

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КВАРЦИТОПЕСЧАНИКОВ НИЖНЕОРДОВИКСКОЙ ВОРОТИНСКОЙ ТОЛЩИ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

© 2022 г. Н. Ю. Никулова^а, *, О. В. Гракова^а, **

^аИнститут геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: Nikulova@geo.komisc.ru

**e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 04.02.2022 г.

После доработки 06.04.2022 г.

Принята к публикации 11.04.2022 г.

Приведены результаты изучения кварцитопесчаников воротинской толщи раннего ордовика, развитых на хр. Малдынырд (Приполярный Урал), служащих вмещающими породами для стратиформной золоторудной минерализации. Установлено, что источниками обломочного материала, участвовавшими в формировании состава кварцитопесчаников, служили метатерригенные породы рифейско-вендского фундамента и аллювиально-пролювиальные осадки алькесвожской толщи, содержащие, в свою очередь, продукты размыва и переотложения коры выветривания по верхнерифейско-вендским вулканитам. На основании интерпретации результатов химических анализов и особенностей распределения РЗЭ, сделаны выводы о накоплении терригенной толщи в прибрежно-морской мелководной обстановке в умеренно-теплом климате и отсутствии вулканической деятельности. Концентрация рудных минералов, в том числе золота, обусловлена естественным шлихованием многократно переотложенного обломочного материала.

Ключевые слова: кварцитопесчаники, золоторудная минерализация, воротинская толща раннего ордовика, хр. Малдынырд, Приполярный Урал

DOI: 10.31857/S0016752522110097

ВВЕДЕНИЕ

На севере Урала наиболее перспективным объектом для поисков золота и других полезных ископаемых являются базальные горизонты уралид в зоне межформационного контакта между рифейско-вендским комплексом доуралид и каледонно-герцинским комплексом уралид. Многочисленные проявления золоторудной минерализации на хр. Малдынырд в северной части Приполярного Урала известны в залегающих в основании палеозойского разреза позднекембрийско-раннеордовикских терригенных отложениях алькесвожской толщи (Озеров, 1996, 1998; Ефанова, 2001) и подстилающих их позднерифейско-вендских кислых вулканитах саблегорской свиты (Кузнецов, 1998; Кузнецов и др., 2001; Тарбаев, 1996; Шумилов, 2000). Золото обнаружено также в толще перекрывающих континентальные алькесвожские образования и отделяющих базальные конгломераты нижнеордовикской обейской свиты, кварцитопесчаников, вопрос о стратиграфической принадлежности которых долгое время оставался дискуссионным. Изначально их считали кровлей алькесвожской толщи (Юдович и др., 1998). На основе детального изучения литолого-минералогических

характеристик и особенностей залегания, кварцитопесчаники выделены в отдельную воротинскую толщу в основании обейской свиты, в которой установлен новый для Приполярного Урала стратиформный тип золоторудной минерализации – захороненная прибрежная россыпь (Никулова и др., 2003; Никулова и др., 2004). Поскольку на севере Урала базальные слои палеозоя обычно представлены мощными толщами конгломератов, то не характерные для этого стратиграфического уровня разрезы, в основании которых залегают песчаники, заслуживают дополнительного изучения. Нетипичное положение мелкообломочных пород в основании разреза уралид, отсутствие палеонтологических данных и установленная золотоносность, делают необходимым изучение геохимических особенностей кварцитопесчаников воротинской толщи. Важной задачей при изучении отложений воротинской толщи, как и других палеонтологически не охарактеризованных метатерригенных образований, остается выявление геохимических параметров, позволяющих уточнить полученные традиционными литологическими методами выводы о генетической принадлежности и условиях формирования, сле-

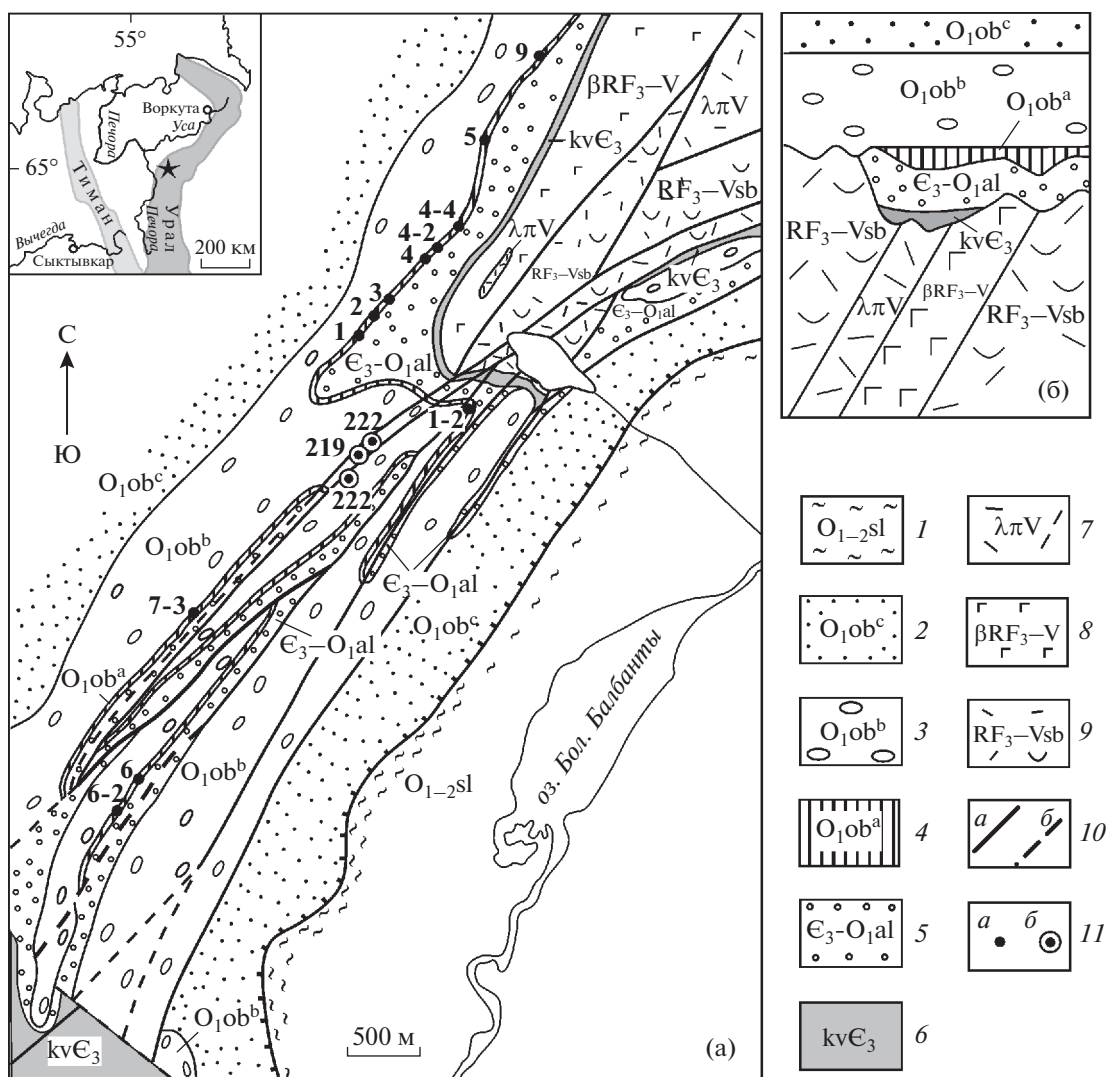


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (а) и схема строения разреза (б) южной части хр. Малдынырд. Условные обозначения: 1 – ранний-средний ордовик, саледская свита: песчаники, алевролиты, сланцы; 2–4 – ранний ордовик, обеизская свита: 2 – верхняя подсвита: песчаники, кварцитопесчаники; 3 – средняя подсвита: конгломераты (по: Ефанова и др., 2002 г) с линзами гравелитов; 4 – нижняя подсвита: кварцитопесчаники, гравелиты; 5 – поздний кембрий – ранний ордовик, алькесвожская толща: алевролиты, песчаники, гравелиты с линзами конгломератов; 6 – кембрийская метаморфизованная кора выветривания: сланцы; 7 – венд: риолиты, риолитовые порфиры, малдинский комплекс; 8 – поздний рифей-венд: метадолериты, метагаббро, манарагский комплекс; 9 – поздний рифей-венд, саблаторская свита: риолиты, туфы и лавобрекчии кислого состава; 10 – разрывные нарушения: установленные (а), предполагаемые (б); 11 – точки наблюдения (а), скважины (б).

лать предположение об источниках обломочного материала. Полученные геохимические данные имеют большое значение для целей геологического картирования, корреляции пространственно разобщенных разрезов и металлогенического прогнозирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОТИНСКОЙ ТОЛЩИ

На хр. Малдынырд, расположенном в пределах Ляпинского антиклинория на западном склоне

Приполярного Урала, отложения допалеозойского возраста представлены вулканогенными осадками саблаторской свиты (RF_3-Vsb), прорванными базитами манарагского (βRF_3-V) комплекса и риолитами субинтрузии малдинского ($\lambda\pi V$) комплекса (рис. 1). В основании палеозойского разреза фрагментарным распространением пользуются глиноземистые и железистые образования метаморфизованной кембрийской коры выветривания (kvE_3), на которых залегает терригенная золотоносная алькесвожская толща (E_3-O_{1al}), перекрытая отложениями обеизской (O_{1ob}) и саледской (O_{1-2sl}) свит.

Саблегорская свита (RF_3-V_{1sb}) в нижней части сложена основными эффузивами, в верхней — кислыми породами эффузивной и пирокластической фаций. Общая мощность отложений саблегорской свиты составляет 500–1000 м. Саблегорские субвулканические образования (RF_3-V_{1sb}) основного состава представляют собой субвулканическую фацию одноименного базальт-риолитового вулканического комплекса. Позднерифейско-ранневендский возраст свиты установлен по залеганию на фаунистически охарактеризованных отложениях мороинской свиты. Кислые вулканиты второй фазы саблегорского вулканического комплекса разделяются на две фации — субвулканическую и покровную, включающую эффузивные и пирокластические образования, стратифицированные в составе саблегорской свиты. Риолиты субвулканической фации слагают вытянутое в северо-восточном направлении пластообразное вулканическое тело в ядре Малдинской антиклинали — Малдинскую субвулканическую интрузию ($\lambda\pi V$). Возраст вулканитов хр. Малдынырд по данным Е.И. Сороки и соавторов (Сорока и др., 1995) составляет 603 ± 12 млн лет, по данным геологическим работам ОАО “Полярноуралгеология” — 586 ± 21 млн лет.

Метаморфизованные коры выветривания ($kv\epsilon_3$) представлены глиноземистыми и железистыми сланцами с пиррофиллитом, серицитом, диаспором, хлоритоидом и гематитом по субстрату саблегорских риолитов и базитов.

Алькесвожская толща (ϵ_3-O_{1al}), выполняющая депрессии палеорельефа допалеозойского фундамента и имеющая аллювиально-пролювиальное происхождение, представлена метаморфизованными в зеленосланцевой фации косослоистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями и линзами сланцев. Отложения алькесвожской свиты имеют континентальное происхождение, о чем свидетельствуют часто встречающаяся плохая окатанность обломков, присутствие в псефитовых и псаммитовых пачках прослоев более тонкообломочных пород, косая слоистость, отсутствие четких границ между слоями, резкие фациальные переходы и отсутствие гранулометрической дифференциации. Для всех литологических типов отложений алькесвожской толщи характерно присутствие в цементе и обломочной части продуктов разрушения кор выветривания — диаспора, пиррофиллита, серицита, гематита, что и послужило одним из основных признаков для ее выделения в отдельное стратиграфическое подразделение. Мощность алькесвожских отложений колеблется от первых метров до 140–150 м (Ефанова, 2001). Вне пределов палеодепрессий алькесвожская толща выпадает из разреза и обеизские конгломераты залегают непосредственно на породах рифей-вендского фундамента.

Обеизская свита (O_{1ob}) представлена конгломератами, гравелитами и кварцитовидными песчаниками. В подошве конгломератов фрагментарным распространением пользуется толща серо-вишневых косо- и горизонтальнослоистых кварцитопесчаников, структурно-текстурные особенности и характерная окраска которых позволяют уверенно диагностировать ее в полевых условиях. Толща названа воротинской, в составе обеизской свиты хр. Малдынырд выделено три подсвиты: нижняя (воротинская толща) — вишневые кварцитопесчаники, песчаники (O_{1ob}^a); средняя — кварц-кварцитовые конгломераты (O_{1ob}^b); верхняя — серые кварцитопесчаники (O_{1ob}^c) (Никулова и др., 2003; Никулова и др., 2004).

Воротинская толща (O_{1ob}^a) мощностью от 2 до 17 м, прослеживается в коренных выходах и элювиальных развалах вдоль водораздельной части хр. Малдынырд. Кварцитопесчаники воротинской толщи встречаются лишь там, где развиты отложения алькесвожской толщи, залегающая на ее различных горизонтах с угловым несогласием $15^\circ-20^\circ$. Подробное описание литологических, минералогических характеристик пород воротинской толщи и типоморфных особенностей приуроченного к ней золота проведено нами ранее (Никулова и др., 2003; Никулова и др., 2004; Никулова, 2013).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КВАРЦИТОПЕСЧАНИКОВ

Содержания главных породообразующих оксидов, литохимические модули и индикаторные соотношения, использованные для характеристики отложений и реконструкции условий их образования, приведены в табл. 1 и 2.

Кварцитопесчаники характеризуются низким содержанием щелочей и на диаграмме K_2O-Na_2O (Петтиджон и др., 1976) все фигуративные точки попали в поле аркозов (рис. 2а), что предполагает участие в формировании состава песчаников кислых магматических пород.

На диаграмме $lg(Fe_2O_{3обш}/K_2O)-lg(SiO_2/Al_2O_3)$ (Herron, 1988) большая часть точек песчаников попала в поле железистых песчаников, что объясняется присутствием в них гематита. На диаграмме $SiO_2-(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)-(Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$ (Коссовская, Тучкова, 1988) большинство точек расположено в поле кварцевых песчаников, а несколько точек кварцитопесчаников с максимальными содержаниями железа, попали на границу поля вулканокластических песчаников (рис. 3б, 3в).

На диаграммах $(FeO + MgO)/(Al_2O_3 + K_2O)-SiO_2$ (Kusunoki, Musashino, 2001), А–F и А–М (Коссовская, Тучкова, 1988), показывающих степень

Таблица 2. Индикаторные соотношения, коэффициенты и модули

N	N обр.	$\text{Lg}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$	$\text{Lg}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$	$\text{Lg}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$	F1	F2	F3	F4	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$	CIA	CIW	ICV	$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	ГМ	HKM	ТМ
1	1	-0.74	1.48	0.53	-3.89	1.62	-5.74	-0.99	5.50	29.95	0.03	74	81	0.94	0.11	0.39	0.05	0.13	0.242
2	1/2a	-0.80	1.52	0.57	-4.61	3.35	1.36	11.86	6.33	33.45	0.03	85	91	0.83	0.07	0.22	0.05	0.08	0.250
3	3	-0.84	1.49	0.37	-3.40	0.55	2.77	-2.92	6.88	30.77	0.03	64	86	1.18	0.37	1.26	0.06	0.42	0.209
4	4	-0.83	1.59	0.41	-4.46	2.91	2.78	12.36	6.80	39.13	0.03	70	78	1.25	0.14	0.39	0.05	0.16	0.201
5	4/2	-0.82	1.55	-0.16	-4.37	2.43	-1.62	5.36	6.60	35.76	0.03	76	94	1.03	0.24	0.71	0.04	0.27	0.071
6	4-4/2	-0.86	1.54	-0.76	-4.23	2.23	5.50	9.48	7.25	35.00	0.03	73	88	0.76	0.22	0.66	0.04	0.25	0.183
7	4-6/2	-0.88	1.54	0.11	-4.29	1.89	0.42	5.34	7.63	35.00	0.03	71	86	1.02	0.23	0.69	0.05	0.26	0.284
8	4-8/2	-0.83	1.53	0.10	-4.28	1.83	2.90	7.56	6.78	34.27	0.03	71	86	1.01	0.22	0.70	0.05	0.26	0.143
9	4-11/2	-0.46	1.56	0.55	8.86	13.83	-8.77	-4.17	2.86	36.02	0.03	80	86	0.71	0.08	0.27	0.05	0.11	0.220
10	6	-0.75	1.64	0.64	-4.32	2.20	0.77	9.85	5.67	44.04	0.02	63	67	1.32	0.08	0.20	0.04	0.09	0.281
11	6/2	-0.90	1.47	0.21	-4.54	1.32	5.64	7.51	8.00	29.46	0.03	69	89	1.19	0.31	1.08	0.06	0.35	0.208
12	7/3	-0.80	1.65	0.21	-3.94	0.85	-6.42	-1.79	6.25	44.48	0.02	78	89	0.79	0.14	0.35	0.04	0.16	0.253
13	9	-0.79	1.84	-0.35	-2.92	2.05	-3.21	-4.32	6.14	68.75	0.01	61	76	0.94	0.31	0.50	0.02	0.36	0.301
14	218-173.1	-0.98	1.31	0.53	-4.85	1.85	-2.75	1.47	9.50	20.29	0.05	79	93	0.90	0.17	0.84	0.09	0.19	0.096
15	218-173.6	-0.94	1.77	0.32	-4.23	1.88	0.37	5.87	8.75	58.72	0.02	71	85	1.07	0.22	0.39	0.03	0.24	0.331
16	218-179.8	-0.98	1.15	0.56	-4.71	2.21	-3.71	-0.12	9.60	14.04	0.07	83	97	0.79	0.16	1.06	0.12	0.17	0.025
17	219-151.1	-0.68	1.57	0.87	-4.41	2.19	-3.29	4.49	4.80	37.46	0.03	81	85	0.79	0.05	0.15	0.04	0.06	0.251
18	220-143.6	-0.83	1.49	0.83	-4.25	3.31	-1.82	9.74	6.80	30.83	0.03	74	78	1.34	0.06	0.20	0.05	0.06	0.201
19	220-145.6	-0.98	1.27	0.86	-5.25	3.73	2.74	10.90	9.60	18.47	0.05	89	98	1.02	0.10	0.53	0.11	0.11	0.099
20	220-151.8	-0.90	1.45	0.47	-3.59	3.38	-0.24	5.55	8.00	28.24	0.04	83	93	0.76	0.12	0.45	0.06	0.14	0.329
21	220-143.6	-0.75	1.90	0.48	-3.22	2.94	-7.14	0.48	5.67	79.75	0.01	77	87	1.02	0.14	0.20	0.02	0.17	0.238
22	221-174.9	-0.80	2.05	0.43	-4.30	1.56	-5.67	0.44	6.25	112.74	0.01	68	86	1.56	0.29	0.29	0.02	0.34	0.241
23	222-181.5	-1.05	1.26	0.41	-4.93	3.07	1.79	9.32	11.11	18.29	0.05	70	83	1.42	0.21	1.09	0.10	0.23	0.239
24	222-185.6	-0.86	1.68	0.42	-3.58	3.71	1.72	9.03	7.20	47.96	0.02	79	94	1.04	0.18	0.41	0.04	0.21	0.058

Примечания.

F1 = $0.303 - 0.447\text{SiO}_2 - 0.972\text{TiO}_2 + 0.008\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.208\text{FeO} + 3.082\text{MnO} + 0.14\text{MgO} + 0.195\text{CaO} + 0.719\text{Na}_2\text{O} - 0.032\text{K}_2\text{O} + 7.51\text{P}_2\text{O}_5$;F2 = $43.57 - 0.421\text{SiO}_2 + 1.988\text{TiO}_2 - 0.526\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.61\text{FeO} + 2.72\text{MnO} + 0.881\text{MgO} - 0.907\text{CaO} - 0.177\text{Na}_2\text{O} - 1.84\text{K}_2\text{O} + 7.244\text{P}_2\text{O}_5$;F3 = $30.638\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.54\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031\text{NaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$;F4 = $56.5\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.897\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$;ГМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$; HKM = $(\text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$;ЖМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$;CIA = $100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; ICV = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Ca}_2\text{O} + \text{Mg}_2\text{O} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$; CIW = $100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$.

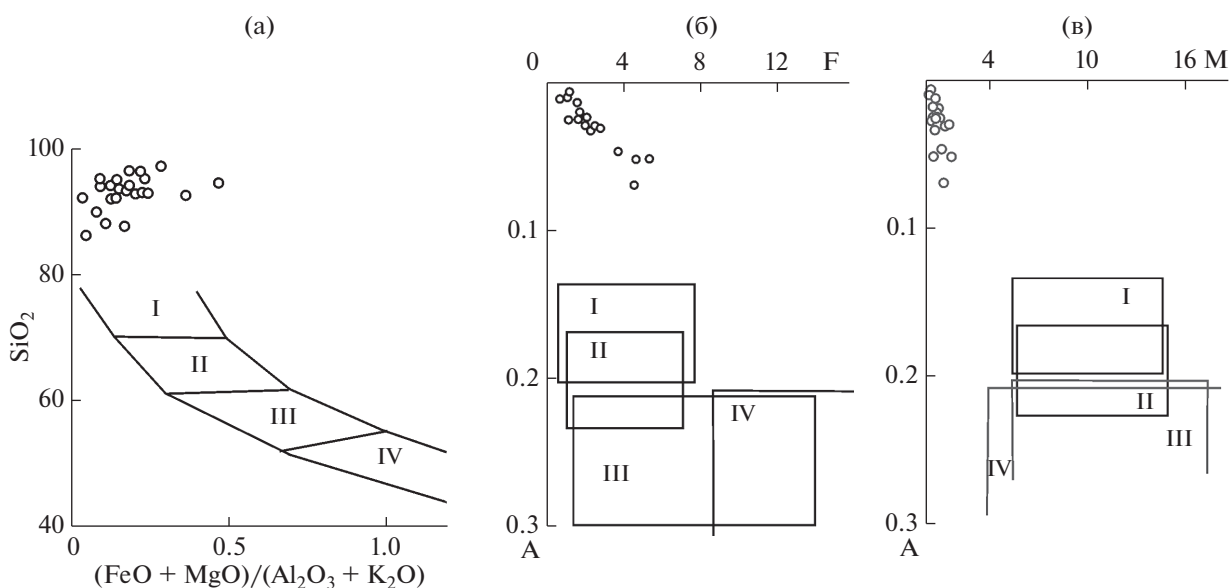


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов кварцитопесчаников воротинской толщи на диаграммах: а – $(\text{FeO} + \text{MgO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O})$ – SiO_2 ; где: I – риолиты, граниты; II – дациты, гранодиориты; III – андезиты, диориты; IV – базальты, габбро (Kusunoki, Musashino, 2001); б – A – F ; в – A – M (Коссовская, Тучкова, 1988), где: $A = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; $F = \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$; $M = \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; I – липаритодациты; II – граниты; III – гранодиориты; IV – андезитобазальты.

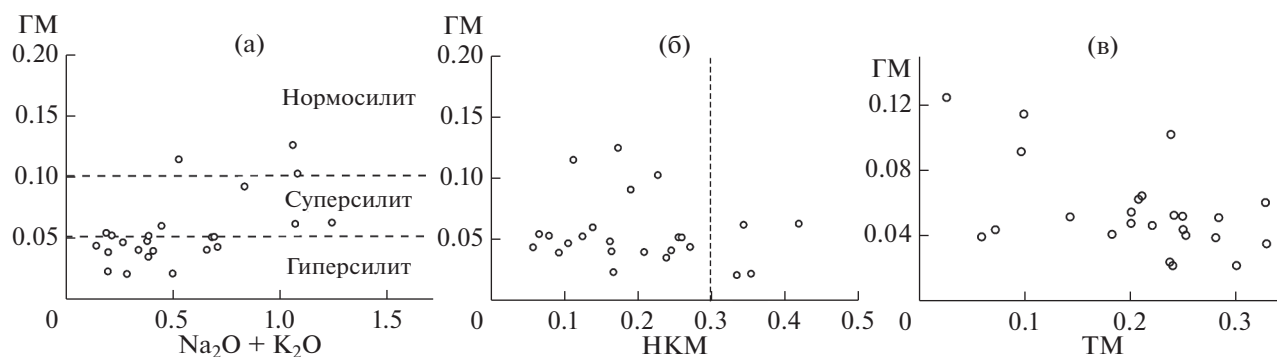


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов кварцитопесчаников воротинской толщи на модульных диаграммах: а – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – ГМ ; б – НКМ – ГМ ; в – ТМ – ГМ (по Юдович, Кетрис, 2000).

зрелости псаммитов и участие в их составе магматических пород, все фигуративные точки кварцитопесчаников оказались вне выделенных полей (рис. 3).

По значениям гидролизатного модуля (ГМ) в соответствии с классификацией Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (Юдович, Кетрис, 2000) кварцитопесчаники воротинской толщи являются понижено-гидролизатными породами, высокой степени седиментационной зрелости. Для большинства кварцитопесчаников значение НКМ меньше 0.3 (рис. 4б), что, по данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, является критерием отсутствия в породе неизмененного калиевого полевого шпата (Юдович, Кетрис, 2000), а четыре образца могут

содержать слабо измененные полевые шпаты. Значения титанового модуля (табл. 2) для большинства кварцитопесчаников соответствуют гипертитанистым породам. Повышенная титанность кварцитопесчаников воротинской толщи может быть обусловлена особенностями петрофонда – наследованием из алькесвожских высокотитанистых и железистых псаммитов и псефитов (в свою очередь содержащих материал коры выветривания по основным вулканитам) и концентрацией тяжелых титансодержащих минералов в естественном шлихе.

Значения индекса химического выветривания CIA (Nesbitt, Young, 1982) для пяти образцов менее 70, а в остальных случаях превышают этот по-

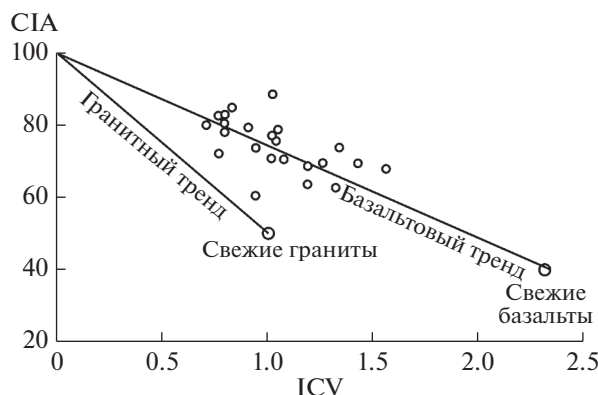


Рис. 5. Положение фигуративных точек песчаников на диаграмме ICV–CIA (Lee, 2002).

казатель, что соответствует обстановке умеренно теплого (семигумидного) климата в области размыва (табл. 2). Индекс изменения состава ICV (Cox, Lowe, 1995) колеблется в широком диапазоне и составляет от 0.76 до 1.56 (для большинства образцов близок к 1) и отражает низкое содержание в породах глинозема (табл. 1). Широкий разброс значений этого индекса предполагает присутствие в породе обломочного материала различной степени седиментационной зрелости.

На диаграмме ICV–CIA (Lee, 2002) почти все фигуративные точки кварцитопесчаников воронинской толщи, в виду незначительных содержаний щелочей, смещены в сторону базальтового тренда и тяготеют к его средней части, что соответствует средней и высокой степени выветрелости обломочного материала (рис. 5).

Индекс выветривания CIW (Hegron, 1988) находится в интервале 78–98 и, лишь в обр. 6, содержащем максимальное для всех изученных образцов количество CaO, опускается до 67. Макси-

мальные значения этого индекса (98) указывают на вовлечение в область размыва территорий с развитой корой выветривания.

Значения отражающего степень переработки материала в области размыва калиевого модуля K_2O/Al_2O_3 (Cox, Lowe, 1995) в трех образцах превышают пороговое значение 0.3, соответствующее породам, содержащим невыветрелый обломочный материал (табл. 2). Эти же образцы кварцитопесчаников отличаются минимальными значениями индекса ICV. Для остальных образцов значения калиевого модуля соответствуют породам, сформированным преимущественно за счет рециклированного материала.

Для выяснения палеогеодинамических условий формирования отложений построены диаграммы K_2O/Na_2O-SiO_2 (Roser, Korsch, 1988), F1–F2 (Bhatia, 1983) и $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ (Maynard et al., 1982) разграничивающие предполагаемые области осадконакопления и учитывающие соотношения максимального количества различных петрогенных оксидов (рис. 6). На всех диаграммах точки кварцитопесчаников попали в области пород, образованных в условиях пассивной континентальной окраины.

Определение содержаний редких и редкоземельных элементов проводилось на масс-спектрометре с индуктивной связной плазмой Agilent 7700х. Для перевода пробы в раствор использовался метод многокислотного разложения (смесь кислот в соотношении $HNO_3 : HF : HCl = 1 : 5 : 2$) в условиях микроволнового нагрева. Разложение велось в микроволновой системе пробоподготовки Sineo MDS-10. Все аналитические работы проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Содержания РЗЭ, малых и редких элементов, рассчитанные индикаторные соотношения, используемые при реконструкции состава материн-

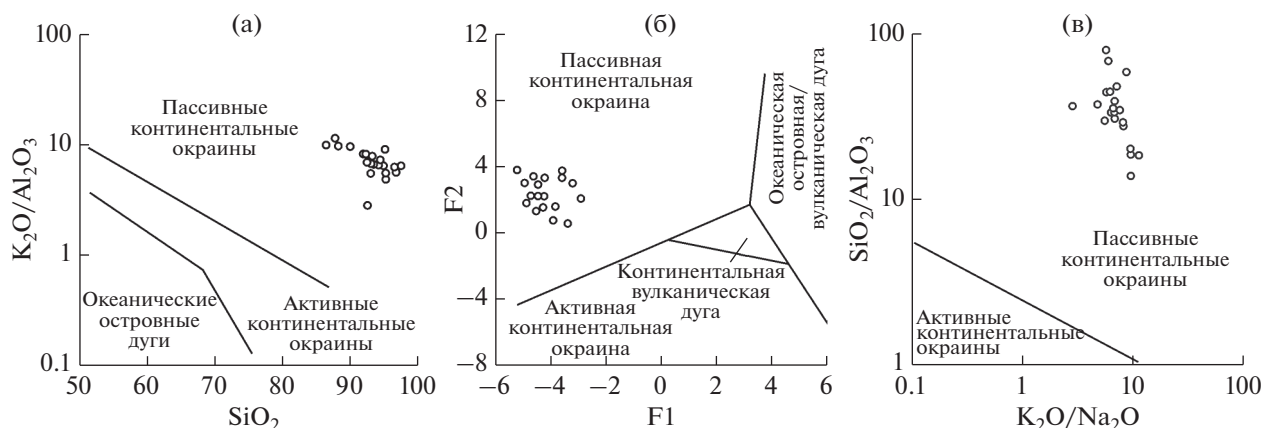


Рис. 6. Положение фигуративных точек составов песчаников на диаграммах: а – $SiO_2 - K_2O/Na_2O$ (Roser, Korsch, 1988); б – F1–F2 (Bhatia, 1983); в – $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ (Maynard et al., 1982).

Таблица 3. Содержания РЗЭ, малых и редких элементов в кварцитопесчаниках воротинской толщи, г/т

Элемент	1	4	6	9	7/3	220-151.7	221-181.6
Li	0.660	0.31	1.800	0.590	0.240	0.69	0.94
Be	0.340	0.25	0.130	0.270	0.200	0.47	0.62
Sc	2.700	2.30	1.600	2.400	2.100	5.80	5.60
V	14.000	17.00	8.700	11.000	9.600	41.00	58.00
Cr	84.000	170.00	83.000	100.000	140.000	35.00	55.00
Mn	33.000	57.00	26.000	21.000	62.000	40.00	140.00
Co	1.900	1.00	0.580	0.800	0.800	2.40	2.40
Ni	5.500	5.90	3.200	8.500	5.000	7.40	5.10
Cu	4.400	7.20	4.800	3.900	4.400	3.30	4.10
Zn	4.700	5.70	3.700	3.300	45.000	8.90	10.00
Ga	4.200	3.50	2.100	4.000	3.600	7.10	7.80
Ge	1.600	1.40	0.800	0.990	0.890	2.10	2.00
Rb	16.000	14.00	6.600	20.000	13.000	2.00	28.00
Sr	36.000	33.00	28.000	31.000	28.000	100.00	81.00
Y	115.000	9.60	7.400	7.400	5.400	20.00	8.60
Zr	47.000	78.00	71.000	45.000	49.000	230.00	260.00
Nb	7.100	9.50	9.400	5.600	5.700	19.00	21.00
Mo	7.400	19.00	9.100	12.000	16.000	2.60	2.90
Ag	0.220	0.36	0.330	0.200	0.200	0.98	1.20
Cd	1.600	1.80	1.700	1.100	1.000	4.20	4.30
Cs	0.920	0.75	0.380	1.100	0.710	1.90	2.10
Ba	66.000	70.00	33.000	67.000	65.000	82.00	88.00
La	23.000	19.00	17.000	18.000	12.000	41.00	37.00
Ce	53.000	45.00	36.000	41.000	24.000	91.00	79.00
Pr	6.700	4.90	4.400	4.900	3.100	11.00	9.80
Nd	26.000	19.00	16.000	18.000	11.000	42.00	35.00
Sm	5.800	4.30	3.200	3.800	2.200	8.10	5.90
Eu	0.920	0.65	0.500	0.640	0.430	1.20	0.99
Gd	6.700	5.00	3.900	4.500	2.700	10.00	7.70
Tb	0.720	0.50	0.370	0.370	0.250	0.82	0.56
Dy	3.300	2.30	1.600	11.600	1.100	3.40	1.90
Ho	0.570	0.39	0.290	0.280	0.210	0.62	0.35
Er	1.500	1.10	0.860	0.810	0.630	1.90	1.20
Tm	0.200	0.15	0.120	0.110	0.095	0.29	0.19
Yb	1.200	0.94	0.830	0.730	0.640	2.00	1.50
Lu	0.180	0.14	0.130	0.110	0.099	0.32	0.26
Hf	1.500	2.20	2.100	1.300	1.500	6.40	7.70
Ta	0.490	0.69	0.640	0.390	0.430	1.30	1.60
W	0.820	2.80	1.400	0.910	1.300	3.20	5.40
Pb	1.300	1.40	1.500	1.200	2.400	3.50	4.10
Bi	0.036	0.11	0.074	0.034	0.060	0.27	0.32
Th	4.400	5.20	4.700	4.000	4.100	14.00	17.00
U	0.790	0.83	0.640	0.680	0.540	2.40	2.10

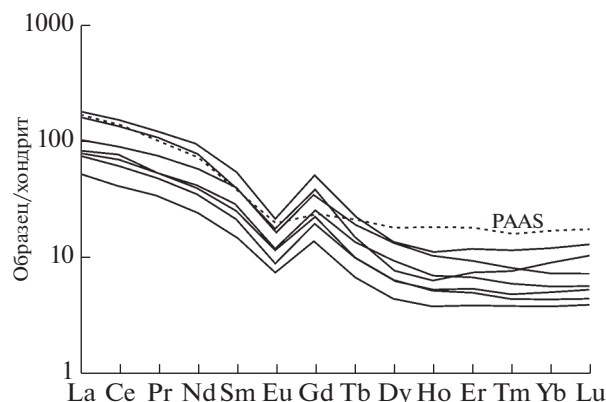


Рис. 7. Нормированные на хондрит (Sun, McDonough, 1989) спектры распределения содержаний РЗЭ в метапесчаниках.

ских пород и условий формирования для семи образцов кварцитопесчаников из различных частей разреза воротинской толщи, приведены в табл. 3 и 4.

Суммарное содержание РЗЭ в метапесчаниках воротинской толщи изменяется от 64 до 233 г/т в метапесчаниках обр. 121–181.5, содержащих наибольшее количество щелочей (табл. 1). По сравнению с PAAS (Тейлор, МакЛеннан, 1988) кварци-

топесчаники обеднены LREE и содержат существенно меньше HREE. Графики распределения РЗЭ в кварцитопесчаниках воротинской толщи (рис. 7) характеризуются нормальным для аркозовых песчаников распределением РЗЭ с высокой степенью фракционирования ($La_N/Lu_N = 12.49–16.84$). Общей особенностью всех проанализированных кварцитопесчаников является преобладание легких РЗЭ (LEE) и наличие четко выраженного европиевого минимума, со значениями $Eu/Eu^* 0.41–0.54$, что несколько ниже осадочных пород фанерозоя (Балашов, 1976).

Дискриминационные диаграммы $Hf-La/Th$, $Gd_N/Yb_N-Eu/Eu^*$, Yb_N-La_N/Yb_N и $La/Sc-Th/Co$ позволяют сделать предположения о составе пород областей питания, за счет размыва и перетолжения которых сформировались отложения воротинской тощи (рис. 8а–8в). На диаграмме $La/Sc-Th/Co$ (Cullers, 2002), на которую для сравнения нанесены средние составы архейских, протерозойских гранитов, а также гранитов Малдинского гранитного массива и обрамляющих их вулканитов малдинского комплекса (Соболева, 2004), фигуративные точки кварцитопесчаников воротинской толщи расположены вблизи точек составов кислых вулканитов в углу поля продук-

Таблица 4. Индикаторные отношения для песчаников воротинской толщи

Отношение	1	4	6	9	7/3	220-151.7	221-181.6
LREE	115.00	93.00	77.00	86.00	53.00	194.00	168.00
HREE	29.00	20.00	16.00	16.00	11.00	39.00	22.00
Σ REE	144.00	113.00	93.00	102.00	64.00	233.00	190.00
$\Sigma Ce/\Sigma Y$	3.93	4.61	4.97	5.43	4.74	4.94	7.53
Eu/Eu^*	0.47	0.45	0.45	0.49	0.56	0.43	0.47
La_N/Lu_N	13.15	13.97	13.46	16.84	12.48	13.19	14.65
Ce/Ce^*	1.09	1.09	0.97	1.01	0.92	1.00	0.97
Ce/La	2.30	2.37	2.12	2.28	2.00	2.14	2.22
Gd_N/Yb_N	4.14	3.95	3.49	4.57	3.13	3.71	3.81
La/Sc	8.52	8.26	10.63	7.50	5.71	7.07	6.61
La/Co	12.11	19.00	29.31	22.50	15.00	17.08	15.42
Cr/Th	19.09	32.69	17.66	25.00	34.15	2.50	3.24
Ce/Sm	9.14	10.47	11.25	10.79	10.91	11.23	13.39
Yb/Sm	0.21	0.22	0.26	0.19	0.29	0.25	0.25
Th/Co	2.32	5.13	5.20	8.10	5.00	5.83	7.08
$Zr/10$	4.70	7.80	7.10	4.50	4.90	230.00	26.00
La/Th	5.23	3.65	3.62	4.50	2.93	2.93	2.18
La_N/Yb_N	12.80	13.49	13.67	16.46	12.52	13.69	16.47
La/Sm	3.97	4.42	5.31	4.74	5.45	5.06	6.27
Th/U	5.57	6.27	7.34	5.88	7.59	5.83	8.10
Mo/Mn	0.22	0.33	0.35	0.57	0.26	0.07	0.02
$V/(V+Ni)$	0.72	0.74	0.73	0.56	0.66	0.85	0.92

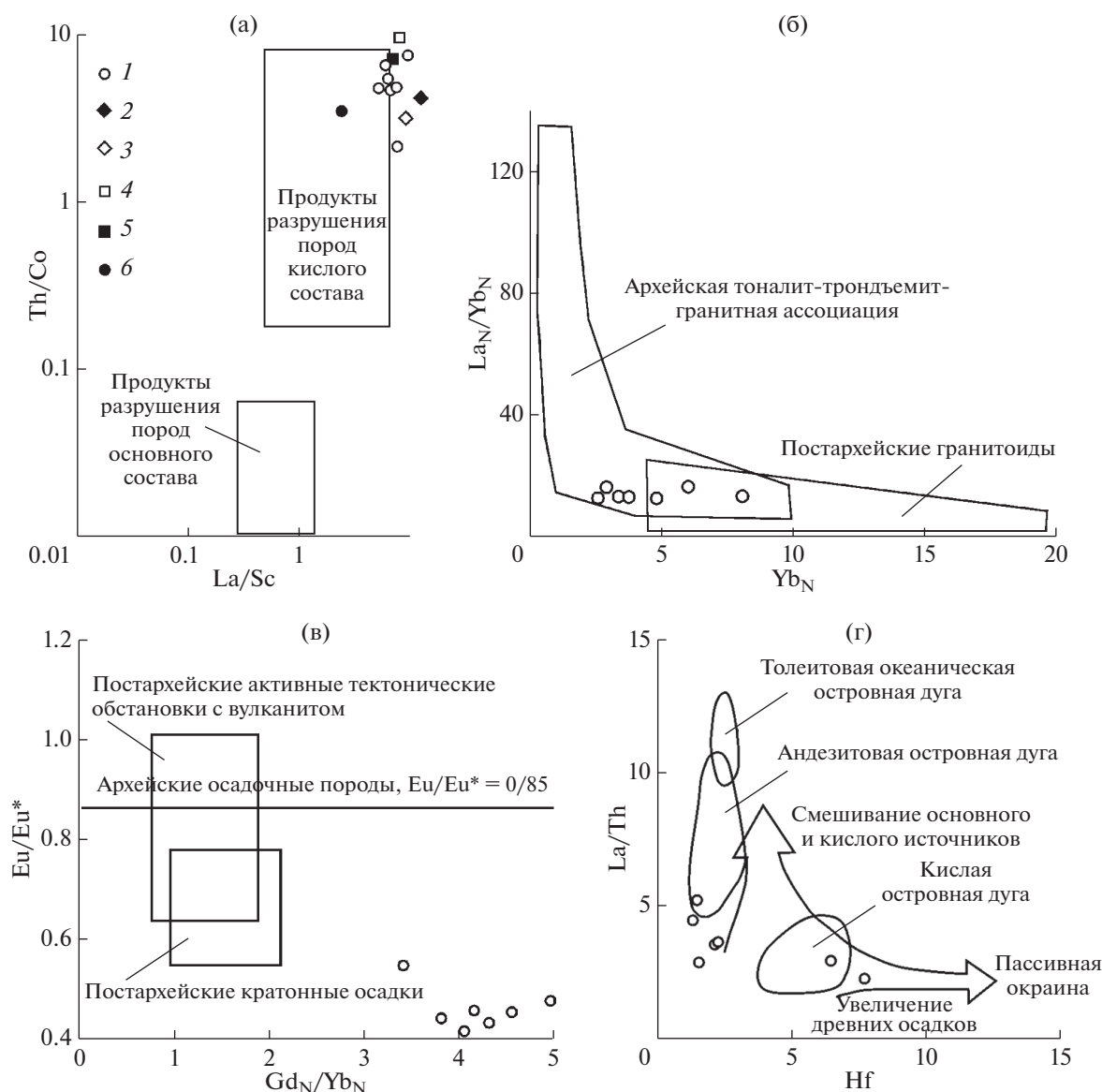


Рис. 8. Положение фигуративных точек кварцитопесчаников воротинской толщи на диаграммах: а – La/Sc – Th/Co (Cullers, 2002), б – Yb_N – La_N/Yb_N (Маслов и др., 2004); в – Gd_N/Yb_N – Eu/Eu^* (Taylor, 1995); г – Hf – La/Th (Asiedu et al., 2000). Условные обозначения: 1 – кварцитопесчаники воротинской толщи; 2 – средний архейский гранит (Condie, 1993); 3 – средний протерозойский гранит (Condie, 1993); 4 – средний состав риолитов малдинского комплекса (Соболева, 2004); 5 – средний состав дацитов малдинского комплекса (Соболева, 2004); 6 – средний состав гранитов Малдинского гранитоидного массива (Соболева, 2004).

тов разрушения пород кислого состава (рис. 8а). На диаграмме Yb_N – La_N/Yb_N (Маслов, 2004) точки воротинских кварцитопесчаников располагаются в поле архейской тоналит-гранодиоритовой ассоциации и в зоне перекрытия этого поля с полем постархейских гранитоидов (рис. 8б).

На диаграмме Gd_N/Yb_N – Eu/Eu^* (Taylor, 1995) все фигуративные точки кварцитопесчаников воротинской толщи расположены вне выделенных полей, а на диаграмме Hf – La/Th (Asiedu et al., 2000) распределены между источниками среднего, смешанного и кислого составов.

Значения отношений La_N/Yb_N (12.5–16.5), Th/Co (2.32–8.10), La/Co (12.11–29.31), La/Sc (5.71–10.63) Th/U (5.6–8.1) указывают на участие в формировании отложений кислых магматических пород высокой степени выветрелости (McLennan et al., 1995), в том числе в результате неоднократного переотложения. Высокие значения Cr/Th (19.09–32.69) в пяти образцах можно объяснить присутствием хромсодержащих минералов (хромита или фуксита), унаследованных из подстилающих алькесвожских пород, в которых эти минералы содержатся в значительных количествах и, в свою

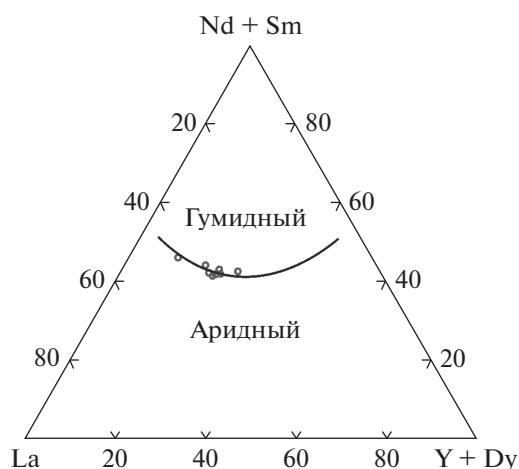


Рис. 9. Фигуративные точки кварцитопесчаников на диаграмме La–(Nd + Sm)–(Y + Dy) (Шатров, Войтеховская, 2009).

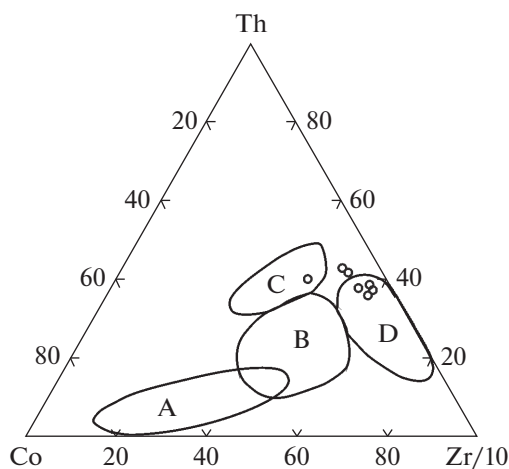


Рис. 10. Положение точек составов кварцитопесчаников на диаграмме Co–Th–Zr/10 (Bhatia, Crook, 1986). Области обстановок: А – океанических островных дуг; В – континентальных островных дуг; С – активных континентальных окраин; D – пассивных континентальных окраин.

очередь, они могли попасть из подстилающих фукситизированных риолитов и вендских основных интрузивных пород.

Значения индикатора климата $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ (3.93–7.53) характерны для отложений, образованных в гумидном климате (Балашов, 1976). На треугольной диаграмме La–(Nd + Sm)–(Y + Dy) фигуративные точки кварцитопесчаников расположены на линии разграничения обстановок с аридным и гумидным климатом (рис. 9).

Значения отношений Ce/La (2.0–2.4) и Th/U 5.6–8.1 типичны для осадочных пород прибрежно-морского происхождения (Волков, 1987; McLennan et al., 1995). Отношение Ce/Ce^* 0.97–

1.09 характеризуют обстановку осадконакопления как окраинно-континентальную (Murray et al., 1991). На диаграмме Co–Th–Zr/10 фигуративные точки составов кварцитопесчаников расположены в поле и на границе поля составов пород, образованных в условиях пассивных континентальных окраин (рис. 10). Одна точка попала в область активных континентальных окраин. Характеризующие фациальные условия осадконакопления отношения La/Sm (4.0–6.3), Ce/Sm (9.1–13.4), Yb/Sm (0.19–0.26) соответствуют мелководным условиям образования отложений (Балашов, 1976).

Применяемые обычно в качестве показателей окислительно-восстановительных условий осадконакопления коэффициенты $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ и Mo/Mn (Hatch, 1992; Bhatia, Crook, 1986), составляют соответственно 0.02–0.57 и 0.58–0.92 (табл. 4). Такие значения характерны для отложений, образовавшихся в бассейне с сероводородным заражением. Мы полагаем, что в этом случае значения отношений объясняются не существованием восстановительной обстановки, а отражают влияние геохимической специализации риолитов малдинского комплекса – носителей так называемого “малдинского геохимического феномена” – крайне низким содержанием Ni и повышенным содержанием летучих элементов грейзенового парагенезиса (Be, Sn, W, Mo, Ge, Bi, As, F) (Соболева, 2004; Юдович и др., 2001).

На диаграмме, иллюстрирующей нормированные содержания элементов-примесей, спектры распределения элементов-примесей в кварцитопесчаниках воротинской толщи однотипны (рис. 11). В них отмечается пониженное, по сравнению с PAAS, содержание литофильных элементов (Rb, Sr, Ba, Pb, Th, U), близкие или равные содержания LREE и значительно превышающие содержания Mo и W.

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ петрохимических модулей, индикаторных отношений и характер спектров распределения и расположения фигуративных точек составов на различных диаграммах показал сходство всех характеристик кварцитопесчаников. Незначительные различия изменения степени преобразования исходного терригенного материала обусловлены локальными особенностями подстилающих отложений алькесовской толщи, характеризующейся резкой изменчивостью состава, как в вертикальном направлении, так и по латерали (Ефанова, 2004).

Положение фигуративных точек кварцитопесчаников воротинской толщи на диаграммах, применяющихся для определения состава пород источников обломочного материала (рис. 3) вне выделенных полей указывает на то, что они не

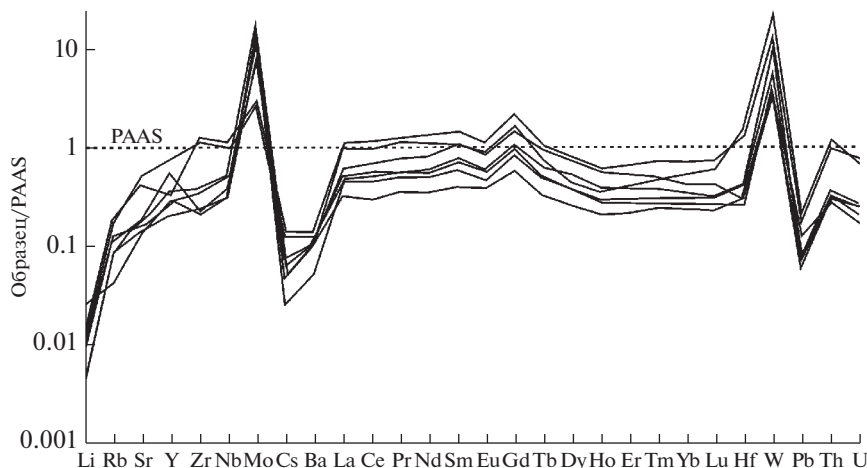


Рис. 11. Нормированное на PAAS (Тейлор, МкЛеннан, 1988) содержание элементов-примесей в кварцитопесчаниках воротинской толщи.

являются породами первого цикла выветривания, а в их составе преобладает неоднократно переотложенный обломочный материал.

По значению гидролизатного (ГМ) модуля кварцитопесчаники относятся к нормальным аквагенным осадочным породам высокой степени седиментационной зрелости, не содержащим невыветрелых полевых шпатов, а превышенные значения модуля нормированной щелочности (НКМ) в четырех образцах объясняется присутствием слюды. По значению титанового модуля большинство кварцитопесчаников относятся к гипертитанистым породам ($TM > 0.12$), что обусловлено как субстрактным фактором — переотложением алькесвожских пород, в составе которых значительную часть занимает материал кембрийской коры выветривания по основным вулканитам, так и естественным шлихованием, результатом которого стало присутствие в кварцитопесчаниках слоев, обогащенных рудными минералами, в том числе, лейкоксеном. Обусловленная постоянным присутствием гематита и лейкоксена, относительно высокая для пород такого литологического типа, железистость воротинских кварцитопесчаников отразилась на значениях зависящего от соответствующих породообразующих оксидов индекса ICV, по нашему мнению, несколько завысив его. Мы полагаем, что степень зрелости и гипергенной переработки слагающего кварцитопесчаники воротинской толщи обломочного материала максимально объективно отражены на классификационных диаграммах (рис. 3).

На диаграммах, позволяющих установить палеогеодинамическую обстановку и тектоническое положение области осадконакопления, фигуративные точки составов кварцитопесчаников компактно расположены в полях, соответствующих

обстановкам пассивной континентальной окраины (рис. 5).

Однотипная форма спектров распределения РЗЭ и других элементов-примесей свидетельствует о постоянстве источников питания и условий образования отложений. Положение фигуративных точек кварцитопесчаников воротинской толщи на дискриминационных диаграммах, иллюстрирующих соотношения некоторых редких и редкоземельных элементов (рис. 8), позволяет предположить существование нескольких источников обломочного материала, испытавшего неоднократно переотложение. При преобладании обломков метатерригенных пород, слагавших древние континентальные блоки, влияние на состав кварцитопесчаников оказали местные источники питания — вулканиты позднекембрийско-раннеордовикской саблегорской свиты. Материал развитых в районе кислых и основных магматических образований, преобразованный в кембрийской коре выветривания, унаследован воротинскими кварцитопесчаниками из подстилающих терригенных отложений алькесвожской толщи. Повышенные содержания молибдена и ванадия (рис. 11) прямо указывают на влияние при формировании состава отложений гранитоидов Малдинского массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геологической истории Урала позднекембрийско-раннеордовикский этап, последовавший за глобальной тектонической и климатической перестройкой, характеризуется существованием эпиконтинентальных рифтовых комплексов, обусловивших разнообразие одновременно существовавших обстановок и механизмов осадконакопления. Проведенное изучение геохимических особенно-

стей кварцитопесчаников воротинской толщи, залегающей в основании нижнепалеозойской обейзской свиты на хр. Малдынырд, позволило установить, что они образовались в результате рециклинга подвергшихся химическому выветриванию метаосадочных пород фундамента, при участии продуктов разрушения вулканитов саблегорской свиты. Накопления терригенной толщи проходило в умеренно-теплом климате, в отсутствии вулканической деятельности и стабильных тектонических условий в мелководно-морской обстановке.

Структурно-текстурные характеристики кварцитопесчаниковой толщи, особенности залегания и геохимические данные, позволяют связать начало ее формирования с проникновением морского бассейна в наиболее пониженные участки суши, за время которого косослоистыми песками в первую очередь заполнялись депрессии рельефа, сохранившиеся после накопления континентальных алькесвожских отложений. В районе современного хр. Малдынырд смена континентальных условий на морские в позднекембрийско-раннеордовикское время проходила постепенно, по мере затопления пониженных участков суши с образованием косослоистых вишневых песчаников, которые сменились мощной толщей конгломератов. Мы полагаем, что первичным источником золота являлись породы зоны контакта основных интрузивных образований манарагского (BRF₃–V) комплекса и риолиты верхней подсвиты саблегорской свиты, в том числе преобразованные в коре выветривания. Золото, совместно с другими устойчивыми к выветриванию минералами было переотложено в терригенную толщу алькесвожской свиты, из которого, в свою очередь, унаследовано кварцитопесчаниками воротинской толщи.

Работа выполнена в рамках Госпрограммы № 1021051101626-4 “Осадочные формации, вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления”, № AAAA-A21-121011890029-4 “Палеоокеанические и окраинно-континентальные комплексы в структурах складчатых поясов: состав, возраст, условия формирования и геодинамическая эволюция” и в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН – регистр. номер 1021062211107-6-1.5.6; FUUU-2022-0085.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балашов Ю.А. (1976) *Геохимия редкоземельных элементов*. М.: Наука, 268 с.

Волков И.И., Дубинин А.В. (1987) Редкоземельные элементы в гидротермальных накоплениях железа и марганца в океане. *Литология и полезные ископаемые*. (6), 40-56.

Ефанова Л.И. (2001) Алькесвожская толща на севере Урала. Стратиграфия, литология, металлоносность.

Авторефер. дис. канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 24 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации (2013). Масштаб 1 : 200000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ. 252 с.

Коссовская А.Г., Тучкова М.И. (1988) К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород. *Литология и полезные ископаемые*. (2), 8-24.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2004) Тонкозернистые алюмосилико-кlastические образования стратотипического разреза среднего Рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса. *Литология и полезные ископаемые*. (4), 414-441.

Никулова Н.Ю. (2013) *Базальные горизонты уралитид Севера Урала*. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 240 с.

Никулова Н.Ю., Ефанова Л.И., Карчевский А.Ф., Швецова И.В. (2003) Новый стратиформный тип золоторудной минерализации на хр. Малдынырд (Приполярный Урал). *ДАН*. 392(1), 92-95.

Никулова Н.Ю., Ефанова Л.И., Швецова И.В. (2004) Литология и золотоносность базальных слоев уралитид на хр. Малдынырд (Приполярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 54 с.

Озеров В.С. (1996) Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала. *Руды и металлы*. (4), 28-37.

Озеров В.С. (1998) Особенности металлогении золота области Центрально-Уральского поднятия на севере Урала. *Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы всероссийской конференции (17–19 февраля 1998 г., Сыктывкар)*. Сыктывкар: Геопринт, 14-16.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. (1976) *Пески и песчаники*. М.: Мир, 536 с.

Соболева А.А. (1995) Риолиты Приполярного и южной части Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 21 с.

Соболева А.А. (2000) Кислые вулканиты севера Урала. Авторефер. дис. канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 17 с.

Соболева А.А. (2004) *Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала*. Екатеринбург: УрО РАН, 146 с.

Сорока Е.И., Рябинин В.Ф., Сазонов В.Н., Червяковский С.Г. (1995) Трансформация пород Малдинского липаритового комплекса под воздействием многоэтапной коллизии. *Ежегодник, 1994: ИГ и Г УрО РН*. Екатеринбург, 97-100.

Тейлор С.З., Мак-Леннон С.М. (1988) *Континентальная кора: ее состав и эволюция*. М.: Мир, 384 с.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В. (2009) Применение лантаноидов для реконструкций обстановок образования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента Восточно-Европейской платформы). *Геохимия*. (8), 805-824.

Shatrov V.A., Voitsekhovskii G.V. (2009) The use of lanthanides for the reconstruction of phanerozoic and proterozoic sedimentation environments exemplified by sections in the cover and basement of the East European platform. *Geochem. Int.* 47(8), 758-776.

- Шумилов И.Х., Осташенко Б.А. (2000) Минералогические особенности Au—Pd—Tr оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт, 104 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) *Основы литохимии*. СПб.: Наука, 479 с.
- Юдович Я.Э., Ефанова Л.И., Швецова И.В., Козырева И.В., Котельникова Е.А. (1998) Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты. Сыктывкар: Геопринт, 98 с.
- Юдович Я.Э., Козырева И.В., Кетрис М.П., Швецова И.В. (2001) Геохимия РЗЭ в зоне межформационного контакта на хр. Малдындыр (Приполярный Урал). *Геохимия*. (1), 1-15.
- Yudovich Ya.E., Kozyreva I.V., Ketris M.P., Shvetsova I.V. (2001) Geochemistry of rare earth elements in the zone of interformational contact in the Maldynyrd range (Near-polar Urals). *Geochem. Int.* **39**(1), 1-15.
- Asiedu D.K., Suzuki S., Nogami K., Shibata T. (2000) Geochemistry of Lower Cretaceous sediments, Inner Zone of Southwest Japan: Constraints on provenance and tectonic environment. *Geochemical J.* **34**, 155-173.
- Bhatia M.R. (1983) Plate tectonic and geochemical composition of sandstones. *J. Geology*. **91**(6), 611-627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *contrib. Mineral. Petrol.* **108**(1/2), 1-16.
- Bostrom K. (1973) The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockholm Contrib. Geol.* **27**(2), 148-243.
- Cox R., Lowe D.R. (1995) Controls of sediment composition on a regional scale: a conceptual review. *J. Sed. Res.* **65**, 1-12.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface and shales. *Chem. Geol.* **104**, 1-37.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elements concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.* **191**(4), 305-327.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sed. Geol.* **55**(3/4), 319-322.
- Hatch J.R. (1992) Relationship between inferred redox potential of the formation conditions and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dinnis Limestone. *Chem. Geol.* **99**, 65-82.
- Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.* **58**, 820-829.
- Kusunoki T., Musashino M. (2001) Comparison of the Middle Jurassic to Earliest Cretaceous sandstones from the Japanese Islands and South Sikhote-Alin. *Earth Science*. **55**(5), 293-306.
- Lee Y.I. (2002) Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongann Supergroup, Korea. *Sedimentary Geology*. **149**, 219-235.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. **299**, 715-717.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-Sh. (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. *Geol. Soc. Spec. Publ. L.* **10**, 551-561.
- McLennan S.M., Hemming S., Taylor S.R., Eriksson K.A. (1995) Early Proterozoic crustal evolution: geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **59**, 1153-1177.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Gerlach D.C. et al. (1991) Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California. Assessing REE sources to fine-grained marine sediment. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **55**, 1875-1895.
- Roser B.P., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geology*. **94**(5), 635-650.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*. **42**, 313-345.
- <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taylor S.R. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. S.R. Taylor, S.M. McLennan. *Rev. Geophys.* **33**, 241-265.