



ON THE NATURE OF THE KHARAMATOLOU STRUCTURE AND THE RATIO OF THE AMOUNT OF ULTRAMAFIC ROCKS OF THE VOYKAR-SYNYA MASSIF TO THAT OF THE RAY-IZ MASSIF, POLAR URALS

K.S. Ivanov ¹, N.V. Vakhrusheva ¹, P.B. Shiryaev ¹✉, S.I. Drill ², A.E. Stepanov¹

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 15 Academician Vonsovsky St, Ekaterinburg 620016, Russia

²Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. There have been petrographic, geochemical, geochronological (Rb-Sr, Ar-Ar) and isotopic (Sm-Nd) studies done on the metamorphic formations of the Kharamatolou structure of the Polar Urals, which were usually assigned to the Precambrian. The temperatures of metamorphism have been shown to range from 450 to 626 °C, and the pressures – from 3.7–9.1 kbar once PT-conditions reached the amphibolite facies. The amphibolites of the Kharamatolou formation are geochemically divided into two groups. According to the distribution spectra of lanthanides and Nd isotope composition, one group has the characteristics similar to depleted N-MORB basalts $\epsilon_{Nd}(0)=+7.0$, and another group – those similar to moderately enriched E-MORB basalts $\epsilon_{Nd}(0)=+(4.5-2.4)$. It has been found that the Kharamatolou structure is probably composed of the Early to Middle Paleozoic continental rise deposit of the Russian Platform, which passed the main stage of folding and metamorphism in the Late Devonian (Rb-Sr, 366±11 Ma). The gabbro-ultrabasic Ray-Iz and Voykar-Synya massifs have been shown to be one during most of their Pre-Triassic history. Now these ultrabasic massifs are separated by the young (Triassic) Kharamatolou uplift which is an erosive-tectonic semi-window where ultrabasic rocks of the Polar-Ural belt are exposed at the base of the thrust fault. The Kharamatolou structure is one of the transverse uplifts of the Urals which probably resulted from the Middle to Late Triassic compression therealong. As a result of the Middle to Late Triassic uplift of the Haramatolou metamorphites, the overlying ultrabasites were washed away by erosion. The *mélange* serpentinites observed in the center of the Kharamatolou structure are uneroded remnants of the link that once existed between the Ray-Iz and Voikar-Synya massifs. This significantly increases the metallogenic potential of the Voikar-Synya massif, as the Ray-Iz hosts the largest known chromite deposits in Russia.

KEYWORDS: tectonics; ultrabasic massifs of the Polar Urals; rubidium-strontium dating method; metamorphic schists; conodonts

FUNDING: The research was carried out at the expense of the grant of the Russian Science Foundation 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>.



EDN: TYKHNU

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Pavel B. Shiryaev, pavel.shiryaev@gmail.com

Received: October 12, 2023

Revised: November 6, 2023

Accepted: November 8, 2023

FOR CITATION: Ivanov K.S., Vakhrusheva N.V., Shiryaev P.B., Drill S.I., Stepanov A.E., 2024. On the Nature of the Kharamatolou Structure and the Ratio of the Amount of Ultramafic Rocks of the Voykar-Synya Massif to That of the Ray-Iz Massif, Polar Urals. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (3), 0758. doi:10.5800/GT-2024-15-3-0758

О ПРИРОДЕ ХАРАМАТОЛОУСКОЙ СТРУКТУРЫ И СООТНОШЕНИИ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО И РАЙ-ИЗСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

К.С. Иванов¹, Н.В. Вахрушева¹, П.Б. Ширяев¹, С.И. Дриль², А.Е. Степанов¹

¹Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

АННОТАЦИЯ. Проведены петрографические, геохимические, геохронологические (Rb-Sr, Ar-Ar) и изотопные (Sm-Nd) исследования метаморфических толщ Хараматолоуской структуры Полярного Урала, обычно считавшихся докембрийскими. Показано, что температура метаморфизма составляла 450–626 °С, а давление – 3.7–9.1 кбар, т.е. РТ-условия доходили до амфиболитовой фации. Геохимически амфиболиты хараматолоуской свиты разделяются на две группы. По спектрам распределения лантаноидов и современному изотопному составу Nd одна из них имеет характеристики, сходные с деплетированными базальтами N-MORB, $\epsilon_{Nd}(0)=+7.0$, а другая – с умеренно обогащенными базальтами E-MORB, $\epsilon_{Nd}(0)=+(4.5-2.4)$. Установлено, что Хараматолоуская структура сложена ранне- и среднепалеозойскими толщами, вероятно, континентального подножья Русской платформы, которые претерпели основной этап складчатости и метаморфизма в позднем девоне (Rb-Sr, 366 ± 11 млн лет). Показано, что габбро-ультрабазитовые массивы Рай-Из и Войкаро-Сыньинский на протяжении большей части своей истории (в дотриасовое время) представляли собой единый массив. Сейчас эти массивы ультрабазитов разделены молодым (триасовым) Хараматолоуским поднятием, которое является эрозионно-тектоническим полуокном, в нем обнажилась подложка надвига ультрабазитов Полярно-Уральского пояса. Хараматолоуская структура является одним из «поперечных» поднятий Урала, сформировавшихся в среднем – позднем триасе, вероятно в результате сжатия вдоль Урала. В среднепозднетриасовое время метаморфиты Хараматолоу приподнялись и те ультрабазиты, которые ранее были над этими метаморфитами, оказались смыты эрозией. Наблюдающиеся в центре Хараматолоуской структуры меланжированные серпентиниты являются сохранившимся от эрозии останцом исчезнувшей перемычки между Рай-Изом и Войкаро-Сыньинским массивами. Это существенно повышает металлогенический потенциал Войкаро-Сыньинского массива, поскольку на Рай-Изе уже найдены наиболее крупные в России месторождения хромитов.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: тектоника; ультрабазитовые массивы Полярного Урала; рубидий-стронциевый метод абсолютного возраста; метаморфические сланцы; конодонты

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>.

1. ВВЕДЕНИЕ

Рай-Из и Войкар-Сыньинский ультраосновные плутоны Полярного Урала являются крупнейшими офиолитовыми массивами Урала и мира, с которыми связаны главные перспективы находок новых хромитовых месторождений в России. Это классические геологические объекты, описанные в ряде статей и монографий [Zavaritsky, 1932; Savelieva, 1987; Puchkov, Steinberg, 1990; Perevozchikov et al., 2005; Vakhrusheva et al., 2017; и др.]. Ультрабазитовый массив Рай-Из, с его наиболее крупными в современной России месторождениями хромитов, располагается непосредственно севернее Полярного круга, на стыке палеоконтинентального (западного) и палеоостроводужного (восточного) секторов Урала.

Хараматолоуский блок метаморфических пород представляет собой в целом достаточно редкую для Урала клиновидную поперечную структуру (рис. 1, 2, неправильный треугольник со сторонами около 30 км), располагающуюся между крупнейшими ультрабазитовыми массивами – Войкаро-Сыньинским и Рай-Из

[Vakhrusheva et al., 2017] и сложенную продуктами регионального метаморфизма от зеленосланцевой фации до амфиболитовой. В региональном плане Хараматолоуская структура принадлежит к Центрально-Уральской мегазоне [Perfiliev, 1968; Ivanov, 2020; Ivanov, Puchkov, 2022a; и др.]. От терригенно-кремнистых батальных [Voinovsky-Krieger, 1966; Puchkov, 1979; и др.] образований Лемвинской структурно-формационной зоны метаморфиты Хараматолоуского блока отделены зоной регионального Хараматолоуского разлома [Volovich, Dembovsky, 1967; Perfiliev, 1968], сопровождающегося тектоническим меланжем. Обычно считается, что в этом районе Хараматолоуский разлом фактически является частью ГУГРа (Главного Уральского глубинного разлома), он падает на восток под углом примерно 50–60°. В Хараматолоуском разломе фиксируются и левосдвиговые движения (см. рис. 1). Контакты метаморфитов Хараматолоуской структуры с дунитами и гарцбургитами райизко-войкарского и породами кэршорского дунит-верлит-пироксенит-габбрового и собского диорит-плагиогранитного комплексов

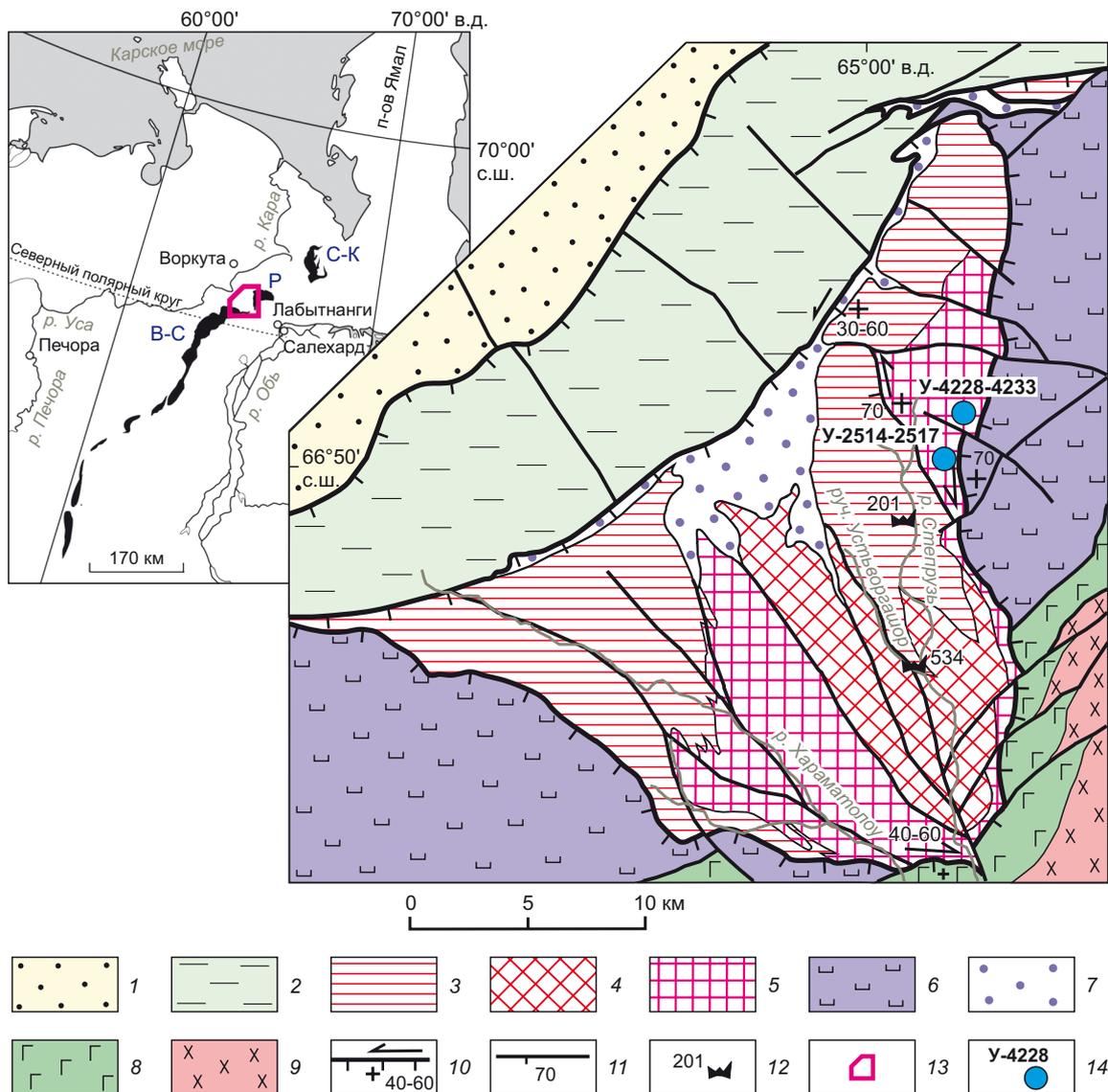


Рис. 1. Геологическая схема Хараматолоуского блока Полярного Урала.

1 – карбонатно-терригенные образования Елецкой структурно-фациальной зоны (фашии палеошельфа); 2 – кремнисто-терригенные образования Лемвинской структурно-фациальной зоны (фашии континентального склона); 3–5 – хараматолоуская серия, метаморфизованные базальт-терригенные образования: 3 – зеленосланцевой фашии (ивтысьшорская «свита»), 4 – эпидот-амфиболитовой фашии (степрузская «свита»), 5 – амфиболитовой фашии (изьякырьюская «свита»); 6 – ультрабазиты дунит-гарцбургитового райизско-войкарского комплекса; 7 – серпентинитовый меланж; 8 – кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс; 9 – собский диорит-плагιοгранитный комплекс; 10–11 – разрывные нарушения: 10 – региональные сдвигонадвиги и сдвиговзбросы (направление и угол падения сместителя, стрелка – направление смещения, «+» – относительно приподнятый блок); 12 – пункты находок конодонтов и номера обнажений (географические координаты: обн. № 201: 66°48'53.2" с.ш., 65°02'17.7" в.д.; обн. № 534: 66°45'29.1" с.ш., 65°03'11.4" в.д.); 13 – контур площади на мелкомасштабной схеме; 14 – точки отбора проб на абсолютный возраст. Буквенными индексами на врезке обозначены ультрамафитовые массивы: С-К – Сьум-Кеу; Р – Рай-Из; В-С – Войкаро-Сыньинский.

Fig. 1. Geological scheme of the Kharamatolou block of the Polar Urals.

1 – carbonate-terrigenous formations of the Yeletskaia structural-facies zone (paleoshelf); 2 – siliceous-terrigenous formations of the Lemvinsky structural-facies zone (facies of the continental slope); 3–5 – Kharamatolou group, metamorphosed basalt-terrigenous formations: 3 – green shale facies (Ivtysshor formation), 4 – epidote-amphibolite facies (Stepruz formation), 5 – amphibolite facies (Izyakyryu formation); 6 – ultrabasites of the Rai-Iz-Voykar dunite-harzburgite complex; 7 – serpentinite melange; 8 – Kershore dunite-wherlite-clinopyroxenite-gabbro complex; 9 – Sobsky diorite-plagiogranite complex; 10–11 – faults: 10 – regional shear-thrusts and slip reversals (direction and angle of dip of the fault plane, arrow – direction of displacement, "+" – relatively uplifted block); 12 – conodont discovery locations and outcrop numbers (geographic coordinates: outcrop № 201: 66°48'53.2" N, 65°02'17.7" E; outcrop № 534: 66°45'29.1" N, 65°03'11.4" E); 13 – contour area on a small-scale scheme; 14 – sampling sites for absolute age dating. Alphabetical indexes on the inset denote the ultramafic massifs: C-K – Syum-Keu; P – Rai-Iz; B-C – Voykar-Synya.



Рис. 2. Вид с Войкаро-Сыньинского ультраосновного массива на северо-запад, на Хараматолоускую структуру (рыжие породы – ультрабазиты, серые – метаморфические сланцы хараматолоуской серии).

Fig. 2. View looking northwest, towards the Kharamatolou depression, from the Voykar-Synya ultramafic massif (red rocks – ultrabasites, gray – metamorphic schists of the Kharamatolou group).

тоже тектонические, здесь установлены [State Geological Map..., 2013; Vakhrusheva et al., 2017; и др.] взбросы и сдвиги, обычно левосторонние.

2. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

В ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН проводились анализы на порообразующие окислы методом РФА на установках СРМ-35 и EDX-8000, а также микрозондовые анализы на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca-SX100 и определения редких и рассеянных элементов методом ICP-MS на NexION 300 (аналитики В.А. Булатов, Д.В. Киселева, Н.Н. Фаррахова и др.).

Химическая подготовка проб для Rb-Sr и Sm-Nd изотопных исследований проводилась в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Выделение чистых фракций стронция из геологических проб осуществлялось по двухстадийной схеме с использованием ионообменных смол BioRad AG 50W×8, 200–400 меш и BioRad AG 50×12, 200–400 меш по методике [Birck, 1986]. Для определения изотопного состава стронция и концентраций рубидия и стронция применялся метод изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$. Выделение чистых фракций неодима проводилось с использованием ионообменных смол BioRad AG-50W×12 200–400 меш для выделения суммы редких земель и LN-Eicrome для выделения чистых фракций неодима и самария по принятым методикам [Yang et al., 2010]. Для определения изотоп-

ного состава неодима и концентраций неодима и самария применялся метод изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$.

Измерения изотопного состава стронция выполнялись на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН в статическом режиме. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартных образцов NBS-987 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710254\pm 7$ (2SD, n=45) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705011\pm 14$ (2SD, n=7) соответственно. Анализ Rb проводился на модернизированном термоионизационном масс-спектрометре МИ-1201Т. Расчет изохронных возрастов производился в программе Isoplot v.3.70 [Ludwig, 2008]. При расчете изохрон для отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ принималась погрешность определения 1.0 % (отн.), а для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (изм.) – 0.01 % (отн.).

Измерения изотопного состава Nd проводились в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН на 9-коллекторном MC-ICP-MS «NEPTUNE Plus» в статическом режиме. Изобарная интерференция ^{144}Sm на ^{144}Nd была всегда менее 10 г/т. Измерения изотопного состава и концентраций в стандартных образцах дали следующие результаты:

JNdi-1 (n=40), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512107\pm 4$ при рекомендованном значении 0.512115 ± 7 [Tanaka et al., 2000]; BCR-2 (n=28) – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630\pm 14$; Nd=28.77±0.13 г/т;

Sm=6.52±0.03 г/т; AGV-2 (n=8) – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512769 \pm 16$; Nd=30.3±0.02 г/т; Sm=5.42±0.03 г/т. Погрешности определения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составили не более 0.003 и 0.4 % соответственно.

Определение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста проводилось в ИГМ СО РАН А.В. Травиным и его коллегами по методике, описанной в работе [Travin et al., 2009]. Фракции для исследований были завернуты в алюминиевую фольгу и запаены после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора Физико-технического института Томского политехнического университета (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов. Нейтронный градиент не превышал 0.5 % на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона выполнялись на масс-спектрометре Micromass 5400. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n \cdot 0^{-10}$ нсм³.

3. СТРАТИГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ХАРАМАТОЛОУСКОЙ СТРУКТУРЫ

Хараматолоуская серия, слагающая Хараматолоускую поперечную структуру, обычно подразделяется на три «свиты»¹ (снизу вверх): изьякырьюскую (R_2), степрузскую (R_1) и ивтысьшорскую (R_3). Все эти «свиты» были установлены при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:50000 и др. [Kucherina et al., 1991; Korolev, Kachanov, 1990; Pryamonosov et al., 2000; Vakhrusheva et al., 2017]].

Изьякырьюская свита сложена главным образом чередующимися пачками следующих пород: гранат-амфибол-биотитовыми плагиогнейсами, амфиболитами и гранатовыми амфиболитами, углеродистыми биотит-мусковитовыми сланцами и кварцитосланцами (зачастую также с гранатом), гондитами и гондитоподобными породами (рис. 3). Присутствуют также достаточно редкие пачки мраморизованных известковистых метапесчаников и мраморов. Амфиболиты и гранатовые амфиболиты преобладают в северо-восточной части Хараматолоуской структуры, в верховьях р. Степрузь. Таким образом, изьякырьюская свита сложена как орто-, так параметаморфическими породами, степень метаморфизма которых доходит до амфиболитовой фации (см. ниже).

Степрузская свита представлена преимущественно разнообразными чередующимися парасланцами, содержащими кварц, альбит, биотит, актинолит, хлорит, цоизит, гранат и, реже, апатит в переменных количествах. Среди этих парасланцев присутствуют пачки гондитоподобных гранатовых кварцитов (иногда со

сфеном и апатитом), а также мусковитовых (реже двуслюдяных) кварцитов и кварцитосланцев, иногда углеродистых. Отмечаются редкие маломощные прослойки карбонатных мраморизованных метапесчаников. В разрезе присутствуют и подчиненные апобазальтовые (?) биотит-хлорит-актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы. Парагенезисы обычно соответствуют низам амфиболитовой фации.

Отметим, что среднерифейский возраст изьякырьюской и степрузской свит был ранее принят в значительной мере условно, поскольку он не был доказан ни радиологическими датировками, ни стратиграфопалеонтологическими данными. Разрезы обеих этих свит очень похожи и различаются преимущественно лишь по степени метаморфизма.

Ивтысьшорская свита представлена парасланцами кварц-альбит-хлорит-эпидот-актинолитовыми, хлорит-эпидот-кварц-альбитовыми, метаалевропесчаниками актинолит-хлорит-эпидот-кварцевыми, углеродистохлорит-актинолит-эпидот-кварцевыми сланцами, а также линзами белых, серых и темно-серых углеродистых мраморизованных известковистых метапесчаников и мраморов. Отмечаются прослойки афировых метабазальтов с реликтовой миндалекаменной текстурой. Метаморфизм пород, как правило, не превышает уровня зеленосланцевой фации, причем в ряде случаев метаморфизм носит явно регрессивный характер. Ивтысьшорская свита была условно отнесена к верхнему рифею на основании находок нитчатых водорослей [Kucherina et al., 1991] в известковисто-углеродистых сланцах на западе Хараматолоуской структуры.

Во время государственного геологического картирования ГДП-200 (проводившегося ООО «Ямалгео» – А.П. Прямоносков, А.Е. Степанов, Г.Н. Бороздина и др.) в верхнем и среднем течении р. Степрузь (см. рис. 1; рис. 4) в метаморфизованных карбонатных сланцах ивтысьшорской свиты были найдены конодонты рода *Palmatolepis* или *Polygnathus* (верхний девон или девон – карбон соответственно, определения кандидата геол.-мин. наук Г.Н. Бороздиной) [Pryamonosov et al., 2000].

По сообщению Н.Б. Кузнецова [Kuznetsov, 2009, с. 159] «Г.Н. Бороздина любезно передала мне препараты с конодонтами из этих проб, которые были переданы позднее В.А. Аристову² (ГИН РАН) для дополнительного изучения и определения их родового и видового состава. По заключению В.А. Аристова, среди них присутствуют оба упомянутых выше рода, что позволяет рассматривать вмещающие их породы не древнее, чем верхнедевонские». Заметим, что определения *Palmatolepis sp.* достаточно для установления именно позднедевонского возраста, поскольку этот конодонтовый род имеет основополагающее значение для стратиграфии верхнего девона [Ziegler, Sandberg, 1990; и др.].

¹ Авторы в полной мере осознают условность выделения «свит» среди метаморфических комплексов, но это не является темой данной статьи.

² Известный ученый В.А. Аристов – палеонтолог, доктор геол.-мин. наук. Научные интересы: биостратиграфия и конодонты среднего палеозоя.



Рис. 3. Складчатость в гондитах Хараматолоуской структуры, левый борт р. Изъякеры, в 1 км от ее слияния с р. Бол. Хараматолоу.

Fig. 3. Folding in the gondites of the Kharamatolou structure, the left side of the Izyakeryu River, 1 km from its confluence with the Bolshoy Kharamatolou River.

Вторая точка (см. рис. 1, обнажение № 534) находки конодонтов расположена в 7 км ниже по течению р. Степрузь (т.е. южнее) от первой. Обнажение хлорит-серицит-альбит-углеродисто-кварцитовых сланцев находится на правом берегу р. Степрузь, в 300 м выше устья руч. Воргашор, у уреза воды. Здесь присутствует пласт (мощность 1 м) черных хлорит-серицит-углеродисто-кварцитовых сланцев, содержащих до 5 % кристаллокластов плагиоклаза. Черные сланцы согласно перекрываются среднезернистыми амфиболитами, содержащими плагиоклаз в количестве 7–10 %, титаномагнетит и рутил – до 2 %. Подстилаются углеродистые сланцы зелеными альбит-актинолит-хлоритовыми сланцами. Все породы мелкоплитчатые; элементы залегания слоистости и совпадающей с ней сланцеватости – 65L40. В пробе углеродистых слан-

цев (534-1) из нерастворимого остатка были выделены конодонты плохой сохранности (всего здесь было растворено в уксусной и плавиковой кислотах около 100 проб на конодонты). Конодонты неопределимые, но по некоторым признакам их можно отнести к ордовикским родам (заключение Г.Н. Бороздиной) [Pryamonosov et al., 2000].

Таким образом, образования хараматолоуской серии, которыми сложен Хараматолоуский блок, представляют собой в целом относительно однородный базальт-терригенный разрез, отдельные блоки которого отличаются преимущественно лишь степенью метаморфизма. Возраст образований хараматолоуской серии, судя по находкам конодонтов (и геохронологическим датировкам – см. ниже), ранне- и среднепалеозойский.

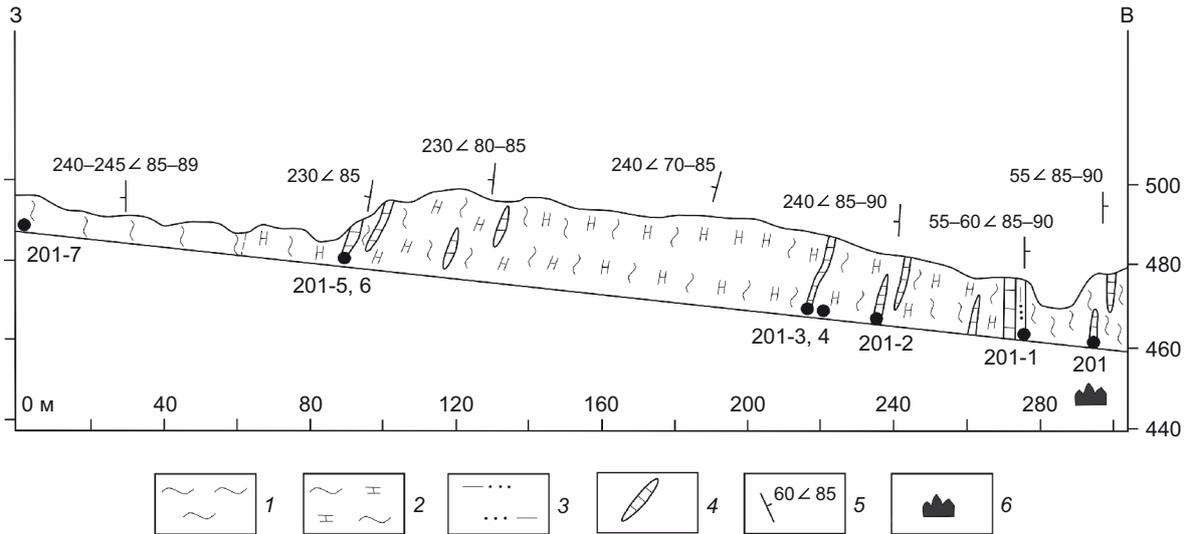


Рис. 4. Один из опорных разрезов хараматолоуской серии – обнажение № 201 (4-й сверху правый приток р. Степрузь – см. рис. 1).

1 – зеленые апотерригенные сланцы кварц-актинолит- хлорит-эпидотовые; 2 – зеленые апотерригенные сланцы кварц-альбит-карбонат-эпидот-хлоритовые; 3 – углеродистые кварцитосланцы; 4 – линзы известковистых песчаников и известняков песчаных, частью углеродистых; 5 – элементы залегания слоистости и совпадающей с ней сланцеватости (азимуты магнитные); 6 – пункт находки конодонтов родов *Palmatolepis* и *Polygnathus* (черными кружками показаны места отбора проб для растворения на конодонты; по данным А.П. Прямоносова, А.Е. Степанова, Г.Н. Бороздиной).

Fig. 4. One of the reference sections of the Kharamatolou group – outcrop № 201 (4th from the top right tributary of the Stepruz River – see Fig. 1).

1 – green apoterrigenous quartz-actinolite-chlorite-epidote schists; 2 – green apoterrigenous quartz-albite-carbonate-epidote-chlorite schists; 3 – carbonaceous quartzite-shales; 4 – lenses of calcareous sandstones and sandy limestones, partially carbonaceous; 5 – strike and dip of bedding and bedding foliation (magnetic azimuths); 6 – *Palmatolepis* and *Polygnathus* conodont discovery location (black circles show sampling sites for conodont extraction; according to A.P. Pryamonosov, A.E. Stepanov, and G.N. Borozdina).

4. ПЕТРОГРАФИЯ АМФИБОЛИТОВ

Все исследованные в настоящей работе образцы представлены амфиболитами, различающимися соотношением главных минералов, структурно-текстурными особенностями, а также степенью низкотемпературных вторичных изменений.

Наиболее распространенной разновидностью являются равномерно-зернистые амфиболиты гранонематобластовой структуры (обр. У-4229, У-4231, У-2514, У-2516 и др.). Нередко встречаются и порфиробластовые/пойкилобластовые разновидности. Порфиробласты представлены плагиоклазом (обр. У-4230, У-4232, У-4233) или эпидотом (обр. У-4228, У-2517). В порфиробластовых разновидностях пород зерна амфибола имеют призматическую форму и менее выраженную ориентировку, чем в гранонематобластовых. Последние характеризуются директивной текстурой, образованной ориентированными длиннопризматическими зернами амфибола. В образце У-4228 отмечается присутствие как призматических, более крупных индивидов минерала, так и ориентированных более мелких длиннопризматических кристаллов.

Главными минералами в породах являются амфибол, плагиоклаз и эпидот; второстепенными – мусковит (рис. 5, 6, 7) и, редко, биотит (рис. 8); постоянные акцессории – рутил и апатит. Содержание минералов варьируется значительно, но амфибол всегда преоб-

ладает. Амфибол в породе составляет 50–70 %, плагиоклаз – 15–25 %, эпидот – 10–25 %, мусковит – 3–5 %, биотит 2–3 %, рутил – 1–2 %, апатит – менее 1 %.

В амфиболитах пойкилобластовой структуры порфиробласты плагиоклаза насыщены идиоморфными включениями амфибола и эпидота (см. рис. 6).

Вторичные изменения проявлены локально в виде незначительного развития хлорита по амфиболу (см. рис. 7), титанита по рутилу, серицитизации плагиоклаза (см. рис. 5), формирования секущих микропрожилков и микролинз карбоната и кварца.

5. СОСТАВ МИНЕРАЛОВ АМФИБОЛИТОВ; РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ

Химический состав минералов исследован микронзондовым анализом в пяти полированных шлифах. Несмотря на довольно выдержанный набор главных породобразующих минералов, состав их заметно варьируется.

Амфибол по современной классификации [Hawthorne et al., 2012] соответствует паргаситу, магнезиогорнблендиту и тремолиту; по классификации [Leake et al., 1997] составы попадают в поля титанистого паргасита и эденита (рис. 9). В образце У-4228 встречаются противоположные случаи зональности по химическому составу – установлены как зерна паргасита с тремолитовой каймой, что отражает переход от амфиболитовой

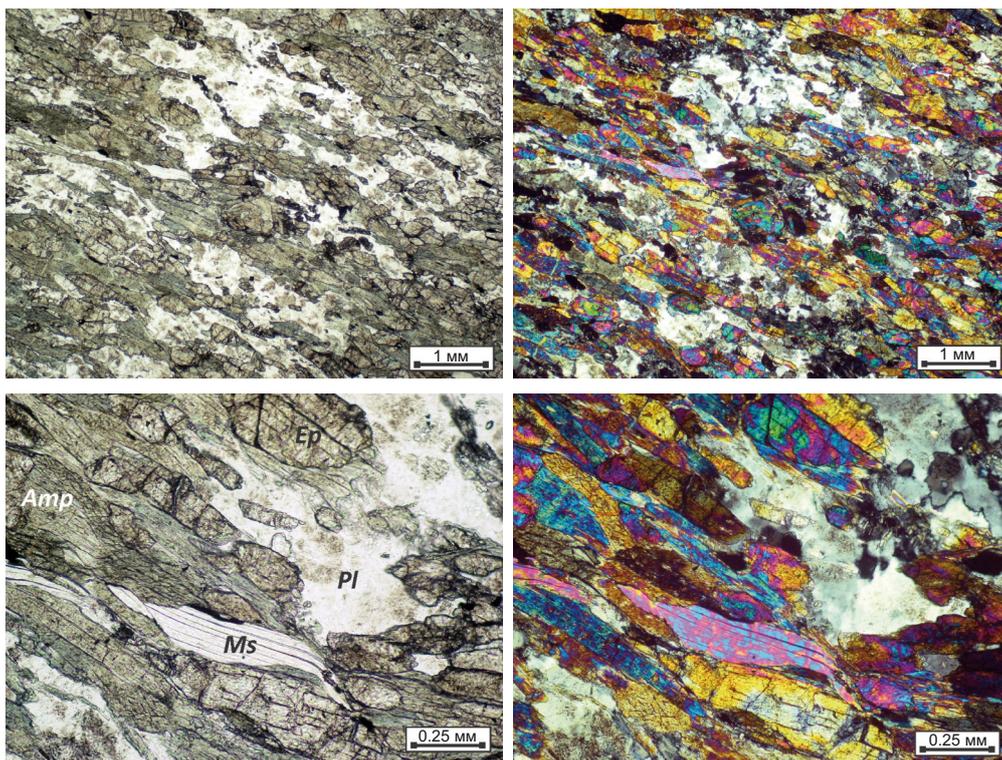


Рис. 5. Обр. Y-2514. Амфиболит гранонематобластовой структуры с эпидотом и мусковитом. Сокращения названий минералов на рис. 5, 6, 7, 8: Amp – амфибол, Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз, Ep – эпидот, Bt – биотит, Qz – кварц, Chl – хлорит.

Fig. 5. Sample Y-2514. Amphibolite of grano-nematoblastic structure with epidote and muscovite. Mineral symbols in Figs 5, 6, 7, 8: Amp – amphibole, Ms – muscovite, Pl – plagioclase, Ep – epidote, Bt – biotite, Qz – quartz, Chl – chlorite.

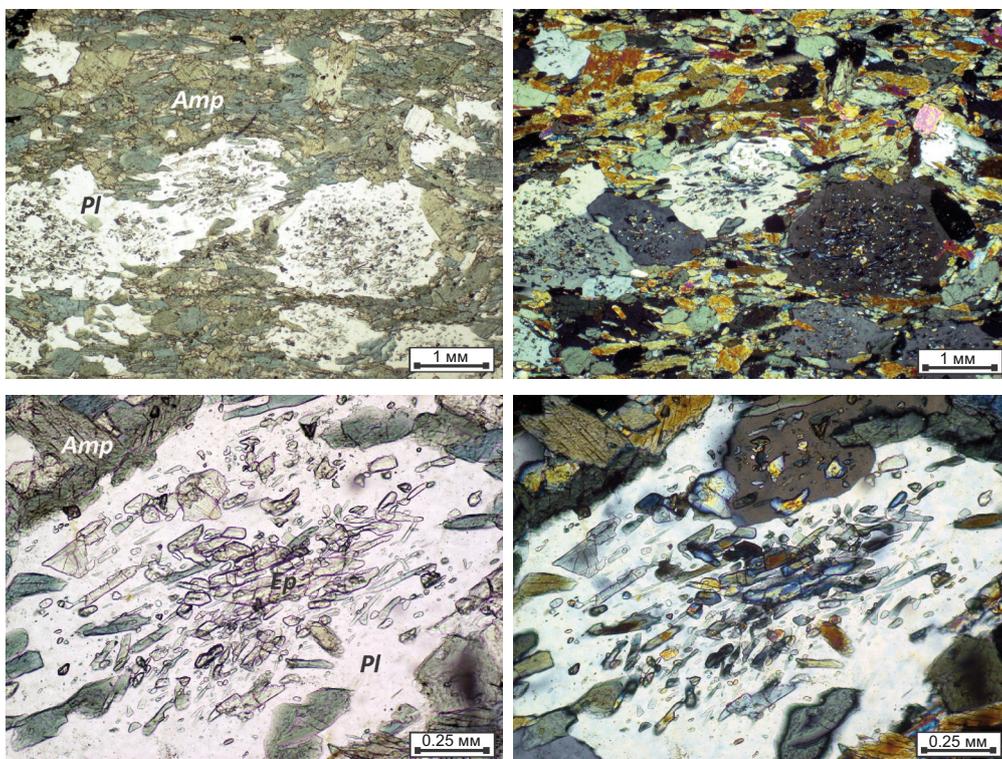


Рис. 6. Обр. Y-4230. Амфиболит пойкилобластовой структуры с эпидотом и мусковитом; порфиробласты представлены плагиоклазом.

Fig. 6. Sample Y-4230. Amphibolite of poikiloblastic structure with epidote and muscovite; porphyroblasts are represented by plagioclase.

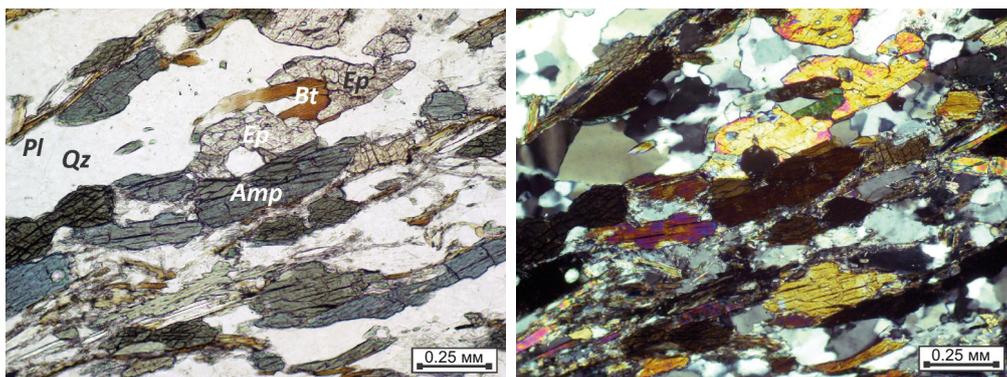


Рис. 7. Обр. Y-4228. Гнейсовидный амфиболит пойкилобластовой структуры с эпидотом и мусковитом; порфиробласты представлены эпидотом.

Fig. 7. Sample Y-4228. Gneissic amphibolite of poikiloblastic structure with epidote and muscovite; porphyroblasts are represented by epidote.

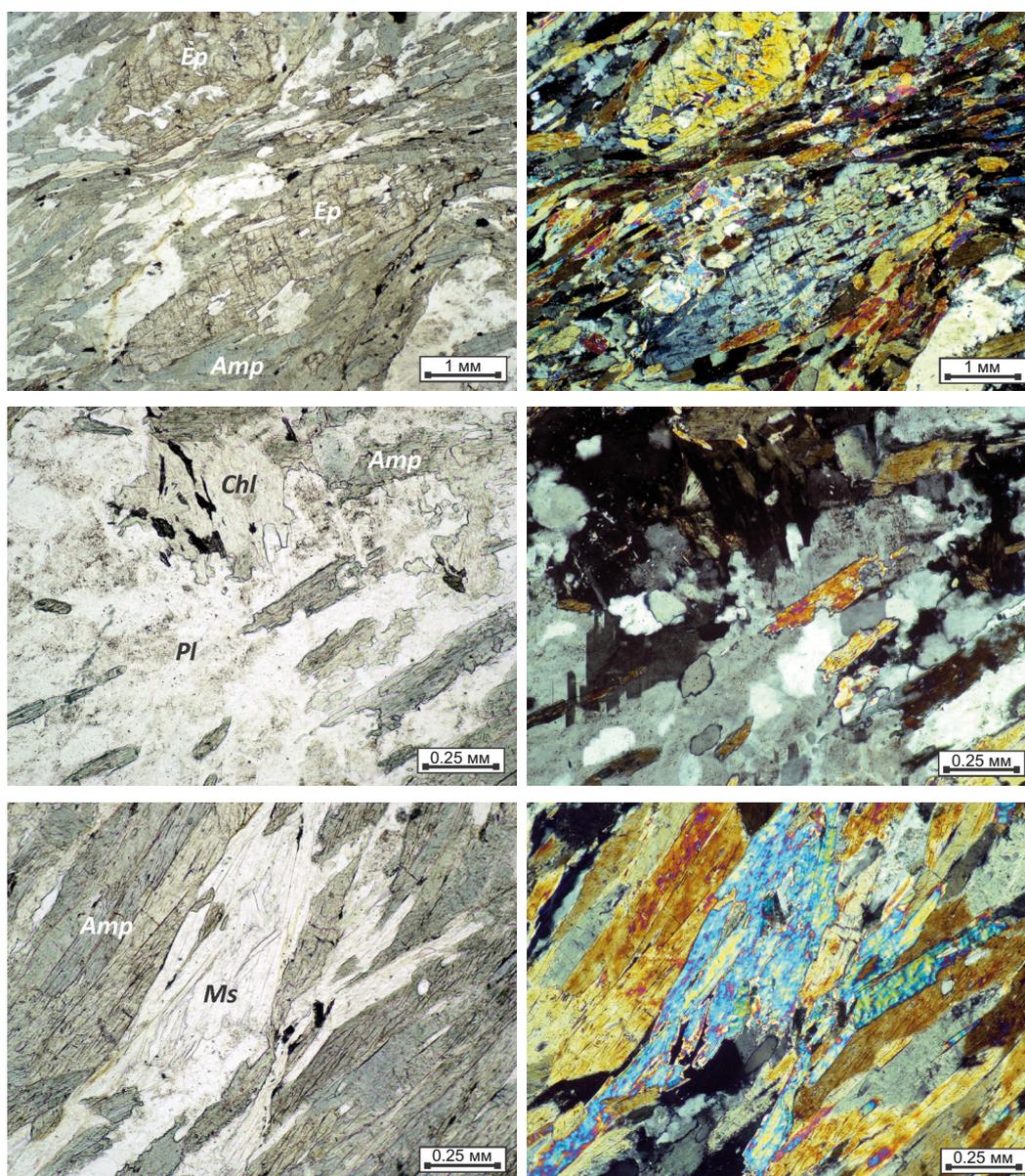


Рис. 8. Обр. Y-2517. Амфиболит с эпидотом и биотитом, окварцованный.

Fig. 8. Sample Y-2517. Amphibolite with epidote and biotite, silicified.

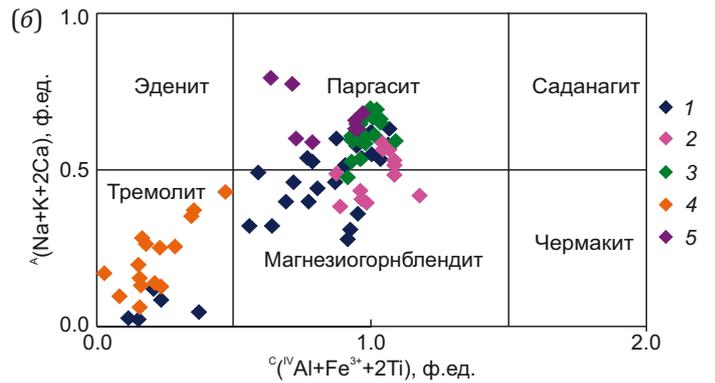
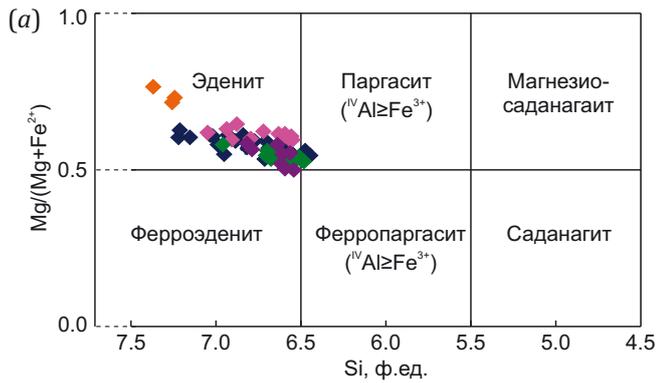


Рис. 9. Классификационные диаграммы для амфиболов: (а) – по [Leake et al., 1997]; (б) – по [Hawthorne et al., 2012]. Номера образцов: 1 – Y-4228; 2 – Y-4229; 3 – Y-4230; 4 – Y-4231; 5 – Y-4232.

Fig. 9. Classification diagrams for amphibole: (a) – after [Leake et al., 1997]; (b) – after [Hawthorne et al., 2012]. Sample numbers: 1 – Y-4228; 2 – Y-4229; 3 – Y-4230; 4 – Y-4231; 5 – Y-4232.

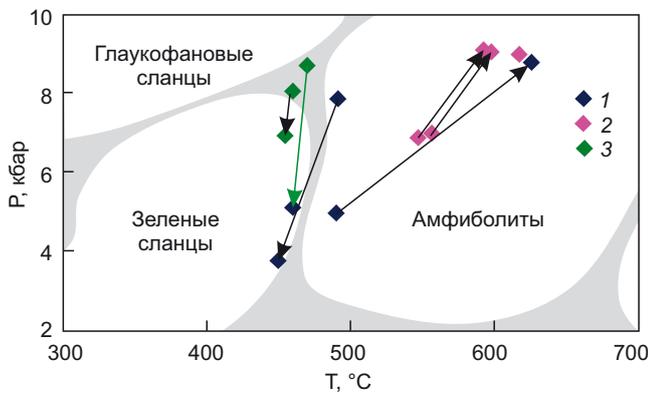


Рис. 10. РТ-условия метаморфизма пород изъязыкьюской свиты.

Номера образцов: 1 – Y-4228; 2 – Y-4229; 3 – Y-4230. Черными стрелками обозначено изменение РТ-условий от центральных частей зерен амфиболов и плагиоклаза к краевым, зеленой стрелкой – от крупных зерен амфиболов к мелким. Поля фаций метаморфизма по [Yardley, 1991].

Fig. 10. P-T-conditions of metamorphism of the rocks of the Izyakyryu formation.

Sample numbers: 1 – Y-4228; 2 – Y-4229; 3 – Y-4230. Black arrows indicate a change in P-T-conditions from the central parts of amphibole and plagioclase grains to the rims, and a green arrow – from large to small amphibole grains. Fields of metamorphic facies are shown according to [Yardley, 1991].

фации метаморфизма к зеленосланцевой, так и зерна тремолита с каймами паргасита. Мелкие призматические зерна амфиболов представлены паргаситом. В образце Y-4229 прослеживается только обратная зональность, указывающая на прогрессивный характер метаморфизма. Встречаются образцы (Y-4231), в которых амфибол представлен одним тремолитом. Составы амфиболов приведены в Прил. 1, табл. 1.1.

Эти особенности состава амфиболов увязываются с петрографическими особенностями пород и могут свидетельствовать о существовании нескольких этапов метаморфизма в пределах изученного блока.

Плагиоклаз в большинстве исследованных образцов соответствует альбиту с редкими реликтами олигоклаза (Прил. 1, табл. 1.2). В образце Y-4229 весь плагиоклаз оказался олигоклазом $An_{13.4-16.1}$, сосуществующим с паргаситом и магниогорнблендитом. Наиболее бедными анортитом ($An_{0.7-1.9}$) являются плагиоклазы из порфирбластовых разновидностей амфиболитов.

Химический состав эпидота заметно варьируется в пределах каждого из образцов. Содержание железа в минерале изменяется в пределах FeO – 5.5–12.2 мас. % и обратно пропорционально содержанию Al_2O_3 – 23.5–28.5 мас. %. Наблюдается увеличение содержания железа по направлению от края зерна к его центру. Эпидот содержит микропримеси TiO_2 , Cr_2O_3 , MnO, MgO в

количестве первых десятых, а Na_2O и K_2O – первых сотых мас. %. В отдельных зернах минерала наблюдаются участки неправильной формы, обогащенные РЗЭ, главным образом церием (Ce_2O_3 – 0.6–1.3 мас. %), неодимом (Nd_2O_3 – 0.3–1.0 мас. %) и лантаном (La_2O_3 – 0.3–0.4 мас. %) Суммарное содержание редкоземельных элементов в таких участках составляет 1.5–3.5 мас. % (Прил. 1, табл. 1.3).

Мусковит из исследованных амфиболитов содержит примеси хрома (Cr_2O_3 – 0.1–0.5 мас. %) и бария (BaO – 0.1–0.3 мас. %). Количество оксида натрия в минерале составляет 0.1–1.6 мас. % (Прил. 1, табл. 1.4). Рутил содержит примеси железа (FeO – 0.14–0.67 мас. %), ванадия (V_2O_5 – 0.25–0.65 мас. %), кальция (CaO – 0.16–0.32 мас. %) и хрома (Cr_2O_3 – 0.11–0.23 мас. %). Апатит по химическому составу относится к фторапатиту (F – 1.6–3.4 мас. %).

С помощью амфибол-плагиоклазового геотермометра [Holland, Blundy, 1994] и мономинерального амфиболового геобарометра [Schmidt, 1992] были определены РТ-параметры образования пород. Результаты расчетов представлены на рис. 10. Выделяется два тренда изменения условий образования пород – регрессивный и прогрессивный. Регрессивный тренд характеризует снижение давления с 8.7 до 3.7 кбар при относительно постоянной температуре 420–470 °C

вдоль низкотемпературной границы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Такой характер изменения РТ-параметров установлен в образце У-4230 – порфиروبластовом амфиболите. Прогрессивный тренд показывает одновременное увеличение температуры и давления с $T=450-490$ °С, $P=3.7-5.0$ кбар до $T=595-626$ °С, $P=8.8-9.1$ кбар, что соответствует условиям амфиболитовой фации. В чистом виде такой тренд установлен в образце У-4229 – директивном мелкозернистом амфиболите.

В образце У-4228, гнейсовидном порфиروبластовом амфиболите, проявлены оба тренда. Прогрессивный тренд установлен в предположительно более поздних длиннопризматических ориентированных зернах амфибола, окаймляющих более крупные призматические ранние. В последних, во всех исследованных зернах, был установлен регрессивный РТ-тренд.

Полученные результаты геотермобарометрии хорошо увязываются с петрографическими особенностями пород. Порфиروبластовые амфиболиты образовались в РТ-условиях, отвечающих верхам зеленосланцевой фации, и являются более ранними. Породы, по всей видимости, испытывали подъем, сопровождавшийся снижением давления при слабом уменьшении температуры.

На более позднем этапе фиксируется резкая смена геологической обстановки, повышается давление и температура, которые достигают условий амфиболитовой фации. Породы перекристаллизуются с образованием директивных амфиболитов с четко выраженной ориентировкой зерен длиннопризматического амфибола. Директивная текстура свидетельствует о существенной роли направленного (стрессового) давления на этом этапе преобразования пород. Прогрес-

сивный этап может быть связан с надвиганием поверх метаморфического комплекса пластины ультрамафитов, разогретой до $T=550-650$ °С, что соответствует ранее сделанным геотермометрическим оценкам для этих пород [Vakhrusheva et al., 2017].

Ограниченность использованных аналитических данных, а также отсутствие четких датировок каждого из этапов метаморфизма не позволяют рассматривать представленную на рис. 10 последовательность изменения РТ-условий как метаморфический тренд.

6. ПЕТРОГЕОХИМИЯ АМФИБОЛИТОВ

Для исследованных амфиболитов характерны незначительные вариации содержаний породообразующих оксидов. Сумма щелочей (Na_2O+K_2O) в породах изменяется от 0.82 до 3.84 мас. %, при преобладании натрия над калием отношение Na_2O/K_2O варьируется от 1.21 до 5.57. На классификационной TAS-диаграмме исследованные породы попадают в поле базальтов и андезибазальтов (рис. 11; Прил. 1, табл. 1.5).

Спектры распределения редкоземельных элементов (Прил. 1, табл. 1.6), нормированных на хондрит [Sun, McDonough, 1989], для большей части изученных образцов имеют одинаковый характер. Исключение составляют амфиболиты У-2519 и У-4229 (рис. 12). Сумма REE варьируется от 34.1 до 73.6 г/т; $(La/Sm)_n = 1.9-2.9$. В двух отличающихся образцах установлены более низкие значения $\Sigma P3Э = 18.9-24.2$, $(La/Sm)_n = 0.6-1.1$. Спектры тяжелых P3Э для большинства образцов дифференцированы – отношение $(Gd/Yb)_n$ составляет 1.5–2.0, в отмеченных выше выделяющихся пробах – 1.2 и 1.7 соответственно. Характер спектра распределения P3Э в образцах У-2519 и У-4229 близок к базальтам N-MORB, а в остальных образцах – E-MORB.

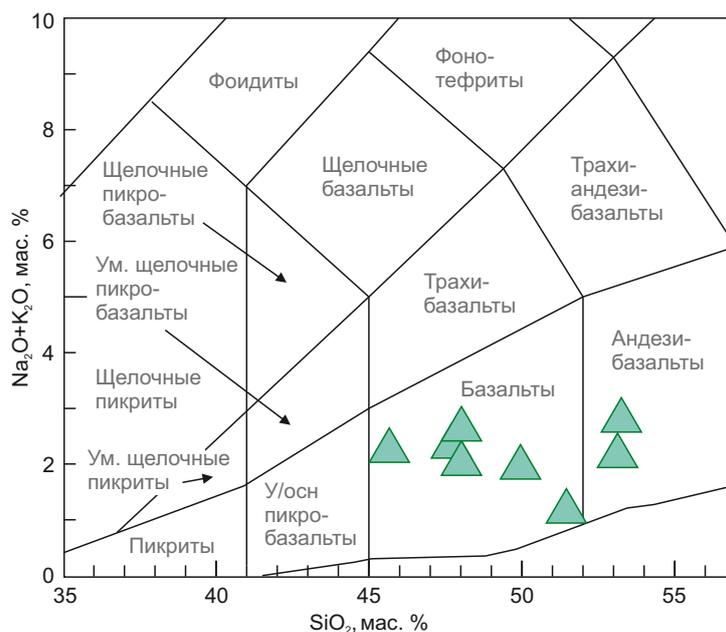


Рис. 11. Классификационная диаграмма $SiO_2 - (Na_2O+K_2O)$ для амфиболитов изъязыкьюской свиты.

Fig. 11. Classification diagram $SiO_2 - (Na_2O+K_2O)$ for amphibolites of the Izyakyryu formation.

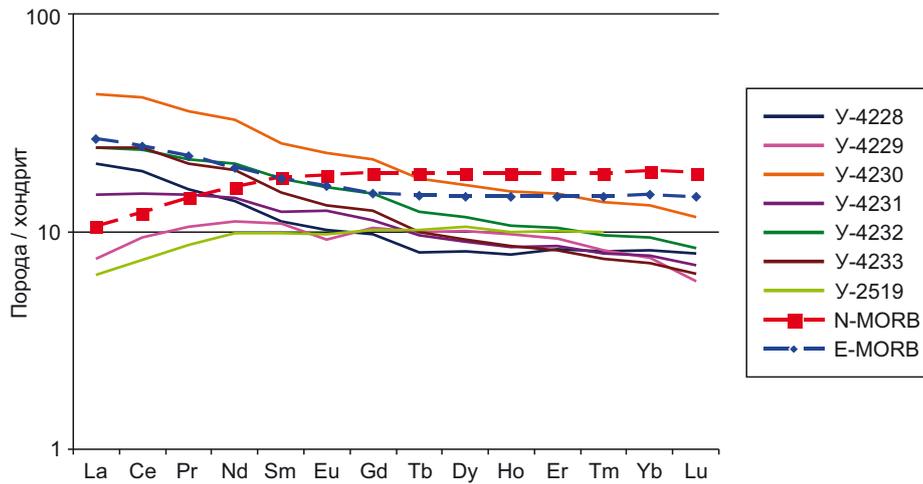


Рис. 12. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит, в амфиболитах изъязырьюской свиты. E-MORB – обогащенный тип базальтов срединно-океанических хребтов, N-MORB – «нормальный» тип базальтов срединно-океанических хребтов. Составы E-MORB и N-MORB, а также хондрита по [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 12. Chondrite-normalized REE distribution spectra in amphibolites of the Izyakryu formation. E-MORB is enriched mid-ocean ridge basalt; N-MORB is normal mid-ocean ridge basalt. E-MORB, N-MORB and chondrite compositions are given according to [Sun, McDonough, 1989].

7. ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

Изотопный возраст метаморфизма амфиболитов изъязырьюской свиты определялся Rb-Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами. Результаты Rb-Sr изотопных исследований приведены в Прил. 1, табл. 1.7 и на рис. 13. Для проб амфиболитов Y-4228-1, Y-4229-1 и Y-4230-1 были исследованы внутренние Rb-Sr изотопные системы, включающие валовый состав породы, плагиоклаз, амфибол и мусковит. Для пробы Y-4228-1 получена внутренняя изохрона с возрастом 366 ± 11 млн лет (рис. 13, а), что соответствует позднему девону. Аналогичная датировка времени метаморфизма получена для пробы Y-4230-1 – 364 ± 33 млн лет (рис. 13, в). Для амфиболита Y-4229-1 внутренняя изохрона дает (рис. 13, б) несколько более молодой возраст – 346 ± 28 млн лет (впрочем, датировки совпадают в пределах погрешностей). Особенностью этой породы является то, что наиболее радиогенный состав Sr имеет амфибол, тогда как для других исследованных проб носителем наиболее радиогенного по составу Sr является мусковит. Возможно, такая особенность связана с частичной уравнированностью внутренней Rb-Sr изотопной системы амфиболита Y-4229-1 в результате метаморфического события. Расчет времени последнего для этой пробы без учета состава амфибола (Прил. 1, табл. 1.7, анализ 6) дает результат 362 ± 33 млн лет ($\text{MSWD}=0.33$; вероятность = 0.56), что полностью согласуется с оценкой времени метаморфизма, полученной для амфиболитов Y-4228-1 и Y-4230-1. Таким образом, возраст метаморфического преобразования пород изъязырьюской свиты, определенный по внутренним Rb-Sr изохронам амфиболитов Y-4228-1, 4229-1 и Y-4230-1, может лежать в пределах 366–362 млн лет.

Для уточнения возраста метаморфизма пород изъязырьюской свиты с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного

метода из пробы Y-4228-1 был датирован мусковит. В высокотемпературной части возрастного спектра, показанного на рис. 14, выявлено плато из четырех ступеней, характеризующееся 96 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 391.0 ± 4.5 млн лет. Эта датировка соответствует раннему девону и заметно «древнее», чем те, которые получены с помощью Rb-Sr метода. Объяснение этому расхождению, вероятно, нужно искать в особенностях термохронологии и времени закрытия изотопных систем минералов исследуемых метаморфических пород. Нужно отметить, что именно в амфиболите Y-4228-1 в амфиболах отмечены как прямые, так и обратные типы зональности, что может служить доказательством неравновесности сосуществующих минеральных фаз. Этим может объясняться и неполное равновесие Rb-Sr изотопных систем минералов.

Учитывая данные исследования Rb-Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных систем амфиболитов и слагающих их минералов, следует заключить, что возраст метаморфического преобразования протолита метаморфических пород находится в пределах 391–362 млн лет, т.е. лежит в пределах раннего – позднего девона, причем наиболее вероятным временем метаморфизма является 366 ± 11 млн лет.

Изотопный состав Nd в амфиболитах хараматолоу-ской свиты (Прил. 1, табл. 1.8) характеризуется положительными величинами ϵ_{Nd} , что свидетельствует о их принадлежности к деплетированному мантийному домену. Геохимически исследуемые породы разделяются на две группы. Одна из них имеет характеристики, сходные с деплетированными базальтами N-MORB, а другая – с умеренно обогащенными базальтами E-MORB. Изотопный состав Nd в амфиболитах подтверждает эту геохимическую закономерность. Так, проба Y-4229/1 имеет величину $\epsilon_{\text{Nd}}(0)=+7.0$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=+7.3$,

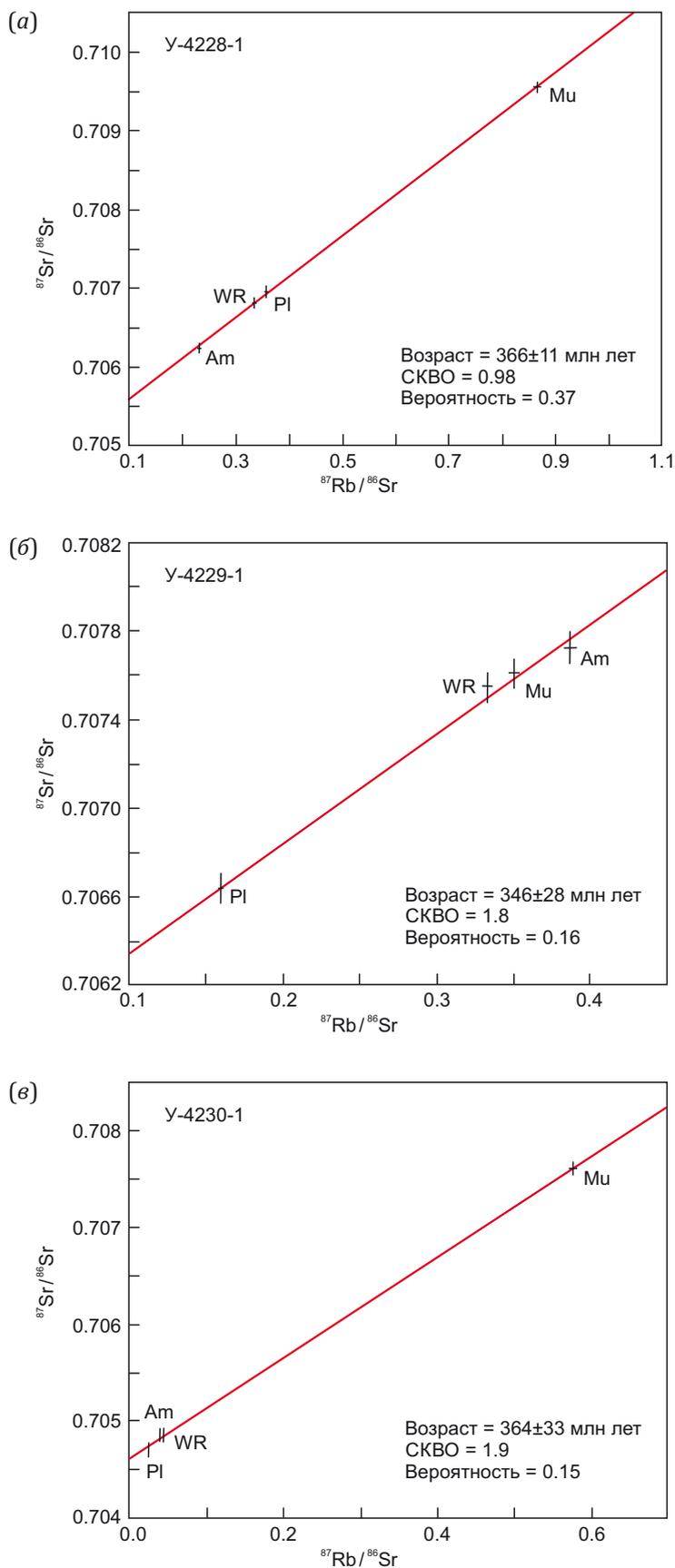


Рис. 13. Rb-Sr изохроны для образца амфиболита изъякырюской свиты (обр. № Y-4228/1, место отбора см. на рис. 1). Am – амфибол; Pl – плагиоклаз; Mu – мусковит; WR – валовая проба амфиболита.

Fig. 13. Rb-Sr isochron for an amphibolite sample from the Izyakryu formation (sample № Y-4228/1, see Fig. 1 for the sampling site). Am – amphibole; Pl – plagioclase; Mu – muscovite; WR – bulk sample of amphibolite.

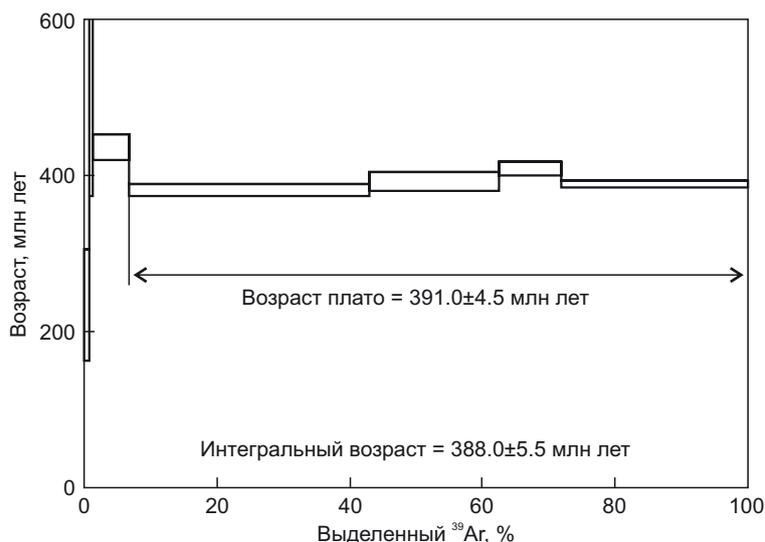


Рис. 14. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования мусковита из амфиболита изъязыкьюской свиты (обр. № Y-4228/1, место отбора см. на рис. 1; географические координаты: $66^{\circ}51'16.3''$ с.ш., $65^{\circ}06'18.2''$ в.д.).

Fig. 14. Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of muscovite from amphibolite of the Izyakyryu formation (sample № Y-4228/1, see Fig. 1 for sampling site; geographical coordinates: $66^{\circ}51'16.3''$ N, $65^{\circ}06'18.2''$ E).

что соответствует составу N-MORB. Остальные исследованные породы имеют умеренно положительные величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(0)=+(4.5-2.4)$ и $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=+(5.6-4.1)$. Такой изотопный состав Nd характерен для умеренно обогащенных базальтов E-MORB или обогащенных OIB. Ассоциация деплетированных и умеренно обогащенных MORB может отвечать океаническим и переходным от рифтовых базальтов к океаническим, т.е., возможно, примерно стадии Красного моря.

8. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

8.1. Стратиграфия

Дискуссия о возрасте пород хараматолоуской свиты имеет длительную историю. Еще в 50-х гг. прошлого века С.Н. Волковым, А.П. Белоусовым и Н.П. Лупановой независимо друг от друга отмечались находки органических остатков плохой сохранности в мраморизованных известняках этой свиты. В 60-х гг. В.Н. Воронов и другие тюменские геологи, проводившие здесь картирование масштаба 1:50000, писали [Voronov et al., 1967, с. 45], что «в результате их работ в прослоях мраморизованных известняков хараматолоуской свиты в ряде пунктов (ручей Тышер и р. Степ-Рузь) были встречены органические остатки плохой сохранности – обломки члеников *Crinoidea* и *Echinoidea* (определения Т.В. Прониной)». Возраст хараматолоуской свиты они считали на этом основании ордовикским, что было признано далеко не всеми. Так, по словам В.Н. Пучкова, «указания геологов-съемщиков на находки члеников криноидей среди метаморфических сланцев Хараматолоуской депрессии неоднократно проверялись и были признаны недостоверными» [Puchkov, Steinberg, 1990, с. 4].

После находок здесь ранне- и среднепалеозойских конодонтов [Pryamonosov et al., 2000] для «спасения»

устоявшихся стратиграфических схем и легенд к геологическим картам была предпринята попытка выделить из состава ивтысьшорской свиты некую «устьворгашорскую толщу» (D_3), по литологии, характеру разреза и уровню метаморфизма идентичную образованиям ивтысьшорской свиты. Однако расчленение единого разреза на два разных литостратиграфических подразделения – ивтысьшорскую свиту и устьворгашорскую толщу – фактически ничем не обосновано. В сходном с устьворгашорской толщей разрезе ивтысьшорской свиты в районе горы Нангытеган и руч. Еджидшор в известняках и известковисто-графитовидных сланцах были обнаружены нитчатые водоросли *Tortunema sibirica* Herm., *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) Jank., *Leiotrichoides tipicus* Herm., *Oscillatoriaceae* [Kucherina et al., 1991], по которым были предположительно установлены верхи каратауского уровня верхнего рифея. Но данные микрофоссилии являются проходящими формами, и их находки, по всей видимости, могут свидетельствовать лишь о том, что возраст содержащих их пород не древнее верхнего рифея. Так, например, в метаморфизованных толщах Центрально-Уральской зоны на Южном Урале неоднократно были обнаружены палеозойские конодонты именно в тех точках, где ранее находили микрофоссилии «каратауского уровня верхнего рифея» [Ivanov, 2020; и др.]. По мнению М.А. Шишкина с коллегами [State Geological Map..., 2004], проводившими картирование западной части Хараматолоуской структуры, «вопрос о возрасте образований Хараматолоуского блока остается дискуссионным. П.М. Кучериной [Kucherina et al., 1991] возраст пород кыквомшорского комплекса, как и возраст вмещающих толщ ивтысьшорской свиты, определялся позднерифейским. А.П. Прямоновым и др. [Pryamonosov et al., 2000] на основе единичных

находок конодонтов (нам, т.е. М.А. Шишкину с коллегами, их подтвердить не удалось, несмотря на массовое опробование³) было предложено считать все метаморфические образования Хараматолоуского блока ниже- и среднепалеозойскими. Ю.Л. Ронкиным по единичным цирконам, которые были выделены нами (т.е. М.А. Шишкиным и др. [State Geological Map..., 2004]) из метаплагиогранитов кыквомшорского комплекса U/Pb методом определен их абсолютный возраст 524 ± 2 млн лет [State Geological Map..., 2004]. Скорее всего, он не фиксирует собственно внедрение плагиогранитов, а отвечает эпохе коллизионного метаморфизма байкалит в раннем кембрии. Таким образом, можно считать доказанным досреднекембрийский возраст метаморфизма пород Хараматолоуского блока и, соответственно, более древний, по крайней мере докембрийский, возраст их образования. Поэтому возраст кыквомшорского комплекса принят нами позднерифейским, по аналогии с вмещающими породами ивтысьшорской свиты».

К сожалению, вышеприведенные данные [State Geological Map..., 2004] о возрасте метаплагиогранитов по цирконам нельзя считать достоверными, поскольку не указаны: а) лаборатория, где проводился анализ; б) метод; в) точное местоположение отбора пробы; г) петрографическая характеристика породы; д) не описаны сами цирконы и не приведены их фотографии; е) не приведены ни рис. с конкордией, ни (что даже более важно) табличные аналитические данные и т.д. Т.е. это своего рода пример ненадлежащего сообщения потенциально важных геологических сведений. Попытка узнать вышеотмеченные сведения у Ю.Л. Ронкина ничего нового, к сожалению, не дала. Теперь остается лишь предполагать, что был проанализирован ксеногенный циркон (захваченный плагиогранитами во время их внедрения) или же древнее ядро зонального ксеногенного кристалла.

Практически все исследователи региона отмечают, что степень метаморфизма толщ Хараматолоуской структуры в целом нарастает в юго-восточном направлении. Сложные складчатые структуры, в которые смяты образования хараматолоуской серии (см. рис. 3; рис. 15), имеют генеральные северо-западные простирания, причем оси складок падают преимущественно к юго-востоку под углами обычно $10-30^\circ$. Таким образом, в рамках обычно развиваемой парадигмы о древних толщах, слагающих Хараматолоускую структуру, налицо противоречие, поскольку самые «древние» (а

точнее – структурно наиболее нижние) толщи имеют наименьшую степень метаморфизма.

Таким образом, следует согласиться с выводами [Pryamonosov et al., 2000], что на данном этапе изученности не представляется возможным расчленение метаморфических образований Хараматолоуского структурного блока на свиты или толщи. Для этой цели необходимо проведение специализированных стратиграфо-палеонтологических исследований, что вряд ли возможно и целесообразно по крайней мере в обозримом будущем. Все метаморфические толщи Хараматолоуского блока следует объединить, как и ранее, в хараматолоускую серию, но с диапазоном возраста ранне-среднепалеозойским, а не средневерхнерифейским.

Итак, Хараматолоуская структура, как и многие другие структуры Центрально-Уральской мегазоны [Ivanov et al., 2016; Ivanov, Puchkov, 2022a], сложена метаморфизованными палеозойскими образованиями. По своей природе эти метаморфиты, по всей видимости, являются палеозойскими отложениями континентального подножья [Ivanov, 2020; Ivanov, Puchkov, 2022a]. Т.е. это терригенные образования большой мощности⁴, сложенные тем кластическим материалом, который сноился с Русской платформы и разгружался восточнее кремнисто-сланцевых толщ Лемвинской зоны континентального склона. Здесь также, вероятно, присутствуют и субокеанические базальты. Изначально эти базальты должны были формироваться восточнее (и структурно ниже) призм осадков континентального подножья. И все эти комплексы были смяты, метаморфизованы и отчасти тектонически смешаны.

8.2. Геохронология

Учитывая данные исследования Rb-Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных систем амфиболитов и слагающих их минералов, следует заключить, что возраст метаморфического преобразования протолита метаморфических пород находится в интервале 391–362 млн лет, т.е. в пределах раннего – позднего девона. Поскольку обоими методами ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb-Sr) анализировался один и тот же образец амфиболита, нет оснований предполагать, что были датированы два разных этапа метаморфизма. Таким образом, теперь есть и возраст субстрата, т.е. образований хараматолоуской серии (нижний – средний палеозой – по конодонтам), и возраст их метаморфизма, наиболее вероятное время которого 366 ± 11 млн лет. С этими результатами немного не совпадают аргон-аргоновые данные (391.0 ± 4.5 млн лет),

³ Довод неубедительный, особенно в случае чрезвычайно трудоемких поисков конодонтов в метаморфизованных толщах, за которые вообще нет смысла браться, если исполнители не обладают высшей квалификацией в этом деле – просто рядовой отбор проб тут практически бесполезен, причем наиболее губителен для сохранности конодонтов даже не столько сам метаморфизм, сколько сопутствующее тектоническое течение и дислокации (см. также [Ivanov, 1987; Ivanov et al., 1990; и др.]).

⁴ Оценить точно мощность хараматолоуской серии достаточно трудно из-за интенсивной складчатости и других причин. Так, по данным государственного геологического картирования масштаба 1:200000 [State Geological Map..., 2013] мощность изьякырьюской свиты составляет 1000–1500 м, степрузской свиты также 1000–1500 м, исходя из чего итоговая мощность хараматолоуской серии 2000–3000 м. Однако, если считать, что изьякырьюская и степрузская свиты являются одним и тем же стратоном, но с разным уровнем метаморфизма, то итоговая мощность хараматолоуской серии будет 1000–1500 м.

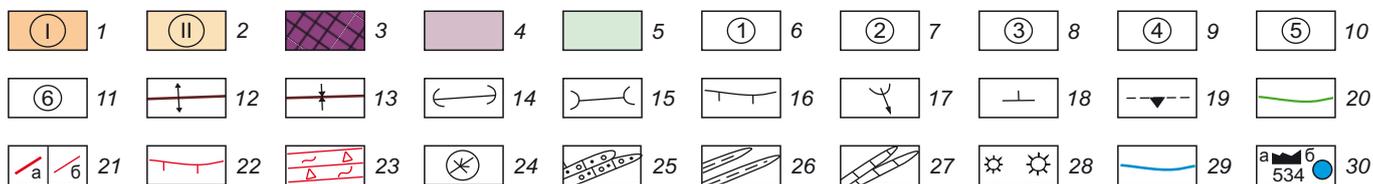
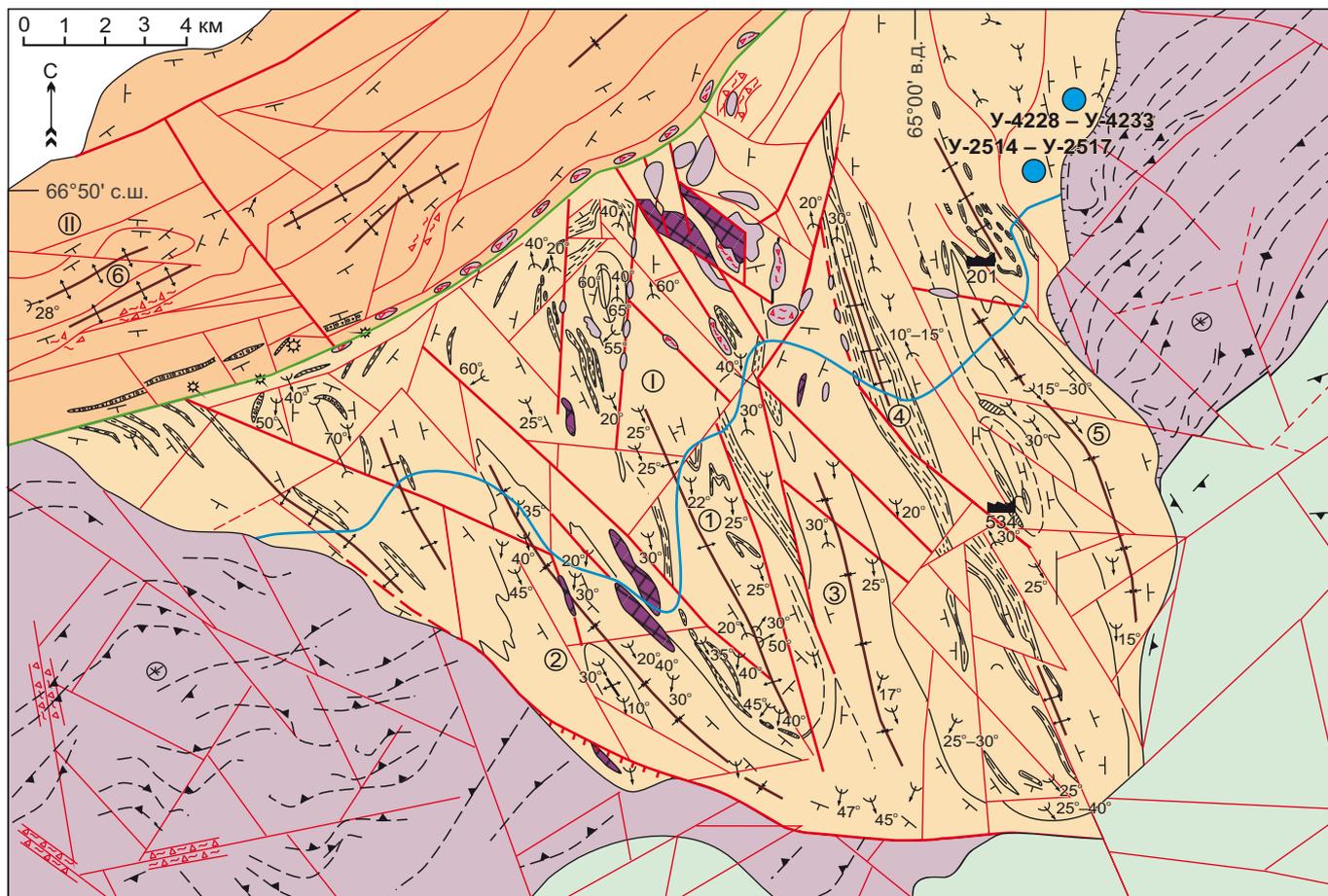


Рис. 15. Структурно-тектоническая схема Хараматолоуской структуры Полярного Урала (по данным [Voronov et al., 1967; Kucherina et al., 1991; State Geological Map..., 2013] с дополнениями авторов).

1 – центральная структурная зона; 2 – северо-западная структурная зона; 3 – нижнепалеозойские интрузии; 4 – среднепалеозойские интрузии; 5 – средне- и верхнепалеозойские интрузии; 6 – Монтанелская антиклиналь; 7 – Тышарская синклиналь; 8 – Повпушорская синклиналь; 9 – Степрузская синклиналь; 10 – Кыкваншорская синклиналь; 11 – Вонкюрюганская антиклиналь; 12 – ось антиклинали; 13 – ось синклинали; 14 – ось брахиантиклинали; 15 – ось брахисинклинали; 16 – падение контакта интрузивных пород внутри массива; 17 – погружение шарниров складок; 18 – наклонное залегание пород; 19 – полосчатость в интрузивных образованиях; 20 – Хараматолоуский глубинный разлом; 21 – тектонические разломы: среднепалеозойские (а), верхнепалеозойские (б); 22 – направление падения плоскости сместителей; 23 – зоны смятия, дробления и расщеливания; 24 – «роза» трещиноватости пород; 25 – конгломераты; 26 – углисто-кварцевые сланцы (маркирующие горизонты); 27 – линзы мраморов; 28 – предполагаемые останцы эруптивных аппаратов; 29 – изограда граната (данный минерал присутствует лишь юго-восточнее этой линии); 30 – места отбора проб: для выделения конодонтов (а), для определения абсолютного возраста и изучения вещественного состава пород (б).

Fig. 15. Structural and tectonic scheme of the Kharamatolou structure of the Polar Urals (according to [Voronov et al., 1967; Kucherina et al., 1991; State Geological Map..., 2013], as supplemented).

1 – central structural zone; 2 – northwestern structural zone; 3 – Lower Paleozoic intrusions; 4 – Middle Paleozoic intrusions; 5 – Middle-Upper Paleozoic intrusions; 6 – Montanel anticline; 7 – Tyshara syncline; 8 – Povpushor syncline; 9 – Stepruz syncline; 10 – Kykvanshor syncline; 11 – Vonkuryugan anticline; 12 – anticline axis; 13 – syncline axis; 14 – brachianticline axis; 15 – brachysyncline axis; 16 – dip of the intrusive contact in the massif; 17 – plunge of folds; 18 – inclined bedding; 19 – banded intrusions; 20 – Kharamatolou deep-seated fault; 21 – tectonic faults: Middle Paleozoic (a), Upper Paleozoic (b); 22 – dip direction of the fault plane; 23 – zones of crushing, fracturing and schistosity; 24 – fracturing rose diagram; 25 – conglomerates; 26 – carbonaceous quartz shales (marking horizons); 27 – lenses of marbles; 28 – supposed remnants of eruptive apparatuses; 29 – garnet isograd (this mineral is only present southeast of this line); 30 – sampling sites: for the isolation of conodonts (a), for the absolute age determination and rock material composition study (b).

потому как метаморфизованы были образования с возрастом до верхнего девона включительно, а поздний девон длился, как теперь считается [Cohen et al., 2022], от 383 до 359 млн лет. И, следовательно, эти толщи, вероятнее всего, не могли быть метаморфизованы 391.0 ± 4.5 млн лет назад, поэтому именно цифру рубидий-стронциевого определения возраста 366 ± 11 млн следует признать возрастом метаморфизма Хараматолоуской структуры (его главного этапа).

9. СТРУКТУРА РЕГИОНА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЕГО РАЗВИТИЯ

9.1. Структура ультраосновных массивов

Изучение габбро-ультрамафитовых массивов Полярного Урала ведется уже почти 100 лет [Zavaritsky, 1932; и др.], исследованию строения и внутренней структуры, возраста и другим вопросам геологии Рай-Иза и Войкаро-Сыньинского массива посвящено достаточно много работ [Dergunov et al., 1975; Kazak et al., 1976; Dobretsov et al., 1977; Lennykh et al., 1978; Savelieva, 1987; Puchkov, Steinberg, 1990; Savel'ev, 1996; Perevozchikov et al., 2005; Rybalka et al., 2011; Sychev, Kulikova, 2012; Estrada et al., 2012; State Geological Map..., 2013; Kuznetsov, Romanyuk, 2014; Kulikova et al., 2015; Vakhrusheva et al., 2017; и др.], причем Рай-Из изучен существенно лучше, поскольку он и меньше, и транспортно гораздо доступнее, и привлекал больше внимания, так как содержит уже найденные месторождения хромитов.

Массив Рай-Из имеет серповидную форму (выпуклую к северу), занимает площадь ≈ 380 км² и ограничен со всех сторон разломами, падающими под массив [Zavaritsky, 1932; Puchkov, Steinberg, 1990; и др.]. Считается хорошо доказанным [Dergunov et al., 1975; Puchkov, Steinberg, 1990; и др.], что массив Рай-Из находится в аллохтонном залегании и слагающие его дунит-гарцбургитовый и верлит-клинопироксенит-габбровый комплексы были выведены в виде мощной пластины из глубинных зон островодужного сектора Урала и шарьированы в верхние горизонты земной коры на неметаморфизованные терригенно-кремнистые толщи континентального склона. В последних были найдены конодонты позднего девона (в 300 м от контакта с ультрабазитами [Puchkov, 1979]) и каменноугольные фораминиферы [Voinovsky-Kruger, 1966].

Контакты массива Рай-Из обнажены достаточно хорошо (кроме восточного). Так, в северном контакте, по ручьям Нырдовомен-Шор, Хребет-Шор и др., непосредственно в соприкосновении с осадочной верхнедевонской толщей, т.е. в основании надвига, почти непрерывно прослеживается зона полимиктового серпентинитового меланжа мощностью от 15–20 м и более (в будинах преобладают массивные гарцбургиты, дуниты, редко – хромиты, а также метадиабазы, амфиболовые сланцы, клинопироксениты (жадеититы), хлорит-амфибол-клинопироксеновые, гранат-пироксеновые породы, кремни, кварциты и другие породы, встречающиеся в окружающих массив Рай-Из

толщах). Южнее, т.е. структурно выше, располагается пластина амфиболовых (зачастую глаукофансодержащих) сланцев, далее идут интенсивно рассланцованные, тектонизированные серпентиниты, которые постепенно замещаются сначала массивными серпентинитами, а потом слабосерпентинизированными ультрабазитами [Dergunov et al., 1975; Puchkov, Steinberg, 1990; и др.].

Внутреннее строение массива Рай-Из с необходимой детальностью освещено в ряде отчетов и публикаций, из которых необходимо отметить две монографии [Puchkov, Steinberg, 1990; Vakhrusheva et al., 2017] и государственную геологическую карту [State Geological Map..., 2013], поэтому здесь внутренняя структура массива авторами не рассматривается. Важно то, что внешние границы массива резко дискордантны по отношению к его внутренней структуре и контактам слагающих массив комплексов (см. рис. 1; рис. 15). Особенно ярко это проявлено на западной границе Рай-Иза, она совершенно четко наложенная и сечет все внутренние элементы строения, т.е. является более молодой, чем внутренняя структура массива.

Войкаро-Сыньинский массив расположен в 15 км южнее массива Рай-Из и имеет S-образную форму. Протяженность мафит-ультрамафитового массива около 200 км, ширина уменьшается с северо-востока на юго-запад от 20–22 км до полного выклинивания. Тектонизированные ультрабазиты (рис. 16) и габбро Войкаро-Сыньинского массива слагают большую часть разреза офиолитового аллохтона. Войкарский тектонический пакет структурно перекрывает находящуюся западнее Лемвинскую зону тектонических покровов, которые, в свою очередь, надвинуты на палеозойские отложения шельфа Восточно-Европейской платформы [Savelieva, 1987; Puchkov, Steinberg, 1990; Savel'ev, 1996, 1997]. Как с запада, так и с востока ультрамафиты окаймляются габброидами. Габброиды, расположенные к востоку от ультрабазитового массива, представляют собой закономерное продолжение офиолитового разреза. В контакте ультрабазитов (дунит-гарцбургитовый комплекс) и габброидов встречаются участки развития переходного полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Переходный комплекс очень не выдержан по простиранию. Довольно часто контакт габбро – ультрабазиты тектонический, переходный комплекс на контакте отсутствует. Падение контакта крутое, 70–80°, восточное.

Переходный комплекс по направлению от ультрабазитов сменяется полосчатыми габбро-норитами, которые постепенно переходят в массивные разновидности. Габброиды превращены в подавляющем большинстве случаев в плагиоклазовые амфиболиты. В зонах тектонических нарушений габброиды метаморфизованы с образованием цоизит-актинолитовых и зеленосланцевых бластомилонитов [Savelieva, 1987].

Во внутреннем строении Войкаро-Сыньинского массива выделяются зоны (полосы) с различным соотношением дунитов и гарцбургитов, а также чисто



Рис. 16. Складки с крутопадающими шарнирами в дунитах Бурхойлинского рудопоявления хромитов в северной части Войкаро-Сыньинского массива.

Fig. 16. Folds with steeply dipping axes in dunites associated with chromites of the Burkhoyla area in the northern Voykar-Synya massif.

дунитовые тела, которые имеют преимущественно северо-восточное простирание, согласное с ориентировкой самого массива. Аналогичную ориентировку имеют и метаморфические зоны, выделенные по индикаторным метаморфическим парагенезисам, развитым в гарцбургитах.

Таким образом, основные элементы внутреннего строения Войкаро-Сыньинского массива дискордантны по отношению к его северо-восточному контакту с породами Хараматолоуской структуры (см. рис. 15).

9.2. Природа Хараматолоуской структуры

Все приведенные выше данные позволяют предложить здесь принципиально новую трактовку геодинамики и структуры рассматриваемого региона севера Урала.

Главная идея и вывод состоят в том, что габбро-ультрабазитовые массивы Рай-Из и Войкаро-Сыньинский на протяжении большей части своей истории (т.е. во все дотриасовое время) представляли собой единый массив. Сейчас эти два массива ультрабазитов разделены поперечным Хараматолоуским поднятием, которое является «эрозионно-тектоническим полуокном», и в нем обнажилась подложка ультрабазитов Полярно-Уральского пояса, представленная здесь метаморфитами Центрально-Уральской зоны.

Подобных «поперечных» структур на Урале на самом деле достаточно много. В работах [Ivanov, Puchkov,

2022a, 2022b] недавно было показано, что регулярно отмечаемая в Уральском меридиональном складчатом поясе широтная зональность и присутствие на Урале «поперечных», т.е. субширотных, структур вызваны главным образом неодинаковым уровнем современного эрозионного среза разных районов Урала. Этими исследователями было установлено, что породившие субширотные структуры дифференциальные поднятия разных районов Урала произошли преимущественно в средне- и поздне триасовое время (это доказываются и геологическими данными, и анализами треков распада в апатитах и цирконах) и, вероятно, были обусловлены сжатием вдоль Урала, в направлении север-юг. И Хараматолоуская структура тоже является одним из таких субширотных (поперечных) молодых поднятий Уральского складчатого пояса. Т.е. здесь, как и в других подобных структурах Урала, в средне- и поздне триасовое время метаморфиты Хараматолоу приподнялись, и те ультрабазиты, которые ранее были над метаморфитами, в результате оказались просто смыты эрозией.

Представляют большой интерес интенсивно меланжированные серпентиниты в центре Хараматолоуской структуры (см. рис. 1). Судя по всему, это сохранившиеся от эрозии останцы крупного массива ультрабазитов, а именно исчезнувшей (размытой) перемычки между Рай-Изским и Войкарским массивами, т.е. данные меланжированные серпентиниты представляют собой

фрагмент нижнего контакта ультрабазитов Войкаро-Сыньинского и Рай-Изского массивов с подстилающими их метаморфитами. Во всех остальных местах этого 230-километрового пояса габбро-ультрамафитов данный контакт перекрыт призмой ультрабазитов. Толщина этой призмы в массиве Рай-Из, согласно количественным расчетам выдающегося уральского геофизика к.г.-м.н. И.Ф. Таврина [Puchkov, Steinberg, 1990], колеблется от 3.5 до 4.5 км (уменьшаясь как раз в части, прилегающей к Хараматолоуской структуре). Именно эти цифры и характеризуют мощность эродированного блока ультрабазитов. Необходимо отметить, что отчасти похожие мысли высказывал и В.Н. Пучков [Puchkov, Steinberg, 1990].

Имеется здесь, на севере региона, и изотопное подтверждение именно триасового возраста сжатия вдоль Урала. Непосредственно южнее описываемого района, в крайней западной части Войкаро-Сыньинского массива, среди дунит-гарцбургитов райизско-войкарского комплекса, К.В. Куликовой с коллегами [Kulikova et al.,

2015] были исследованы и датированы жилы плагиоклазитов, длиной 100–150 м и мощностью 0.3–10.0 м. Полученный этими исследователями ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст этих жил (210.0±4.3 млн лет) соответствует позднему триасу, что по [Kulikova et al., 2015, с. 27] «фиксирует мезозойский этап эволюции Уральского орогена». На приводимой авторами указанной статьи на рис. 1, б, детальной геологической карте Юнь-Ягинского участка, составленной В.Г. Котельниковым в 2006 г., эти жилы «среднего – кислого состава» имеют СВ простирания (≈50°), что, по всей видимости, свидетельствует именно о сжатии в направлении СВ – ЮЗ (т.е. здесь – вдоль Урала), что, вероятно, и привело к формированию Хараматолоуской поперечной структуры.

9.3. Дискуссионные вопросы

Остаются пока и не до конца ясные или дискуссионные моменты. Так, весьма интересным и, в целом, необычным для Центрально-Уральской мегазоны (частью которой является Хараматолоуская структура)

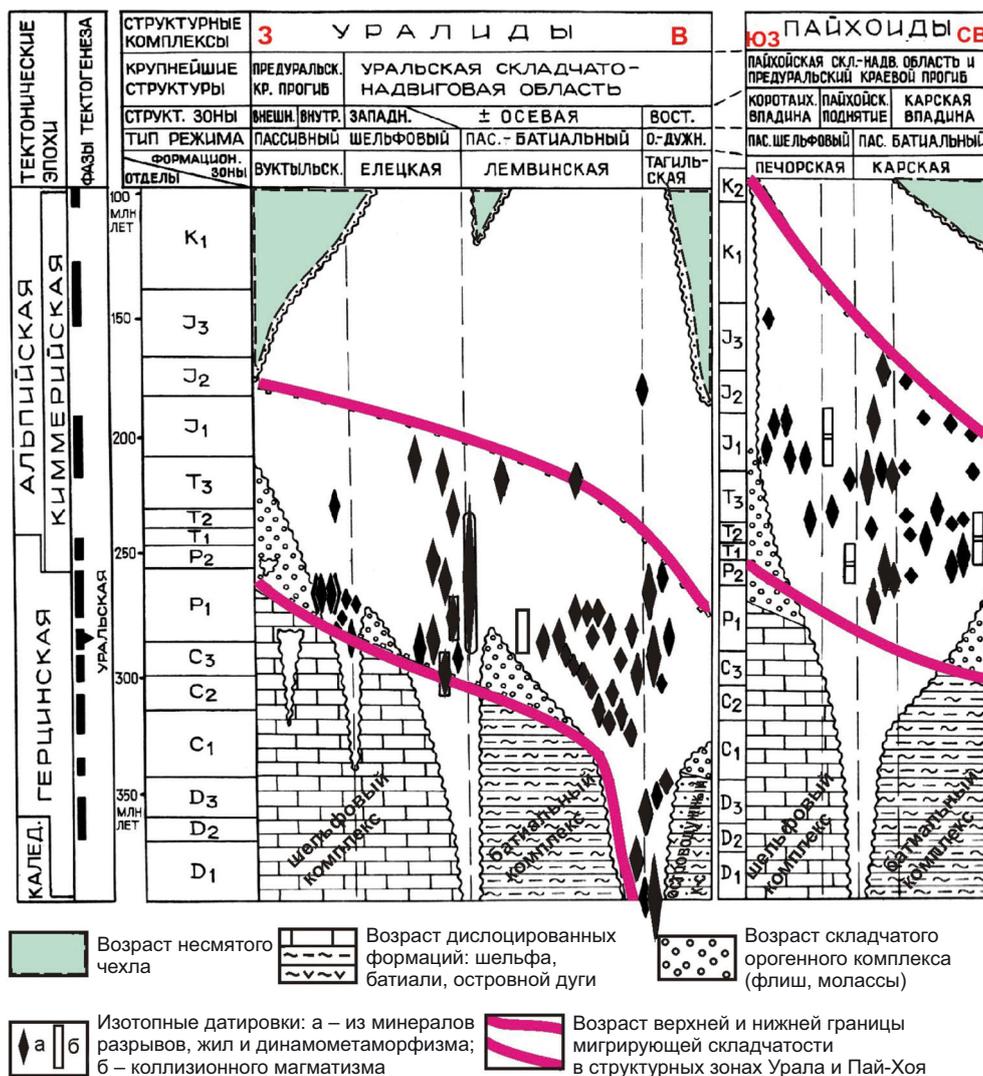


Рис. 17. Возраст уралид и пайхоид по В.В. Юдину [Yudin, 1994; Timonin et al., 2004].

Fig. 17. Age of Uralids and Paichoids according to V.V. Yudin [Yudin, 1994; Timonin et al., 2004].

представляется тот факт, что метаморфиты в описываемом здесь районе смяты в сложные складки с осями, падающими на юго-восток, и генеральными северо-западными (т.е. неуральскими) простираниями метаморфических толщ⁵. Возможно, здесь проявлены пай-хойские (тиманские) направления, поскольку во всем этом регионе происходит сочленение между уральскими (тут северо-восточными) и пай-хойскими (северо-западными) генеральными направлениями структур [Didenko et al., 2001; Olovyanishnikov, 2004; Pystin et al., 2008; Melgunov et al., 2010; Puchkov, Ivanov, 2020; и др.]. По всей видимости, есть две главные причины широкого проявления северо-западных простираний (Пай-Хойско-Тиманских) структур на Полярном Урале в целом. Во-первых, это изгиб края протерозойского кристаллического фундамента Русской платформы, как известно [Bogdanova et al., 2008; и др.], именно в районе Тимана заканчивается идущий далеко с юга меридиональный восточный край кратона, т.е. фундамента Русской платформы. Здесь край фундамента платформы поворачивает на северо-запад, куда идет еще примерно 2 тыс. км. Вторая причина гораздо более молодая (позднепалеозойско-мезозойская) – это формирование Байдарацкой зоны субдукции, которая фиксируется по данным геофизики (потенциальным полям) в Байдарацкой губе. Позднепалеозойско-мезозойская структурная эволюция Пай-Хоя связывается именно с взаимодействием преимущественно осадочных комплексов пассивной окраины Русской платформы с этой новой зоной субдукции [Yudin, 1994; Timonin et al., 2004; и др.].

Но есть здесь и трудность, поскольку в Пай-Хое не зафиксировано более древних дислокаций, чем раннепермские (рис. 17), поэтому северо-западные направления в Хараматолоуской структуре, характеризующиеся полученной цифрой 366 ± 11 млн лет (возраст метаморфизма и главной складчатости), следует считать вероятнее все же не «пай-хойскими», а «тиманскими».

Еще один важный момент. На всем протяжении лежащее крыло Хараматолоуского разлома сложено терригенно-кремнистыми породами континентального склона, т.е. Лемвинской структурно-фациальной зоны, имеющими возраст, датированный органическими остатками (преимущественно конодонтами) [Puchkov, 1979; Stratigraphic Schemes..., 1993; и др.], от раннего ордовика примерно до середины карбона (т.е. ≈ 320 млн лет). Таким образом, если допустить, вслед за предшественниками, что Хараматолоуский разлом – это преимущественно надвиг, то в его лежащем крыле представлены породы с возрастом до 320 млн лет, а датированный авторами метаморфизм $\approx 366 \pm 11$ млн лет, т.е. древнее, и это вполне логично. Получается, что сначала были смяты в «пайхойские» складки и метаморфизованы породы континентального подножья (хараматолоуская серия), а уже потом они были надвинуты на лемвинские фации. Таким образом, все складывается в единую и достаточно непротиворечивую модель.

10. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты исследований, проведенных авторами статьи, заключаются в следующем:

1. Показано, что метаморфизованные толщи Хараматолоуской структуры имеют раннесреднепалеозойский возраст. Достоверные данные о присутствии здесь допалеозойских образований отсутствуют. Эти метаморфиты слагают в первом приближении единую хараматолоускую серию, выделение здесь свит нецелесообразно. По всей видимости, это образования континентального подножья Русской платформы.

2. Изучена петрография, геохимия амфиболитов Хараматолоуской серии. По спектрам распределения лантаноидов исследуемые породы разделяются на две группы. Одна из них имеет характеристики, сходные с деплетированными базальтами N-MORB, а другая – с умеренно обогащенными базальтами E-MORB. Это подтверждает и изотопный состав Nd в амфиболитах.

3. Установлены параметры метаморфизма амфиболитов хараматолоуской серии. Изменение расчетных P и T от центра исследованных зерен амфибола и плагиоклаза к краю показывает два тренда – регрессивный и прогрессивный. Регрессивный тренд характеризует снижение давления с 8.7 до 3.7 кбар при относительно постоянной температуре 420–470 °C вдоль низкотемпературной границы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Этот тренд, вероятно, связан с выведением метаморфитов в верхние горизонты литосферы. Прогрессивный тренд показывает одновременное увеличение температуры и давления с T=450–490 °C; P=3.7–5.0 кбар до T=595–626 °C; P=8.8–9.1 кбар, что соответствует условиям амфиболитовой фации. Его возникновение может быть следствием воздействия пластины ультрамафитов, внедрявшейся (надвигавшейся) поверх метаморфических пород хараматолоуской серии.

4. Проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование амфиболитов, характеризующееся значением 391.0 ± 4.5 млн лет. Определение изотопного возраста амфиболитов рубидий-стронциевым методом (по породе, плагиоклазу, амфиболу, эпидоту и мусковиту) показало более низкие (по сравнению с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) значения – 366 ± 11 млн лет. Последняя цифра характеризует возраст основного этапа метаморфизма и складчатости пород хараматолоуской серии. Учитывая данные исследования Rb-Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных систем амфиболитов и слагающих их минералов, следует заключить, что возраст метаморфического преобразования протолита метаморфических пород находится в пределах 391–362 млн лет, т.е. лежит в пределах раннего – позднего девона.

⁵ Факт, впрочем, для Центрально-Уральской мегазоны не единичный. Так, например, максютовский HP-LT метаморфический комплекс Южного Урала также имеет генеральные неуральские простирания (детальнее см. [Ivanov, Puchkov, 2022a; и др.]).

5. Полученные данные позволили предложить принципиально новую трактовку геодинамики и структуры этого района Урала. Показано, что габбро-ультрабазитовые массивы Рай-Из и Войкаро-Сыньинский на протяжении большей части своей истории (в дотриасовое время) представляли собой единый массив. Сейчас эти два массива ультрабазитов разделены молодым (триасовым) Хараматолоуским поднятием, которое является «эрозионно-тектоническим полуокном», в котором обнажилась подложка ультрабазитов Полярно-Уральского пояса. Хараматолоуская структура является одним из «поперечных» поднятий Урала, сформировавшихся в среднем – позднем триасе [Ivanov, Puchkov, 2022b], вероятно в результате сжатия вдоль Урала. В средне-позднетриасовое время метаморфиты Хараматолоу приподнялись, и те ультрабазиты, которые ранее были над этими метаморфитами, оказались смыты эрозией. Наблюдающиеся в центре Хараматолоуской структуры меланжированные серпентиниты (см. рис. 1) являются сохранившимся от эрозии останцом исчезнувшей (размытой) перемычки между Рай-Изским и Войкарским массивами. Этот вывод имеет существенное металлогеническое значение и повышает потенциал крупнейшего Войкаро-Сыньинского ультрабазитового массива, поскольку в Рай-Изе уже найдены наиболее крупные в России месторождения хромитов.

11. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить коллег из разных городов и организаций – д.г.-м.н А.В. Травина, к.г.-м.н. А.В. Рязанцева, к.г.-м.н. Т.Н. Сурина, к.г.-м.н. Г.Н. Бороздину, д.г.-м.н. В.В. Юдина, В.Г. Котельникова, к.г.-м.н. М.П. Попова, к.г.-м.н. Д.В. Киселеву, Н.Н. Фаррахову и В.А. Булатова за помощь и поддержку, а также за обсуждение статьи и замечания, способствовавшие ее улучшению.

12. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД

АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

13. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

14. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Birck J.L., 1986. Precision K-Rb-Sr Isotopic Analyses: Application to Rb-Sr Chronology. *Chemical Geology* 56 (1–2), 73–83. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90111-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90111-7).

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A., 2008. The

East European Craton ("Proto-Baltica") in Pre-Rodinian and Rodinian Times. *Precambrian Research* 160 (1–2), 23–45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.

Cohen K.M., Harper D.A.T., Gibbard P.L., Car N., 2022. The ICS International Chronostratigraphic Chart, February 2022. Available from: <http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2022-02.pdf> (Last Accessed February 25, 2022).

Dergunov A.B., Kazak A.P., Moldavantsev Yu.E., 1975. Serpentine Melange and Structural Position of Ultramafic Rocks of the Rai-Iz Massif (Polar Urals). *Geotectonics* 1, 28–34 (in Russian) [Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдавандцев Ю.Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. № 1. С. 28–34].

Didenko A.N., Kurenkov S.A., Ruzhentsev S.V., Simonov V.A., Lubnina N.V., Kuznetsov N.B., Aristov V.A., Borisenok D.V., 2001. Tectonic History of the Polar Urals. *Transaction of GIN RAS. Iss. 531. Nauka, Moscow, 191 p.* (in Russian) [Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В., Симонов В.А., Лубнина Н.В., Кузнецов Н.Б., Аристов В.А., Борисенок Д.В. Тектоническая история Полярного Урала // Труды ГИН РАН. М.: Наука, 2001. Вып. 531. 191 с.].

Dobretsov N.L., Moldavantsev Yu.E., Kazak A.P., Ponomareva L.G., Savelyeva G.N., Savelyev A.A., 1977. Petrology and Metamorphism of Ancient Ophiolites (on the Example of the Polar Urals and Western Sayan). *Proceedings of the Institute of Geology and Geophysics of the USSR Academy of Sciences. Vol. 368. Nauka, Novosibirsk, 221 p.* (in Russian) [Добрецов Н.Л., Молдавандцев Ю.Е., Казак А.П., Пonomарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1977. Вып. 368. 221 с.].

Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.-P., Roland N.W., Schafer F., Khain E.N., Remizov D.N., 2012. Insights into Magmatic and Geotectonic History of the Voikar Massif, Polar Urals. *Zeitschrift Der Deutschen Gesellschaft Für Geowissenschaften* 163 (1), 9–41. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2012/0163-0009>.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., 2012. Nomenclature of the Amphibole Supergroup. *American Mineralogist* 97 (1–2), 2031–2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>.

Holland T., Blundy J., 1994. Non-Ideal Interactions in Calcic Amphiboles and Their Bearing on Amphibole-Plagioclase Thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433–447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>.

Ivanov K.S., 1987. Methods for Searching and Identifying Conodonts. Guidelines. Publishing House of the Ural Scientific Centre of the USSR Academy of Sciences, Sverdlovsk, 117 p. (in Russian) [Иванов К.С. Методы поисков и выделения конодонтов: Методические рекомендации. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1987. 117 с.].

Ivanov K.S., 2020. On the Allocation of Paleozoic Facies of the Continental Foot in the Urals. *Bulletin of Komi SC UB RAS. Earth Sciences Series* 1 (41), 43–48 (in Russian)

[Иванов К.С. О выделении на Урале палеозойских фаций континентального подножия // Известия Коми научного центра УрО РАН. Серия Науки о Земле. 2020. № 1 (41). С. 43–48]. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-1-43-48>.

Ivanov K.S., Panov V.F., Likhonov I.I., Kozlov P.S., Ponomarev V.S., Hiller V.V., 2016. Precambrian of the Urals. *Gornyye Vedomosti* 148 (9), 4–21 (in Russian) [Иванов К.С., Панов В.Ф., Лиханов И.И., Козлов П.С., Пономарев В.С., Хиллер В.В. Докембрий Урала // Горные ведомости. 2016. № 148 (9). С. 4–21].

Ivanov K.S., Puchkov V.N., 2022a. Structural-Formational Zoning of the Ural Fold Belt: An Overview and New Approach. *Geotectonics* 56, 747–780. <https://doi.org/10.1134/S0016852122060036>.

Ivanov K.S., Puchkov V.N., 2022b. Transverse (Sublatitudinal) Zonality of the Urals: Causes and Time of Occurrence. *Doklady Earth Sciences* 504, 344–348. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22060071>.

Ivanov K.S., Puchkov V.N., Babenko V.A., 1990. Finds of Conodonts and Graptolites among Metamorphosed Strata in the Southern Urals. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 310 (3), 676–679 (in Russian) [Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А. Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // Доклады АН СССР. 1990. Т. 310. № 3. С. 676–679].

Kazak A.P., Dobretsov N.L., Moldavantsev Yu.E., 1976. Glaucophane Schists, Jadeites, Vesuvianites and Nephrites of the Rai-Iz Hyperbasite Massif. *Russian Geology and Geophysics* 2, 60–66 (in Russian) [Казак А.П., Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е. Глаукофановые сланцы, жадеититы, везувианиты и нефриты гипербазитового массива Рай-Из // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 60–66].

Korolev A.M., Kachanov M.I., 1990. Prospecting for Manganese Ores in the Northern Frame of the Rai-Iz Massif. Information Report. Polar Ural GGE, Labytnangi (in Russian) [Королев А.М., Качанов М.И. Поисковые работы на марганцевые руды в северном обрамлении массива Рай-Из: Информационный отчет. Лабьитнанги: Полярно-Уральское ГПП, 1990].

Kucherina P.M., Popov I.I., Pryamonosov A.P., Krashennnikov A.L., Krashennnikova L.I., Perminov I.G., Tsvigun L.N., Gaptulkadyrov M.M., Mustakimova E.A., 1991. Geological Structure and Mineral Resources of the Northwestern Voikar Synclinorium and the Rai-Iz Massif Area and Borders. 1:50000. Information Report. Vol. 1. PUGEE (Polar Ural Geological Exploration Expedition), Polyarny, 431 p. (in Russian) [Кучерина П.М., Попов И.И., Прямоносков А.П., Крашенинников А.Л., Крашенинникова Л.И., Перминов И.Г., Цвигун Л.Н., Гаптулкадыров М.М., Мустакимова Е.А. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Войкарского синклинория, площади массива Рай-Из и его обрамления. 1:50000: Информационный отчет. Полярный: ПУГРЭ, 1991. Т. 1. 431 с.].

Kulikova K.V., Travin A.V., Sychev S.N., Makeev V.A., 2015. Metamorphic Plagioclases of MUF Zone as a Result of Mesozoic Stages of Formation of Ural Orogen. *Vestnik of the*

Institute of Geology of the Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences 11, 25–29 (in Russian) [Куликова К.В., Травин А.В., Сычев С.Н., Makeev В.А. Метаморфогенные плагиоклазиты зоны ГУР как результат мезозойского этапа формирования Уральского орогена // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2015. № 11. С. 25–29]. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2015-11-25-29>.

Kuznetsov N.B., 2009. Protouralide-Timanide Complexes and Late Precambrian – Early Paleozoic Evolution of the Eastern and Northeastern Framing of the East European Platform. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Moscow, 475 p. (in Russian) [Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2009. 475 с.].

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., 2014. Paleozoic Evolution of the Polar Urals: The Voikar Basin with Oceanic-Type Crust Existed for at Least 65 Million Years. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 89 (5), 56–70 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2014. Т. 89. № 5. С. 56–70].

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A. et al., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist* 35 (1), 219–246.

Lennykh V.I., Perfilyev A.S., Puchkov V.N., 1978. Features of the Internal Structure and Metamorphism of Alpine-Type Ophiolite Massifs of the Urals. *Geotectonics* 4, 3–22 (in Russian) [Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпинотипных офиолитовых массивов Урала // Геотектоника. 1978. № 4. С. 3–22].

Ludwig K.R., 2008. ISOPLOT 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 76 p.

Melgunov A.N., Morozov A.F., Vodolazskaya V.P., Zhdanov A.V., Berlyand N.G., Vernik I.I., Denisov V.A., Dushin V.A. et al., 2010. The Main Features of the Geological Structure and Mineral and Raw Material Potential of the Northern, Subpolar and Polar Urals. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 274 p. (in Russian) [Мельгунов А.Н., Морозов А.Ф., Водолазская В.П., Жданов А.В., Берлянд Н.Г., Верник И.И., Денисов В.А., Душин В.А. и др. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.].

Olovyaniashnikov V.G., 2004. Geological Evolution of the Kanin Peninsular and North Timan. *Geoprint, Syktyvkar*, 80 p. (in Russian) [Оловянишников В.Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.].

Perevozchikov B.V., Kenig V.V., Lukin A.A., Ovechkin A.M., 2005. Chromites of the Rai-Iz Massif in the Polar Urals (Russia). *Geology of Ore Deposits* 47 (3), 206–222.

Perfiliev A.S., 1968. Particularities of the Tectonics of North of the Urals. Nauka, Moscow, 260 p. (in Russian) [Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 260 с.].

Pryamonosov A.P., Stepanov A.E., Borozhdina G.N., 2000. On the Age of the Kharamatolou Series (Polar Urals). *Uralian Geological Journal* 2 (14), 51–54 (in Russian) [Прямонов А.П., Степанов А.Е., Бороздина Г.Н. О возрасте хараматолоуской серии (Полярный Урал) // Уральский геологический журнал. 2000. № 2 (14). С. 51–54].

Puchkov V.N., 1979. Bathyal Complexes of Passive Margins of Geosyncline Areas. Nauka, Moscow, 260 p. (in Russian) [Пучков В.Н. Батимальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.].

Puchkov V.N., Ivanov K.S., 2020. Tectonics of the Northern Urals and Western Siberian: General History of Development. *Geotectonics* 54, 35–53. <https://doi.org/10.1134/S0016852120010100>.

Puchkov V.N., Steinberg D.S. (Eds), 1990. Structure and Evolution of Ray-Iz Ultramafic Massif. Ural Branch of the USSR Academy of Sciences, Sverdlovsk, 229 p. (in Russian) [Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из / Ред. В.Н. Пучков, Д.С. Штейнберг. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 229 с.].

Pystin A.M., Antoshkina A.I., Makhlaev L.V. (Eds), 2008. Lithosphere of the Timan-North Ural Region: Geological Structure, Substance, Geodynamics. Geoprint, Syktyvkar, 234 p. (in Russian) [Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика / Ред. А.М. Пыстин, А.И. Антошкина, Л.В. Махлаев. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 234 с.].

Rybalka A.V., Petrov G.A., Kashubina T.V., Kulikov V.A., Egorkin A.V., Dushin V.A., Kashubin S.N., 2011. Deep Structure of the Urals According to the Data of the Polar-Ural Transect. *Regional Geology and Metallogeny* 48, 25–36 (in Russian) [Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубина Т.В., Куликов В.А., Егоркин А.В., Душин В.А., Кашубин С.Н. Глубинное строение Урала по данным Полярно-Уральского трансекта // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 25–36].

Savel'ev A.A., 1996. Mafic-Ultramafic Ophiolitic Associations of the Urals: Structure and Formation Conditions. *Geotectonics* 3 (3), 190–199.

Savel'ev A.A., 1997. Ultramafic-Gabbroic Associations in the Voikar-Syn'ya Ophiolitic Massif (the Polar Urals). *Geotectonics* 31 (1), 43–53.

Savelieva G.N., 1987. Gabbro-Ultrabasic Complexes of the Ural Ophiolites and Their Analogues in the Modern Oceanic Crust. Nauka, Moscow, 246 p. (in Russian) [Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.].

Schmidt M.W., 1992. Amphibole Composition in Tonalite as a Function of Pressure: An Experimental Calibration of

the Al-in-Hornblende Barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304–310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2004. Polar-Ural Series. Scale of 1:200000. Sheet Q-41-XI (Yeletsy). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 217 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Полярно-Уральская. Масштаб 1:200000. Лист Q-41-XI (Елецкий): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2004. 217 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2013. Polar-Ural Series. Scale of 1:200000. Sheet Q-41-XII (Kharp). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 216 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Полярно-Уральская. Масштаб 1:200000. Лист Q-41-XII (Харп): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 216 с.].

Stratigraphic Schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic), 1993. Ural Geological Survey Expedition, Ekaterinburg, 152 p. (in Russian) [Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уральская геолого-съёмочная экспедиция, 1993. 152 с.].

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Sychev S.N., Kulikova K.V., 2012. Structural Evolution of the Main Ural Fault Zones in the Western Framework of the Voikar-Synya Ophiolite Massif. *Geotectonics* 46, 427–434. <https://doi.org/10.1134/S0016852112050056>.

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y. et al., 2000. JNdi-1: A Neodymium Isotopic Reference in Consistency with Lajolla Neodymium. *Chemical Geology* 168 (3–4), 279–281. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00198-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00198-4).

Timonin N.I., Yudin V.V., Belyaev A.A., 2004. The Paleogeodynamics of Pai-Khoi. Publishing House of the Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, 228 p. [Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2004. 228 с.].

Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., 2009. Thermochronology of the Chernorud Granulite Zone, Ol'khon Region, Western Baikal Area. *Geochemistry International* 47, 1107–1124. <https://doi.org/10.1134/S001670290910068>.

Vakhrusheva N.V., Shiryaev P.B., Stepanov A.E., Bogdanova A.R., 2017. Petrology and Chromite Content of the Rai-Iz Ultramafic Massif. IGG UB RAS, Ekaterinburg, 265 p. (in Russian) [Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.].

Voinovsky-Krieger K.G., 1966. Essay on the Tectonics of the Lemva Facies-Structural Zone (Western Slope of the Polar Urals). *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 51 (4), 5–29 (in Russian) [Войновский-Кригер К.Г.

Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1966. № 51 (4). С. 5–29].

Volovich E.V., Dembovsky B.Ya., 1967. Kharamatolou Fault. In: Proceedings of the Ural Conference of Young Geologists and Geophysicists. Sverdlovsk, p. 61–62 (in Russian) [Волович Е.В., Дембовский Б.Я. Хараматолоуский разлом // Материалы Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967. С. 61–62].

Voronov V.N., Korokin V.M., Rastegaev E.A., Shalnykh Z.S., 1967. The Results of Geological Survey Work on a Scale of 1:50000 Conducted in the Polar Urals in the Basin of the Bol. Kharamatolou River. Report on the Work of the Kharamatolou PSP for 1965–1967. Vol. I. Tyumen Complex Geological Exploration Expedition, Tyumen, 322 p. (in Russian) [Воронов В.Н., Коркин В.М., Растегаев Е.А., Шальных З.С. Результаты геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000, проводившихся на Полярном Урале в бассейне р. Бол. Хараматолоу: Отчет о работах Хараматолоуской ПСП

за 1965–1967 гг. Тюмень: Тюменская комплексная геологоразведочная экспедиция, 1967. Т. I. 322 с.].

Yang Y.-H., Chu Zh.Y., Wu F.-Y., Xia L.-W., Yang J.-H., 2010. Precise and Accurate Determination of Sm, Nd Concentrations and Nd Isotopic Compositions in Geological Samples by MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26, 1237–1244. <https://doi.org/10.1039/C1JA00001B>.

Yardley W.D., 1991. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, Scientific & Technical, London, 248 p.

Yudin V.V., 1994. *Orogeny of the North of the Urals and Paj-Khoi*. Nauka, Ekaterinburg, 283 p. (in Russian) [Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 283 с.].

Zavaritsky A.N., 1932. *Rai-Iz Peridotite Massif in the Arctic Ural*. Georazvedizdat, Moscow – Leningrad, 221 p. (in Russian) [Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.–Л.: Георазведиздат, 1932. 221 с.].

Ziegler W., Sandberg C., 1990. *The Late Devonian Standard Conodont Zonation*. Courier Forschungsinstitut Senckenberg Series, Vol. 121. 115 p.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Химический состав амфибола (мас. %) из амфиболитов изъязыкьюской свиты

Table 1.1. Chemical composition of amphibole (wt. %) from amphibolites of the Izyakyryu formation

| № спектра | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | F | Сумма |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------|------|-------|-------------------|------------------|------|-------|
| Y-4228_3 | 46.76 | 0.45 | 10.46 | 0.10 | 14.10 | 11.57 | 0.40 | 11.14 | 1.80 | 0.39 | 0.09 | 97.17 |
| Y-4228_4 | 54.12 | 0.00 | 1.59 | 0.02 | 14.70 | 13.64 | 0.60 | 12.66 | 0.22 | 0.05 | 0.11 | 97.60 |
| Y-4228_39 | 49.34 | 0.21 | - | 0.02 | 13.60 | 11.81 | 0.47 | 9.31 | 2.34 | 0.22 | 0.10 | 97.42 |
| Y-4228_41 | 44.44 | 0.62 | 13.76 | 0.11 | 15.27 | 10.39 | 0.42 | 9.66 | 2.86 | 0.37 | 0.10 | 97.90 |
| Y-4228_54 | 45.91 | 0.54 | 12.94 | 0.09 | 14.69 | 10.98 | 0.39 | 9.76 | 2.60 | 0.36 | 0.11 | 98.26 |
| Y-4228_55 | 47.44 | 0.34 | 9.34 | 0.04 | 14.77 | 11.56 | 0.32 | 11.73 | 1.50 | 0.32 | 0.13 | 97.36 |
| Y-4229_1 | 46.94 | 0.25 | 11.54 | 0.06 | 13.77 | 11.60 | 0.21 | 9.47 | 2.29 | 0.25 | 0.16 | 96.38 |
| Y-4229_2 | 45.16 | 0.48 | 13.89 | 0.05 | 12.64 | 11.46 | 0.15 | 10.79 | 2.40 | 0.37 | 0.15 | 97.39 |
| Y-4229_15 | 44.65 | 0.44 | 13.78 | 0.07 | 12.72 | 11.21 | 0.25 | 10.63 | 2.27 | 0.38 | 0.13 | 96.40 |
| Y-4229_27 | 44.05 | 0.39 | 13.75 | 0.07 | 13.37 | 11.21 | 0.18 | 10.36 | 2.26 | 0.45 | 0.23 | 96.09 |
| Y-4230_1 | 45.12 | 0.42 | 12.15 | 0.44 | 15.34 | 10.39 | 0.17 | 10.20 | 2.31 | 0.40 | 0.11 | 96.94 |
| Y-4230_31 | 44.20 | 0.54 | 12.68 | 0.10 | 15.26 | 10.29 | 0.17 | 10.53 | 2.37 | 0.44 | 0.17 | 96.58 |
| Y-4230_33 | 44.21 | 0.43 | 13.22 | 0.06 | 15.84 | 10.29 | 0.18 | 10.23 | 2.61 | 0.53 | 0.15 | 97.60 |
| Y-4230_51 | 43.77 | 0.63 | 13.73 | 0.26 | 15.89 | 10.05 | 0.16 | 9.94 | 2.85 | 0.56 | 0.18 | 97.84 |
| Формульные коэффициенты в пересчете на 23 атома кислорода | | | | | | | | | | | | |
| № спектра | Si | Ti | Al | Al ^{IV} | Al ^{VI} | Cr | Fe | Mg | Mn | Ca | Na | K |
| Y-4228_3 | 6.89 | 0.05 | 1.82 | 1.11 | 0.71 | 0.01 | 1.74 | 2.54 | 0.05 | 1.76 | 0.51 | 0.07 |
| Y-4228_4 | 7.88 | 0.00 | 0.27 | 0.12 | 0.15 | 0.00 | 1.79 | 2.96 | 0.07 | 1.97 | 0.06 | 0.01 |
| Y-4228_39 | 7.15 | 0.02 | 1.73 | 0.85 | 0.88 | 0.00 | 1.65 | 2.55 | 0.06 | 1.45 | 0.66 | 0.04 |
| Y-4228_41 | 6.54 | 0.07 | 2.39 | 1.46 | 0.93 | 0.01 | 1.88 | 2.28 | 0.05 | 1.52 | 0.82 | 0.07 |
| Y-4228_54 | 6.69 | 0.06 | 2.22 | 1.31 | 0.91 | 0.01 | 1.79 | 2.39 | 0.05 | 1.52 | 0.73 | 0.07 |
| Y-4228_55 | 6.99 | 0.04 | 1.62 | 1.01 | 0.62 | 0.00 | 1.82 | 2.54 | 0.04 | 1.85 | 0.43 | 0.06 |
| Y-4229_1 | 6.91 | 0.03 | 2.00 | 1.09 | 0.91 | 0.01 | 1.70 | 2.55 | 0.03 | 1.49 | 0.65 | 0.05 |
| Y-4229_2 | 6.59 | 0.05 | 2.39 | 1.41 | 0.98 | 0.01 | 1.54 | 2.49 | 0.02 | 1.69 | 0.68 | 0.07 |
| Y-4229_15 | 6.59 | 0.05 | 2.40 | 1.41 | 0.99 | 0.01 | 1.57 | 2.47 | 0.03 | 1.68 | 0.65 | 0.07 |
| Y-4229_27 | 6.55 | 0.04 | 2.41 | 1.45 | 0.96 | 0.01 | 1.66 | 2.48 | 0.02 | 1.65 | 0.65 | 0.09 |
| Y-4230_1 | 6.71 | 0.05 | 2.13 | 1.29 | 0.83 | 0.05 | 1.91 | 2.30 | 0.02 | 1.62 | 0.67 | 0.08 |
| Y-4230_31 | 6.61 | 0.06 | 2.23 | 1.39 | 0.84 | 0.01 | 1.91 | 2.29 | 0.02 | 1.69 | 0.69 | 0.08 |
| Y-4230_33 | 6.56 | 0.05 | 2.31 | 1.44 | 0.87 | 0.01 | 1.96 | 2.28 | 0.02 | 1.63 | 0.75 | 0.10 |
| Y-4230_51 | 6.48 | 0.07 | 2.40 | 1.52 | 0.88 | 0.03 | 1.97 | 2.22 | 0.02 | 1.58 | 0.82 | 0.11 |

Таблица 1.2. Химический состав плагиоклаза (мас. %) из амфиболитов изъякырьюской свиты
Table 1.2. Chemical composition of plagioclase (wt. %) from amphibolites of the Izyakuryu formation

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Cr ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | SrO | BaO | Сумма |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------|------|--------|
| Y-4228_7 | 67.1 | 0.00 | 0.34 | 19.5 | 0.13 | 0.00 | 0.00 | 0.59 | 11.50 | 0.1 | 0.12 | 0.00 | 99.34 |
| Y-4228_8 | 68.0 | 0.03 | 0.01 | 18.2 | 0.13 | 0.00 | 0.01 | 0.21 | 11.90 | 0.06 | 0.07 | 0.00 | 98.57 |
| Y-4228_42 | 64.6 | 0.04 | 0.02 | 20.5 | 0.13 | 0.00 | 0.00 | 2.91 | 10.30 | 0.06 | 0.17 | 0.00 | 98.74 |
| Y-4228_52 | 68.1 | 0.07 | 0.04 | 18.4 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.70 | 11.60 | 0.04 | 0.00 | 0.12 | 99.07 |
| Y-4229_16 | 64.6 | 0.03 | 0.02 | 21.7 | 0.14 | 0.00 | 0.02 | 2.94 | 9.74 | 0.06 | 0.16 | 0.00 | 99.42 |
| Y-4229_17 | 64.2 | 0.00 | 0.00 | 21.8 | 0.08 | 0.01 | 0.00 | 3.15 | 9.61 | 0.06 | 0.27 | 0.00 | 99.17 |
| Y-4229_28 | 64.0 | 0.00 | 0.05 | 21.7 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 3.22 | 9.54 | 0.05 | 0.17 | 0.06 | 98.76 |
| Y-4230_5 | 68.5 | 0.03 | 0.07 | 19.6 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.30 | 11.00 | 0.07 | 0.09 | 0.05 | 99.74 |
| Y-4230_42 | 68.3 | 0.00 | 0.00 | 18.5 | 0.08 | 0.00 | 0.01 | 0.14 | 11.90 | 0.06 | 0.04 | 0.01 | 99.00 |
| Y-4230_50 | 68.8 | 0.00 | 0.00 | 19.5 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.16 | 11.80 | 0.04 | 0.11 | 0.07 | 100.56 |
| K-4231_14 | 67.2 | 0.04 | 0.16 | 19.5 | 0.13 | 0.02 | 0.00 | 0.71 | 11.00 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 98.88 |
| K-4231_15 | 65.8 | 0.00 | 0.00 | 20.3 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 1.89 | 10.90 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 99.03 |
| K-4232_16 | 66.6 | 0.04 | 0.05 | 19.4 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 1.09 | 11.50 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 98.80 |
| K-4232_17 | 67.5 | 0.04 | 0.03 | 19.5 | 0.11 | 0.01 | 0.00 | 0.60 | 11.90 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 99.71 |
| Формульные коэффициенты в пересчете на 5 катионов | | | | | | | | | | | | | |
| № обр. | Si | Ti | Cr | Al | Fe | Mg | Mn | Ca | Na | K | Sr | Ba | An. % |
| Y-4228_7 | 2.96 | 0.00 | 0.01 | 1.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.98 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 3.05 |
| Y-4228_8 | 3.01 | 0.00 | 0.00 | 0.95 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 1.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.14 |
| Y-4228_42 | 2.88 | 0.00 | 0.00 | 1.08 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.14 | 0.89 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 13.79 |
| Y-4228_52 | 3.01 | 0.00 | 0.00 | 0.96 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.99 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.23 |
| Y-4229_16 | 2.87 | 0.00 | 0.00 | 1.14 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.14 | 0.84 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 14.60 |
| Y-4229_17 | 2.86 | 0.00 | 0.00 | 1.15 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.15 | 0.83 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 15.88 |
| Y-4229_28 | 2.86 | 0.00 | 0.00 | 1.14 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.15 | 0.83 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 16.05 |
| Y-4230_5 | 3.02 | 0.00 | 0.00 | 1.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.94 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.71 |
| Y-4230_42 | 3.01 | 0.00 | 0.00 | 0.96 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 1.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.74 |
| Y-4230_50 | 2.99 | 0.00 | 0.00 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.01 |
| K-4231_14 | 2.98 | 0.00 | 0.01 | 1.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.95 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.42 |
| K-4231_15 | 2.91 | 0.00 | 0.00 | 1.06 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.94 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 8.71 |
| K-4232_16 | 2.94 | 0.00 | 0.00 | 1.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.99 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 4.95 |
| K-4232_17 | 2.95 | 0.00 | 0.00 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 1.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.70 |

Таблица 1.3. Химический состав эпидота (мас. %) из амфиболитов изъязыкьюской свиты
Table 1.3. Chemical composition of epidote (wt. %) from amphibolites of the Izyakyryu formation

| № обр. | Y-4228_31 | Y-4228_61 | Y-4228_62 | Y-4228_60 | Y-4229_20 | Y-4229_21 | Y-4229_22 |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 37.22 | 37.84 | 38.03 | 37.89 | 37.45 | 37.56 | 38.46 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.13 | 0.11 | 0.10 | 0.29 | 0.11 | 0.30 |
| Al ₂ O ₃ | 25.11 | 26.07 | 26.29 | 25.54 | 27.33 | 28.06 | 28.42 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.12 | 0.08 | 0.09 | 0.10 | 0.06 | 0.09 | 0.03 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.64 | 10.40 | 9.41 | 10.64 | 6.09 | 6.09 | 6.69 |
| MnO | 0.27 | 0.18 | 0.19 | 0.10 | 0.11 | 0.12 | 0.81 |
| MgO | 0.18 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.19 | 0.16 | 0.06 |
| CaO | 21.72 | 23.40 | 23.66 | 23.62 | 21.79 | 22.49 | 23.74 |
| Na ₂ O | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| Y ₂ O ₃ | 0.07 | 0.00 | 0.26 | 0.00 | 0.04 | 0.04 | 0.00 |
| La ₂ O ₃ | 0.36 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.37 | 0.31 | 0.22 |
| Ce ₂ O ₃ | 1.09 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 1.32 | 0.99 | 0.08 |
| Pr ₂ O ₃ | 0.24 | 0.00 | 0.08 | 0.02 | 0.18 | 0.00 | 0.04 |
| Nd ₂ O ₃ | 0.66 | 0.01 | 0.00 | 0.07 | 0.92 | 0.97 | 0.00 |
| Gd ₂ O ₃ | 0.19 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.33 | 0.21 | 0.00 |
| SmO | 0.15 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.40 | 0.20 | 0.00 |
| F | 0.10 | 0.07 | 0.09 | 0.11 | 0.08 | 0.12 | 0.00 |
| Cl | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 98.18 | 98.38 | 98.30 | 98.27 | 96.99 | 97.53 | 98.88 |

Таблица 1.4. Химический состав мусковита (мас. %) из амфиболитов изъязыкьюской свиты (обр. Y-4228)
Table 1.4. Chemical composition of muscovite (wt. %) from amphibolites of the Izyakyryu formation (sample Y-4228)

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------|
| 44 | 50.31 | 0.64 | 30.12 | 0.19 | 2.99 | 2.23 | 0.02 | 0.05 | 0.73 | 8.33 | 95.61 |
| 45 | 51.25 | 0.47 | 28.41 | 0.21 | 3.17 | 2.70 | 0.01 | 0.05 | 0.83 | 8.17 | 95.27 |
| 46 | 54.76 | 0.17 | 24.80 | 0.12 | 3.11 | 4.50 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 8.87 | 96.45 |
| 57 | 47.71 | 0.71 | 31.71 | 0.11 | 2.46 | 1.83 | 0.00 | 0.01 | 1.39 | 9.15 | 95.08 |
| Формульные коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода | | | | | | | | | | | |
| № обр. | Si | Ti | Al ^{IV} | Al ^{VI} | Cr | Fe | Mg | Mn | Ca | Na | K |
| 44 | 3.31 | 0.03 | 0.69 | 1.65 | 0.01 | 0.16 | 0.22 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.70 |
| 45 | 3.39 | 0.02 | 0.61 | 1.60 | 0.01 | 0.18 | 0.27 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.69 |
| 46 | 3.57 | 0.01 | 0.43 | 1.47 | 0.01 | 0.17 | 0.44 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.74 |
| 57 | 3.19 | 0.04 | 0.81 | 1.68 | 0.01 | 0.14 | 0.18 | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.78 |

Примечание. Содержание F в исследованных зернах мусковита не превышает 0.1 мас. %.

Note. F content in the muscovite grains studied does not exceed 0.1 wt. %.

Таблица 1.5. Химический состав амфиболитов (мас. %)**Table 1.5.** Chemical composition of amphibolites (wt. %)

| №обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ _{сум} | MnO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | CaO | P ₂ O ₅ | ппп | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|---|------|------|-------------------|------------------|-------|-------------------------------|------|--------|
| У-2514 | 52.06 | 0.70 | 17.87 | 8.24 | 0.15 | 6.53 | 2.83 | 1.01 | 9.50 | 0.11 | 1.64 | 100.69 |
| У-2516 | 49.69 | 1.19 | 13.24 | 11.14 | 0.17 | 8.72 | 0.62 | 0.19 | 12.52 | 0.13 | 3.13 | 100.78 |
| У-2519 | 43.62 | 0.87 | 15.76 | 11.92 | 0.21 | 12.2 | 2.01 | 0.36 | 10.40 | 0.02 | 2.15 | 99.51 |
| У-4228 | 52.80 | 0.58 | 14.09 | 10.04 | 0.19 | 9.97 | 2.51 | 0.94 | 6.41 | 0.07 | 2.53 | 100.16 |
| У-4229 | 45.05 | 1.10 | 15.81 | 11.01 | 0.18 | 12.0 | 1.31 | 1.09 | 7.96 | 0.01 | 4.43 | 100.00 |
| У-4230 | 46.69 | 1.76 | 15.95 | 11.94 | 0.15 | 7.36 | 1.73 | 0.51 | 11.42 | 0.29 | 1.86 | 99.74 |
| У-4231 | 45.40 | 0.80 | 16.91 | 10.08 | 0.18 | 8.47 | 2.02 | 0.60 | 10.82 | 0.12 | 4.73 | 100.17 |
| У-4232 | 47.56 | 1.35 | 15.48 | 10.26 | 0.19 | 7.16 | 1.68 | 0.55 | 11.01 | 0.12 | 4.11 | 99.52 |
| У-4233 | 50.80 | 0.75 | 16.10 | 8.68 | 0.18 | 6.92 | 1.81 | 0.84 | 8.51 | 0.16 | 4.40 | 99.21 |

Таблица 1.6. Содержание лантаноидов в амфиболитах изъязыкьюской свиты (г/т)**Table 1.6.** Lanthanide content in amphibolites of the Izyakuryu formation (ppm)

| Элемент | У-2519 | У-4228 | У-4229 | У-4230 | У-4231 | У-4232 | У-4233 |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| La | 0.84 | 4.88 | 1.78 | 10.17 | 3.49 | 5.73 | 5.78 |
| Ce | 3.12 | 11.58 | 5.76 | 25.27 | 9.12 | 14.57 | 14.85 |
| Pr | 0.59 | 1.45 | 0.98 | 3.33 | 1.37 | 2.00 | 1.91 |
| Nd | 3.38 | 6.33 | 5.08 | 14.83 | 6.53 | 9.35 | 8.74 |
| Sm | 1.29 | 1.65 | 1.61 | 3.77 | 1.82 | 2.59 | 2.23 |
| Eu | 0.55 | 0.57 | 0.52 | 1.30 | 0.70 | 0.90 | 0.74 |
| Gd | 1.95 | 1.93 | 2.08 | 4.25 | 2.25 | 2.96 | 2.48 |
| Tb | 0.35 | 0.29 | 0.36 | 0.63 | 0.35 | 0.45 | 0.36 |
| Dy | 2.49 | 1.98 | 2.48 | 4.03 | 2.22 | 2.85 | 2.27 |
| Ho | 0.55 | 0.43 | 0.53 | 0.83 | 0.46 | 0.58 | 0.47 |
| Er | 1.69 | 1.32 | 1.48 | 2.40 | 1.37 | 1.67 | 1.32 |
| Tm | 0.24 | 0.20 | 0.20 | 0.34 | 0.19 | 0.24 | 0.19 |
| Yb | 1.61 | 1.32 | 1.22 | 2.13 | 1.24 | 1.52 | 1.15 |
| Lu | 0.24 | 0.19 | 0.14 | 0.29 | 0.17 | 0.21 | 0.16 |

Таблица 1.7. Изотопный состав Sr в валовых пробах амфиболитов и слагающих их минералов
Table 1.7. Sr isotope composition in bulk samples of amphibolites and their constituent minerals

| № п/п | Проба | Характеристика | Sr, мкг/г | Rb, мкг/г | Sr [ИР], мкг/г | Rb [ИР], мкг/г | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}/^{86}\text{Sr}$ (изм) | $\pm 2\sigma$ |
|-------|----------|-----------------------------------|-----------|-----------|----------------|----------------|---------------------------------|------------------------------|---------------|
| 1 | У-4228-1 | Амфиболит (вал) | 185 | 5 | 152 | 17 | 0.3334 | 0.70681 | 3 |
| 2 | У-4228-1 | Амфибол из амфиболита У-4228-1 | 140 | 23 | 138 | 11 | 0.2315 | 0.70624 | 4 |
| 3 | У-4228-1 | Плагиоклаз из амфиболита У-4228-1 | 165 | 44 | 148 | 18 | 0.3562 | 0.70696 | 2 |
| 4 | У-4228-1 | Мусковит из амфиболита У-4228-1 | 250 | 88 | 221 | 65 | 0.8643 | 0.70956 | 1 |
| 5 | У-4229-1 | Амфиболит (вал) | 163 | 7 | 164 | 15 | 0.3500 | 0.70761 | 1 |
| 6 | У-4229-1 | Амфибол из амфиболита У-4229-1 | 98 | 19 | 89 | 12 | 0.3860 | 0.70772 | 2 |
| 7 | У-4229-1 | Плагиоклаз из амфиболита У-4229-1 | 504 | 29 | 431 | 23 | 0.1592 | 0.70664 | 2 |
| 8 | У-4229-1 | Мусковит из амфиболита У-4229-1 | 429 | 72 | 380 | 43 | 0.3326 | 0.70755 | 2 |
| 9 | У-4230-1 | Амфиболит (вал) | 536 | 5 | 519 | 8 | 0.0434 | 0.70486 | 3 |
| 10 | У-4230-1 | Амфибол из амфиболита У-4230-1 | 585 | 11 | 577 | 8 | 0.0411 | 0.70488 | 2 |
| 11 | У-4230-1 | Плагиоклаз из амфиболита У-4230-1 | 346 | 13 | 196 | 2 | 0.0249 | 0.70470 | 3 |
| 12 | У-4230-1 | Мусковит из амфиболита У-4230-1 | 231 | 54 | 197 | 39 | 0.5767 | 0.70761 | 2 |
| 13 | У-4231-1 | Амфиболит (вал) | 299 | 18 | 262 | 9 | 0.0946 | 0.70611 | 3 |
| 14 | У-4232-1 | Амфиболит (вал) | 270 | 20 | 251 | 12 | 0.1361 | 0.70536 | 2 |
| 15 | У-4233-1 | Амфиболит (вал) | 222 | 7 | 211 | 15 | 0.2066 | 0.70584 | 2 |

Примечание. Концентрации Sr и Rb с обозначением [ИР] получены методом изотопного разбавления.

Note. Sr and Rb concentrations with [ИР] designation are obtained by isotope dilution.

Таблица 1.8. Изотопный состав Nd в амфиболитах изъякырьюской свиты
Table 1.8. Nd isotope composition in amphibolites of the Izyakuryu formation

| № п/п | Проба | $^{143}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | [Nd], мкг/г | [Sm], мкг/г | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, 366 млн лет |
|-------|----------|--------------------------|---------------|-------------|-------------|-----------------------------------|---------------------------|---|
| 1 | У-4228/1 | 0.512764 | 11 | 8.89 | 2.28 | 0.1563 | 2.5 | 4.4 |
| 2 | У-4229/1 | 0.512996 | 7 | 7.18 | 2.24 | 0.1903 | 7.0 | 7.3 |
| 3 | У-4230/1 | 0.512837 | 6 | 19.04 | 5 | 0.1599 | 3.9 | 5.6 |
| 4 | У-4231/1 | 0.512868 | 11 | 10.1 | 2.9 | 0.1750 | 4.5 | 5.5 |
| 5 | У-4232/1 | 0.512794 | 6 | 12.78 | 3.53 | 0.1680 | 3.0 | 4.4 |
| 6 | У-4233/1 | 0.512762 | 12 | 12.57 | 3.3 | 0.1599 | 2.4 | 4.1 |