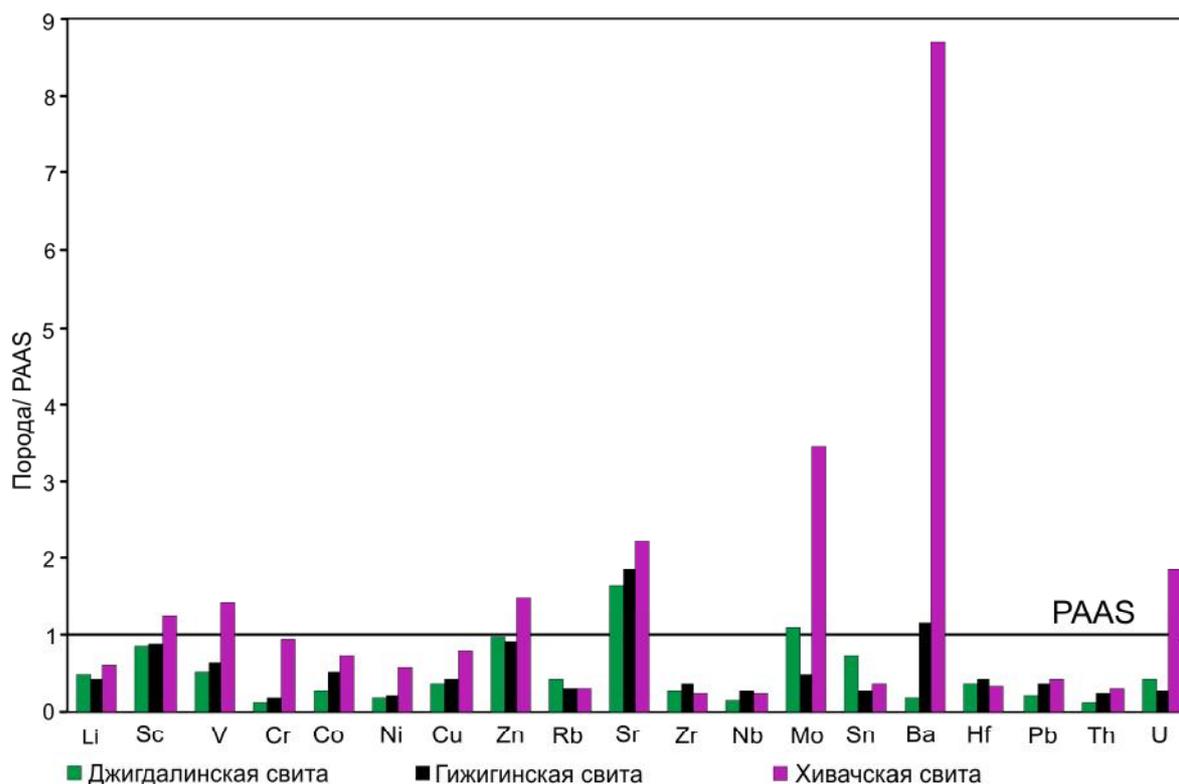


Рис. 3. Среднее содержание микроэлементов, нормированных на PAAS [17], в отложениях джигдалинской, гижигинской и хивачской свит.

до 50, тогда как для сильно выветрелых этот индекс стремится к 100.

Индекс CIA для пород джигдалинской свиты колеблется от 40.8 до 75.6 (среднее 64.5), для отложений гижигинской свиты – от 31.6 до 62.5 (среднее 55.1), а для пород хивачской свиты – от 41.5 до 64.6 (среднее 58.3) (табл. 1). Отложения всех свит характеризуются низкими значениями индекса, что свидетельствует о преобладании в составе источников сноса сравнительно «свежих», относительно недавно выведенных на поверхность материнских пород.

В дополнении к CIA, в целях установления фациальных условий осадконакопления, был рассмотрен коэффициент  $\sum Ce / \sum Y$ , также отражающий интенсивность процессов выветривания. При гумидном типе литогенеза более интенсивно разрушаются полевые шпаты и аксессуарные минералы, содержащие лантаноиды цериевой группы, что приводит к увеличению этого отношения; в аридном климате отношение  $\sum Ce / \sum Y$  уменьшается [1]. В отличие от ранее предложенных числовых значений, характеризующих типы литогенеза [1], В.А. Шатров [21] предлагает несколько иные значения рассматриваемого коэффициента:  $< 2.5$  – аридный тип;  $2.5-4$  – семигумидный-семиаридный;  $> 4$  – гумидный. Согласно полученным

нами данным, отложения джигдалинской свиты формировались в условиях аридного климата ( $\sum Ce / \sum Y = 1.8$ ); гижигинской – семиаридного-семигумидного ( $\sum Ce / \sum Y = 2.7$ ); хивачской – гумидного ( $\sum Ce / \sum Y = 4.1$ ) (табл. 2).

Важным палеогеографическим показателем является палеосоленость бассейна осадконакопления. Одним из ее индикаторов служит отношение Sr/Ba, поскольку при интенсивном химическом выветривании Ba и Sr совместно мигрируют до попадания в морской водоем, затем в прибрежных водах Ba связывается с  $SO_4$  и выпадает в осадок, а стронций продолжает мигрировать в более удаленные части бассейна. Его осаждение начинается лишь при концентрации солей в морской воде около 15 ‰ [10]. Следовательно, по соотношению Sr/Ba в осадках одного возраста (горизонта) можно проследить переход от пресноводных ( $Sr/Ba < 1$ ) отложений к морским ( $Sr/Ba > 1$ ). Судя по отношению Sr/Ba, в целом бассейн имел нормальную соленость (табл. 2), но в начале гижигинского и в конце хивачского времени могли быть некоторые эпизоды опреснения.

Существенное значение при формировании осадочных пород имеет редокс-обстановка седиментационного бассейна. В качестве показателей окис-

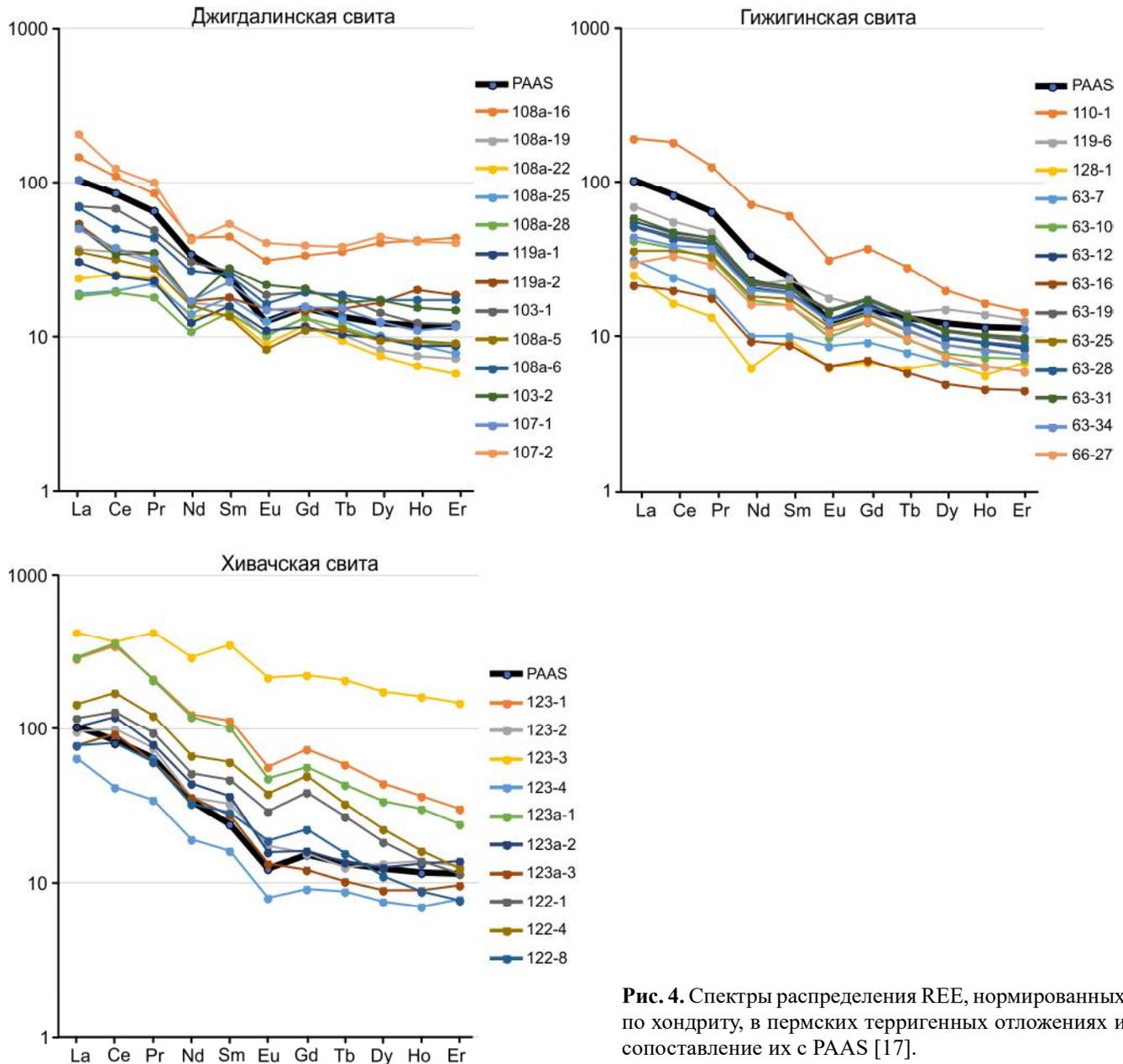


Рис. 4. Спектры распределения REE, нормированных по хондриту, в пермских терригенных отложениях и сопоставление их с PAAS [17].

лительно-восстановительных условий для пермских отложений нами использованы геохимические индексы Mo/Mn (0.01), V/Cr (4.0), U/Th (0.75), V/(V+Ni) (0.65) (рис. 5). В скобках указаны пограничные значения кислородных и бескислородных обстановок [10, 20, 26, 27].

Так, согласно значениям коэффициента Mo/Mn следует, что только в ранне-среднегжигинское время отложения формировались в кислородных обстановках. Обратный результат получен по индексу V/Cr, где в джигдалинское, раннегжигинское и хивачское время обстановки являлись кислородными. По отношению V/(V+Ni) в пермское время в придонной

части бассейна существовали только бескислородные обстановки, а по U/Th – преимущественно кислородные.

Следует отметить, что полученные данные свидетельствуют о нестабильности редокс-обстановок в придонной части Омолонского бассейна, однако присутствие донной фауны в некоторых слоях (рис. 5) отражает кислородные условия, в связи с чем вопрос о редокс-обстановке рассматриваемой части Омолонского бассейна в перми остается дискуссионным.

*Источники сноса.* Для выявления тектонического типа и уточнения петрографического состава пород

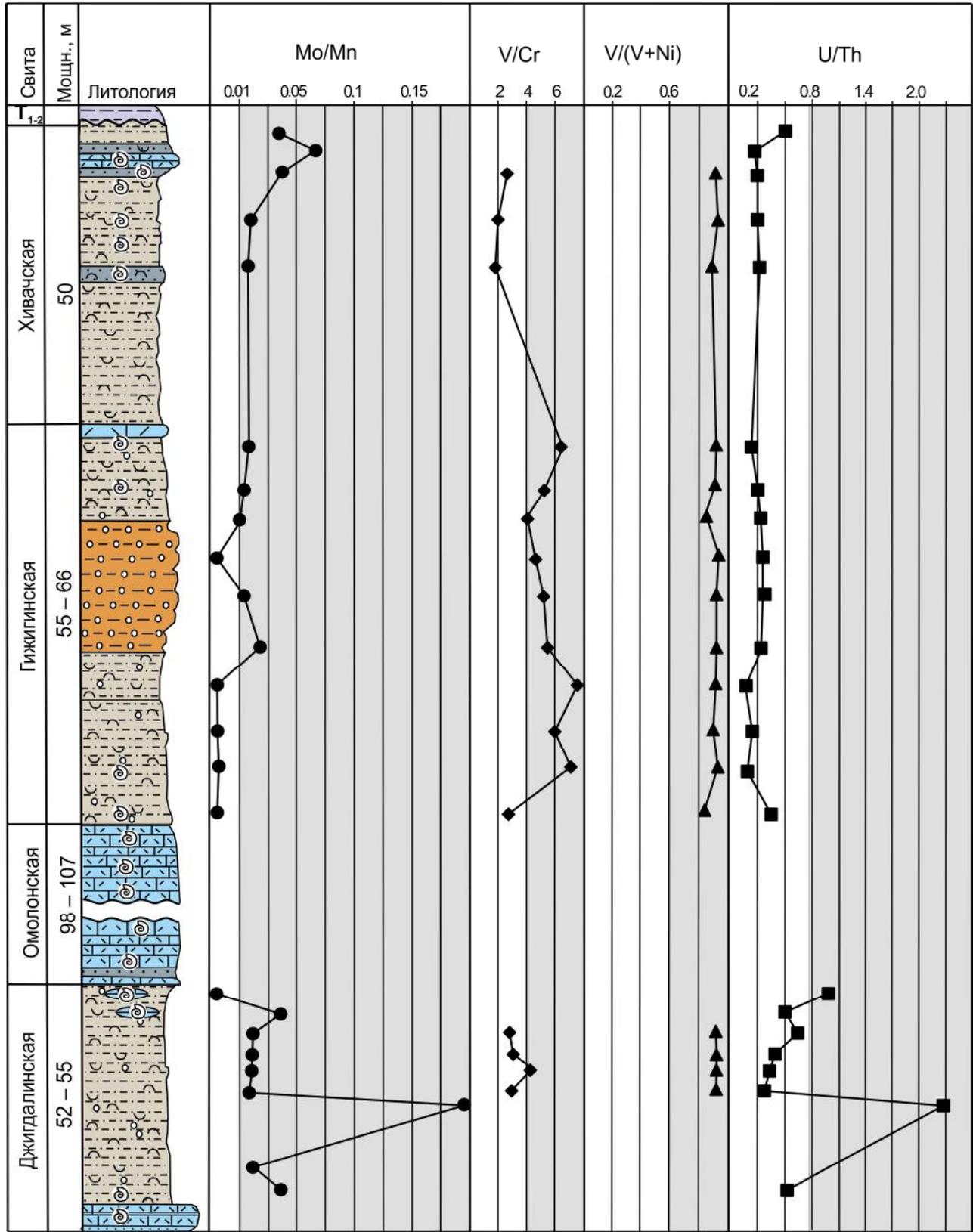


Рис. 5. Вариации изменений геохимических индексов на сводном пермском разрезе. Серым цветом выделены бескислородные условия. Условные обозначения литологии см. рис. 1.

питающих провинций был использован ряд дискриминантных диаграмм (рис. 6): DF1–DF2 [32], Nb/Y–Zr/TiO<sub>2</sub> [33], La/Sc–Th/Co [25], Th/Sc–Zr/Sc [28].

На диаграмме DF1–DF2 [32], отражающей состав источников сноса, фигуративные точки отложенной джигдалинской и гижигинской свит преимущественно группируются в полях «средних и кислых изверженных пород», незначительная часть образцов джигдалинской свиты попала в группу «обогащенных кварцем осадочных пород»; точки хивачской свиты занимают поле «средние изверженные породы» (рис. 6, а).

Расположение фигуративных точек джигдалинской и гижигинской свит на парной диаграмме La/Sc – Th/Co [25] (рис. 6, з) свидетельствует об их формировании за счет разрушения пород кислого состава, а точки хивачской свиты тяготеют к полю значений, характерных для пород, формировавшихся за счет источников как основного, так и кислого состава.

На диаграмме соотношения Nb/Y – Zr/TiO<sub>2</sub> [33] (рис. 6, в) фигуративные точки джигдалинской и гижигинской свит располагаются в поле риолитов, а точки хивачской свиты – риодацитов и дацитов.

Местоположение фигуративных точек изучаемых нами свит на диаграмме Th/Sc–Zr/Sc [28] свидетельствует о формировании изученных отложений за счет смешанных источников питания (рис. 6, б).

Реконструкция палеогеодинамических обстановок была осуществлена благодаря использованию ряда известных диаграмм: La – Th – Sc [23], в том числе диаграммы для песчаных пород: TiO<sub>2</sub> – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO [22] с учетом содержания CaO в породах не более 3 %, с потерями при прокаливании не более 6 %.

На диаграммах La – Th – Sc [23] и TiO<sub>2</sub> – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO [22] (рис. 7) фигуративные точки преимущественно занимают области, сопряженные с океаническими и континентальными островными дугами; часть проб джигдалинской и гижигинской свит приурочены к полю активной континентальной окраины.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Анализ полученных результатов позволяет сделать некоторые выводы об особенностях пермского осадконакопления в Омолонском седиментационном бассейне.

Палеосоленость вод в течение перми была нормальной и не испытывала значительных колебаний, что подтверждается присутствием ряда стеногалин-

ных групп фауны – брахиопод, мшанок и криноидей [8]. Высокие содержания Ва в породах могут интерпретироваться как некоторое опреснение либо как проявление гидротермальной деятельности, связанной с вулканизмом.

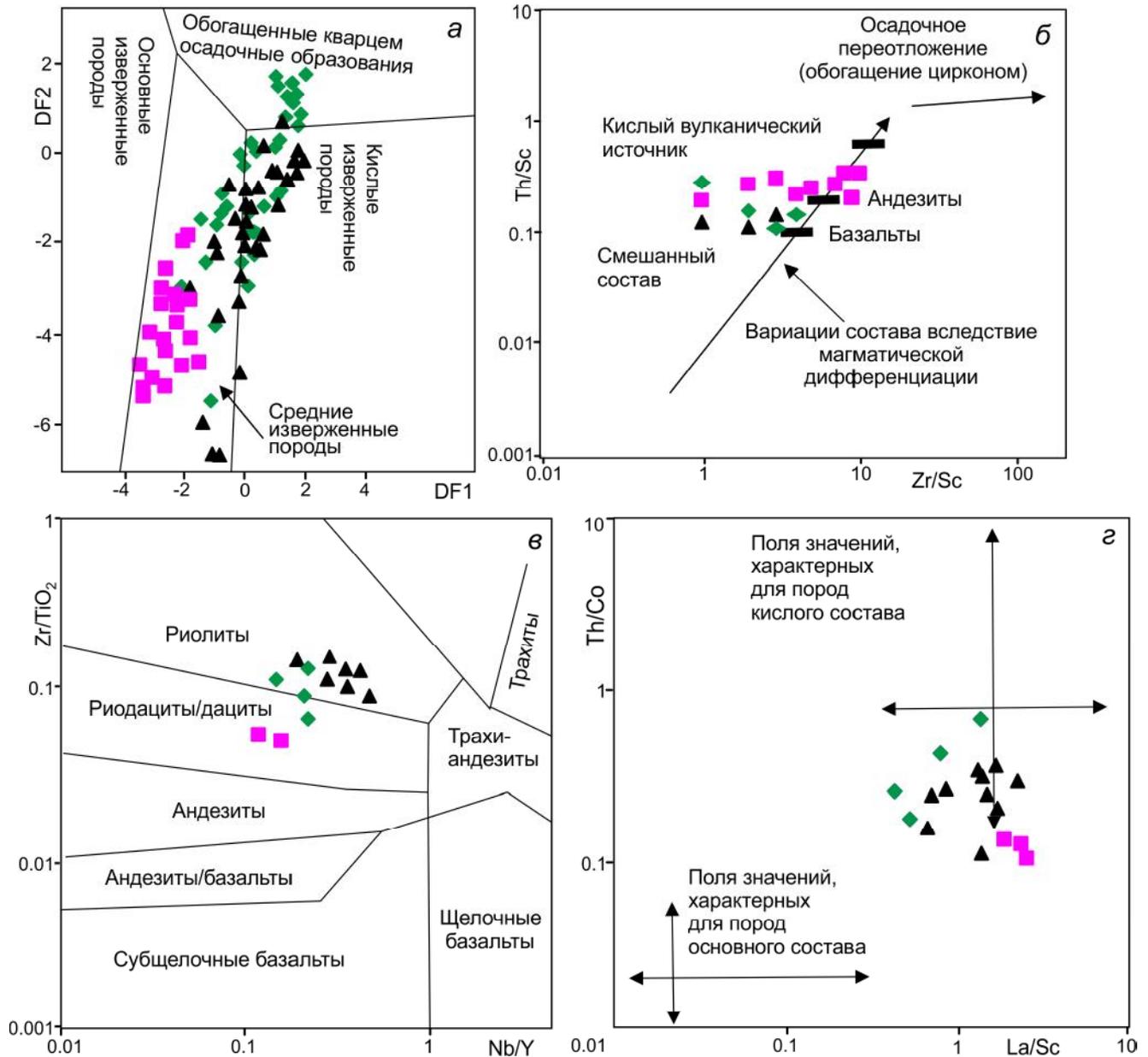
Полученные нами значения CIA и  $\sum Ce/\sum Y$  в отложениях *джигдалинской свиты* указывают на то, что они формировались в условиях относительно теплого аридного климата. Вероятно, что в конце среднеджигдалинского времени преобладали бескислородные условия, о чем свидетельствует практическое отсутствие бентосной фауны [8]. Следует отметить, что рассмотренные геохимические редокс-индексы не универсальны, в связи с чем к их интерпретации нужно подходить с осторожностью и первоначально учитывать наличие или отсутствие фаунистических остатков.

По результатам геохимических исследований основным источником вулканического материала для отложений джигдалинской свиты являлись девонские вулканы (кедонская серия) кислого-среднего состава, выходы которых широко распространены на Омолонском массиве [7]. Возможным источником пирокластического материала, скорее всего, являлась гипотетическая Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга [4]. О наличии этого источника свидетельствуют данные по U–Pb датированию цирконов, выделенных из прослая туфа в верхах джигдалинской свиты [2].

В *гижигинское время* климат был умеренным семиаридным-семигумидным, к этой же эпохе относится и некоторое его похолодание [6, 8]. В начале гижигинского времени температура морского бассейна достигала +19 °С, но несколько позднее устанавливается некоторый тренд в сторону ее уменьшения [5, 6].

Полученные геохимические данные свидетельствуют, что на протяжении гижигинского времени происходило изменение редокс-обстановки бассейна. В придонной части Омолонского бассейна обстановка была восстановительной, на что указывает почти полное отсутствие ископаемой фауны; органические остатки обнаружены только в самых низах и верхах свиты [8]. В связи с этим, можно предположить, что в ранне- и позднегижигинское время обстановка была окислительной, а в среднегижигинское – восстановительной.

Отложения гижигинской свиты формировались за счет нескольких источников сноса: докембрийских метаморфических пород, вулканических пород кедонской серии, вулкано- и пирокластического материала Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. На существование нескольких источников сноса указывают изо-



**Рис. 6.** Положение фигуративных точек пород джигдалинской, гижигинской и хивачской свит на дискриминантных диаграммах для определения состава питающих провинций.

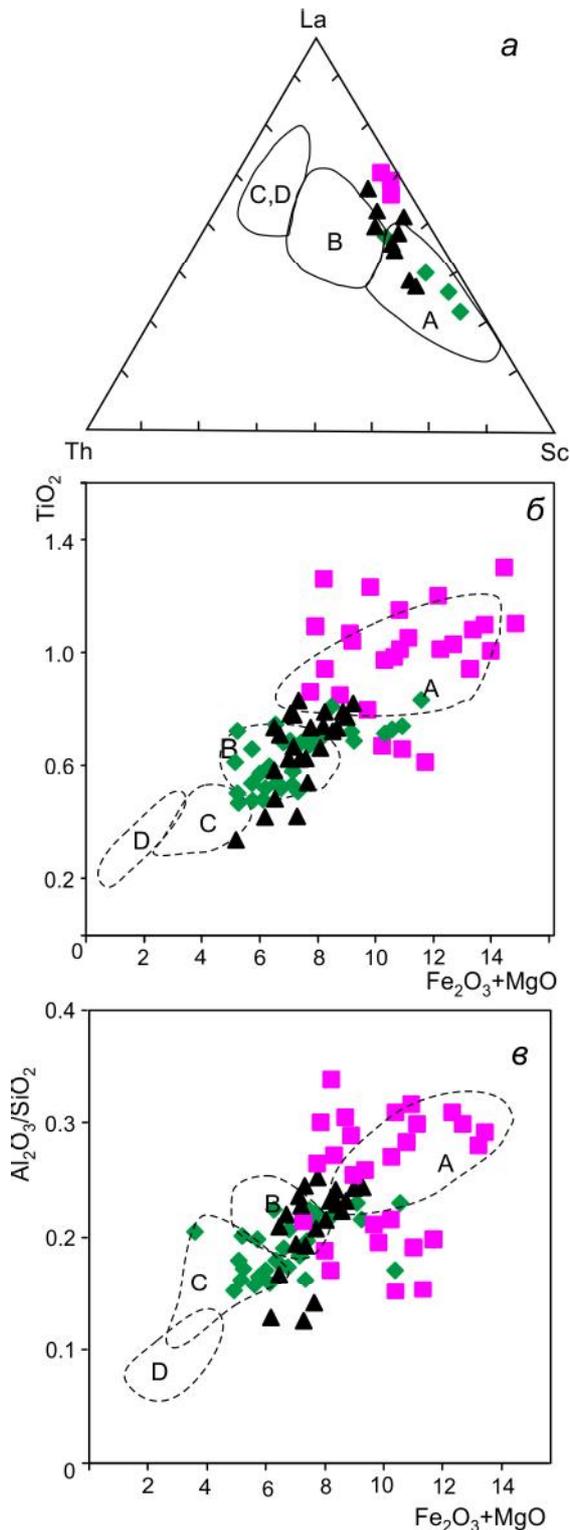
$a$  – DF1–DF2 [32], где  $DF1 = 30.6038TiO_2/Al_2O_3 - 2.541FeO_{tot}/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 5.42K_2O/Al_2O_3 - 6.382$ ;  $DF2 = 56.500TiO_2/Al_2O_3 - 10.879FeO_{tot}/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$ ;  $б$  –  $Th/Sc - Zr/Sc$  [28];  $в$  –  $Nb/Y - Zr/TiO_2$  [33];  $г$  –  $La/Sc - Th/Co$  [25]. Условные обозначения см. на рис. 2.

топно-геохронологические данные, а именно, присутствие нескольких популяций цирконов, как синхронных пермских, так и более древних [3].

В хивачское время климат был гумидным, со средними температурами, установленными для позднихивачского времени, 19–24 °С [5, 8]. По геохимическим данным, в позднихивачское время реконструируются бескислородные обстановки в придонной части

бассейна, однако присутствие брахиопод, двустворок и фораминифер в верхах разреза свиты [8] свидетельствуют, что, по крайней мере, в это время они были, очевидно, оксидными.

В позднихивачское время в бассейн поступали лишь продукты более древних пород Охотско-Тайгоносской дуги без пирокластического материала и вулканиты кедонской серии. Это, по-видимому, сви-



**Рис. 7.** Дискриминантные диаграммы для определения геодинамических обстановок формирования пермских терригенных отложений.

*a* – La–Th–Sc [23], *б* –  $\text{TiO}_2$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3$ +MgO, *в* –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3$ +MgO [22]. Поля значений геохимических параметров, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, Д – с пассивными континентальными окраинами. Условные обозначения см. на рис. 2.

детельствует о затухании вулканической активности рассматриваемой дуги. Такой вывод подтверждается анализом геохимических диаграмм. Кроме того, согласно палеобиогеографическим данным, свидетельствующим о появлении в позднехивачских сообществах двустворок ряда тетических элементов [24]. В конце перми эта дуга практически перестала играть роль важного биогеографического барьера, что, очевидно, было связано с ее нивелировкой.

Таким образом, можно сделать вывод, что на протяжении всей перми был относительно теплый климат, с эпизодом некоторого похолодания в гижигинское время; наблюдалась постоянная смена бескислородного и кислородного режимов. Терригенные отложения накапливались в бассейне, связанном с окраинно-континентальной островной дугой (Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга), которая поставляла в этот бассейн синхронную пирокластику и продукты размыва слагавших ее основных-средних вулканитов. Другими источниками сноса были кислые изверженные породы (вулканиты кедонской серии), а также, вероятно, метаморфические комплексы фундамента Омолонского массива.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов: к.г.-м.н. А.И. Малиновского и д.г.-м.н. Р.Х. Сунгатуллину за высказанные замечания и пожелания, позволившие существенно улучшить качество статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 20-05-00604, а также, в рамках госзадания по теме НИР СВКНИИ ДВО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. Брынько И.В., Ползуненков Г.О., Бяков А.С. Новые U-Pb (SHRIMP-II) данные по циркону из среднепермских отложений Омолонского массива (Северо-Восток России) // Осадочные планетарные системы позднего палеозоя: стратиграфия, геохронология, углеводородные ресурсы [Электронный ресурс]: Сб. тезисов Междунар. стратигр. конф. Головкинского 2019 (24–28 сентября 2019 г., Казань, Россия). Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2019, С. 68–69.
3. Брынько И.В., Ползуненков Г.О., Бяков А.С., Ведерников И.Л. Первые результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из кепитенских (средняя пермь) отложений Омолонского массива (Северо-Востока России) // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 77–86.
4. Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Кольмской складчатой области // Отеч. геология. 2005. № 5. С. 81–85.
5. Бяков А.С. Зональная стратиграфия, событийная корреля-

- ция, палеобиогеография перми Северо-Востока Азии (по двустворчатым моллюскам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010. 262 с.
6. Бяков А.С. Морские двустворчатые моллюски как индикаторы климатических изменений в перми Северо-Востока Азии // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естественные науки. 2020. Т. 162, № 2. С. 205–217.
  7. Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Сев.-Вост. компл. НИИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.
  8. Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И., Бяков А.С., Миклухо-Маклай О.А., Стукалина Г.А., Ложкина Н.В., Дорофеева Л.А., Бурков Ю.К., Гутенева Е.И., Смирнова Л.Н. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 200 с.
  9. Количественный химический анализ. Методика выполнения измерений содержания металлов в твердых объектах методом спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. М.: ГУАК (1998) 2005. 31 с.
  10. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных / Учеб. пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
  11. Методика количественного химического анализа. Ускоренные химические методы определения породообразующих элементов в горных породах и рудах. М.: ВИМС, 2005. 57 с.
  12. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
  13. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
  14. Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Голубкова Е.Ю., Ивановская А.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда непско-жуинского региона Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 4. С. 337–349.
  15. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
  16. Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. Учеб. пособие / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
  17. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция / Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.
  18. Юдович Э.Я., Кетрис М.П. Основы литохимии, СПб.: Наука, 2000. 479 с.
  19. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока России (окраинноморская модель). М.: Науч. мир, 2000. 199 с.
  20. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1991. № 12. С. 74–82.
  21. Шагров В.А. Лантаноиды как индикаторы обстановок образования меловых фосфоритов (на примере Восточно-Европейской платформы) // Докл. АН. 2007. Т. 414, № 1. С. 90–92.
  22. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
  23. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
  24. Biakov A.S., Shi G.R. Palaeobiology and palaeogeographical implications of Permian marine bivalve faunas in Northeast Asia (Kolyma-Omolon and Verkhoyansk-Okhotsk regions, northeastern Russia) // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2010. V. 298. P. 42–53.
  25. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.
  26. Hatch J.R., Leventhal J.S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dermis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // Chem. Geol. 1992. V. 99. P. 65–82.
  27. Jones B., Manning D. A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
  28. McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / M.J. Johanson, A. Basu (Eds.). Geol. Soci. Amer. Spec. Papers. 1993. V. 284. P. 21–40.
  29. Murray R.W., Buchholtz T., Brink M.R., Jones D.L., Gerlach D.C., Russ G.P. Rare earths elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // Geol. 1990. V. 18. P. 268–272.
  30. Nance W.B., Taylor S.R. Rare earth element patterns and crustal evolutions. I. Australian post-Archean sedimentary rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 1539–1551.
  31. 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.
  32. Roser B.P.; Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data // Chem. Geol. 1988. N. 67. P. 119–139.
  33. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343.

*Рекомендована к печати А.А. Сорокиным*  
после доработки 07.11.2022 г.  
принята к печати 25.11.2022 г.

*I.V. Brynko, T.I. Mikhailitsyna, A.S. Biakov, I.L. Vedernikov*

**Permian terrigenous deposits of the Omolon massif: formations settings and sourceland  
(according to geochemical data)**

The article presents the results of geochemical studies of the main and minor elements of the Permian terrigenous rocks of the southern part of the Omolon Massif. Lithochemical study showed that sediments accumulated in a warm climate with some episodes of cooling. The Omolon Basin had a normal salinity, it observed periods of both oxide and diesel oxide environments. The interpretation of the obtained data indicates that the deposits accumulated in the basin associated with the marginal continental island arc (Okhotsk-Taigonos volcanic arc). Possible sources of demolition were volcanics of the basic, intermediate composition of the arc, as well as acid igneous rocks (volcanics of the Kedon series) and metamorphic complexes of the basement of the Omolon Massif.

**Key words:** пермь, Omolon massif, геохимический состав, terrigenous deposits, источники сноса, обстановки формирования.