НЯРТИНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА: ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ

П. А. Маркова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Polina.kolesnik@bk.ru

В статье приводятся результаты петрогеохимических исследований пород нижнепротерозойского няртинского гнейсо-мigmatитового комплекса Приполярного Урала, вещественный состав которого оставался относительно слабоизученным. Рассматриваемый комплекс сложен полиметаморфическими образованиями, что сильно затрудняет или делает невозможным использование традиционных петрографических и литологических методов для выявления их первичной природы. В этом случае определяющее значение для целей установления первичного субстрата метаморфитов имеет их химизм.

На основе интерпретации как ранее опубликованных материалов по химическому и минералогическому составу пород, так и новых петро- и геохимических данных была выполнена реконструкция исходного состава метаморфитов и впервые дана оценка палеогеографических условий формирования протолитов. Установлено, что исходными образованиями для ортометаморфитов явились магматические породы андезит-базитового ряда толеитовой и известково-щелочной серий. Субстратом для метатерригенных пород были полимиктовые алевролиты, граувакковые и кварц-полевошпатовые песчаники. В свою очередь, исходным материалом для алевролитов и песчаников послужили как магматические породы основного и кислого состава, так и рециклированные осадки с различной степенью петрохимической зрелости. Формирование вулканогенно-осадочного субстрата метаморфитов няртинского комплекса происходило в сухом холодном климате при достаточно сильно расчлененном рельефе.

Ключевые слова: Приполярный Урал, няртинский комплекс, литогеохимия, субстрат метаморфитов.

NYARTIN METAMORPHIC COMPLEX IN THE SUBPOLAR URALS: THE PRIMARY NATURE OF METAMORPHIC ROCKS AND PALEO GEOGRAPHIC CONDITIONS OF FORMATION OF THE PROTOLITHS

P. A. Markova

Institute of Geology Komi SC UrB RAS, Syktyvkar

The article presents the results of petrogeochemical studies of rocks of the Lower Proterozoic gneiss-migmatite Nyartin complex in the Subpolar Urals, the material composition of which is still relatively poorly investigated. The considered complex is composed of polymetamorphic formations; this makes the using of traditional petrographic and lithologic methods for identification of their primary nature very difficult or impossible. In this case, the decisive importance for establishing the primary substrate of metamorphites is their chemistry.

Reconstruction of the original composition of metamorphites was carried out, and the paleogeographic conditions of protolith formation were performed for the first time on the basis of interpretation of previously published papers on the chemical and mineralogical composition of rocks, and new petro- and geochemical data. It was found that the igneous rocks of andesite-basaltic set of tholeiite and calc-alkaline series were initial formations for orthometamorphites. Polymictic aleurolites, greywacke and quartz-feldspathic sandstones were substrate for metaterigenous rocks. In turn, the igneous rocks of basic and acid composition as well as recycled sediments with different degrees of petrochemical maturity were original material for aleurolites and sandstones. The formation of volcanic-sedimentary substrate of the Nyartin metamorphites took place in the dry cold climate at quite strongly rugged topography.

Keywords: the Subpolar Urals, the Nyartin complex, litho geochemistry, substrate of metamorphites.

Введение

В стратиграфических схемах Приполярного Урала в настоящее время в докембрийском разрезе выделяются следующие стратиграфические подразделения: няртинский комплекс нижнего протерозоя, обрамляющие его маньхобейнская и щокурьинская нижнерифейские свиты, пуйвинская свита среднего рифея, включающая базальную ошизскую толщу. К верхнему рифею относятся хобейнская, мороинская (санаизская) и саблегорская свиты. Разрез докембрия венчает лаптопайская свита вендского возраста [18].

Няртинский гнейсо-мigmatитовый комплекс составляет ядро Хобейнской антиклинали, расположенной на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория в пределах Кожимского поперечного поднятия. Он представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении тектонический блок длиной 65 км и шириной 10–25 км. Схема геологического строения северной части комплекса и его рифейско-палеозойского обрамления приведена на рис. 1. В составе комплекса наиболее распространены гнейсы и кристаллические сланцы, а также продукты их

гранитизации (мigmatиты). В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты, амфиболсодержащие кристаллические сланцы, кварциты, мраморы. Вдоль тектонических границ Няртинского блока картируются зоны низкотемпературного диафтореза. Диафториты по гнейсам и кристаллическим сланцам представлены хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, а по амфиболитам — эпидот-альбит-хлорит-актинолитовыми и кальцит-эпидот-хлоритовыми сланцами. По литологическому составу пород и их соотношению в разрезе комплекса устанавливаются две толщи: нижняя амфиболито-гнейсовая (мощность более 500 м) и верхняя плагиогнейсово-сланцевая (мощность более 700 м). Первично-интрузивные породы в пределах комплекса представлены небольшими массивами гнейсовидных гранитов, а также небольшими дайкообразными телами амфиболитов. Граниты объединяются в николайшорский гранитный массив раннего протерозоя [13, 16].

Отложения няртинского комплекса изучались нами в истоках р. Кожим и в ее верхнем течении, по ручьям Николай-Шор и Кожим-Вож.

Рис. 1. Схема геологического строения северной части Приполярного Урала:

1 — няртинский метаморфический комплекс (PR_1), 2 — маньохеинская свита (R_1 ?), 3 — шокуринская свита (R_1 ?); 4 — пуйвинская свита (R_2); 5 — верхнерифейские отложения (R_3) нерасчлененные; 6 — палеозойские отложения (C_3-O) нерасчлененные; 7 — граниты; 8 — нерасчлененные комплексы зоны ГУГР [14]

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the northern part of the Subpolar Urals:

1 — the Nyartin metamorphic complex (PR_1), 2 — manhobeinskaya suite (R_1 ?), 3 — schokurinskaya suite (R_1 ?); 4 — puyvinskaya suite (R_2); 5 — Upper Riphean deposits (R_3), undifferentiated; 6 — Paleozoic deposits (C_3-O), undifferentiated; 7 — granite; 8 — magmatic complexes undifferentiated GUGR [14]

Ранее гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и мраморы няртинского комплекса были отнесены к метатерригенным породам. Первично-осадочный генезис подтверждается как химическими анализами, так и минералогическими исследованиями. При минералогических исследованиях большое внимание уделяется изучению акцессорного циркона, который обладает способностью сохранять свои морфологические особенности даже в условиях высоких степеней метаморфизма. Поэтому присутствие в гнейсах, кристаллических сланцах, кварцитах и мраморах обломочного (аллотригенного) и новообразованного (аутигенного) циркона позволило отнести их к исход-

ным парапородам. Амфиболиты няртинского комплекса по своему химическому составу были определены как метаморфизованные ортопороды основного ряда. Изучение акцессорных минералов также подтверждало исходную магматическую природу амфиболитов. Также в этих породах отсутствуют детритовые акцессории, а циркон встречается в очень малых количествах в шлифах в виде идиоморфных кристаллов, характерных для магматических пород основного ряда [15, 16].

Приведенный в статье новый фактический материал наряду с уже опубликованными данными позволил внести коррективы в имеющиеся реконструкции

первичной природы метаморфитов няртинского комплекса. Впервые получены данные о составе возможных источников сноса терригенного субстрата и палеогеографических условиях образования протолитов метаморфических пород.

Методы исследования

В основу работы положены результаты, полученные на основе данных по химическому и геохимическому составу пород няртинского комплекса.

Каменный материал, использованный в данной работе, был собран из естественных обнажений в ходе полевых работ в 2014 г. В данных исследованиях большое внимание было уделено изучению нижней толщи комплекса (амфиболито-гнейсовой), а именно наиболее распространенным здесь метатерригенным породам — гнейсам. В верхней толще нами были изучены преимущественно кварциты, которые образуют прослой мощностью 0.5—5 м, иногда до 20—30 м среди кристаллических сланцев.

Для аналитических исследований отбирались образцы (6 штук), наименее затронутые вторичными преобразованиями (плагио- и калиевая фельдшпатизация, окварцевание, мусковитизация, эпидотизация), что в дальнейшем контролировалось петрографическими наблюдениями. Петрографический состав, а также структурные и текстурные особенности пород исследовались с помощью поляризационного микроскопа. Дополнительно привлечены данные о химическом и минералогическом составе пород из ранее опубликованных материалов [13, 14, 16].

Содержания породообразующих оксидов в породах определялись методом мокрой химии (аналитик О. В. Кокшарова) и комплексным методом мокрой химии с рентгенофлуоресцентным анализом (аналитик С. Т. Неверов) в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН. Содержания редких элементов (Ce, Y) определены в Институте геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого УрО РАН методом ICP-MS на приборе ELAN 9000.

При интерпретации химического состава метаморфитов применялись широко известные, достаточно апробированные методики, предложенные А. А. Предовским, А. Н. Нееловым, М. Бхатией, Н. П. Семененко, Ф. Дж. Петтиджоном, С. Д. Великославинским [2, 8, 10, 11, 22, 23 и др.], позволяющие отделять пара- и ортопороды и реконструировать их исходную природу. Дополнительная характеристика пород была получена с помощью литохимических модулей [21]: ГМ — гидролизатный модуль — $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$; ТМ — титановый модуль — $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; ЖМ — железный модуль — $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$; ФМ — фемический модуль — $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{Mg})/\text{SiO}_2$; НКМ — модуль нормированной щелочности — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$.

При помощи известных литохимических индексов — индексов интенсивности химического выветривания $\text{CIW} = 100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ [25], $\text{CIA} = 100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [6, 7], $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, где $\Sigma\text{Ce} = (\text{La} + \text{Ce} + \text{Pr} + \text{Nd} + \text{Sm} + \text{Eu})$, а $\Sigma\text{Y} = (\text{Gd} + \text{Tb} + \text{Dy} + \text{Ho} + \text{Er} + \text{Tm} + \text{Yb} + \text{Lu} + \text{Y})$ [1], и индекса зрелости осадков $\text{IVC} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} +$

$+ \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{Mg} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$ [6, 7] были оценены палеоклимат, господствующий при формировании субстрата метаморфитов, и степень зрелости размывавшихся материнских пород.

Петрографическая характеристика пород

Среди гнейсов по минеральному составу были выделены две разновидности — биотитовые и биотит-мусковитовые.

Биотитовые гнейсы представляют собой полосчатые зеленовато-серые и серые, мелкозернистые породы. Содержание биотита в гнейсах составляет 10—25 %, редко до 40 %. Плагиоклаз в количественном отношении преобладает над кварцем и представлен альбитом или олигоклазом. В небольшом количестве встречается решетчатый микроклин (до 10 %), а также гранат, эпидот, роговая обманка и мусковит (первые проценты).

Биотит-мусковитовые гнейсы имеют светло-зеленовато-серый цвет, характеризуются отчетливой сланцеватой текстурой, среднезернистой структурой и редко контрастной полосчатостью. Полосчатость обусловлена наличием тонких кварц-полевошпатовых прослоев и линзовидных обособлений. В составе пород присутствует плагиоклаз (альбит) и кварц, мусковит — 10—20 %, биотит — 5—15 %, отмечается гранат — 5—20 %. Среди второстепенных минералов встречаются роговая обманка, эпидот.

Среди вторичных минералов в изученных гнейсах присутствуют хлорит и кальцит. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, пиритом, рутилом, цирконом, титанитом, анатазом, галенитом, турмалином, кианитом, ортитом, шеелитом, монацитом, молибденитом, флюоритом. Наиболее распространенными акцессорными минералами являются циркон, апатит, турмалин и титанит.

Среди амфиболитов выделяются две генерации, различающиеся зернистостью, структурами и степенью метасоматического преобразования, — ранняя и поздняя. Поздние амфиболиты мелкозернистые, слабоборассланцованные, редко среди них встречаются гранитизированные разновидности. На картах поздние амфиболиты обозначаются как интрузивные тела. Амфиболиты ранней генерации являются более крупнозернистыми, рассланцованными, полосчатыми и в большей степени измененными процессами гранитизации и связанного с ним метасоматоза. Встречаются эти амфиболиты в виде сравнительно редких пластообразных тел среди гнейсов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность прослоев составляет десятки сантиметров и первые метры, а протяженность — десятки и сотни метров. Маломощные прослои амфиболитов смяты в складки, иногда изоклинальные, часто будинированы и имеют вид линз. Амфиболиты именно ранней генерации и явились объектом нашего изучения. Породы имеют темно-серо-зеленую, иногда черную окраску, состоят из роговой обманки — 40—70 %, плагиоклаза-андезина — 10—30 %, эпидота — до 15 %. Всегда присутствует гранат — от 5—10 % до 20 %. В гранитизированных разновидностях амфиболитов встречаются кварц, биотит, мусковит, микроклин. Наиболее обычны вторичные низкотемпературные минералы хлорит и каль-

цит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, сфеном, апатитом, очень редко встречается циркон.

Кварциты образуют прослои мощностью 0.5—5 м, иногда до 20—30 м среди кристаллических сланцев. Породы представляют собой белые и светло-серые среднезернистые полосчатые, умеренно рассланцованные породы. В минеральном составе, как правило, преобладает кварц (в некоторых образцах до 80 %), постоянно присутствует альбит, но с различной вариацией его содержания в породах— 10—30 %. Отмечается также мусковит — до 10 %, реже встречаются микроклин, биотит, хлорит и кальцит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом, магнетитом.

Первичная природа метаморфитов

Породы няртинского комплекса являются полиметаморфическими образованиями. Наложение нескольких этапов деформации и метаморфической перекристаллизации привело к тому, что какие-либо реликтовые текстуры и структуры исходных образований отсутствуют. Распознать их иногда удастся только в кварцитах, где тонкую неравномерную полосчатость можно трактовать как реликтовую первичную слоистость.

Специальные исследования по изменению первичного химического состава пород при метаморфизме на изучаемой территории показали, что при прогрессивном региональном метаморфизме главные особенности химического состава пород сохраняются и отражают химизм исходных толщ [13]. Ограничения касаются пород, претерпевших процесс гранитизации, который широко проявлен в по-

родах няртинского комплекса, особенно в гнейсах. Эти породы, как правило, отличаются своей лейкократовостью, наличием прожилков, линз и обособлений кварц-полевошпатового материала. Было установлено, что при процессах гранитизации уменьшается количество железа, магния, кальция, марганца и увеличивается содержание кремния и щелочей в зависимости от вида гранитизации [13, 14]. Если это плагиогранитизация, то в балансе щелочей возрастает роль натрия ($\text{Na}_2\text{O} \geq 5\%$ при $\text{K}_2\text{O} \leq 1-0.5$), а если калиевая гранитизация, то роль калия ($\text{K}_2\text{O} \geq 5\%$ и $<\text{Na}_2\text{O}$) [20].

Амфиболиты характеризуются содержанием кремнезёма от 45 до 55 %, повышенным содержанием TiO_2 — 1.4—3.6 %, FeO — 7.3—13.3 %, Fe_2O_3 — 1.8—6.7 %, MgO — 3—8 %, CaO — 6.5—11.5 % (табл.1).

Для гнейсов характерно содержание кремнезёма в пределах 57—67 %, TiO_2 0.6—1.8 %, MnO — 0.06—0.18 %, MgO — 1.6—2.9 %, Fe_2O_3 — 0.6—3.8 %, FeO — 3—6 %. При этом биотит-мусковитовые разности отличаются пониженными содержаниями CaO , более высокими содержаниями Al_2O_3 и суммы щелочей и преобладанием в них калия над натрием. В кварцитах отмечаются высокие содержания SiO_2 (от 82 до 95 %) и по сравнению с гнейсами в целом пониженные содержания основных оксидов (табл. 1).

Предположение о том, что процессы вторичного преобразования не сильно изменили первоначальный состав амфиболитов, подтверждается на специальных диаграммах с использованием некоторых основных оксидов (рис. 2). Так, почти все точки составов амфиболитов попали в поля неизменных пород, за исключением одного образца (обр. 1065), у которого, судя по химическому составу, наблюдается несколько повышенное содержание калия.

Рис. 2. Положение точек составов амфиболитов на диаграмме для идентификации измененных пород (оксиды в мас. %). Поле неизменных магматических пород показано на диаграмме как «Igneous spectrum» (a) [24] и «неизменные породы» (б) [27]. Условные обозначения: 1 — амфиболиты, 2 — низкотемпературные диафориты по амфиболитам, 3 — существенно хлористые породы по амфиболитам, 4 — калиевые метасоматиты по амфиболитам. Химические анализы вторично измененных амфиболитов по [13]

Fig. 2. The position of the points of compositions of amphibolites in the chart for the identification of altered rocks (oxides in wt. %). Field of unaltered igneous rocks shown on the chart as «Igneous spectrum» (a) [24] and «intact rock» (b) [27]. Legend: 1 — amphibolite, 2 — low temperature diaphoritic rocks of the amphibolites, 3 — substantially chlorite rocks of the amphibolites, 4 — potassium metasomatites in the amphibolites. The chemical analyses of amphibolites secondarily modified by [13]

Рис. 3. Положение точек составов амфиболитов на диаграмме А—С—FM [3]. Поля: I — собственно алюмосиликатные породы; II — железисто-алюмосиликатные породы; III — щелочно-земельно-алюмосиликатные породы ортограда; IV — известково-алюмосиликатные породы; V — глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистые породы; VI — железисто-кремнистые породы; VII — магнезиальные ультраосновные породы ортограда; VIII — щелочно-земельно-малоглиноземистые ультраосновные породы ортограда; IX — щелочно-земельно-глиноземистые основные породы ортограда; X — известково-карбонатные породы щелочно-земельно-известкового ряда; XI — глиноземисто-известковые породы щелочно-земельно-известкового ряда

Fig. 3. The position of the points of compositions of amphibolites diagram A-C-FM [3]. Fields: I — actually aluminosilicate rocks; II — iron-aluminosilicate rocks; III — alkaline earth-aluminosilicate rocks ortgage; IV — calc-aluminosilicate rocks; V — aluminous-magnesian-ferruginous-siliceous rocks; VI — ferruginous-siliceous rocks; VII — magnesian ultramafic rocks of orthograde; VIII — alkaline-ultrabasic rocks belogliinskaya of orthograde; IX — alkaline earth-alumina basic rocks of orthograde; X — lime-carbonate rocks of the alkaline earth-lime series; XI — alumina-alkaline earth lime rock-lime series

На диаграмме Н. П. Семененко [3] для разделения пара- и ортопород амфиболиты располагаются в поле основных пород ортограда (рис. 3).

Дискриминантный анализ [2] также подтверждает исходную магматическую природу амфиболитов, за исключением одного образца, который попал в область неопределенности, что связано с несколько пониженным в нем содержанием MgO (табл. 2).

По классификации А. А. Предовского [11], изученные амфиболиты с параметрами F от 0.32 до 0.46; A от -24 до -92; K от -8 до -51 и по классификации А. Н. Неелова [8] с параметрами s = 0.46—0.57 и b = 0.46—0.59 соответствуют исходным магматическим породам андезит-базальтового ряда.

На диаграммах для классификации и номенклатуры вулканических пород фигуративные точки ам-

Таблица 2
Величины дискриминантной функции для разделения пара- и ортопород по содержанию петрогенных элементов

Table 2

The values of the discriminant function to separate the para and ortho rocks on the content of petrogenic elements

№ образца Sample No	DF(x)	Исходная порода Source rocks
HP-29	-0.54512	магматическая magmatic
HP-27	-1.45424	—//—
HP-138-1	-0.97918	—//—
1041	-0.86234	—//—
1065	-1.82626	—//—
1077	-1.60296	—//—
1077-1	-1.57054	—//—
3587	-1.08358	—//—
4069	-1.33178	—//—
4085г	-0.07634	—//—

Примечание. $DF(x) = -0.24 \times SiO_2 - 0.16 \times TiO_2 - 0.25 \times Al_2O_3 - 0.28 \times FeO^* - 0.30 \times MgO - 0.48 \times CaO - 0.79 \times Na_2O - 0.46 \times K_2O - 0.10 \times P_2O_5 + 26.64$, где $FeO^* = 0.9 \times Fe_2O_3 + FeO$. Содержания главных элементов в мас. % без пересчета на безводную основу. Средневзвешенная ошибка разделения осадочных и магматических пород полученной функции составляет 4.5 %. Таким образом, магматические породы соответствуют значениям DF(x) менее 0.3, а осадочные породы — значениям DF(x) более -0.8. При $-0.8 < DF(x) < 0.3$ область является неопределенной. В том случае, когда DF(x) попадает в область неопределенности, но значение очень близко, например, к области исходных магматических пород, то в таком случае породу мы будем считать ортопородой [2].

Note. The content of major elements in wt. % calculated on anhydrous basis. The weighted average error of the separation of sedimentary and igneous rocks derived function is 4.5 %. Thus, magmatic rocks correspond to the values DF(x) less than 0.3, and sedimentary rocks — values of DF(x) more than -0.8. When $-0.8 < DF(x) < 0.3$ — the region is uncertain. In the case when DF(x) falls within an area of uncertainty, but a value very close to, for example, the scope of the original igneous rocks, in which case the breed we would take orthoperidae [2].

фиболитов попали в область высокожелезистых и высокомагнезиальных базальтов и андезито-базальтов (рис. 4).

На классификационной диаграмме магматических пород AFM точки составов метабазитов попали в поле магматических пород толеитовой и известково-щелочной серии, а по содержанию K_2O — в поле низко- и умеренно-калиевых пород (рис. 5).

Гнейсы были отнесены предшественниками к полимиктовым алевролитам, песчаникам с глинистым цементом и к глинам. А кварциты занимали промежуточное место между кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками и аркозами [13, 16]. Эти выводы частично также подтверждаются нами при использовании диаграмм для реконструкции первичного состава метаморфических пород.

Рис. 4. а — диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ — для классификации и номенклатуры вулканических пород. Поля: В — базальты, АВ — андезитобазальты, А — андезиты, Д — дациты, R — риолиты [4]; б — диаграмма Al — (Fe + Ti) — Mg для номенклатуры магматических пород [28]. Римскими цифрами обозначены поля (диаграмма I): I — коматиитов; II — коматиитов и высокомагнезиальных базальтов; III — IV — вулканитов толеитовой и известково-щелочной серии соответственно. Буквенными символами обозначены поля пород: Р — риолитов; Д — дацитов; А — андезитов; Б — базальтов (Fe-Б — высокожелезистых и Fe-Mg — высокомагнезиальных). Элементы даны в атомных количествах. $\text{FeO}^* = -0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$

Fig. 4. Chart $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ — classification and nomenclature of volcanic rocks (a). Fields: B — basalts, AB — andesite-basalts, A — andesite, D — dacite; R, rhyolite [4]. Chart Al — (Fe + Ti) — Mg for the nomenclature of magmatic rocks (b) [28]. Roman numerals marked field (figure 1): I — komatiites; II — komatiites and high-mg basalts; III—IV — origin of tholeiitic and calc-alkaline series, respectively. Alphabetic characters marked with field rocks: R — rhyolite; D — dacite; A — andesites, B — basalts (Fe-B are highly feriferous, and Fe-Mg — high-mg). The elements are given in atomic quantities. $\text{FeO}^* = -0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$

Рис. 5. а — диаграмма AFM для выделения различных серий магматических пород. Оксиды даны в массовых %. $\text{FeO}^* = -0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ [17]; б — классификационная диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$. Поля: В — базальты, АВ — андезитобазальты, А — андезиты, D-R — дациты, риолиты [17]

Fig. 5. AFM chart to highlight different episodes of magmatic rocks (a). Oxides are given in mass %. $\text{FeO}^* = -0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ [17]. Classification diagram of $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (b). Fields: basalts, AB — andesite-basalts, A — andesites, D-R — dacite, rhyolite [17]

Так, на диаграмме А. А. Предовского биотитовые гнейсы по параметру F, который является показателем фемичности, или основности пород, и по параметру А, или частной глиноземистости, образуют переходный ряд от высокоглинистых грувакк к глинистым грауваккам и субграуваккам до туффитов ($F = 0.07 - 0.18$ и $A = -31 - 58$). Большинство биотит-мусковитовых гнейсов характеризуются параметром $A \geq 70$, что согласно классификации позволяет относить их к собственно глинам, за исключением одной точки с более низким содержанием глинозема, которая относится к глинистой граувакке (рис. 6).

По классификации А. Н. Неелова составы биотитовых гнейсов с параметрами $a = 0.29 - 0.30$ (гли-

Рис. 6. Диаграмма А — F для метатерригенных пород няртинского комплекса [11]

$A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO')$, где CaO' — поправка на карбонатность; $F = (Fe_2O_3 + FeO + MgO)/SiO_2$ (молекулярные веса). I—IV — песчаные породы: I — переходные к туфам и туфам, II — малоглинистые, III — глинистые, IV — высокоглинистые

Fig. 6. Chart A — F for these species of Nyartin complex [11].

$A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO')$, where CaO' amendment on the carbonate concentration; $F = (Fe_2O_3 + FeO + MgO)/SiO_2$ (molecular weight). I—IV — sandy rocks: I — transition to the tuffites and tuff areas, II — low-clay, III — clay, IV — high-clay

Рис. 7. Диаграмма а—b для метатерригенных пород няртинского комплекса [8]:

1 — границы групп и надгрупп; 2 — линия, примерно соответствующая $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O) \approx 0.3$; 3 — глинистый порог. Поля составов: I — мономиктовые (кварцевые) псаммитолиты; II — олигомиктовые псаммитолиты: IIа — слабокарбонатистые (слабожелезистые); IIб — карбонатистые (железистые); III — кислые туфиты, субсипилиты; IV — олигомиктовые алевролиты, кислые туфиты: IVб — граувакковые алевролиты, пелит-алевролитовые аргиллиты, туфиты основного состава, глинозёмистые граувакки; V—Va — алевропилитовые аргиллиты; VI—VIa — пелитовые аргиллиты

Fig. 7. The chart a—b for metaterrigenous rocks of the Nyartin complex [8]:

1 — borders of groups and overgroups; 2 — line, approximately corresponding $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O) \approx 0.3$; 3 — clay threshold. Fields of structures: I — monomictic (quartz) psammitolite; II — oligomictic psammitolite: IIa — weakly calcareous (slightly glandular); IIb — calcareous (glandular); III — sour tuffites, subsiltite; IV — oligomictic siltstones, sour tuffites: IVb — grauwaque aleurolites, pelitalaleurolite soapstones, tuffite of the main structure, aluminous grauwaque; V—Va — aleuropilitic soapstones; VI—VIa — pelitic mudstone

ноземистый модуль) и $b = 0.16–0.32$ (общая меланократовость пород) попадают в поле, характерное как для граувакковых алевролитов, так и для основных граувакк с значительной долей глинистого цемента. Биотит-мусковитовые гнейсы располагаются в полях пелит-алевропелитовых аргиллитов (рис. 7).

Отношения калия и натрия—характеристика, которая помогает отличать обломочные ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) породы от пород с преобладанием глинистой фракции ($\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$). Кроме того, для граувакк по сравнению с более глинистыми образованиями характерны низкие $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -отношения, что обусловлено изначально высоким содержанием в граувакках Na_2O , входящего в состав плагиоклаза, и малым содержанием калиевого полевого шпата, в то время как при осадочной дифференциации вещества происходит увеличение содержания K_2O (который вместе с Al_2O_3 уже входит в состав слюд) и тем самым повышается отношение K к Na [9, 12, 19]. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.20$ (или величина натриевого модуля — НМ) также характерно только для граувакк (в биотитовых гнейсах $\text{НМ} = 0.2–0.22$), а несколько пониженные величины $\text{НМ} = 0.05–0.20$ соответствуют песчаным и глинистым породам. При этом для глин величина этого модуля является наиболее низкой (в биотит-мусковитовых гнейсах $\text{НМ} = 0.08–0.1$, что говорит о присутствии в их составе глинистой фракции) [17].

Все эти химические особенности отображаются в изучаемых нами биотитовых гнейсах, и на основа-

нии этого мы будем считать, что исходными образованиями для биотитовых гнейсов являлись граувакки с различной долей в их составе глинистого материала (цемента). Что касается биотит-мусковитовых гнейсов, то повышенные содержания кремнезема наряду с невысокими содержаниями Al_2O_3 и несильное превалирование K_2O над Na_2O (что характерно для большинства типичных глин), а также их петрографические особенности позволяют относить исходные образования скорее к полимиктовым (граувакковым) алевролитам, а некоторые образцы даже к глинистым алевролитам, а не к аргиллитам. По литературным данным, граувакки нередко имеют глинистый вид, а иногда по своему химическому составу переходят даже в группу алевролитов или пелитолитов (что, видимо, связано с их осадочной дифференциацией) [9, 12, 19].

Кварциты на диаграмме А. А. Предовского с параметрами $F = 0.007–0.02$ и $A = -57–19$ располагаются в полях глинистых аркозов и кварц-полевошпатовых пород. Исключение составила одна фигуративная точка кварцита, которая попала в область туффитов, что, скорее всего, связано с несколько повышенным содержанием кальцита и натрия в породе (рис. 6). На диаграмме А. Н. Неелова по параметру «а» кварциты попали в область олигомиктовых ($a = 0.07–0.1$) и мономиктовых ($a = 0.02$; $\text{SiO}_2 = 95\%$) псаммитов, хотя по классификации осадочных пород песчаники относятся к мономиктовым, если содержат $\text{SiO}_2 > 96\%$ [19].

Рис. 8. Модульные диаграммы для метатерригенных пород няртинского комплекса

Fig. 8. Modular charts for metaterigenous rocks of the Nyartin complex

По параметру «b» (0.01—0.07) это плагиоклаз-кварцевые и кварц-плагиоклазовые песчаники (рис. 7).

Таким образом, исходными породами для кварцитов послужили олигомиктовые песчаники преимущественно полевошпат-кварцевого состава.

Состав материнских пород метатерригенных образований и палеогеографические условия формирования метаморфитов

Для распознавания литогенных и петрогенных образований мы использовали корреляции между основными петрогенными оксидами и петрохимическими модулями. Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис на основе анализа особенностей соотношения главных химических компонентов обломочных пород сформулирован ряд критериев распознавания литогенных и петрогенных образований [21]. Для биотитовых гнейсов прослеживается положительная корреляция между ТМ—ЖМ, ТМ и ФМ, ЖМ и ФМ, ГМ и ТМ и заметная отрицательная корреляция между НКМ и ФМ, НКМ—ГМ, что характеризует эти породы как петрогенные образования (рис. 8). Биотит-мусковитовые гнейсы характеризуются положительной корреляцией между ТМ—ФМ и ФМ—ЖМ, НКМ—ФМ, ТМ—ЖМ и НКМ—ГМ, а также слабой отрицательной корреляцией ТМ—ГМ. У кварцитов наблюдается слабая прямая корреляция ТМ—ФМ, ФМ—ЖМ, ТМ—ЖМ и НКМ—ГМ и слабая обратная между НКМ и ФМ и ГМ—ТМ.

Наличие зависимости (положительной или отрицательной) между корреляционными коэффициентами, характерными как для петрогенных, так и для литогенных пород, может свидетельствовать о присутствии в биотит-мусковитовых гнейсах и в кварцитах в разных соотношениях вещества как первого цикла (петрогенного), так и переотложенного (литогенного).

Сделанный выше вывод подтверждается также при помощи диаграмм для реконструкции состава пород питающей провинции обломочного материала, где положение точек биотитовых гнейсов свидетельствует о том, что в области сноса в период осадконакопления доминировали магматические породы от кислого до основного ряда, а источником обломочного материала для биотит-мусковитовых гнейсов и кварцитов являлись как магматические породы, так и рециклированные отложения (рис. 9).

Значения ФМ > 0.1 в биотитовых и биотит-мусковитовых гнейсах также говорят о присутствии в породах основной вулканокластике, что обычно связано с содержанием в них большого количества обогащенных железом и магнием обломков вулканических пород, а также глинистого цемента и матрикса [21].

Показатель НКМ служит инструментом для распознавания полевошпатовой пирокластике в осадочных породах. Так, величина НКМ > 0.40 в кварцитах является показателем преобладания в них полевого шпата, в том числе калиевого, а также малого количества бесщелочных алюмосиликатов, что характерно для кислых вулканитов. В биотитовых и биотит-мусковитовых гнейсах показатель НКМ несколько ниже: $0.31 < \text{НКМ} < 0.40$, что тоже свидетельствует о присутствии полевого шпата, но необязательно в этом случае он является породообразующим. Повышенный щелочной модуль ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) в биотитовых и биотит-мусковитовых гнейсах $0.4 < \text{ЩМ} < 2$ также указывает на присутствие в породах основного вулканокластического материала [21].

Титановый модуль ($\text{TM} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) помогает отделить петрогенные породы от литогенных [21].

Для кварцитов величина титанового модуля достаточно низкая: $\text{TM} = 0.02\text{—}0.04$, что указывает, во-первых, на слабую динамическую сортировку исходного кластического материала, которая подтвержда-

Рис. 9. Положение точек составов метатерригенных пород няртинского комплекса: а — на диаграмме F1—F2 [22] и б — на диаграмме CaO—Na₂O—K₂O [23]. Поля на диаграмме б: А — андезиты, D — дациты, GR — гранодиориты, G — граниты, R — рециклированные осадки. Условные обозначения на рис. 6

Fig. 9. The provision of points of structures of metaterrigenous rocks of the Nyartyn complex on the chart F1—F2 (a) [22] and on the chart CaO—Na₂O—K₂O (b) [23]. Fields on the chart: A — andesites, D — dacites, GR — granodiorite, G — granites, R — recycled sediments. Symbols in fig. 6

ется также наличием слабой отрицательной корреляции между ТМ—ГМ, а во-вторых, на кислый состав материнских пород. Значения ТМ в биотит-мусковитовых и биотитовых гнейсах несильно отличаются между собой. А учитывая, что в биотитовых гнейсах наблюдаются положительные корреляции модулей, характерных для петрогенных пород, можно предположить, что величина ТМ определяется влиянием петрофонда. Несколько повышенные значения ТМ в биотит-мусковитовых гнейсах по сравнению с биотитовыми, учитывая слабо заметную корреляцию ТМ—ГМ, могут объясняться как динамическими факторами седиментогенеза, так и, как в случае с биотитовыми гнейсами, влиянием петрофонда.

На диаграммах Ф. Петтиджона и М. Херрона также можно классифицировать песчаники по степени их зрелости (рис. 10). Биотитовые гнейсы на диаграмме Ф. Петтиджона располагаются в области грау-

вакк, что говорит о низкой степени осадочной дифференциации и выветривания исходных пород. На диаграмме М. Херрона они вместе с биотит-мусковитовыми гнейсами образуют компактное поле в области сланцев, что, по-видимому, связано с их несколько повышенной глиноземистостью и что, по мнению М. Херрона, уже позволяет относить такие породы к сланцам, а не грауваккам.

Кварциты располагаются менее компактно и попадают в поля лититов (сублитаренитов), аркозов и субаркозов. Это также говорит о том, что они являются незрелыми образованиями и формировались неподалеку от источника сноса материнских пород.

Таким образом, протолитом для биотитовых гнейсов послужили петрогенные образования, исходным материалом для которых была вулканокластическая основная масса, не претерпевшая сильной гранулометрической дифференциации. А субстрат для биотит-мусковитовых гнейсов и кварцитов формировался за счет как петрогенного осадка, так и рециклированного, в различной степени претерпевшего гранулометрическую сортировку. При этом при формировании исходных пород для биотит-мусковитовых гнейсов в их состав большой вклад вносила вулканокластическая основная масса, а при формировании исходных пород для кварцитов — кислая.

Полимиктовые образования (алевролиты, песчаники), вулканокластические граувакки, аркозы и родственные им кварц-плагиоклазовые породы являются, как правило, индикаторами повышенной орогенной активности, приподнятого расчлененного рельефа и преобладания процессов механической денудации во время осадконакопления. Эти факторы обеспечивают высокую скорость захоронения осадков и необходимый петрофонд вследствие вывода в область денудации пород различного состава [9, 19].

По химическому составу осадков также могут быть оценены: зрелость вещества, которое поступает из областей размыва в конечные водоемы стока, интенсивность процессов преобразования исходных пород в источниках сноса и климат на палеоводосборах.

Основными литохимическими индексами палеоклимата являются показатели химического выветривания CIW, CIA и ICV и величина отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (натриевый модуль).

Для амфиболитов величина индекса CIA = 52—59, а для биотитовых гнейсов CIA = 45—55, что характеризует эти породы как невыветрелые. Для биотит-мусковитовых гнейсов показатель индекса несколько выше (в среднем 61), что говорит о более высоком химическом преобразовании пород. Для кварцитов значения индекса CIA изменяются в широком диапазоне — от 40 до 68, что указывает на поступление в область седиментации в различной степени преобразованного осадка. Как правило, величина индекса CIA >70 характерна для гумидного климата. Учитывая полученные значения индекса CIA для амфиболитов, кварцитов, биотитовых и биотит-мусковитовых гнейсов, можно предположить, что во время формирования пород, по которым они развивались, преобладал холодный климат [6, 7].

Величина индекса CIW возрастает с ростом степени разложения исходных пород или осадков. т. е. с

Рис. 10. Положение фигуративных точек составов метатерригенных пород няртинского комплекса на диаграммах Ф. Петтиджона (а) [10] и М. Херрона (б) [26]. Здесь Fe_2O_3^* — суммарное железо в пересчете на Fe_2O_3 . Условные обозначения на рис. 6

Fig. 10. The provision of figurative points of structures of metaterrirogenous rocks of the Nyartín complex on charts F. Pettijohna (a) [10] and M. Herron (b) [26]. Here Fe_2O_3^* — total iron in terms of Fe_2O_3 . Symbols in fig. 6

Таблица 3
Содержание редких и редкоземельных элементов в метаморфитах няртинского комплекса, г/т

Table 3
The rare element composition of metamorphic rocks Nyartin complex, ppm

Компонент Components	Образцы / Samples					
	1	2	3	4	5	6
	HP-29	HP-27	HP-138-1	HP-29-1	HP-117	HP-119
Y	59.14	31.22	29.08	35.85	44.02	45.01
La	12.85	6.89	5.40	12.60	35.86	36.11
Ce	34.77	18.89	16.21	33.46	82.60	80.96
Pr	5.28	2.86	2.50	4.70	10.47	9.57
Nd	20.08	14.41	12.22	21.23	39.97	40.03
Sm	8.25	4.60	4.00	5.92	9.10	8.89
Eu	2.70	1.60	1.49	1.57	1.95	1.93
Gd	10.10	5.86	5.15	6.63	9.42	10.94
Tb	1.73	1.00	0.91	1.08	1.43	1.56
Dy	11.09	6.47	5.87	7.22	8.95	9.17
Ho	2.40	1.33	1.26	1.48	1.85	2.11
Er	7.32	3.90	3.77	4.40	5.55	5.13
Tm	1.09	0.55	0.55	0.66	0.83	1.12
Yb	7.19	3.51	3.51	4.26	5.65	6.05
Lu	1.12	0.48	0.51	0.62	0.86	0.92

Примечание: номера: 1–3 — амфиболиты; 4–6 — биотитовые и мусковит-биотитовые гнейсы.

Note: 1–3 — amphibolites; 4–6 — biotite and muscovite-biotite gneisses.

ростом степени выветрелости материала палеоводосборов [25]. При этом для слабоизмененных докембрийских базальтов и гранитов индекс CIW варьирует от 76 до 59; в корях выветривания по указанным породам он достигает 94–98 ед. Амфиболиты и биотитовые гнейсы характеризуются наименьшей величиной этого индекса: CIW = 52–61 и CIW = 48–62 соответственно. В биотит-мусковитовых гнейсах этот показатель немного выше (61–78), что свидетельствует о существенно большей степени выветривания поступающего кластического материала. Для кварцитов величина показателя CIW также находится в широком диапазоне и изменяется от 42 до 90.

Индекс изменения состава ICSV, так же как и два других индекса, отражает степень зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики (в нашем случае это алевриты, которые послужили субстратом для биотит-мусковитовых гнейсов). Незрелые породы с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов имеют значения ICSV более 1. Напротив, более зрелые образования с большим количеством собственно глинистых минералов имеют более низкие величины ICSV [6, 7]. Значение индекса ICSV = 0.8–1.2 для биотит-мусковитовых гнейсов в целом аттестуют эти породы как незрелые.

Одним из геохимических индикаторов климата является отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, которое отражает интенсивность процессов выветривания. Значение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 3$ рассматривается как граничное между от-

ложениями гумидных и аридных обстановок, в аридном климате отношение уменьшается [1]. Для амфиболитов, биотитовых и биотит-мусковитовых гнейсов величина этого показателя <3 (табл. 3); для кварцитов таких сведений нет.

Заключение

В результате проведенных исследований установлено, что исходными образованиями для орто-метаморфитов явились магматические породы андезит-базитового ряда толеитовой и известково-щелочной серий. Субстратом для метатерригенных пород были полимиктовые алевриты, граувакковые и кварц-полевошпатовые песчаники. В свою очередь, исходным материалом для алевритов и песчаников послужили как магматические породы основного и кислого состава, так и рециклированные осадки с различной степенью петрохимической зрелости.

Формирование магматических и терригенных пород, по которым развивались амфиболиты, биотитовые и биотит-мусковитовые гнейсы, проходило в холодном сухом климате. При этом протолит для биотитовых гнейсов формировался за счет слабыветрелых продуктов, а для биотит-мусковитовых гнейсов — за счет более зрелого материала.

Для кварцитов величины палеоклиматических показателей изменяются в достаточно широком диапазоне, что свидетельствует о различной трансформации исходных пород процессами химического выветривания в пределах палеоводосбора. Но если учитывать геологическое положение кварцитов в разрезе (в виде маломощных прослоев), маловероятным представляется такая резкая смена климата при формировании одной толщи. Скорее всего, широкие вариации показателей являются отражением различной доли участия в породах петрогенных и литогенных осадков. В кварцитах, где преобладают осадки первого цикла (петрохимически незрелые), показатели климатических индексов наименьшие, а в кварцитах с преобладанием литогенных осадков (преимущественно кварца) величины индексов будут наиболее высокими. Поэтому можно предположить, что формирование исходных пород как для кварцитов (верхняя толща), так и для амфиболитов, биотитовых и биотит-мусковитовых гнейсов (нижняя толща) няртинского комплекса проходило в одинаковых палеогеографических условиях.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №15-18-5-17.

Литература

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. Великославинский С. Д., Глебовицкий В. А., Крылов Д. П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. РАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
3. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.
4. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.

5. Маслов А. В., Ишерская М. В. Рециклинг тонкого терригенного материала в процессе формирования осадочной мегапоследовательности рифея Камско-Бельского авлакогена // Литосфера. 2008. № 5. С. 39—53.
6. Маслов А. В., Крупенин М. Т., Гареев Э. З. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. С. 502—525.
7. Маслов А. В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
8. Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
9. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.
10. Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.
11. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
12. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород: Учебное пособие. М. Гостоптехиздат, 1940. Ч. II. 420 с.
13. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
14. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера. 2014. № 3. С. 41—50.
15. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Потапов И. Л., Панфилов А. В. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 46 с.
16. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись Уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
17. Скляров Е. В. и др. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие. М.: Интернет Инжиниринг, 2008. 228 с.
18. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
19. Шванов В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
20. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. и др. Геохимия древних толщ севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с.
21. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
22. Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol, 1986. V. 92. P. 181—193.
23. Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology, 1983. V. 91. № 6. P. 611—627.
24. Davis D. W., Blackburn W. N., Brown W. R., Ehmann W. D. Trace element geochemistry and origin of late Precambrian — early Cambrian Catoclin greenstones of the Appalachian Mountains // Calif. Rep. Univ. California at Davies, 1978. Unpubl.
25. Harnois L. The CIW index a new chemical index of weathering // Sed. Geol., 1988. V. 55. № 3—4. P. 319—322.
26. Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol., 1988. V. 58. P. 820—829.
27. Hughes G. J. Spilites, keratophyres and the igneous spectrum // Geol. Mag., 1973. Vol. 109.
28. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. P. 66. 1976.

References

1. Balashov, Y. A. *Geohimia redkozemelnykh elementov* (Geochemistry of rare earth elements). Moscow, Nauka, 1976, 268 pp.
2. Velikoslavinsky S. D., Glebovitsky V. A., Krylov D. P. *Razdelenie silikatnykh osadochnykh i magmaticheskikh porod po soderganiyu petrogenykh elementov s pomoshchyu diskriminantnogo analiza* (Separation of silicate sedimentary and igneous rocks on the contents of petrogenic elements using discriminant analysis). Proc. Russian Academy of Sciences, 2013, V. 453, No. 3, pp. 310—313.
3. Efremova S. V., Stafeyev K. G. *Petrohimicheskie metody issledovaniya gornykh porod: Spravochnoe posobie* (Petrochemical research methods of rocks: Studybook). Moscow, Nedra, 1985, 511 pp.
4. *Klassifikatsiya magmaticheskikh (isvergennykh) porod i slovarterminov* (Classification of magmatic (igneous) rocks and Glossary of terms). Moscow, Nedra, 1997, 248 pp.
5. Maslov A. V., Isherskaya M. V. *Rezikling tonkogo terrigenogo materiala v prozesse formirovaniya osadochnoy megaposedovatel'nosti rifeya Kamsko-Belskogo avlakogena* (Recycling of fine-grained terrigenous material during formation of riphean megasequences (KamsK-BelsKaulacogen)). Lithosphere, 2008. No. 5, pp. 39—53.
6. Maslov A. V., Krupenin M. T., Gareev E. S. *Litologicheskie, litohimicheskie i geochemicheskie indikatora paleoklimata (na primere rifeya Yugnogo Urala)* (Lithological, lithochemical and geochemical indicators of paleoclimate (for example, the Riphean of the southern Urals). Lithology and mineral resources, 2003, No. 5, pp. 502—525.
7. Maslov A. V. *Osadochnye poroda: metody izucheniya i interpretatsiya poluchennykh dannykh* (Sediments: methods of study and interpretation of data). Study book. Ekaterinburg, 2005, 289 pp.
8. Neelov A. N. *Petrohimicheskaya klassifikatsiya metamorfizovannykh osadochnykh i vulkanicheskikh porod* (Petrochemical classification of metamorphized sedimentary and volcanic rocks). Leningrad, Nauka, 1980, 100 pp.
9. Pettijohn, F. I. *Osadochnyye porody* (Sedimentary rocks). Moscow, Nedra, 1981, 751 pp.
10. Pettijohn, F. I., Potter, P. E., and Siever R. *Peski i peschaniki* (Sands and sandstone). Moscow, Mir, 1972, 534 pp.
11. Predowski A. A. *Rekonstruktsiya usloviy sedimentogeneza i vulkanizma rannego dokembriya* (Reconstruction of the conditions of sedimentation and volcanism of the Precambrian). Leningrad, Nauka, 1980, 152 pp.
12. Pustovalov L. V. *Petrografiya osadochnykh porod: Ch. II. Uchebnoe posobie* (Petrography of sedimentary rocks: Studybook. Part II). Moscow, Gostoptekhizdat, 1940, 420 pp.
13. Pystin A. M. *Polimetamorficheskie komplekсы zapadnogo sklona Urala* (Polymetamorphic complexes of the Western slope of the Urals). St. Petersburg, Nauka, 1994. 208 pp.
14. Pystina Yu. I., Pystin A. M. *Bazalnye otlozheniya verhnego dokembriya v Timano-Severoouralskom regione* (Basal deposits of the upper Precambrian in the Timan-Northern Ural region). Lithosphere, No. 3, 2014, pp. 41—50.
15. Pystina Yu. I. *Mineralogicheskaya stratigrafiya metamorficheskikh obrazovaniy Pripolyarnogo Urala* (The mineralogical stratigraphy of the metamorphic formations of the polar Urals). Ekaterinburg, UB RAS, 1997, 124 pp.

16. Pystina Yu. I., Pystin A. M. *Tsirkonovaya letopis ural'skogo dokembriya* (Zircon history for Ural Precambrian). Ekaterinburg, UB RAS, 2002, 168 pp.
17. Sklyarov E. V. et al. *Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh* (Interpretation of geochemical data). Study book. Moscow, 2001, 288 pp.
18. *Stratigraficheskie skhemy Urala(dokembrii, paleozoi)* (Stratigraphic maps of the Urals (Precambrian, Paleozoic)). Ekaterinburg, Uralgeolkom, 1994.
19. Shvanov V. N. *Petrografiya peschanykh porod (komponentnyi sostav, sistematika i opisanie mineralnykh vidov)* (Petrography of sandy rocks (composition, taxonomy and description of mineral species). Leningrad, Nedra, 1987, 269 pp.
20. Yudovich Ya. E., Ketris M. P. et al. *Geokhimiya drevnich tolsch severa Urala* (Geochemistry of ancient rocks of the Northern Urals). Syktyvkar, Geoprint, 2002, 333 pp.
21. Yudovich Ya. E., Ketris M. P. *Osnovy litohimii* (Lithochemistry basics). Saint-Petersburg, Nauka, 2000, 479 pp.
22. Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1986, V. 92, pp. 181—193.
23. Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *Journal of Geology*, 1983, V. 91, No. 6, pp. 611—627.
24. Davis D. W., Blackburn W. N., Brown W. R., Ehmann W. D. Trace element geochemistry and origin of late Precambrian — early Cambrian Catoclin greenstones of the Appalachian Mountains. Calif. Rep. Univ. California at Davies, 1978. Unpubl.
25. Harnois L. The CIW index a new chemical index of weathering. *Sed. Geol.*, 1988, V. 55, No. 3—4, pp. 319—322.
26. Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.*, 1988, V. 58, pp. 820—829.
27. Hughes G. J. Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, 1973, Vol. 109.
28. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc. pp. 66. 1976.