

УДК 551.72; 551.24.056

ГЕОХИМИЯ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

© 2022 г. И. И. Лиханов^{1,*}, академик РАН В. В. Ревердатто¹

Поступило 24.03.2022 г.

После доработки 06.04.2022 г.

Принято к публикации 07.04.2022 г.

Железисто-глиноземистые метapelиты Северо-Енисейского кряжа представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских каолиновых кор выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава. Петро- и геохимические характеристики изученных метapelитов обусловлены особенностями осадконакопления при формировании протолита за счет размыва нижнепротерозойских микрогнейсов Сибирского кратона с возрастными в диапазоне 1962–2043 млн лет с вовлечением в область эрозии примеси пород основного и кислого состава и последующего накопления в окраинно-континентальных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Северо-Енисейского кряжа в докембрии.

Ключевые слова: метapelиты, геохимия, палеообстановки, протолиты, U–Pb-датирование циркона, Северо-Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S2686739722100358

В Северо-Енисейском кряже широко развиты метаморфические комплексы железисто-глиноземистых метapelитов, интерес к которым обусловлен фундаментальными и прикладными аспектами. Полиморфы Al_2SiO_5 – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма глинистых сланцев, а их минеральные ассоциации информативны для калибровки геотермобарометров и содержат важную информацию о термодинамических параметрах петрогенезиса. С другой стороны, эти минералы часто используются в качестве сырья для получения глинозема. В настоящее время суммарные прогнозные ресурсы региона в пересчете на полезные минералы на глубину 50 м оцениваются около 200 млн тонн. В последние годы эти исследования приобретает особую актуальность как в прикладном (алюминиевая промышленность России обеспечена глиноземом собственного производства только на 30%, остальные его объемы импортируются из стран ближнего и дальнего зарубежья), так и в теоретическом аспекте в

связи с необходимостью создания количественной теории метаморфогенного рудообразования.

Геохимическая специфика этих пород, особенно в отношении индикаторных для выяснения геодинамических особенностей формирования протолита микроэлементов, изучена недостаточно, что отражается в противоречии взглядов на их происхождение. По литературным данным такой специфический состав пород обычно интерпретируется как результат латеритного характера процессов выветривания (например, [1]), что расходится с частым отсутствием полнопрофильных кор такого выветривания в докембрийских разрезах [2]. Это вызывает повышенный интерес к происхождению этих пород.

В настоящей статье на основе анализа геохимической и геохронологической информации по железисто-глиноземистым метapelитам Северо-Енисейского кряжа предпринята попытка реконструировать состав и основные черты формирования их протолита, в том числе тектонические обстановки, и определить возраст источников сноса вещества.

В качестве объектов исследования выбраны метapelиты в пределах тейского, гаревского и приангарского комплексов Центрального блока Северо-Енисейского кряжа. В разрезе складча-

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*E-mail: likh@igm.nsc.ru

тых структур Центрального блока наиболее древним является Гаревский комплекс, в составе которого выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи [3]. Гаревский комплекс надстраивается Тейским комплексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается нижнепротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского. В геологическом строении Ангарского комплекса принимают участие осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии мезопротерозоя и залегающие на них с несогласием верхнерифейские отложения широкинской серии [4].

В развитии этих метаморфических комплексов были выделены несколько этапов, различающихся термодинамическими режимами, величинами метаморфических градиентов и возрастами [5]. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And–Sil*-типа с гренвилевским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25–35^\circ\text{C}/\text{км}$ [6, 7]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 854–862 и 798–802 млн лет) [8, 9] коллизийному метаморфизму умеренных давлений *Ky–Sil*-типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$.

Петрохимические данные в сочетании с особенностями распределения микроэлементов в породах (табл. 1–4) позволили определить состав и природу протолитов и провести реконструкции обстановок их формирования [13, 15]. Для этих целей была использована система петрохимических модулей и генетических диаграмм, обзор которых приведен в [10–12]. Для породообразующих компонентов использовались известные петрохимические отношения – химический индекс изменения $CI_A = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$, химический индекс выветривания $CI_W = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$, индекс зрелости осадков $IVC = [(Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3]$ и индекс степени преобразования плагиоклазов $PIA = [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)] \times 100$. В отношении P3Э и редких элементов наиболее информативными для этих целей являлись: сумма P3Э; отношение суммы легких редких земель к тяжелым $(LREE/HREE)_n$, что трактуется как индикатор палеоклимата; отношение $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n + Gd_n) \times 0.5$ и $Ce/Ce^* = Ce_n / (Ln_n + Pr_n) \times 0.5$ – индикатор седиментационных обстановок; отношение $(La/Yb)_n$ – наклон спектра распределения содержаний P3Э и $(Gd/Yb)_n$ – индикатор степени деплетированности тяжелых P3Э; последние контролируются, преимущественно, составом пород источников сноса и ло-

кальной тектоникой [10]; а также ряд их индикаторных отношений (La/Sc , Th/Sc , La/Th , Co/Th , Th/U). Определение геодинамических обстановок формирования протолита осуществлено с помощью известных дискриминационных диаграмм: $Eu/Eu^* - (Gd/Yb)_n$ и $La - Th$ [2].

Данные для образцов метапелитов Тейского комплекса, находящихся на разном расстоянии от надвига, показывают следующие вариации составов (мас. %): SiO_2 58.62–61.12, CaO 0.46–0.95, Na_2O 0.25–0.52 и K_2O 2.58–3.56 (табл. 1). Колебания содержаний других оксидов менее существенны, и в целом метаморфизм в толще пород приближался к изохимическому типу, что согласуется с заключениями о характере коллизийного метаморфизма в других районах Северо-Енисейского кряжа [13]. Некоторые различия в количествах кремния, кальция, натрия и калия могут быть объяснены первичной химической неоднородностью пород, выраженной в разных содержаниях кварца, слюд и плагиоклаза. Несмотря на эти особенности, в целом эти породы и породы ангарского участка классифицируются как низкокальциевые (<1 мас. %) и умеренно насыщенные K_2O метапелиты, одновременно обогащенные Fe и Al. На петрохимической диаграмме [14] эти породы относятся к железистым ($X_{Fe} = FeO / (FeO + MgO + MnO) = 0.65–0.85$ на мольной основе) и глиноземистым ($X_{Al} = (Al_2O_3 - 3K_2O) / (Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO) = 0.3–0.6$) по сравнению со средними составами типичных метапелитов и PAAS (постаршейских австралийских сланцев), характеризующихся более низкими значениями $X_{Fe} = 0.52$ и $X_{Al} = 0.13$ [2]. На треугольной диаграмме AFM область таких химических составов располагается выше конноды гранат–хлорит (рис. 1 а). Наряду с отмеченными повышенными содержаниями общего железа и глинозема они характеризуются несколько пониженной концентрацией TiO_2 , MgO , CaO и Na_2O относительно средних составов типичных метапелитов.

Изученные метапелиты Тейского и Гаревского комплексов характеризуются близкими значениями гидрализатного модуля $GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3total} + MnO) / SiO_2$ в интервале: 0.51–0.53, железного модуля $JM = (Fe_2O_{3total} + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$: 0.31–0.39, алюмокремниевое модуля $AM = Al_2O_3 / SiO_2$: 0.35–0.37 и фемического модуля $FM = (Fe_2O_{3total} + MnO + MgO) / SiO_2$: 0.15–0.18, что в целом позволяет их классифицировать как нормо- и суперсиаллиты [2]. Данные совместного использования щелочного модуля $ЩМ = Na_2O / K_2O$: 0.08–0.17 и калиевого модуля $KM = K_2O / Al_2O_3$: 0.12–0.17 указывают на преобладание в исходных глинистых отложениях гидрослюды и хлорита. Однако на диаграмме для

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и основные петрохимические модули и индексы представительных проб метапелитов Тейского комплекса (свита хребта Карпинского)

Оксиды и модули	Метапелиты регионального метаморфизма		Метапелиты коллизионного метаморфизма							
	266	264	244	269	271	250	252	274	280	284
SiO ₂	58.73	58.62	58.75	59.14	59.19	59.63	59.84	60.51	61.12	60.53
TiO ₂	2.31	1.27	0.99	1.17	1.08	1.58	1.14	0.98	0.99	1.01
Al ₂ O ₃	21.43	21.76	21.42	21.77	21.49	21.64	22.02	22.32	21.69	21.82
Fe ₂ O ₃	7.21	7.37	7.74	7.62	8.45	7.84	8.14	7.88	8.62	8.77
MnO	0.14	0.14	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.14	0.15	0.17
MgO	1.62	1.71	1.07	1.02	1.13	1.45	1.72	1.35	1.79	1.89
CaO	0.47	0.49	0.46	0.54	0.62	0.73	0.77	0.79	0.94	0.95
Na ₂ O	0.33	0.41	0.49	0.52	0.39	0.31	0.29	0.25	0.37	0.28
K ₂ O	3.39	3.27	3.56	2.99	2.79	2.84	2.74	2.98	2.58	2.82
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.11	0.10	0.18	0.15	0.12	0.09	0.12	0.17
П.п.п.	4.23	4.54	5.16	4.77	4.53	3.77	3.05	2.51	1.72	1.59
Сумма	100.0	99.7	99.9	99.8	100.0	100.1	100.0	99.9	100.1	100.0
ГМ	0.53	0.52	0.51	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.51	0.52
АМ	0.36	0.37	0.36	0.37	0.36	0.36	0.37	0.37	0.35	0.36
ФМ	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.18
ТМ	0.108	0.058	0.046	0.054	0.050	0.073	0.052	0.044	0.046	0.046
КМ	0.16	0.15	0.17	0.14	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13
ЩМ	0.10	0.13	0.14	0.17	0.14	0.11	0.11	0.08	0.14	0.10
НКМ	0.17	0.17	0.19	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14
ЖМ	0.31	0.33	0.35	0.34	0.38	0.34	0.36	0.34	0.39	0.39
СIА	83.65	83.92	82.61	84.31	84.97	84.80	85.28	84.74	84.79	84.34
СIW	96.40	96.03	95.75	95.36	95.51	95.41	95.41	95.55	94.30	94.66
IVC	0.72	0.67	0.67	0.64	0.67	0.68	0.67	0.64	0.70	0.72

разделения глинистых отложений ФМ–НКМ [2], где НКМ (модуль нормированной щелочности) = $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, эти породы в основном локализируются в поле составов с доминирующей ролью каолинита (рис. 1 б), что может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления. Пониженная щелочность в модуле НКМ = 0.14–0.19, в сочетании с низкими значениями MgO (<1.90 мас. %) и повышенным содержанием K₂O (>2.58 мас. %), свидетельствует о присутствии в детритовом материале продуктов эрозии богатых калием пород и указывает на отсутствие примеси вулканогенного материала основного состава [15]. Высокие величины титанового модуля ТМ = TiO_2/Al_2O_3 (до 0.11) типичны для накопления исходных осадков в прибрежных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата, что хорошо согласуется с данными литолого-фациального анализа [16].

Высокие значения индексов СIА и СIW в интервалах: 83–97 свидетельствуют об образовании пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания в обстановке теплого и влажного климата. Этот вывод подтверждается данными по величине индекса IVC (0.64–0.72), отсутствием положительной корреляции между железным и титановым модулями с повышенными значениями гидролизатного модуля, свидетельствующими о размыве и поступлении в область седиментации геохимически более зрелого эродированного материала. Нормативный кварц (24–27 мас. %)–иллит (29–38 мас. %)–монтмориллонит (8–15 мас. %)–каолинитовый (9–21 мас. %)-состав метапелитов свиты хребта Карпинского, рассчитанный с помощью программы MINLITH [17], соответствует зрелым осадочным породам (пелитам и субгравуакковым пелитам) (рис. 1 в).

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и основные петрохимические модули и индексы представительных проб метапелитов Ангарского комплекса

Окислы и модули	р. Ангара					р. Тасеева		
	Номера проб							
	540	549	553	3473	3471	1225	1223	662
SiO ₂	63.68	59.69	60.38	59.72	63.39	50.98	57.91	53.65
TiO ₂	0.85	0.96	0.75	1.01	1.06	1.58	1.33	0.96
Al ₂ O ₃	18.32	20.38	19.69	18.81	18.45	27.95	22.39	23.69
Fe ₂ O ₃	8.63	9.87	9.96	10.54	7.76	13.47	13.06	18.03
MnO	0.07	0.04	0.05	0.10	0.07	0.17	0.07	0.15
MgO	1.80	2.49	2.04	2.38	1.64	1.86	1.87	1.90
CaO	0.19	0.28	0.32	1.19	0.96	0.68	1.01	0.50
Na ₂ O	0.3	0.49	0.47	1.33	0.94	0.62	0.63	0.85
K ₂ O	2.89	3.02	2.51	2.99	3.63	1.89	1.85	1.43
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.08	0.10	0.07	0.29	0.12	0.22
П.п.п.	3.1	2.97	3.28	2.43	2.27	0.79	0.56	0.80
Сумма	100.1	100.4	99.91	100.7	100.4	100.3	100.1	100.3
ГМ	0.44	0.52	0.50	0.51	0.43	0.84	0.64	0.80
АМ	0.29	0.34	0.33	0.31	0.29	0.55	0.39	0.44
ФМ	0.16	0.21	0.20	0.22	0.15	0.30	0.26	0.37
ТМ	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04
КМ	0.16	0.15	0.13	0.16	0.20	0.07	0.08	0.06
НКМ	0.17	0.17	0.15	0.23	0.25	0.09	0.11	0.10
CIW	97.4	96.5	96.1	88.2	90.7	95.6	93.2	94.6
IVC	0.80	0.84	0.81	1.03	0.87	0.72	0.88	1.00
PIA	96.9	95.9	95.6	86.3	88.6	95.3	92.6	94.3

В Ангарском комплексе метапелиты удерейской свиты (р. Тасеева) по сравнению с метапелитами ширококинской серии отличаются повышенными концентрациями Al₂O₃ (до 28 мас. %) и Fe₂O₃ (до 18 мас. %) и пониженными содержаниями SiO₂ и K₂O (табл. 2). Это позволяет классифицировать породы ширококинской серии как нормо- и суперсиаллиты, а метапелиты сухопитской серии – как гипо- и псевдогидрализаты [2]. На диаграмме для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ породы ширококинской серии локализируются в поле составов с доминирующей ролью каолинита, тогда как фигуративные точки составов метапелитов сухопитской серии располагаются в полях хлорита с примесью железистых гидрослюдов и монтмориллонитовых глин с каолинитом и гидрослюдой (рис. 1 б). Это может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления, где ближе к области сноса в континентальной обстановке могли накапливаться каолинитовые глины, а в прибрежные части морских бассейнов выноситься более тонкий

глинистый материал хлорит-гидрослюдистого состава [11]. Высокие величины титанового модуля типичны для накопления исходных осадков в мелководных бассейнах в условиях гумидного климата. Это согласуется с высокими значениями ТМ, индексов CIW, IVC и PIA (табл. 2), указывающих на образовании пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания каолинитового типа в обстановке теплого и влажного климата. Таким образом, метапелиты существенно железисто-глиноземистого состава изначально представляли собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинитового, а не латеритного типа, как считалось ранее [1]. Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском кряже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава с примесью нормативного хлорита.

Таблица 3. Содержания редкоземельных и редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метапелитах Тейского комплекса (свита хребта Карпинского)

Элементы и отношения	Метапелиты регионального метаморфизма		Метапелиты коллизионного метаморфизма							
	266	264	244	269	271	250	252	274	280	284
Sc	24	31	19	26	24	19.5	20	19	21	27
Co	5.5	7.5	8.7	7.3	8.8	6.5	4.1	12	18	22
Ni	18.4	7.1	21	18.0	27	13.8	14	24	20	24
Rb	123	106	103	180	137	92	134	112	122	89
Sr	89	158	94	68	78	81	82	60	74	52
Y	34	40	30	31	37	32	36	41	29	31
Zr	179	238	224	237	229	210	208	248	242	219
Nb	12.3	16	15.9	17.3	16.1	15.7	15.6	17.8	16.7	15.2
Ba	400	445	378	476	422	322	334	570	537	398
Cs	5.1	5.8	4.9	4.7	5.9	6.1	5.2	5.7	4.8	5.3
La	98	94	74	58	66	53	39	44	37	26
Ce	157	169	144	105	84	94	71	53	58	43
Pr	16.4	19.4	10.3	12.0	11.2	9.8	8.0	7.6	6.6	4.6
Nd	51	64	38	40	37	30	26	23	23	17
Sm	9.4	10.0	5.9	6.2	5.2	4.5	4.0	4.3	3.9	3.3
Eu	1.30	1.63	0.99	1.01	0.61	0.75	0.82	0.74	0.71	0.68
Gd	6.2	7.3	3.9	4.7	4.4	3.9	3.8	3.2	3.4	3.7
Tb	1.07	1.20	0.79	0.86	0.67	0.66	0.73	0.69	0.59	0.47
Dy	7.1	6.8	4.8	5.1	4.7	4.6	5.0	3.9	2.9	3.3
Ho	1.09	1.43	1.19	1.08	0.99	1.15	1.23	0.88	0.75	0.66
Er	4.9	4.6	3.1	3.2	2.7	4.0	4.4	2.8	2.3	2.2
Tm	0.80	0.72	0.62	0.52	0.64	0.67	0.73	0.65	0.53	0.45
Yb	4.4	4.9	3.9	3.2	3.7	3.7	3.8	3.1	2.8	2.1
Lu	0.71	0.72	0.55	0.47	0.61	0.57	0.53	0.41	0.32	0.33
Hf	4.5	5.8	5.8	5.9	5.4	5.3	5.4	6.5	5.7	4.9
Ta	1.10	1.24	1.21	1.23	0.98	1.10	1.17	1.37	1.26	1.17
Th	32	29	21	22	24	17.6	16.4	23.6	21.6	18.6
U	2.5	3.2	2.8	2.7	2.1	2.2	1.84	2.2	2.3	2.4
(La/Yb) _n	15.02	12.93	12.79	12.22	12.03	9.66	6.92	9.57	8.91	8.35
(Gd/Yb) _n	1.14	1.20	0.81	1.19	0.96	0.85	0.81	0.83	0.98	1.42
Eu/Eu*	0.49	0.56	0.59	0.55	0.38	0.54	0.63	0.59	0.58	0.59
Ce/Ce*	0.86	0.90	1.10	0.91	0.68	0.93	0.92	0.64	0.83	0.88
LREE/HREE	4.44	4.49	4.47	4.00	3.85	3.27	2.43	2.94	3.17	2.49
Сумма	359.4	385.7	241.3	292	222.4	211.3	169	148.3	142.8	107.8
La/Sc	4.083	3.032	3.053	2.846	2.75	2.718	1.95	2.316	1.762	0.963
Th/Sc	1.333	0.935	1.105	0.846	1.000	0.903	0.82	1.242	1.029	0.689
La/Th	3.063	3.241	2.762	3.364	2.75	3.011	2.378	1.864	1.713	1.398
Co/Th	0.172	0.259	0.414	0.332	0.367	0.369	0.25	0.508	0.833	1.183

Eu* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n) × 0.5; f = (FeO + 0.9 × Fe₂O₃)/(FeO + 0.9 × Fe₂O₃ + MgO).

Таблица 4. Содержания редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метапелитах Ангарского комплекса

Элементы и отношения	р. Ангара					р. Тасеева		
	Номера проб							
	540	549	553	3473	3471	1225	1223	662
Rb	143	103	121	120	138	72	96	54
Sr	90	119	120	94	55	46	76	8.1
Y	38	31	37	31	26	54	32	51
Zr	217	231	237	153	246	187	175	57
Nb	15	19	18	16.4	24	25	18.5	24
Cs	5.4	4.8	4.7	4.3	2.1	1.91	3.1	1.01
Ba	400	598	570	469	667	303	252	61
La	70	30	33	36	15.7	69	39	13.0
Ce	119	57	76	69	33	66	75	28
Pr	17	7.6	8.6	8.8	4.1	17.4	9.4	3.6
Nd	56	25	28	30	13.9	59	32	13.6
Sm	10	4.5	5.2	5.4	2.7	10.5	5.4	3.5
Eu	1.8	0.91	0.96	1.27	0.72	2.0	1.13	0.66
Gd	8.9	4.3	4.7	5.9	3.5	11.9	5.8	3.9
Tb	1.3	0.64	0.74	0.93	0.62	1.68	0.92	0.93
Dy	7.5	4	4.5	5.0	4.1	9.2	5.5	6.9
Ho	1.5	0.85	0.91	0.96	0.85	1.66	1.02	1.57
Er	4.5	2.6	2.7	2.9	2.6	4.7	3.0	4.6
Tm	0.71	0.43	0.46	0.43	0.40	0.71	0.45	0.73
Yb	4.5	2.7	3.1	2.8	2.6	4.5	3.0	4.5
Lu	0.68	0.4	0.46	0.42	0.39	0.67	0.43	0.71
Hf	7.2	6.9	6.7	3.8	6.2	9.3	4.4	1.57
Ta	1.3	1.6	1.7	1.05	1.37	1.92	1.24	1.78
Th	18	23	24	12.0	11.5	22	11.9	6.6
U	2.7	2.4	2.7	2.1	1.90	4.1	2.6	5.6
f	0.81	0.83	0.82	0.80	0.81	0.87	0.86	0.62
(La/Yb) _n	10.5	7.49	7.18	9.23	4.33	11.0	9.33	2.07
(La/Sm) _n	4.40	4.19	3.99	4.27	3.72	4.21	4.63	2.38
(Gd/Yb) _n	1.60	1.28	1.22	1.74	1.11	2.19	1.60	0.72
Eu/Eu*	0.57	0.62	0.58	0.68	0.71	0.54	0.61	0.54
Ce/Ce*	0.81	0.89	1.06	0.92	0.98	0.93	0.93	0.98
LREE/HREE	10.6	9.11	10.1	8.80	5.40	9.36	9.16	3.08
Σ REE	303	141	169	170	85.2	329	182	86

Совокупности распределения РЗЭ, нормированные к составу хондрита, для изученных образцов разных комплексов характеризуются отрицательной европиевой аномалией $Eu/Eu^* = 0.38-0.71$ и имеют существенный отрицательный наклон, о чем свидетельствуют повышенные величины отношений $(La/Yb)_n$, $(Gd/Yb)_n$ и $LREE/HREE$ (табл. 3, 4). Эти особенности характерны для по-

старшей глинистых сланцев [4] и могут быть обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов [11].

Концентрации литофильных (Rb, Cs, Ba, Sr) элементов в изученных метапелитах несколько ниже, чем в PAAS, в отличие от содержаний практически всех высокозарядных некогерентных (Zr, Hf, Y, Ta, Th) элементов. Унаследованность пер-

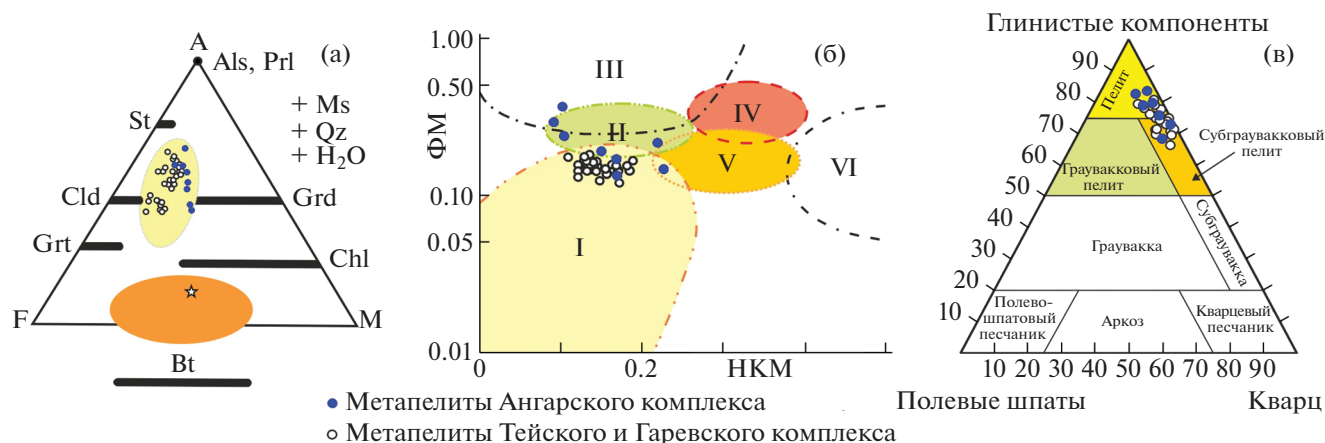


Рис. 1. (а) Диаграмма AFM, иллюстрирующая химические составы пород и минералов типичных (оранжевый эллипс, вытянутый в направлении F–M) и железисто-глиноземистых метapelитов (желтый эллипс, вытянутый в направлении вершины A) [18]. Звездочкой показан средний состав типичных метapelитов [14]; (б) положение точек составов метapelитов на модульной диаграмме ФМ–НКМ [2]. Поля составов глинистых пород: I – преимущественно каолинитовые глины; II – монтмориллонит-каолинит-гидроалюминатные глины; III – существенно хлоритовые глины с подчиненной ролью Fe-гидроалюминат; IV – хлорит-гидроалюминатные глины; V – хлорит-монтмориллонитовые глины и VI – преимущественно гидроалюминатные глины со значительной примесью полевых шпатов; (в) MINLITH–нормативный состав метapelитов в координатах полевые шпаты (плаггиоклаз + ортоклаз)–глинистые минералы (монтмориллонит + иллиит + хлорит + каолинит)–кварц на диаграмме [17].

вичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов – Zr, Hf, Y, Ta, Nb. Для группы переходных металлов характерны более высокие содержания Sc и пониженные концентрации Co и Ni в сравнении с PAAS. Выявленные закономерности подчеркивают как влияние рециклирования осадков, так и наличие продуктов разрушения гранитоидов в областях эрозии (о чем свидетельствуют величины отношения $Eu/Eu^* < 0.85$) и интенсивность их выветривания. На размыв пород кислого состава указывают также повышенные значения отношения Th/U и пониженные отношения La/Th относительно среднего состава PAAS. На диаграммах $Eu/Eu^* - (Gd/Yb)_n$ (рис. 2 а) и La–Th (рис. 2 б) точки составов метapelитов локализованы преимущественно в поле постархейских кратонных отложений и гранитоидов, обогащенных тяжелыми REE и обедненных Co и Ni по сравнению с кислыми магматическими породами архея. Отношение Se/Se^* в метapelитах варьирует в диапазоне 0.64–1.10, что совместно с использованием $LREE/HREE = 2.43–4.49$ отношений может быть объяснено накоплением исходных осадков на окраинно-континентальном прибрежном мелководном шельфе в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима, способствующих проявлению выветривания пород. Об этом же, как было отмечено выше, свидетельствуют петрохимические особенности пород и данные литолого-фациального анализа [16].

Для определения возраста источников сноса, участвующих в формировании осадочного протолита метapelитов, на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) было проведено U–Pb-изотопное датирование детритовых цирконов из микрогнейсов, обнаруженных в элювии с водораздела рек Нижняя Водуга и Колоромо немтихинской толщи (координаты $60^{\circ}23'15.33''$ с.ш., $91^{\circ}33'57.44''$ в.д.). Эти породы представляют собой метapelесчаник с мелкопсаммитовой структурой $Qz + Ms + Chl + Ep \pm Pl$ -состава, соответствующий аркозам с повышенной калиевоствью.

Цирконы представлены прозрачными призматическими кристаллами гиацитного габитуса размером от 80 до 200 мкм. В катодолуминесцентном изображении они характеризуются наличием длиннопризматических ядер с секториальной зональностью и внешних оболочек с нечеткой зональностью. Дискордия, построенная по 7 точкам из ядер и краевых частей цирконов, имеет верхнее пересечение с конкордией 2043 ± 8.1 млн. лет (рис. 3). Несколько меньшее значение получено для трех зональных конкордантных ядер и оболочки – 1962 ± 21 млн. лет (рис. 3, врезка). Эти данные могут быть использованы, чтобы обосновать постархейский (нижнепротерозойский) возраст пород питающих провинций для формирования осадочного протолита метapelитов.

Полученные выводы согласуются с геологической историей развития Енисейского кряжа в докембрии: позднепротерозойскому этапу предшествовала эпоха континентального режима с пене-

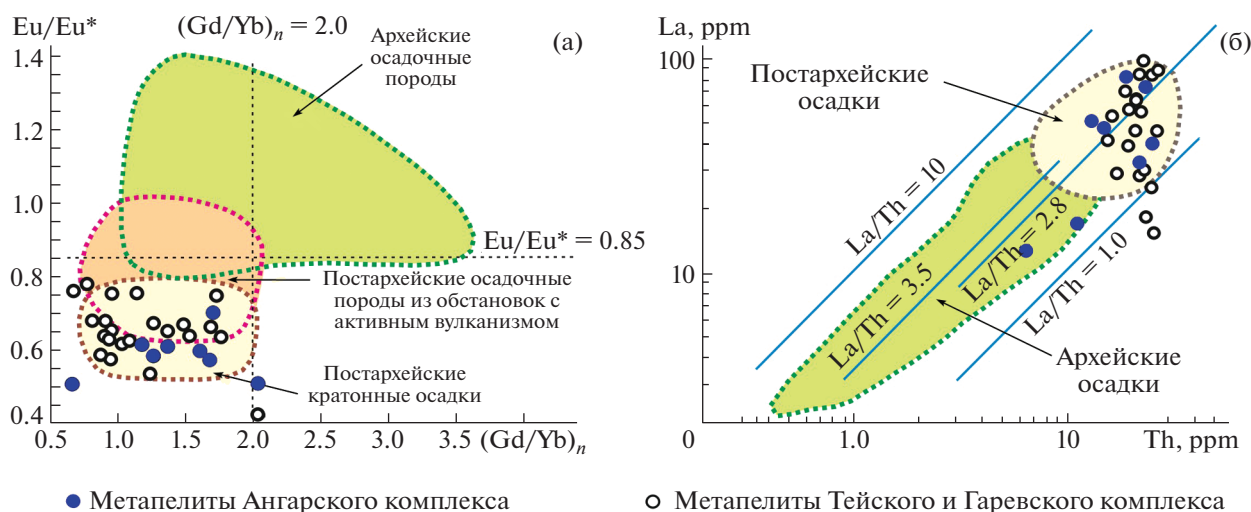


Рис. 2. Положение точек составов метапелитов на диаграммах: (а) $Eu/Eu^*-(Gd/Yb)_n$ и (б) $La-Th$.

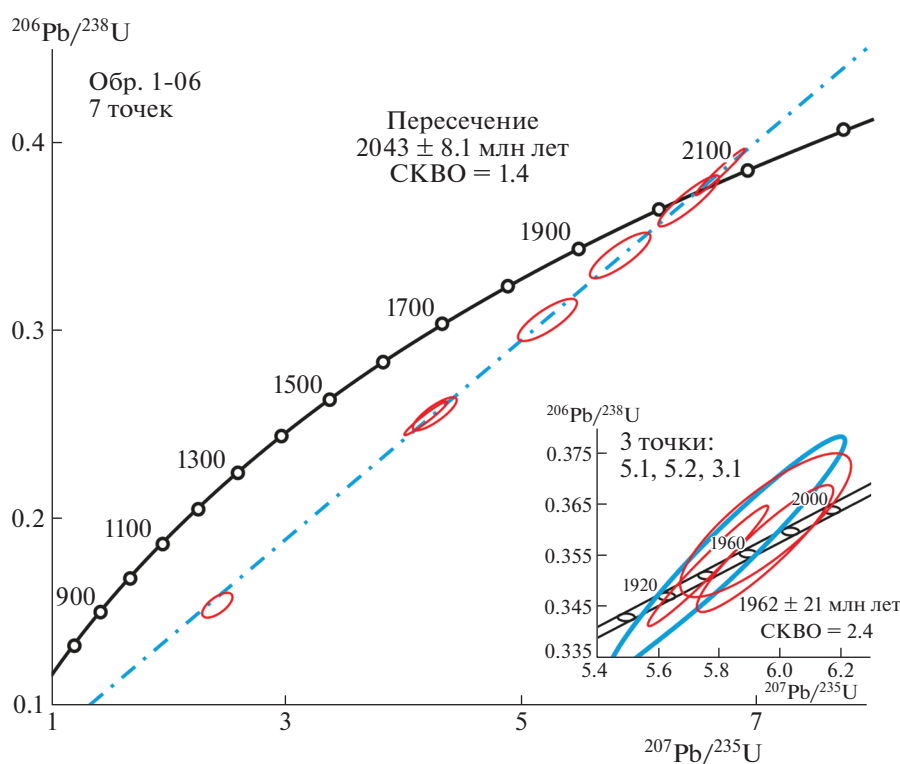


Рис. 3. U–Pb-диаграммы с дискордией и конкордией (вставка) для цирконов из микрогнейсов немтихинской толщи Гаревского комплекса.

пленизацией и формированием кор выветривания [14]. Рубеж раннего–позднего докембрия соответствовал субплатформенной стадии с накоплением железисто-глиноземистых терригенных и глинисто-карбонатных отложений тейской серии в энсиалических бассейнах рифтового типа, сформированных за счет размыва раннепротеро-

зойских кристаллических и осадочных комплексов Сибирского кратона и продуктов их переработки [19]. Обширные территории, окончательно кратонизированные к концу палеопротерозоя, в течение раннего рифея характеризовались относительно спокойным тектоническим режимом, но осложненным процессами рифтинга, посте-

пенно нараставшим на рубеже раннего и среднего рифея [20]. Существенным отличием состава раннепротерозойских метапелитов в сравнении с железисто-глиноземистыми породами позднепротерозойских серий юго-западной окраины Сибирского кратона является увеличение вклада гранитоидного материала в продуктах областей эрозии. Отмеченная тенденция к снижению содержания Th, легких лантаноидов и обогащению переходными металлами во времени отражает характер эволюции верхней континентальной коры в докембрии, свидетельствующей о вовлечении в область эрозии ювенильной мафической коры в среднем рифее и венде. Принимая во внимание эти данные, можно сделать вывод, что питающей провинцией бассейна седиментации во время накопления осадочных отложений также могли быть гранитогнейсовые блоки (комплексы) Сибирского кратона, характеризующиеся аналогичными раннепротерозойскими возрастными ~2.0 млрд лет и отличающиеся повышенной геохимической дифференцируемостью, что свидетельствует о геохимической зрелости размываемой коры низов кратона. Это подтверждается результатами изучения Sm–Nd-изотопной систематики метапелитов из наиболее представительных разрезов докембрия Енисейского кряжа [19].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018), с поддержкой полевых работ по госзаданию ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. С.-Петербург: Наука, 2000. 479 с.
3. Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U–Pb исследований // ДАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 509–515.
4. Ножкин А.Д., Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Крылов А.А. Геохимия, обстановки формирования и рудоносность вулканогенно-осадочных комплексов Приангарья Енисейского кряжа // Доклады РАН. Наука о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 149–155.
5. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и P–T диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH ($K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$) // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.
6. Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В. (2006) Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 512–516.
7. Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // ДАН. 2008. Т. 411. № 2. С. 235–239.
8. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 685–690.
9. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.
10. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея Южного Урала: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полезные ископаемые. 2006. Т. 4. С. 414–441.
11. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 119–131.
12. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // European Journal of Mineralogy. 1994. V. 6. № 1. P. 133–144.
13. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008. Т. 46. № 1. С. 20–41.
14. Symmes G.H., Ferry J.M. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // Journal of Metamorphic Geology. 1992. V. 10. P. 221–237.
15. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. Т. 52. № 1. С. 3–25.
16. Сараев С.В. Литология и петрохимия глинистых пород рифея Енисейского кряжа // Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, С. 78–85.
17. Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа) // Литология и полезные ископаемые. 2003. Т. 34. С. 299–312.
18. Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // International Geology Review. 1988. V. 30. № 8. P. 868–877.

19. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. Sm-Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // ДАН. 2008. Т. 423. № 6. С. 795–800.
20. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

GEOCHEMISTRY, FORMATION SETTINGS, COMPOSITION AND AGE OF PROTOLITH FOR THE Fe- AND Al-RICH METAPELITES OF THE NORTH YENISEI RIDGE

I. I. Likhanov^{a,#} and Academician of the RAS V. V. Reverdatto^a

^a Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

[#] E-mail: likh@igm.nsc.ru

The Fe- and Al-rich metapelites of the North Yenisei Ridge were redeposited and metamorphosed products of Precambrian weathering crusts of the kaolinite type of predominantly kaolinite-illite-montmorillonite-quartz composition. The petro- and geochemical characteristics of the studied metapelites are mainly due to the features of sedimentation during the formation of the protolith, which could have been formed due to the erosion of the Lower Proterozoic microgneisses of the Siberian craton with ages in the range of 1962–2043 Ma with the involvement of granitoid and volcanic admixture of mafic rocks into the erosion area and subsequent accumulation in marginal continental shallow basins under conditions of a humid climate and a calm tectonic regime. These results are consistent with data of lithofacies analysis and geodynamic reconstructions of the Precambrian evolution of geological complexes in the North Yenisei Ridge.

Keywords: metapelites, geochemistry, paleosettings, protoliths, U–Pb zircon dating, North Yenisei Ridge