

УДК 551.76

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-6-982-1005

Возраст и условия формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала

Е. В. Бурлаков¹, К. С. Иванов¹, С. В. Берзин¹, А. В. Травин^{2,3}, Д. А. Ханин⁴

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: bevgeny2@mail.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

³Новосибирский государственный технический университет, 630073, г. Новосибирск, пр-т К. Маркса, 20

⁴Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН, 142432, Московская обл., г. Черноголовка, ул. Академика Осипьяна, 4

Поступила в редакцию 20.12.2022 г., принята к печати 19.05.2023 г.

Объект исследования. Проведно изучение хрусталеносных месторождений Додо и Пуйва Неройского хрусталеносного района (Приполярный Урал). Несмотря на хорошую геологическую изученность, остается ряд нерешенных вопросов о возрасте как хрусталеносной минерализации, так и вмещающих горных пород. Задачей данной работы стало установление возраста вмещающих хрусталеносную минерализацию метасоматитов в целях построения модели формирования месторождений Додо и Пуйва. **Материалы и методы.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование проводилось по методике, описанной А.В. Травиным с соавторами в 2009 г. Измерения изотопного состава аргона производились на масс-спектрометре Micromass 5400 (ИГМ СО РАН). **Результаты.** Проведены микрозондовые исследования минерального состава горных пород хрусталеносных месторождений Додо и Пуйва, определены температуры (339–364°C) их формирования. Выделено и описано шесть основных структурно-морфологических типов кварцевых жил. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом изучен возраст слюды как месторождений, так и вмещающих метаморфических сланцев. Получены надежные плато, значения которых находятся в диапазоне 251–260 млн лет и согласуются между собой в пределах ошибки (среднее для четырех датировок 255 ± 2 млн лет). **Выводы.** Предложена новая модель формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. Полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки соответствуют по времени этапу постколлизийного растяжения Урала. В это время на Урале и в смежной Западно-Сибирской плите формировалась система меридиональных грабен-рифтов. Одновременно и в результате того же импульса растяжения на Урале крупные блоки средней коры (граниты, сланцы и пр.) были выведены к поверхности Земли. В процессе подъема глубинных блоков, на глубине 10 км произошло резкое, примерно в 3 раза, снижение флюидных давлений (с литостатических на гидростатические) и сильное понижение температуры вследствие адиабатического расширения и дроссельного эффекта. Полученные цифры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (среднее 255 ± 2 млн лет) не только отражают возраст хрусталеносных месторождений Приполярного Урала, но и фиксируют момент подъема всего Центрально-Уральского поднятия выше глубины 10 км, т. е. на уровень верхней коры.

Ключевые слова: хрусталеносные месторождения Приполярного Урала, Ar-Ar-метод абсолютного возраста, метаморфические сланцы, граниты, растяжение, подъем блоков земной коры

Источник финансирования

Исследования проводятся в рамках госбюджетной темы ИГТ УрО РАН, тема № 123011800014-3, а также по государственному заданию Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, тема № 122041400171-5

Age and generation conditions of quartz crystal deposits in the Subpolar Urals

Evgenii V. Burlakov¹, Kirill S. Ivanov¹, Stepan V. Berzin¹, Aleksey V. Travin^{2,3}, Dmitrii A. Khanin⁴

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: bevgeny2@mail.ru

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia

³Novosibirsk State Technical University, 20 K. Marks av., Novosibirsk 630073, Russia

⁴D.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka 142432, Russia

Для цитирования: Бурлаков Е.В., Иванов К.С., Берзин С.В., Травин А.В., Ханин Д.А. (2023) Возраст и условия формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. *Литосфера*, 23(6), 982–1005. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-982-1005>

For citation: Burlakov E.V., Ivanov K.S., Berzin S.V., Travin A.V., Khanin D.A. (2023) Age and generation conditions of quartz crystal deposits in the Subpolar Urals. *Lithosphere (Russia)*, 23(6), 982–1005. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-982-1005>

© Е.В. Бурлаков, К.С. Иванов, С.В. Берзин, А.В. Травин, Д.А. Ханин, 2023

Received 20.12.2022, accepted 19.05.2023

Research subject. The Dodo and Puiva quartz crystal deposits in the Neroiskiy mineral province (Subpolar Urals) were studied. Although these deposits have received sufficient research attention, a number of issues remain to be elucidated, including the age of crystal-bearing mineralization and the age of host rocks. **Aim.** In this work, we aim to determine the age of the metasomatites that bear quartz crystal mineralization and to develop a model of the formation of the Dodo and Puiva deposits. **Materials and Methods.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating was carried out according to the method described by A.V. Travin et al. The argon isotope composition was measured on a Micromass 5400 mass spectrometer (IGM SB RAS). **Results.** Microprobe studies of the mineralogy of the Dodo and Puiva quartz crystal deposits were carried out. The temperatures of metasomtaite formation were determined to range within 339–364°C. Six main structural and morphological types of quartz veins were identified and described. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of mica of quartz crystal deposits and host metamorphic schists were determined. Reliable plateaus were obtained, the values of which ranged within 251–257 Ma and agreed with each other within the deviation (average for 4 dates is 255 ± 2 Ma). **Conclusion.** A new model for the formation of quartz crystal deposits in the Subpolar Urals is proposed. The obtained $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages correspond to the period of the post-orogenic extension of the Urals. At that time, a system of meridional grabens and rifts was formed in the Urals and in the West Siberian Plate. At the same time, and as a result of the same stretching impulse, large blocks of the middle crust (granite, schist, etc.) were brought to the Earth's surface in the Urals. During the rise of deep blocks, at a depth of 10 km, a sharp, approximately 3-fold drop in fluid pressures (from lithostatic to hydrostatic) and a strong decrease in temperatures due to adiabatic expansion and the throttling effect occurred. The obtained $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (255 Ma) reflect not only the age of the quartz crystal deposits of the Subpolar Urals, but also place the moment of rise of the entire Central Ural uplift above a depth of 10 km, i.e., to the level of the upper cortex.

Keywords: quartz crystal deposits of the Subpolar Urals, Ar-Ar age, metamorphic shales, granite, extension, uplift of crustal blocks

Funding information

The studies were carried out as part of the IGG UB RAS state assignment (state registration No. 123011800014-3) and as part of the state assignment Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (state registration No. 122041400171-5)

ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о находках горного хрусталя на Приполярном Урале относятся к 1927 г. Уже в 1934 г. было открыто месторождение Додо, а в 1936 г. – месторождение Пуйва. В 1935–1945 гг. месторождения разведывались и отрабатывались исключительно на пьезокварц. К началу 1950-х гг. разведочные и добычные работы ориентируются уже в большей мере на горный хрусталь для плавки специальных стекол. Начиная с 1970-х гг. к объектам разведки и добычи добавляется жильный кварц этих месторождений, поскольку химическая чистота жильного кварца Неройского района сопоставима с горным хрусталем, что позволяло заменять отдельные сорта горного хрусталя жильным кварцем. Запасы подобного кварца на месторождениях Додо и Пуйва на два порядка превосходили запасы горного хрусталя. Жильный кварц и горный хрусталь Приполярного Урала оказались самыми химически чистыми в СССР и применялись для производства изделий из прозрачного кварцевого стекла, обладающего комплексом таких физико-технических свойств, как термостойкость, огнеупорность, высокая прозрачность в широком диапазоне волн (включая радиочастоты), химическая и радиационная стойкость и т. п. Они использовались в самых ответственных изделиях в атомной, космической и оборонной отраслях промышленности. Соответственно, как отдельные месторождения, так и Приполярно-Уральская хрусталеносная провинция

в целом интенсивно изучались. Главным образом сотрудниками отраслевого института “Союзкварц-самоцветы” – ВНИИСИМСа (Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья), ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, ЛГИ и др.

Общие сведения о геологии региона приводятся в работах (Гессе, Дашкевич, 1990; Пыстин и др., 2008; Водолазская и др., 2015; Душин и др., 2018; Пучков, Иванов, 2020; и др.). Несмотря на сравнительно хорошую геологическую изученность месторождений кварца, остается ряд нерешенных вопросов о возрасте как хрусталеносной минерализации, так и горных пород, в которых локализована эта минерализация. По данным В.В. Буканова (1974), существует большой разброс в значении K/Ar возраста, умеренного по минералам хрусталеносных гнезд и окологнездовым метасоматитам 17 месторождений Приполярного Урала (в диапазоне от 220 до 326 млн лет, среднее по 24 определениям – 264 млн лет), находящихся в единой структурной позиции. Пока это явление никак не объяснено и требует дальнейшего изучения. Возрастные данные в основном были получены почти 50 лет назад. За это время методики датирования значительно усовершенствовались, повысилась их аналитическая точность.

При исследованиях хрусталеносных месторождений прямое датирование по кварцу может быть осуществлено с помощью Rb-Sr изохронного метода. Этот подход все чаще применяется при дати-

ровании рудных месторождений различного типа, имеет свои возможности и ограничения (Shepherd, Darbyshire, 1981; Pettke, Diamond, 1995; Wang et al., 2003; Чугаев и др., 2010). Для успешного Rb-Sr датирования требуются отсутствие в кварце признаков поздней перекристаллизации, присутствие вторичных флюидных включений, микровключений минералов из более поздних ассоциаций. При использовании для датирования других минералов – геохронометров – серьезной проблемой является необходимость, с одной стороны, обоснования синрудного генезиса этих минералов, с другой – соотношения температуры закрытия их изотопной системы с температурой рудообразования.

Ранее указывалось, что формирование хрусталеносных месторождений может быть связано или с ретроградным метаморфизмом при эксгумации метаморфических комплексов (Li et al., 2007), или с эволюцией процессов минералообразования в ореоле остывающих гранитоидных интрузивов (Огородников, Поленов, 2012; и др.). В связи с этим для реконструкции истории механизмов формирования кварцевых жил представляется необходимым сопоставление их возраста со временем протекания региональных геологических процессов.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ НЕРОЙСКОЙ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Неройский хрусталеносный район находится в центральной части Ляпинского антиклинория, являющегося структурой второго порядка по отношению к Центрально-Уральскому мегантиклинорию. Район сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными преимущественно аповулканогенными сланцами в условиях от зеленосланцевой фации до (реже) эпидот-амфиболитовой. Возраст комплексов, слагающих этот район, обычно относят к среднему рифею – ордовику. Сланцевая толща прорвана палеозойскими интрузиями основного, среднего и кислого состава (рис. 1).

Согласно преобладающим представлениям (Стратиграфические схемы..., 1993; и др.), в докембрийском метаморфическом комплексе Ляпинского антиклинория выделяются снизу вверх следующие свиты¹: няртинская (нижний протерозой), маньхобеинская и щекуринская (нижний рифей), пуйвинская (средний рифей), маньинская (верхний рифей – венд). Возраст комплекса обосновывается по нахождению в отложениях пуйвинской свиты среднерифейского комплекса микрофосилий (Дембовский, 2000), *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) Jank., *L. ternate* (Tim.) Jank., *L. obsuleta*

(Naum.) Jank., *Satka favosa* Jank., *S. undosa* Jank., *Eomyselopsis robusta* Schopt. emend., катаграфий и онколитов, считающихся характерными для рифея. В ордовикском комплексе выделяется тельпосская (нижний ордовик), хыдейская (нижний-средний ордовик) и шугорская (средний-верхний ордовик) свиты.

Возраст метаморфических комплексов Центрально-Уральской мегазоны традиционно считается на всем Урале рифейским, но это, к сожалению, ненадежно. Так, среди этих метаморфических толщ недавно были выделены (Иванов, 2020) ранне-среднепалеозойские осадочные комплексы континентального подножия, вполне сравнимые по всем параметрам с современными аналогами, но претерпевшие интенсивную складчатость и метаморфизм зеленосланцевой фации (а в краевых восточных частях и выше – до эклогитовой). Палеозойский возраст комплекса доказывается, в частности, находкой конодонтов нижнего ордовика (Иванов, 2020).

Из докембрийских свит в описываемом районе развита только пуйвинская свита, слагающая около 70% площади района, ордовикский комплекс представлен полностью. В составе пуйвинской свиты выделены четыре толщи (Стратиграфические схемы..., 1993; и др.).

Нижняя сланцевая толща (R_2pv_1) распространена в центральной части района и представлена зеленовато-серыми филлитовидными микросланцами с относительно редкими маломощными прослоями серых и зеленых филлитов и аповулканитовых зеленых сланцев, а также кварцитосланцев. Филлитовидные сланцы представляют собой мелкозернистые породы, состоящие из кварца (30–50%), серицита (10–30), хлорита (25–40%). Акцессорные: сфен, гематит, гранат, циркон, турмалин. Мощность нижней сланцевой толщи 350–400 м.

Верхняя сланцевая толща (R_2pv_2) распространена преимущественно в южной части района. Толща сложена в основном темно-серыми филлитовидными микросланцами кварц-серицитового, биотит-кварц-серицитового состава: кварц (30–35%), серицит (35–55%), биотит (5–25%). Акцессорные: цоизит, эпидот, гематит, сфен, турмалин. Мощность толщи 500–700 м.

Сланцево-кварцитовая толща (R_2pv_3) представлена серыми филлитами и кварцитосланцами, переслаивающимися со слюдистыми кварцитами. Толща имеет повсеместное распространение и, выделяясь своим составом, служит маркирующим горизонтом, подчеркивающим складчатую структуру района. Кварциты – светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком. Переслаивающиеся с ними филлиты имеют кварц-серицитовый состав, а кварцитосланцы – слюдисто-кварцевый. Мощность толщи 200–250 м.

Сланцево-гнейсовая толща (R_2pv_4) распространена в северной части района, вне пределов

¹ Проблематичность выделения “свит” среди метаморфических комплексов нами в полной мере осознается, но это не является темой данной статьи.

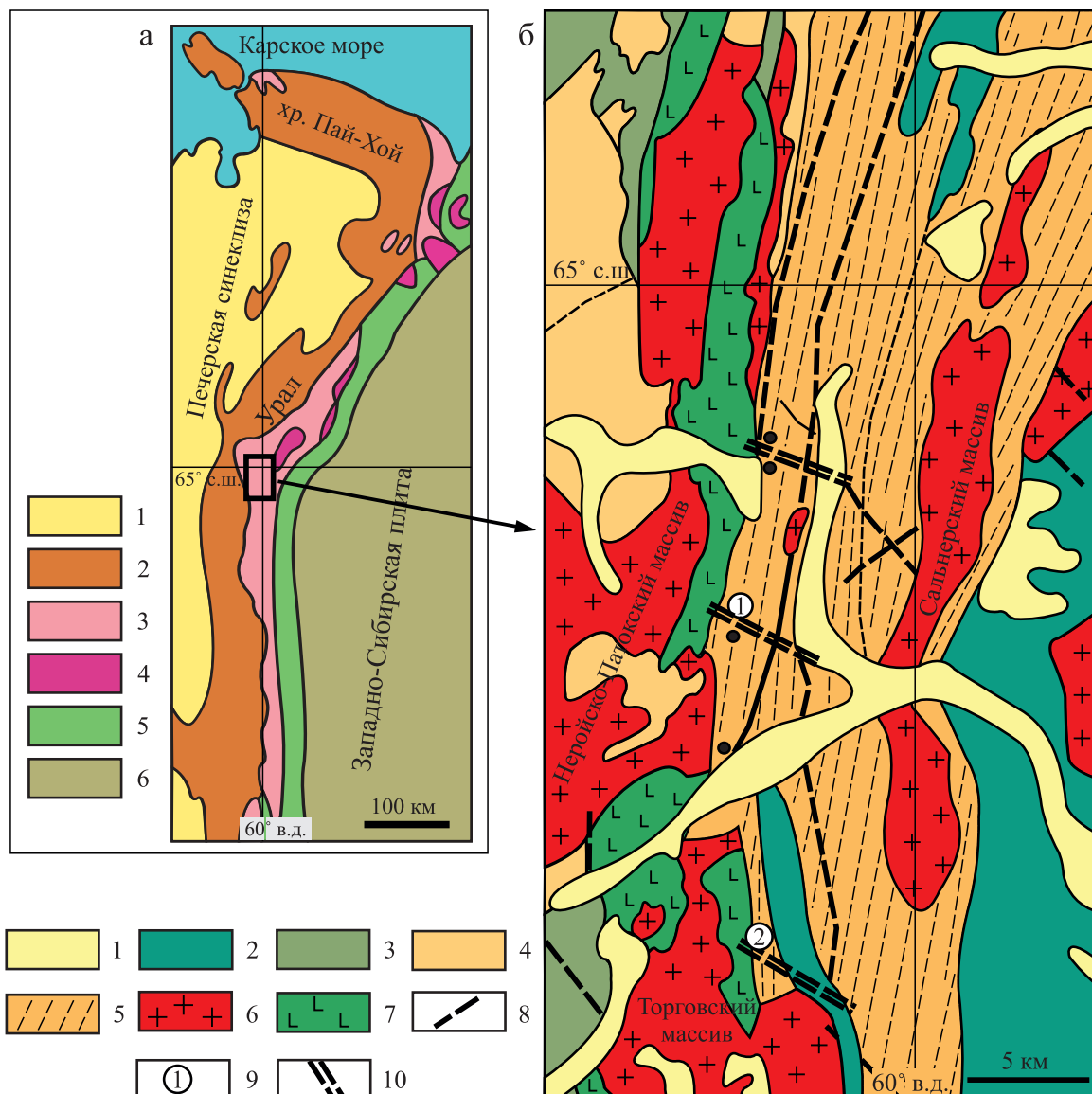


Рис. 1. Положение Неройского района (черный прямоугольник) на геологической схеме Урала (Pystin et al., 2019) (а) и схематическая геологическая карта Неройского района Приполярного Урала (б).

а: 1 – осадочный чехол Европейской платформы; 2 – палеозойская палеоконтинентальная формация; 3 – мезо-неопротерозойская формация (преимущественно породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма); 4 – палеопротерозойские метаморфические комплексы; 5 – палеозойская палеострововая формация; 6 – осадочный чехол Западно-Сибирской платформы.

б: 1 – четвертичные отложения; 2 – отложения ордовика; 3 – верхний рифей–кембрий, маньинская свита; 4 – верхний рифей, хобеинская свита; 5 – средний рифей, пуйвинская свита; 6 – палеозойские гранитоиды; 7 – палеозойские габброиды; 8 – крупные тектонические разломы субмеридионального простирания; 9 – крупнейшие месторождения горного хрусталя Неройского района, в том числе 1 – Додо, 2 – Пуива; 10 – крупные субширотные “скрытые” разломы.

Fig. 1. Position of the Neroiyskiy mineral province (black rectangle) on the geological scheme of the Urals (Pystin et al., 2019) (a) and schematic geological map of the Neroiyskiy mineral province (Subpolar Urals) (b).

a: 1 – Sedimentary cover of the European platform; 2 – Paleozoic paleocontinental formation; 3 – Mesozoic-Neoproterozoic formation (mainly metamorphic rocks of greenschist facies of metamorphism); 4 – Paleoproterozoic metamorphic complexes; 5 – Paleozoic paleisland-arc formation; 6 – Sedimentary cover of the West Siberian platform.

b: 1 – Quaternary sediments; 2 – Ordovician sediments; 3 – Upper Riphean–Cambrian, Maninskaya formation; 4 – Upper Riphean, Khobeinskaya formation; 5 – Middle Riphean, Puivinskaya formation; 6 – Paleozoic granite; 7 – Paleozoic gabbro; 8 – large tectonic faults of submeridional strike; 9 – largest quartz crystal deposits in the Neroiyskiy mineral province, including 1 – Dodo, 2 – Puiva; 10 – large sublatitudinal “hidden” faults.

месторождений Додо и Пуйвы, и сложена темно-серыми филлитовидными сланцами и филлитами, которые в верхах разреза сменяются цоизит-кварц-слюдистыми сланцами и кварцитосланцами. Мощность толщи 500–700 м.

Верхний структурный комплекс. Тельпосская свита (O_1t). Отложения тельпосской свиты, залегающей в основании верхнего структурного яруса, развиты на крыльях Пуйвинской синклинали (рис. 2). В составе тельпосской свиты выделяют-

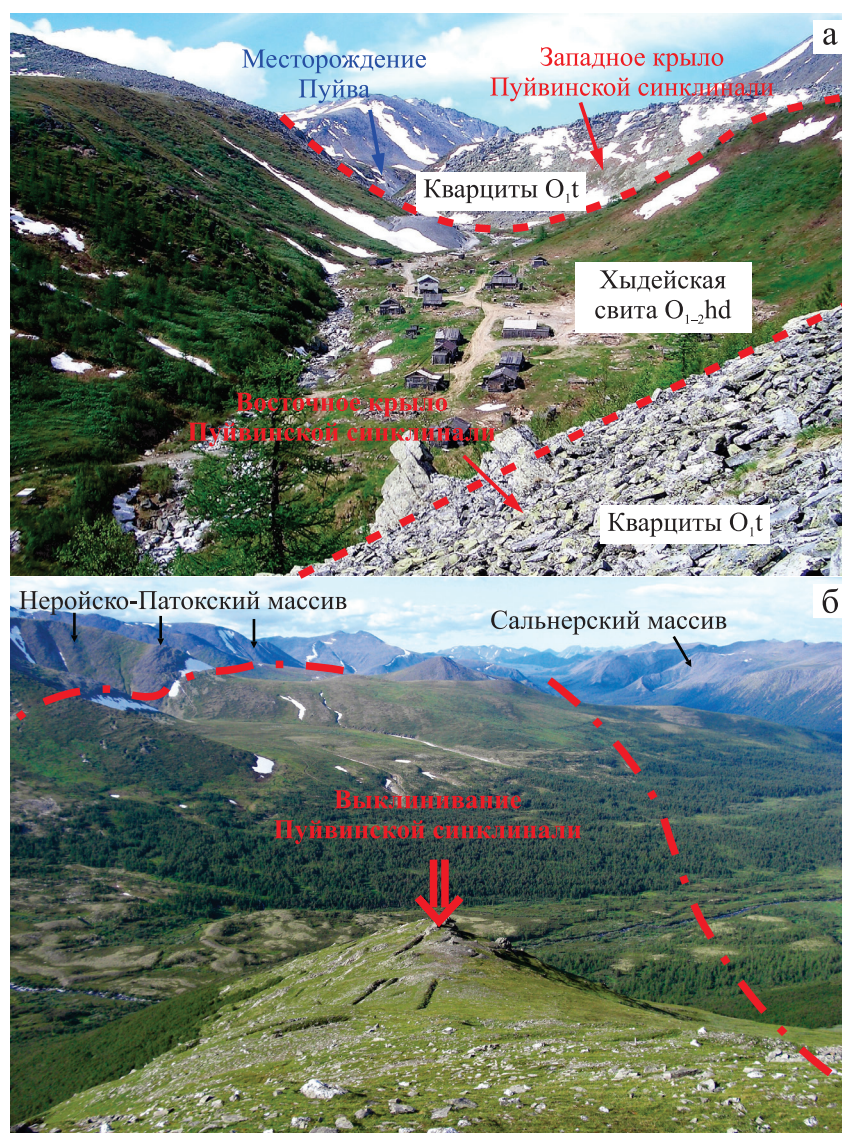


Рис. 2. Северная часть Неройской хрусталеносной полосы.

а. Положение месторождения Пуйва. На переднем плане кварциты тельпосской свиты (O_1t) восточного крыла Пуйвинской синклинали. В центре метаморфические породы хыдейской свиты (O_{1-2hd}). На дальнем плане – кварцитовая гряда, сложенная кварцитами западного крыла Пуйвинской синклинали.

б. Вид на север от месторождения Пуйва. Красная штрихпунктирная линия показывает границы Неройской хрусталеносной зоны. Красной стрелкой обозначено место выклинивания Пуйвинской синклинали. Черными стрелками показано положение Сальнерского и Неройско-Патокского гранитных массивов.

Fig. 2. Northern part Neroiskiy mineral province.

a. Position of the Puiva deposit. In the foreground are quartzites of the Telposskaya formation (O_1t) of the eastern flank of the Puiva syncline. In the center are metamorphic rocks of the Khydeyskaya formation (O_{1-2hd}). In the background is a quartzite ridge of the western flank of the Puiva syncline.

b. View to the North from the Puiva deposit. The red dash-dotted line shows the boundaries of the Neroiskiy mineral province. The red arrow shows the pinch point of the Puiva syncline. Black arrows show the position of the Salnerskiy and Neroysko-Patokskiy granite massifs.

ся две толщи: нижняя – конгломерато-гравелито-песчаниковая – и верхняя, преимущественно песчаниковая. В основании свиты располагается горизонт серых крупногалечниковых конгломератов мощностью от 2 до 15 м. Материал конгломератов отличается плохой сортированностью, слабой окатанностью – обломки имеют неправильную округлую, угловатую форму. Размер образующих его валунов и галек колеблется от 1 до 25 см. Они представлены кварцем, кварцитами и сланцами. Цемент составляет 60–80% объема породы, он базального типа и представляет собой серицитизированный кварцевый песчаник. На базальных конгломератах залегает пачка ритмически переслаивающихся песчаников, гравелитов и конгломератов. Валун и галька этих гравелитов и конгломератов слабо окатаны и плохо сортированы, размеры их не превышают 4–10 см. Они состоят исключительно из кварца и микрокварцита, редко кислых эффузивов и (10–20%) цемента серицит-кварцевого состава. Далее залегает верхняя существенно песчаниковая толща. Она сложена ритмично – переслаивающимися массивными, чуть сланцеватыми гравийными песчаниками. Кластический материал песчаников и галька гравелитов представлены кварцем и микрокварцитами – 90–95%. Отмечаются обломки полевых шпатов, кислых эффузивов и их туфов, кластический материал хорошо окатан. Цемент – серицит-кварцевый или кварцевый, регенерационный или поровый. Мощность тельпосской свиты 150–200 м.

Хыдейская свита ($O_{1-2}hd$). В разрезе свиты выделяются две части. Нижняя сложена серицит-хлоритовыми, альбит-кварцевыми и кварцевыми сланцами, переслаивающиеся с разнообразными песчаниками. Верхняя часть характеризуется резким преобладанием серых и зеленовато-серых сланцев. Одновременно в разрезе появляются и прослои мраморизованного известняка, мощность которых возрастает к верхам разреза и достигает 2–3 м и более. Мощность свиты 50–250 м.

Щугорская свита ($O_{2-3}sch$). Отложения развиты в районе только в ядре Пуйвинской синклинали. В разрезе свиты выделяют две литологически различные толщи. В составе нижней толщи преобладают известковые и хлорит-кварцевые сланцы. Верхняя толща сложена в основном мраморами. Мощность свиты около 300 м.

Отложения рифея и ордовика метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Пыстин, 1994; и др.).

Интрузивные образования Неройского района выделены (Гессе, Дашкевич, 1990; и др.) в венд-кембрийский (байкальский), средне-позднепалеозойский (герцинский) и нерасчлененный (палеозойский) комплексы. *Венд-кембрийский комплекс* включает интрузии гранодиоритового и диоритового составов, слагающие восточную часть

Неройско-Патокского и Торговского массивов. Для гранитов Неройско-Патокского массива Rb-Sr изохронным методом по валовым образцам была получена датировка 489 ± 17 млн лет (Водолазская и др., 1999). Для субщелочных гранитоидов (А-типа) Торговского массива опубликовано несколько датировок по циркону U-Pb методом SHRIMP-II (542 ± 4 , 544 ± 5 млн лет), а также классическим методом (514 ± 5 млн лет) (Водолазская и др., 1999, 2011). Для гранитоидов Сальнерского массива по циркону U/Pb методом SHRIMP-II получен возраст 560–567 млн лет (Основные черты..., 2010). Кроме этого, большое количество полученных по минералам из гранитоидов Торговского массива K-Ar датировок попадает в диапазон 230–310 млн лет (Андреичев, 1999), что может быть связано с проявлением поздних метаморфических и метасоматических процессов.

Средне-позднепалеозойский комплекс включает группу разновозрастных гранитоидов, которые развиты в виде малых интрузий в Сальнерском и Неройско-Патокском массиве, а также в поле развития отложений Пуйвинской свиты.

Нерасчлененный палеозойский дайковый комплекс представлен многочисленными штоками и дайками основного, среднего и кислого состава, развитыми как в пределах интрузивных массивов, так и среди сланцев пуйвинской свиты. Наиболее широко распространены дайки основного состава, площади концентрации которых совпадают с хрусталеносными полями. Среди них выделяют метадиабазы, габбро-диабазы, ортоамфиболиты, альбитовые порфироиды. Дайки кислого состава представлены альбитофирами, кварцевыми порфирами, среднего – диоритами.

Складчатая структура района наиболее полно проявлена между двумя гранитоидными массивами – Неройско-Патомским на западе и Сальнерским на востоке. Массивы маркируют осевые части одноименных антиклинальных структур, разделенных Пуйвинской синклиалью.

В пределах Ляпинского антиклинория обычно выделяются два структурных яруса, соответствующие байкальскому и герцинскому этапам. Считается, что наблюдаемые в районе складчатые структуры являются результатом наложения субмеридиональных герцинских складок на субширотные байкальские структуры (Шальных, 1971; Водолазская и др., 2015). Наиболее крупные из складчатых структур в районе, осложняющие Сальнерскую антиклиналь, – антиклинали Додо, Западная и Пуйвинская синклинали. Среди тектонических разрывов района выделяются субмеридиональные, северо-западные, северо-восточные и субширотные. Наибольшим распространением пользуются субмеридиональные взбросы, сбросы и взбросо-сдвиги, имеющие ступенчатую форму. Они сопровождаются приразрывными складчатыми формами, расланцеванием

и дроблением пород. Кроме разрывов, устанавливаемых прямыми геологическими наблюдениями, выделяются субширотные и северо-западные поперечные структуры глубокого заложения (Шальных, 1971; Дембовский, 2000), направление которых, вероятно, отвечает простиранию байкальских структур. Пересечение их с тектоническими зонами субмеридионального простирания определяет локализацию таких крупнейших месторождений района, как Додо, Пуйва, Зейка, Омега-Шор и др. Поперечные структуры глубокого заложения с той или иной степенью достоверности устанавливаются по дешифрированию космических снимков, перегибам шарниров складчатых структур, флексурным перегибам пластов, возрастанию концентрации субширотных трещин, повышению плотности даек на единицу площади в пределах субширотных полос, зонам минимальных значений намагниченности пород (от 0 до 4 гамм).

Непосредственно Неройский хрусталеносный район является частью Приполярно-Уральской хрусталеносной провинции. Неройская хрусталеносная полоса хорошо прослеживается в рельефе более чем на 30 км в виде цепочек высокогорных плато, ложбин, террасовидных уступов и седловин, трассирующихся с восточной стороны вдоль водораздела Уральского хребта. Подобный характер эрозионной поверхности обусловлен физическим выветриванием более “мягких” гидротермально переработанных пород, слагающих полосу. В настоящее время в пределах полосы известно несколько десятков хрусталеносных полей (месторождений и проявлений горного хрусталя), связанных единством структуры и генезиса. Хрусталеносные поля (месторождения) представляют собой ряд сближенных хрусталеносных зон, сопоставимых по параметрам и разделенных, как правило, безрудными интервалами. Хрусталеносные зоны – вытянутые участки концентрации кварцевых жил и хрусталеносных гнезд, связанных единой структурной позицией. Хрусталеносная кварцевая жила является наиболее мелкой единицей в общей иерархической системе и представляет собой минерализованную трещину, выполненную или агрегатом жильного кварца, или кристаллами кварца и другими минералами хрусталеносного парагенезиса, или тем и другим одновременно.

Крупнейшим месторождением Неройского района является Додо. Оно находится в центральной части района в пределах одноименной антиклинальной структуры второго порядка, приуроченной к лежащему боку Неройско-Патокского гранитоидного массива, и представляет собой в плане подковообразную складку, которая погружается в северном направлении под углом 50–70°. Площадь месторождения сложена преимущественно метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочными отложениями пуйвин-

ской свиты среднего рифея. В составе пород на месторождении преобладают кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые филлитовидные сланцы. Сланцевая толща прорвана многочисленными дайками среднего, кислого и основного состава, главным образом субмеридиональной ориентировки. На месторождении выделены шесть хрусталеносных зон, которые образованы сочетанием сближенных тектонических разрывов с оперяющими их структурами. Данные разрывы сочленяются, образуя линзовидно-чешуйчатое строение зон. Самой крупной и протяженной на месторождении является хрусталеносная зона 1-70А, прослеженная по простиранию почти на 2 км. Все тектонические нарушения в пределах месторождения подразделяются на дорудные, рудоконтролирующие и пострудные. Дорудные представлены локальными зонами смятия и зонами повышенного расщепления пород. Среди рудоконтролирующих выделяются главным образом взбросы и надвиги. Пострудные нарушения выражены диагональными сдвигами и вторичными сбросами. Среди месторождений района на месторождении Додо отмечаются самые крупные кварцево-жильные объекты и наиболее крупные, и продуктивные хрусталеносные гнезда. К средним гнездам на месторождении относят хрусталеносные полости, содержащие 5–20 т кристаллосырья, крупные – 20–100, гиганские – свыше 100 т.

Месторождение Пуйва – второе по значимости среди месторождений Неройского района, расположено в его южной части, в пределах субширотной брахиантиклинальной складки. С запада площадь месторождения ограничена Неройской тектонической зоной, с востока – западным крылом Пуйвинской синклинали, сложенным ордовикскими кварцитами и гравеллитами, с юга и юга-востока – субширотным выступом Кефталыкского гранитоидного массива. Площадь месторождения слагают вулканогенно-осадочные образования пуйвинской свиты среднего рифея, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях метаморфизма. Основные вмещающие породы месторождения – кварц-серицитовые сланцы с прослоями аповулканитовых зеленых сланцев, филлитовидные кварц-серицитовые сланцы, альбит-кварц-серицитовые сланцы и кварциты. Сланцево-кварцитовая толща прорвана многочисленными дайками среднего, кислого и основного состава как субмеридиональной, так и субширотной ориентировки. На месторождении выделены три хрусталеносные зоны – Западная, Центральная и Восточная. Наиболее продуктивной и хорошо изученной является Западная. Ширина зон варьирует от 150 до 300 м при протяженности до 1 км. Хрусталеносные зоны разделены относительно безрудными интервалами 50–150 м. По размерам и продуктивности кварцево-жильной минерализа-

ции кварцевые жилы и гнезда мельче аналогичных на месторождении Додо. На Пуйве к средним гнездам относят содержащие 0.3–1.5 т кристаллосырья, крупным – 1.5–10.0, очень крупным – более 10 т.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы. Для проведения изотопных определений на месторождениях Пуйва и Додо были отобраны наиболее типичные образцы, для которых также были выполнены микрозондовые исследования минералов. Для определения возраста хрусталеносной минерализации, на месторождении Додо отобрана проба Пу-3 из стенки хру-

сталеносного гнезда, находящегося в пределах зоны № 12 и залегающего в сланцах R_2Pv_2 , вскрытых квершлагом № 12 на горизонте штольни № 32 (рис. 3а) гидротермально измененных окологнездовых сланцев.

На месторождении Пуйва также для изучения был взят образец Пу-4 из стенки хрусталеносного гнезда № 80/32, залегающего в сланцах R_2Pv_2 и вскрытого штреком № 15 на горизонте штольни № 32 (рис. 3б).

Кроме этого, на месторождении Пуйва были отобраны и изучены две пробы сланцев, находящихся на удалении в несколько десятков метров от каких-либо хрусталеносных гнезд. Образец Пу-1 отобран в пределах сланцевой толщи R_2Pv_2 , на горизон-

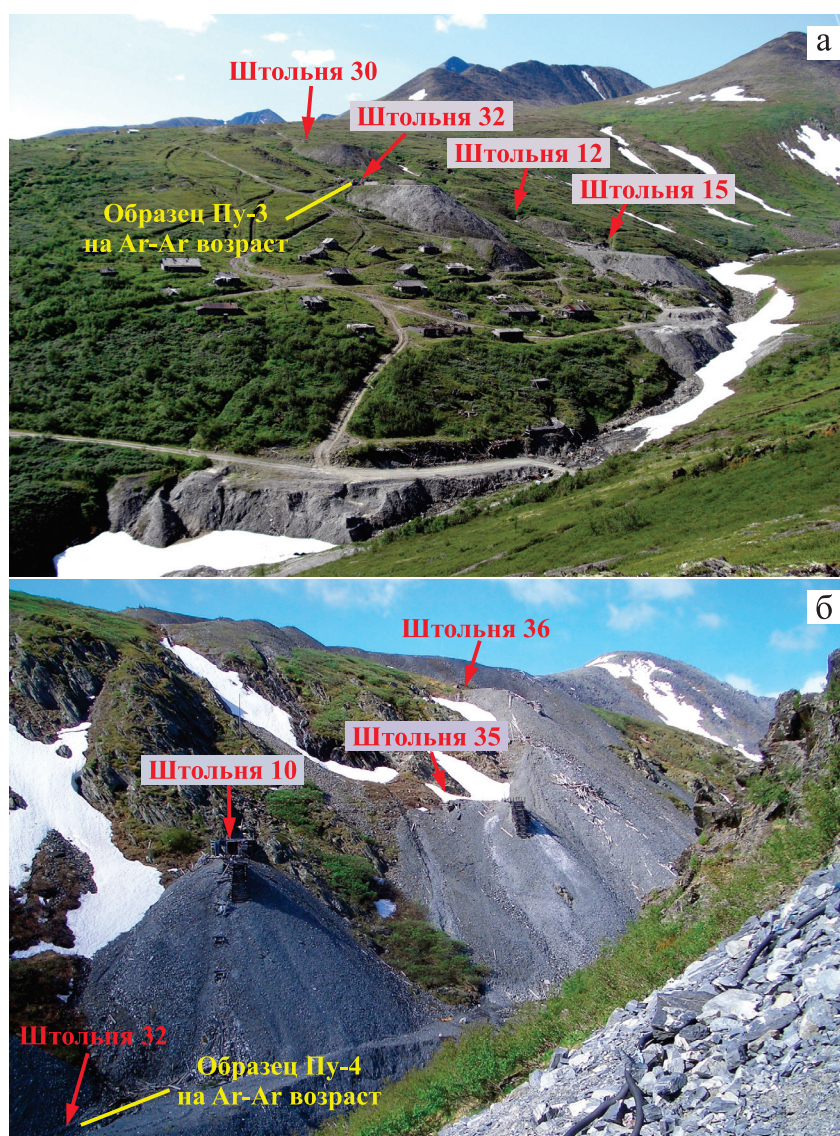


Рис. 3. Положение точек опробования на Ar-Ar датирование на месторождениях Додо (а) и Пуйва (б).

Fig. 3. The position of sampling points on Ar-Ar dating at the Dodo (a) and Puiva (b) deposits.

те штольни № 38, из скважины № 1579 с интервала 39 м. Образец Пу-2 также отобран из скважины, пробуренной на горизонте штольни № 38, однако уже в пределах развития сланцево-кварцитово-толщи R_2Pv_3 .

Одним из авторов этой статьи описываемые месторождения Приполярного Урала детально исследовались в течение длительного времени (Бурлаков, 1987; Бурлаков, Скобель, 1988; Burlakov, 1995, 1999a, b; Буканов и др., 2012; и др.), в том числе при проведении разведочных работ с большим количеством маршрутов, горных выработок и др.

Микрозондовые исследования. Основные методы, использованные в настоящей работе, – электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия. Анализы выполнены на волново-дисперсионном микроанализаторе Camebax SX 50 (кафедра минералогии Геологического факультета МГУ) при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока зонда 30 нА. Эталоны: Na, Si – чкаловит, Cr – SPL, Ti – $KTiPO_{5\text{синт}}$, V – VAN, Mn – $MnTiO_3$, Mg, Ca, Fe – HBL, Al – ALB, Ba – $BaSO_4$, K – ORT, REE – $REEPO_4$, Sr – $SrSO_4$, P – YPO_4 . Состав сульфидов измерялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 30 нА. Эталоны: Fe, S – FeS_2 , Co – $CoAsS$, Ni – NiS , Cd – $CdSe_{\text{синт}}$, As, Fe – $FeAsS_{\text{синт}}$, Cu – $CuFeS_{2\text{синт}}$, Pb – PbS , Zn, S – $ZnS_{\text{синт}}$, Sb – $CuSbS_{2\text{синт}}$. Особое внимание уделялось фазовой однородности назализированных образцов. Содержание H_2O прямым методом не определялось.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ метод. Исследования проводились по методике, описанной в работе А.В. Травина с соавторами (Травин и др., 2009; Yudin et al., 2021). Минеральные фракции слюд для исследований были завернуты в алюминиевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески биотита МСА-11, подготовленного ВИМС в 1988 г. как стандартного K/Ar образец и аттестованного в качестве $^{40}Ar/^{39}Ar$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 (Baksi et al., 1996).

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 осуществлялись на масс-спектрометре Micro-mass 5400. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n \times 10^{-10}$ нсм³. При расчетах возраста использовались константы распада и изотопные распространенности, рекомендованные Комиссией по геохронологии (Steiger, Yager, 1977).

СТРОЕНИЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ

В пределах Неройского района выделены три последовательных этапа формирования кварцево-жильной минерализации (Бурлаков, 1987; Бурлаков, Скобель, 1988; Burlakov, 1995, 1999a, b). Первый этап условно назван “дорудным”, второй и третий – “рудные”. Кварцевые жилы первого этапа кварцеобразования сформировались, по всей видимости, в догерцинское время складкообразования. В основном это маломощные жилы и прожилки (от 1 до 30 см по мощности), смятые с вмещающими их сланцами в мелкие субширотные складки с почти вертикальными шарнирами. Складчатые контуры жил повторяют складчатый рисунок первичной полосчатости, а кливаж течения и системы кливажа разлома пересекают такие жилы под различными углами (рис. 4б).

Формирование кварцевых жил второго этапа кварцеобразования связано с постскладчатыми тектоническими подвижками герцинской фазы тектогенеза. Это типичные жилы выполнения, локализуемые в различных трещинных структурах и тектонических швах, являющихся секущими по отношению к плоскостям сланцеватости вмещающих пород.

Третий этап кварцеобразования проявился в формировании наложенных хрусталеносных полос и минерализованных трещин. Жилы выполняют трещины скола или отрыва восточного падения. Жилы третьего этапа либо секут жилы второго этапа кварцеобразования (см. рис. 4а), либо формируют с ними сложные кварцево-жильные объекты шестого типа (см. далее).

Все многообразие жил второго и третьего этапов кварцеобразования можно объединить в шесть основных структурно-морфологических типов кварцевых жил (рис. 5).

Первый тип – кварцевые жилы, выполняющие крутые швы тектонических разрывов, как правило, сдвига-взбросов и сдвига-сбросов. При детальном изучении было установлено, что жилонмещающий разрыв образует острый угол со сланцеватостью, характер разрыва ступенчатый. Форма жил плитовидная, линзовидная, с обилием апофиз и ксенолитов вмещающих пород. Угол падения – 50–80°, азимут падения 250–300°. Жилы первого типа достигают 140 м по простиранию и 50 м по падению и содержат до нескольких десятков тысяч тонн жильной массы. Жилы этого типа, как правило, не хрусталеносны, но являются главным по значению источником высококачественного жильного кварца.

Ко второму типу относятся жилы, локализованные в пологих уступах сдвига-взбросов и сдвига-надвигов. Форма жил плитовидная, с обилием апофиз и ксенолитов вмещающих пород. Жилы имеют пологое падение (0–5°) на восток или запад, запасы – до первых тысяч тонн.

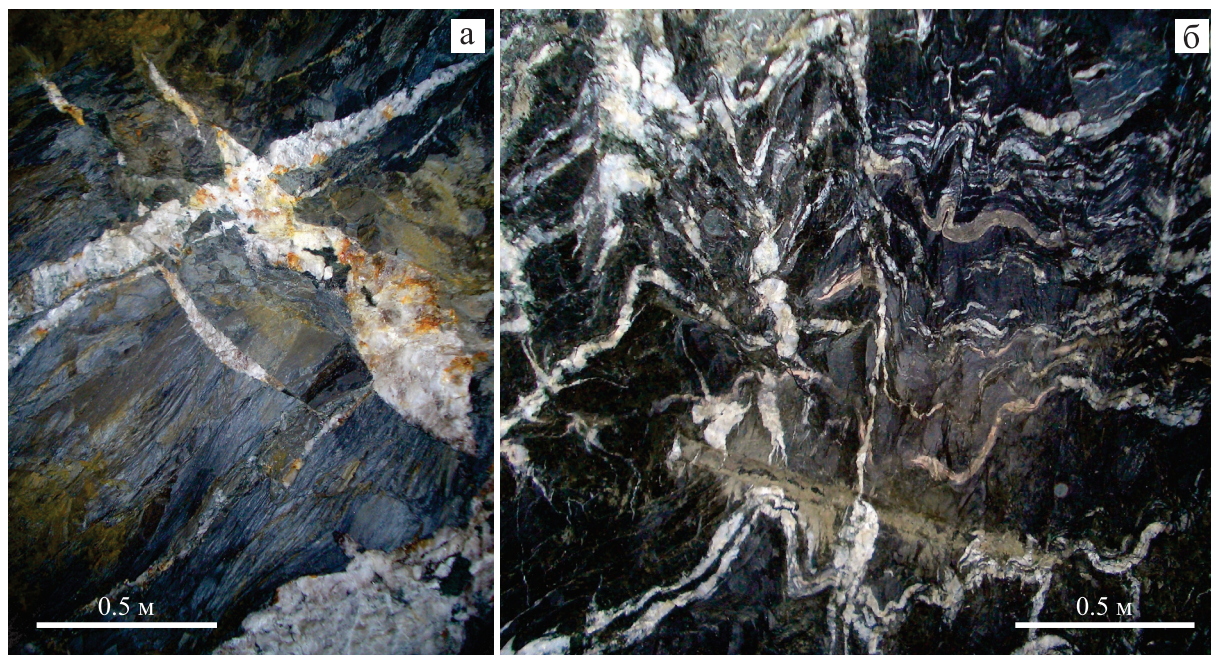


Рис. 4. Обнажения хрусталеносных кварцевых жил в стенках штолен месторождения Пуйва.

а. Секущие взаимоотношения между кварцевыми жилами второго и третьего этапов кварцеобразования. Штольня № 38, штрек № 12, рассечка № 253, пройденная по азимуту 290°, северная стенка в интервале 5.0–7.0 м.
б. Складчатый характер первичной полосчатости, подчеркнутой розоватыми прослоями кварцитов (правая часть снимка) и кварцевыми прожилками (левая часть снимка) первого этапа кварцеобразования. Штольня № 38, квершлаг № 46, интервал 50–55 м, кровля квершлага.

Fig. 4. Outcrops quartz veins in the walls of adits of the Puiva deposit.

a. Cross-sectional relationships between quartz veins of the second and third stages of quartz formation. Adit no. 38, drift no. 12, cut no. 253 along the azimuth of 290°, the northern wall in the range of 5.0–7.0 m.
b. Folded nature of primary banding, emphasized by pinkish quartzite interbeds (right side of the image) and quartz veins (left side of the image) of the first stage of quartz formation. Adit no. 38, crosscut no. 46, interval 50–55 m, crosscut roof.

Третий тип – жилы, локализованные в трещинах скола или отрыва, находящихся в оперении надвигов или взбросов. Однако нередко, эти жилы не имеют видимой связи с разрывными структурами перемещения. Жилы третьего типа – это продольно-секущие жилы восточного падения, угол падения 20–60°. Жилы имеют простую форму – линзовидную в плане и линзовидную или клиновидную в поперечном сечении (см. рис. 5, III). Жилы этого типа обычно содержат гнезда с горным хрусталем, как правило, в нижней по падению и склонению части жилы. Вокруг жил формируются ярко выраженные ореолы гидротермально измененных пород.

Жилы четвертого типа – жилы сложной формы, локализованные в зонах дробления внутри даек метадиабазов, кварцевых порфиров, альбитофиров (см. рис. 5, IV). Размеры жил невелики (до 10 м по падению и простираанию), запасы – десятки, первые сотни тонн жильного кварца. Как правило, они не хрусталеносны.

Жилы пятого типа – немногочисленная группа жил, не обнаруживающая видимой связи с раз-

рывными структурами перемещения. Жилы имеют трубообразную форму, содержат первые десятки тонн жильного кварца и обычно не хрусталеносны.

Шестой тип – жилы сложной, комбинированной формы, объединяющие признаки жил первого и третьего или второго и третьего типов. Они выполняют швы тектонических разрывов и оперяющих их трещин скола и отрыва (см. рис. 5, VI). Азимут простираания – 340–20°, склонение южное или северное с углами 3–7°. В жилах этого типа могут находиться 2–3 хрусталеносные полости и более. Они являются важным источником жильного кварца, горного хрусталя и пьезокварца и могут содержать до нескольких десятков тысяч тонн жильного кварца и десятки – первые сотни тонн горного хрусталя.

Между месторождениями Додо и Пуйва (см. рис. 1, 3) расстояние около 15 км. На месторождении Додо выделены четыре хрусталеносные зоны: № 20, 132, 1-70, 155. На месторождении Пуйва выделены три хрусталеносные зоны – Западная, Центральная и Восточная.

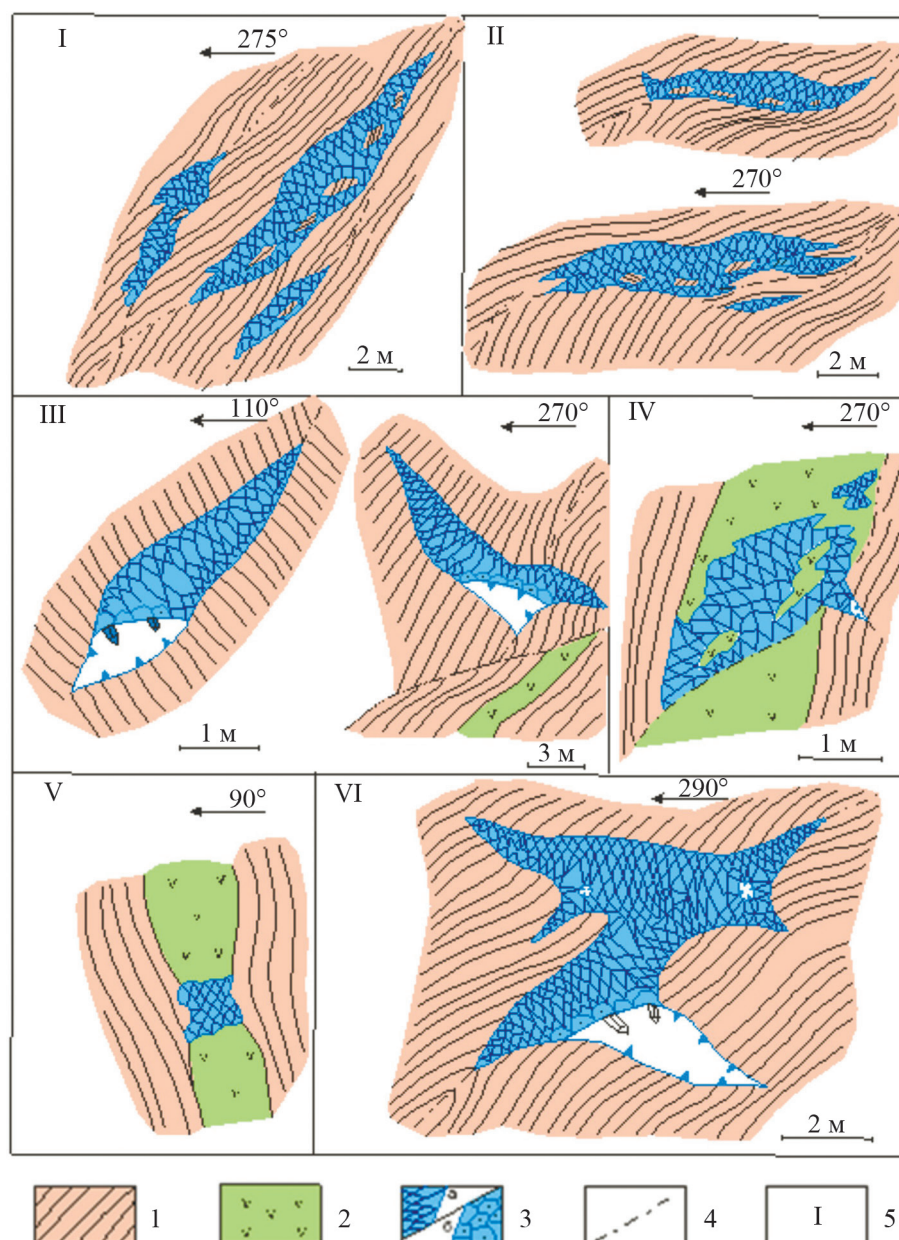


Рис. 5. Структурно-морфологические типы кварцевых жил выполнения с элементами внутренней структуры.

1 – кварц-серицитовые сланцы; 2 – метадиабазы; 3 – жильный кварц с элементами внутренней структуры; 4 – тектонические разрывы; 5 – структурно-морфологические типы жил. Остальные пояснения – см. в тексте.

Fig. 5. Structural-morphological types of quartz veins with elements of the internal structure.

1 – quartz-sericite schist; 2 – metadiabase; 3 – vein quartz with elements of the internal structure; 4 – tectonic breaks; 5 – structural-morphological types of veins. For other explanations, see the text.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЛАНЦЕВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОДО И ПУЙВА

При визуальном исследовании образца Пу-3 из стенки хрусталеносного гнезда месторождения Додо в пробе отмечалось значительное количество минералов хрусталеносного парагенезиса – горно-

го хрусталя, ильменита, хлорита, анатаза. По соотношению породообразующих минералов образец относится к серицит-альбит-хлоритовому сланцу (рис. 6б). По данным рентгеноструктурного анализа сланец содержит, %: хлорит – 40, альбит ($An_{0.6}$) – 30, кварц – 20, слюда (серицит) – 10. Состав слюд приведен в табл. 1, состав шамозита, клиноцоизита и титанита – в табл. 2. Титанит со-

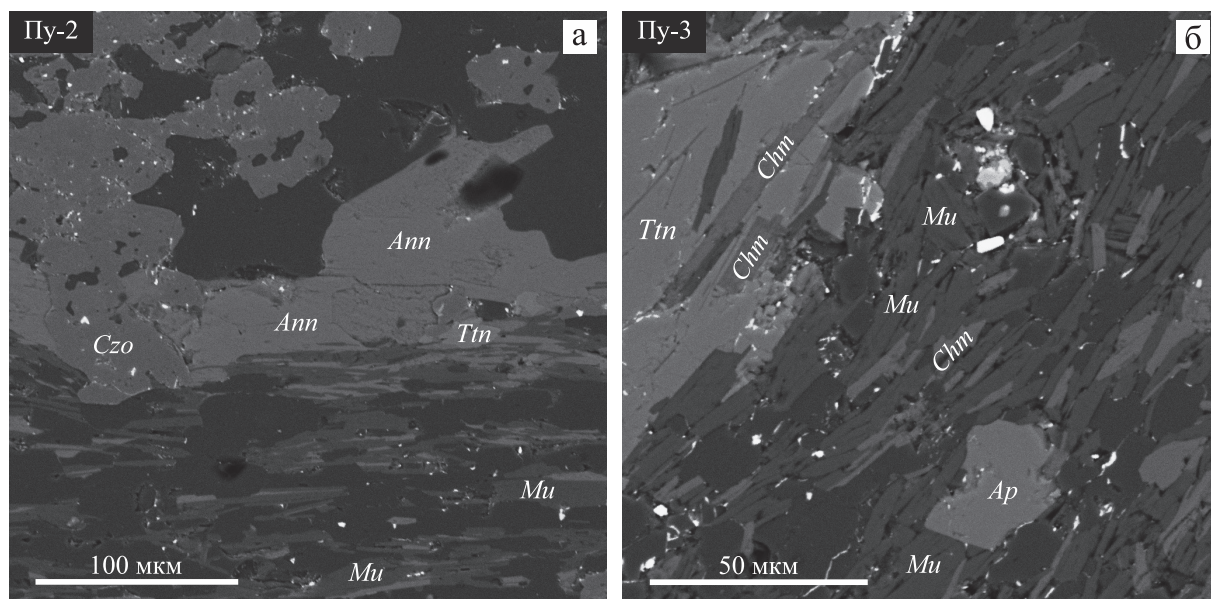


Рис. 6. Строение серицит-альбит-хлоритового сланца из стенки хрусталеносного гнезда месторождения Додо (образец Пу-3) и вмещающих биотит-серицит-хлоритовых сланцев месторождения Пуйва (образец Пу-2).

Изображения в обратноотраженных электронах (BSE). *Mu* – мусковит, *Ann* – аннит, *Ttn* – титанит, *Czo* – клиноцоизит, *Chm* – шамозит, *Ap* – апатит.

Fig. 6. Structure of the sericite-albite-chlorite schist from the wall of the quartz cavity of the Dodo deposit (sample Py-3) and host biotite-sericite-chlorite schists of the Puiva deposit (sample Py-2).

Backscattered electron images (BSE). *Mu* – muscovite, *Ann* – annite, *Ttn* – titanite, *Czo* – clinozoisite, *Chm* – chamosite, *Ap* – apatite.

держит примесь Al_2O_3 – 1.6–2.4 мас. % и незначительную примесь V_2O_5 – 0.1–0.3 мас. %. Апатит соответствует по составу фторапатиту. В нем присутствует постоянная примесь SrO – 1.1–1.2 мас. % и примеси РЗЭ в сумме – 0.4–0.7 мас. %. В отличие от остальных образцов здесь встречены зерна акцессорного ильменита, средний состав которого, мас. %: SiO_2 – 0.3 ± 0.1 , TiO_2 – 52.4 ± 0.4 , Al_2O_3 – до 0.15, FeO – 42.9 ± 0.5 , MnO – 3.50 ± 0.14 , MgO – до 0.1, CaO – до 0.1, V_2O_5 – 0.1–0.2, сумма – 99.4 (N = 5). В породе встречены псевдоморфозы цериевого клиноцоизита и бастнезита-Се по небольшим зернам (10–20 мкм) некоего минерала, вероятно аланита-Се. Бастнезит-Се внутри таких псевдоморфоз присутствует в виде округлых субмикронных зерен.

При визуальном изучении образца Пу-4 из стенки хрусталеносного гнезда на месторождении Пуйва в микротрещинах были установлены хорошо образованные выделения ряда минералов хрусталеносного парагенезиса – хлорита, адуляра, апатита, кальцита, горного хрусталя. Как макроскопическое, так и микроскопическое изучение подтверждает, что образец представлен серицит-альбит-хлоритовым сланцем. По данным рентгеноструктурного анализа он содержит, %: хлорит (шамозит) – 60, альбит – 25, слюда (мусковит) – 15. В породе помимо альбита (An_{0-1}) встречен калиевый по-

левой шпат. Средний состав калиевого полевого шпата, мас. %: SiO_2 – 65.1 ± 0.5 , TiO_2 – 0.18, Al_2O_3 – 18.4 ± 0.2 , Na_2O – 0.09 ± 0.05 , K_2O – 16.1 ± 0.3 , Nb_2O_5 – до 0.18, BaO – 0.45 ± 0.06 , сумма – 100.4% (N = 13). Средний состав шамозита, мас. %: SiO_2 – 24.6 ± 0.6 , TiO_2 – до 0.2, Al_2O_3 – 20.7 ± 0.3 , FeO – 31.0 ± 0.4 , MnO – 0.4 ± 0.1 , MgO – 10.0 ± 0.3 , Na_2O – 0.14 ± 0.07 , сумма – 86.8 ± 1.1 , $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})_{\text{мол}}$ – 0.64 ± 0.01 (N = 10) (см. табл. 2). В титаните присутствует постоянная примесь Al_2O_3 – 2.8 ± 0.4 мас. % (N = 8) (см. табл. 2). Апатит практически полностью соответствует фторапатиту. В нем присутствует примесь SrO – 0.08–0.70 мас. % и РЗЭ в сумме до 1.9 мас. %. Средний состав акцессорного циркона, мас. %: SiO_2 – 32.7 ± 0.2 , ZrO_2 – 64.1 ± 0.5 , HfO_2 – 1.78 ± 0.05 , UO_2 – 0.32, сумма – 98.9% (N = 2). В некоторых зернах титанита встречены субмикронные включения цериевого клиноцоизита. В породе встречены зерна сидерита размером 50–80 мкм, содержащие пойкилитовые включения титанита.

Серицит одинаковый по составу в обоих образцах околожильных сланцев (Пу-3 и Пу-4) (см. табл. 1), средний состав серицита, мас. %: SiO_2 – 47.8 ± 1.0 , TiO_2 – 0.4 ± 0.1 , Al_2O_3 – 30.4 ± 0.6 , Cr_2O_3 – до ± 0.13 , FeO – 3.5 ± 0.3 , MgO – 1.6 ± 0.3 , Na_2O – 0.4 ± 0.1 , K_2O – 10.7 ± 0.2 , V_2O_5 – до ± 0.13 , BaO – до ± 0.55 , сумма – 95.0 ± 1.4 (N = 16).

Таблица 1. Состав слюд из месторождений Додо и Пуйва. Типовые анализы (24 из 78)

Table 1. Composition of micas from the Dodo and Puiva deposits. Typical analyzes (24 of 78)

Обра- зец	№	Мине- рал	Компонент, мас. %											Коэффициенты формул								
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Si	Al	Ti	Fe	Mg	Na	K
Пу-1	23	<i>Mu</i>	47.7	0.29	30.0	—	—	3.24	—	1.74	—	0.38	0.36	11.1	94.7	3.24	2.40	0.01	0.18	0.18	0.05	0.96
	29	<i>Mu</i>	47.2	0.23	31.4	—	0.16	2.76	—	1.36	—	0.52	0.48	10.9	95.0	3.20	2.51	0.01	0.16	0.14	0.06	0.94
	52	<i>Mu</i>	48.2	0.23	29.3	0.12	—	2.94	—	1.95	0.06	0.40	0.26	11.1	94.6	3.28	2.35	0.01	0.17	0.20	0.03	0.96
	21	<i>Ann</i>	35.7	1.96	16.5	—	0.11	23.2	—	7.39	—	—	0.05	9.29	94.3	2.81	1.53	0.12	1.53	0.87	0.01	0.93
	49	<i>Ann</i>	35.9	1.59	16.8	—	0.20	23.3	0.24	7.26	—	0.24	0.11	9.56	95.3	2.81	1.55	0.09	1.52	0.85	0.02	0.95
Пу-2	50	<i>Ann</i>	35.7	1.54	16.5	—	0.27	23.6	0.18	7.51	0.12	0.40	0.13	9.40	95.4	2.79	1.52	0.09	1.54	0.88	0.02	0.94
	55	<i>Ann</i>	36.0	1.60	16.9	—	0.09	23.2	0.23	7.71	0.06	0.39	0.11	9.56	95.9	2.79	1.54	0.09	1.50	0.89	0.02	0.94
	2	<i>Mu</i>	48.8	0.05	27.4	0.15	—	3.43	—	2.48	0.09	0.65	0.26	11.3	94.5	3.34	2.21	—	0.20	0.25	0.03	0.99
	27	<i>Mu</i>	47.2	0.44	28.7	—	—	3.58	—	1.94	—	—	0.18	11.1	93.0	3.27	2.34	0.02	0.21	0.20	0.02	0.98
	56	<i>Mu</i>	46.1	0.56	32.4	0.07	—	2.71	—	1.21	—	0.14	0.45	11.1	94.8	3.13	2.59	0.03	0.15	0.12	0.06	0.96
Пу-3	57	<i>Mu</i>	48.0	0.27	29.3	0.07	0.06	3.36	—	1.86	0.05	0.68	0.26	11.2	95.1	3.26	2.35	0.01	0.19	0.19	0.03	0.97
	3	<i>Ann</i>	36.1	1.44	15.6	—	0.13	22.7	0.24	7.77	0.10	0.17	0.06	9.65	93.9	2.85	1.46	0.09	1.50	0.92	0.01	0.97
	37	<i>Ann</i>	36.8	1.35	15.9	—	0.10	22.7	0.21	7.88	—	—	0.16	9.47	94.6	2.88	1.46	0.08	1.48	0.92	0.02	0.94
	54	<i>Ann</i>	36.2	1.41	15.8	—	—	23.5	0.26	7.67	—	—	0.13	9.54	94.7	2.85	1.47	0.08	1.54	0.90	0.02	0.96
	55	<i>Ann</i>	36.4	1.63	16.1	—	—	23.0	0.20	7.88	0.07	—	0.08	9.59	95.2	2.84	1.48	0.10	1.50	0.91	0.01	0.95
Пу-4	33	<i>Mu</i>	48.2	0.38	30.7	—	—	3.20	—	1.51	—	—	0.47	10.7	95.1	3.25	2.43	0.02	0.18	0.15	0.06	0.92
	46	<i>Mu</i>	47.2	0.25	30.6	—	0.06	3.40	—	1.42	—	0.43	0.52	10.6	94.4	3.22	2.46	0.01	0.19	0.14	0.07	0.92
	49	<i>Mu</i>	47.2	0.40	29.9	—	—	3.74	—	1.58	—	—	0.40	10.4	93.8	3.24	2.41	0.02	0.21	0.16	0.05	0.91
	63	<i>Mu</i>	48.3	0.37	31.1	0.12	—	3.81	—	1.52	—	—	0.55	10.7	96.4	3.22	2.44	0.02	0.21	0.15	0.07	0.91
Пу-4	18	<i>Mu</i>	45.4	0.37	31.8	—	0.14	2.62	0.06	1.17	—	0.36	0.52	10.5	93.2	3.14	2.59	0.02	0.15	0.12	0.07	0.93
	29	<i>Mu</i>	49.0	0.59	30.1	—	0.06	3.34	—	2.10	0.03	—	0.55	11.1	96.8	3.25	2.36	0.03	0.19	0.21	0.07	0.94
	36	<i>Mu</i>	50.2	0.41	30.0	0.05	—	3.22	—	1.98	0.06	—	0.28	11.0	97.4	3.30	2.33	0.02	0.18	0.19	0.04	0.92
	46	<i>Mu</i>	48.0	0.32	31.3	—	—	3.40	—	1.63	0.09	—	0.54	10.5	95.9	3.21	2.47	0.02	0.19	0.16	0.07	0.89

Примечание. *Mu* – мусковит, *Ann* – аннит. Пересчет на коэффициенты формул производился на 22 отрицательных заряда. Здесь и далее прочерк – содержание элемента ниже пределов обнаружения.

Note. *Mu* – muscovite, *Ann* – annit. The recalculation to the formula coefficients was carried out for 22 negative charges. Here and below dash is the content of the element below the detection limits.

Таблица 2. Типовые анализы шамозита (9 of 33), клиноцоизита (6 из 23) и титанита (9 из 19) из месторождений Додо и Пуйва
Table 2. Typical analyzes of chamosite (9 of 33), clinozoisite (6 of 23) and titanite (9 of 19) from the Dodo and Puiva deposits

Обра- зец	№	Мине- рал	Компонент, мас. %												Коэффициенты формул										
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Si	^{IV} Al	^{VI} Al	Ti	Fe	Mg	Ca	Na		
Пу-1	27	Chm	24.6	0.05	21.3	0.04	—	30.0	0.42	10.9	0.05	—	0.14	—	87.5	2.69	1.31	1.42	—	2.74	1.77	0.01	0.03		
	28	Chm	25.2	—	21.3	—	0.11	30.1	0.42	10.5	—	—	—	—	87.6	2.75	1.25	1.49	—	2.75	1.72	—	—		
	32	Chm	24.6	—	21.3	—	0.10	30.2	0.46	10.8	—	0.12	—	0.03	87.6	2.69	1.31	1.43	—	2.76	1.77	—	—		
	36	Czo	38.7	0.14	27.2	—	—	7.84	0.27	—	23.3	—	—	0.05	97.5	3.02	—	2.50	0.01	0.51	—	1.94	—		
	48	Czo	38.7	0.09	26.6	0.13	0.24	7.07	0.25	—	23.0	—	—	0.05	96.1	3.07	—	2.49	0.01	0.47	—	1.95	—		
	51	Czo	38.7	0.14	26.4	—	0.07	8.17	—	—	22.9	—	—	0.04	96.4	3.05	—	2.46	0.01	0.54	—	1.94	—		
Пу-2	2	Ttn	31.3	36.2	2.12	—	—	0.89	—	—	27.2	—	—	—	97.7	1.03	—	0.08	0.90	0.02	—	0.96	—		
	10	Chm	25.2	0.11	22.0	0.09	0.05	30.4	0.51	10.3	0.04	—	0.20	0.06	88.9	2.71	1.29	1.50	0.01	2.74	1.66	—	0.04		
	26	Chm	25.6	0.71	22.2	—	—	29.9	0.35	10.3	0.35	—	0.14	—	89.6	2.74	1.26	1.53	0.06	2.67	1.64	0.04	0.03		
	52	Chm	24.0	0.12	20.6	—	0.06	31.1	0.48	9.88	0.07	—	0.11	—	86.4	2.67	1.33	1.37	0.01	2.90	1.64	0.01	0.02		
	11	Czo	38.6	0.25	25.6	0.14	0.09	8.19	0.13	—	23.0	—	0.14	—	96.2	3.07	—	2.40	0.01	0.54	—	1.96	—		
	59	Czo	39.0	0.20	26.1	0.07	—	9.11	0.16	—	22.7	—	0.05	0.11	97.3	3.06	—	2.41	0.01	0.60	—	1.91	—		
Пу-3	74	Czo	38.5	0.15	25.6	—	—	8.96	0.26	—	22.7	—	—	0.09	96.2	3.05	—	2.39	0.01	0.60	—	1.93	—		
	6	Ttn	31.6	37.0	1.66	—	0.15	0.57	0.17	0.07	28.0	—	—	0.12	99.4	1.03	—	0.06	0.91	0.02	—	0.98	—		
	44	Ttn	31.1	35.8	2.64	—	0.25	0.86	0.10	—	27.6	—	—	0.29	98.6	1.02	—	0.10	0.88	0.02	—	0.97	—		
	25	Ttn	31.2	37.7	1.64	—	0.17	0.19	—	—	27.9	—	—	0.05	98.8	1.02	—	0.06	0.93	0.01	—	0.98	—		
	39	Ttn	31.0	36.3	2.39	—	0.14	0.12	—	—	27.7	—	0.07	—	97.6	1.02	—	0.09	0.90	—	—	0.98	—		
	Пу-4	17	Chm	24.3	0.16	20.8	—	0.09	31.1	0.35	9.77	0.09	0.10	0.21	—	87.0	2.69	1.31	1.41	0.01	2.88	1.61	0.01	0.05	
40		Chm	23.8	—	20.8	—	0.06	31.0	0.42	10.0	—	—	0.15	—	86.2	2.65	1.35	1.38	—	2.88	1.66	—	0.03		
77		Chm	24.2	0.11	20.5	—	—	30.6	0.44	9.70	—	—	0.15	—	85.7	2.71	1.29	1.42	0.01	2.87	1.62	—	0.03		
3		Ttn	30.3	36.4	3.14	—	0.28	0.39	—	—	27.2	—	—	—	98.4	1.00	—	0.12	0.90	0.01	—	0.96	—		
55		Ttn	30.9	35.9	2.35	—	0.25	0.15	—	—	27.7	—	—	—	97.7	1.03	—	0.09	0.90	—	—	0.98	—		
51		Ttn*	31.0	35.6	2.67	—	0.39	0.09	0.14	—	27.8	—	0.11	—	98.8	1.02	—	0.10	0.88	—	—	0.98	0.01		
Пу-5	60	Ttn*	30.8	35.9	2.54	—	0.22	0.20	—	—	27.8	—	0.05	—	98.8	1.02	—	0.10	0.89	0.01	—	0.98	—		

*В сумму анализов входят 1.00 и 1.05 мас. % F соответственно.

Примечание. Chm – шамозит, Czo – клиноцоизит, Ttn – титанит. Формула титанита рассчитана на 3 катиона, шамозита – на 10 катионов, клиноцоизита – на 8 катионов.

*The sum of the analyzes includes 1.00 wt % and 1.05 wt % F, respectively.

Note. Chm – chamosite, Czo – clinozoisite, Ttn – titanite. The formula of titanite is calculated for 3 cations, the formula of chamosite is calculated for 10 cations, the formula of clinozoisite is calculated for 8 cations.

Температура образования хлорита в образце Пу-4 была оценена $345 \pm 26^\circ\text{C}$ по геотермометру (Cathelineau, 1988). Данная оценка носит приближенный характер, поскольку термометр откалиброван для температур $150\text{--}300^\circ\text{C}$. Аналогичные температуры – 333 ± 17 и $355 \pm 26^\circ\text{C}$ – были получены по геотермометрам (Kranidiotis, MacLean, 1987) и (Jowett, 1991).

Образец вмещающей сланцевой толщи (R_2Pv_2) с месторождения Пуйва Пу-1 визуально представляет собой кварц-серицитовый сланец с прожилками тонкозернистого кварца. В нем отчетливо фиксируется система приразрывных кливажных трещин (кливаж разлома), по которому развивается биотитизация. По данным рентгеноструктурного анализа он содержит, %: кварц – 45, альбит – 25, слюда (аннит и серицит) – 15, хлорит (шамозит) – 15, более точно может быть идентифицирован как биотит-серицит-хлоритовый сланец. Альбит $An_{0.2}$ содержит примесь K_2O – до 0.5 мас. %. Аннит по составу отклоняется в сторону сидерофилита (см. табл. 1). Средний состав аннита, мас. %: SiO_2 – 36.0 ± 0.5 , TiO_2 – 0.8 ± 0.1 , Al_2O_3 – 16.6 ± 0.3 , FeO – 23.6 ± 0.4 , MnO – 0.2 ± 0.1 , MgO – 7.5 ± 0.2 , CaO – до 0.1, Na_2O – 0.1 ± 0.1 , K_2O – 9.4 ± 0.1 , V_2O_5 – до 0.3, BaO – до 0.4, сумма – 95.4 ± 0.9 ($N = 16$). В анните наблюдается повышенное содержание Al в тетраэдрической позиции 1.05–1.15 ф.е., отношение $Fe/(Fe + Mg)$ 0.61–0.62. Клиноцоизит содержит Fe_2O_3 8–9 мас. % и тем самым отклоняется в сторону поля составов эпидота (см. табл. 2). В титаните отмечается примесь Al_2O_3 2.0–2.5 мас. % (см. табл. 2). Акцессорная сульфидная минерализация представлена пирротинном, халькопиритом и макинавитом. Содержания примеси Co в пирротине – 0.50–0.65 мас. %. Макинавит имеет повышенные содержания Co – 13.7–16.8 мас. %.

Образец из сланцевой толщи (R_2Pv_3) с месторождения Пуйва Пу-2 визуально представляет собой кварц-серицитовый сланец, содержащий тонкие со-складчатые прослои кварцитов (см. рис. 6б). Первичную полосчатость (маркируемую прослоями кварцитов) пересекают почти под прямым углом прожилки тонкозернистого кварца. В сланце отчетливо фиксируются плоскости кливажа разлома, по которому развивается биотит. Весь образец насыщен очень тонкой вкрапленностью сульфидов, представленной пиритом, халькопиритом, сфалеритом (визуальная диагностика). По данным рентгеноструктурного анализа содержит, %: кварц – 35, альбит – 35, глинистые минералы (пальгорскит) – 10, слюды (аннит и мусковит) – 25. Аннит из данного образца по составу близок к анниту из образца Пу-1. Клиноцоизит содержит 9–10 мас. % Fe_2O_3 (см. табл. 2). Титанит содержит 1.4–2.6 мас. % примеси Al_2O_3 (см. табл. 2). Среди сульфидов встречен сфалерит, содержащий 3 мас. % FeO . В породе встречаются зерна акцессорного циркона размером около 20 мкм. Средний состав циркона, мас. %:

SiO_2 – 32.7 ± 0.5 , ZrO_2 – 65.7 ± 0.5 , HfO_2 – 1.4 ± 0.4 , UO_2 – 0.3 ± 0.2 , сумма – 100.1 ($N = 5$). В центре некоторых зерен клиноцоизита встречены ядра размером 5–10 мкм, сложенные аланитом-Се. Содержания Se_2O_3 в нем составляют 4–10 мас. %, Y_2O_3 – до 2.8 мас. %, РЗЭ в сумме – 9–23 мас. %.

Серицит и шамозит по составу практически не различаются в обоих образцах вмещающих сланцев Пу-1 и Пу-2 (см. табл. 2). Средний состав серицита, мас. %: SiO_2 – 48.4 ± 0.9 , TiO_2 – 0.3 ± 0.2 , Al_2O_3 – 29.2 ± 1.7 , Cr_2O_3 – до 0.22, FeO – 3.4 ± 0.6 , MgO – 2.0 ± 0.5 , Na_2O – 0.3 ± 0.1 , K_2O – 11.1 ± 0.2 , V_2O_5 – до 0.16, BaO – 0.5 ± 0.1 , сумма 95.2 ± 0.9 ($N = 22$). Средний состав шамозита, мас. %: SiO_2 – 24.7 ± 0.7 , TiO_2 – до ± 0.3 , Al_2O_3 – 21.1 ± 0.7 , FeO – 30.5 ± 0.7 , MnO – 0.45 ± 0.04 , MgO – 10.1 ± 0.5 , Na_2O – 0.13 ± 0.06 , сумма 87.2 ± 1.2 ($N = 21$).

Сланцы в образцах Пу-1 и Пу-2 содержат биотит и при этом не содержат гранат и, таким образом, по минеральному парагенезису соответствуют биотитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, что примерно отвечает температуре $\approx 350\text{--}400^\circ\text{C}$ и давлению $\approx 4\text{--}8$ кБар (Перчук и др., 2015).

Температура образования хлорита по геотермометру (Cathelineau, 1988) оценивается в образце сланца Пу-1 в $344 \pm 19^\circ\text{C}$, а в образце Пу-2 – в $354 \pm 21^\circ\text{C}$. Однако эти оценки приближительные, поскольку данный геотермометр откалиброван для температур $150\text{--}300^\circ\text{C}$. По данным геотермометра (Kranidiotis, MacLean, 1987) рассчитаны близкие температуры формирования хлорита $331 \pm 12^\circ\text{C}$ для Пу-1 и $339 \pm 14^\circ\text{C}$ для Пу-2. Аналогичные температуры – $353 \pm 19^\circ\text{C}$ для Пу-1 и $364 \pm 21^\circ\text{C}$ для Пу-2 – рассчитаны по хлоритовому геотермометру (Jowett, 1991).

РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ИССЛЕДОВАНИЙ ХРУСТАЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОДО И ПУЙВА

Возрастные и Ca/K спектры изученных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева образцов представлены на рис. 7, табличные данные приведены в табл. 3 и 4. Во всех из них выделяются соответствующие принятым критериям достоверности (Fleck et al., 1977) надежные плато. На изохронной диаграмме точки формируют линейные регрессии, характеризующиеся согласующимися с рассчитанными методом плато значениями возраста, но с большей ошибкой (см. рис. 7). Поэтому в качестве оценки возраста закрытия изотопной системы мусковита либо формирования принимаются значения возраста плато как более точные. Для всех образцов они находятся в диапазоне 251–260 млн лет и согласуются между собой в пределах ошибки. Среднее взвешенное значение для четырех полученных датировок составляет 255 ± 2 млн лет.

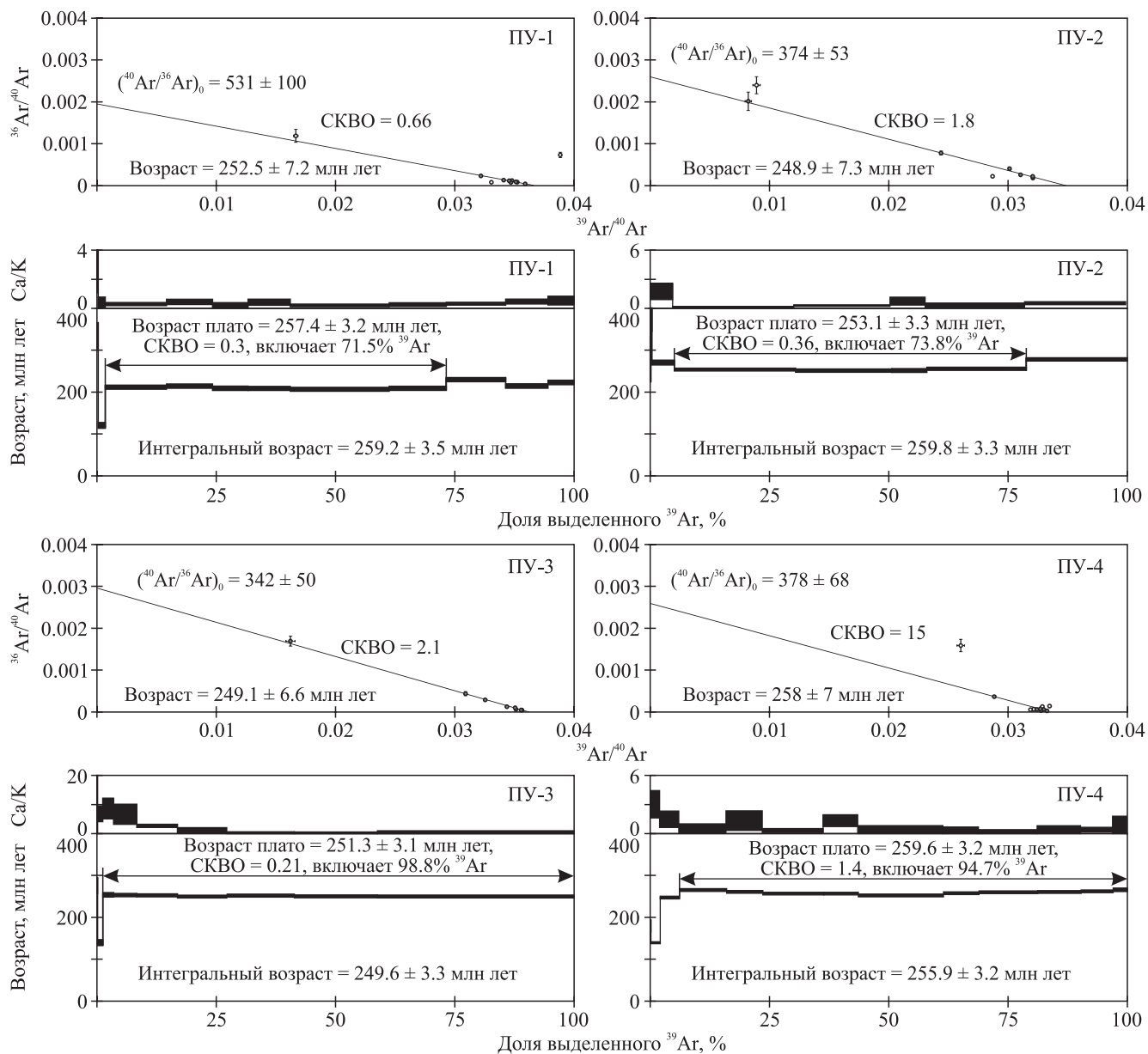


Рис. 7. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева проб Пу-1, Пу-2, Пу-3 и Пу-4.

Fig. 7. Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating by stepwise heating of samples Пу-1, Пу-2, Пу-3, and Пу-4.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Температура закрытия изотопной системы мусковита на основании данных лабораторных экспериментов оценивается равной 366°C при скорости охлаждения системы $5^\circ\text{C}/\text{млн лет}$, размере зерна 0.5 мм (Hodges, 2003). В фиксируемый $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом временной промежуток 255 ± 2 млн лет попадают как более высокотемпературные гидротермальные комплексы (образцы Пу-1 и Пу-2), предшествующие хрусталеобразованию, так и наложенные на них собственно хрусталеносные, низкотемпературные образования (образцы Пу-3 и Пу-4).

Микроскопическое изучение шлифов подтверждает, что гидротермально-метасоматические процессы при хрусталеобразовании проявились значительно шире: не только в пределах одного гнезда или серии гнезд, но и в целом по всей хрусталеносной полосе. Отчетливо устанавливается смена минеральных парагенезисов: даже на удалении от хрусталеносных гнезд фиксируется частичное замещение биотита хлоритом (вблизи гнезд биотит исчезает полностью). Тонковкрапленная сульфидная минерализация (пирротин-халькопиритовая, пирротин-сфалеритовая, пирит-халькопиритовая), которая широко распространена в пределах хру-

Таблица 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированияTable 3. Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar dating

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{мин}$	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\sum ^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет, $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Образец Пу-1, навеска 165.2 мг, $J = 0.005521 \pm 0.000080^*$; возраст плато ($700-1000^\circ\text{C}$) = 257.4 ± 3.2 млн лет, СКВО = 0.3, включает 71.5% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 259.2 ± 3.5 млн лет														
500	10	$15.8 \cdot 10^{-9}$	62.821	0.174	0.04436	0.00277	1.144	0.847	0.01957	0.00445	4.12	0.3	351.2	23.3
600	10	$38.7 \cdot 10^{-9}$	110.758	0.018	0.01456	0.00006	0.120	0.096	0.00064	0.00012	0.43	1.7	190.4	5.2
700	10	$377.3 \cdot 10^{-9}$	116.587	0.024	0.01480	0.00009	0.082	0.030	0.00136	0.00009	0.30	14.6	258.8	3.6
770	10	$282.0 \cdot 10^{-9}$	117.657	0.015	0.01402	0.00003	0.124	0.050	0.00056	0.00005	0.45	24.2	260.8	3.8
820	10	$217.6 \cdot 10^{-9}$	107.377	0.013	0.01446	0.00003	0.056	0.053	0.00051	0.00003	0.20	31.7	256.8	3.8
880	10	$254.7 \cdot 10^{-9}$	103.909	0.015	0.01498	0.00009	0.118	0.058	0.00138	0.00016	0.43	40.5	256.6	3.6
950	10	$586.5 \cdot 10^{-9}$	102.907	0.033	0.01620	0.00009	0.057	0.025	0.00251	0.00015	0.21	61.2	255.1	3.5
1000	10	$345.9 \cdot 10^{-9}$	99.686	0.018	0.01563	0.00008	0.072	0.035	0.00196	0.00012	0.26	73.2	256.8	3.7
1050	10	$382.1 \cdot 10^{-9}$	100.104	0.026	0.02079	0.00012	0.090	0.027	0.00533	0.00021	0.32	85.7	272.4	3.7
1100	10	$264.1 \cdot 10^{-9}$	104.902	0.035	0.02372	0.00018	0.131	0.046	0.00773	0.00027	0.47	94.5	260.9	3.9
1150	10	$173.0 \cdot 10^{-9}$	129.975	0.033	0.02240	0.00017	0.150	0.083	0.01235	0.00032	0.54	100.0	267.3	4.0
Образец Пу-2, навеска 161.7 мг, $J = 0.005120 \pm 0.000068^*$; возраст плато ($820-1100^\circ\text{C}$) = 253.1 ± 3.3 млн лет, СКВО = 0.36, включает 73.8% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 259.8 ± 3.3 млн лет														
500	10	$6.5 \cdot 10^{-9}$	62.821	0.174	0.04436	0.00277	1.144	0.847	0.01957	0.00445	4.12	0.3	351.2	23.3
630	10	$13.1 \cdot 10^{-9}$	110.758	0.018	0.01456	0.00006	0.120	0.096	0.00064	0.00012	0.43	1.7	190.4	5.2
750	10	$85.2 \cdot 10^{-9}$	116.587	0.024	0.01480	0.00009	0.082	0.030	0.00136	0.00009	0.30	14.6	258.8	3.6
850	10	$350.6 \cdot 10^{-9}$	117.657	0.015	0.01402	0.00003	0.124	0.050	0.00056	0.00005	0.45	24.2	260.8	3.8
925	10	$278.3 \cdot 10^{-9}$	107.377	0.013	0.01446	0.00003	0.056	0.053	0.00051	0.00003	0.20	31.7	256.8	3.8
1000	10	$108.2 \cdot 10^{-9}$	103.909	0.015	0.01498	0.00009	0.118	0.058	0.00138	0.00016	0.43	40.5	256.6	3.6
1075	10	$297.4 \cdot 10^{-9}$	102.907	0.033	0.01620	0.00009	0.057	0.025	0.00251	0.00015	0.21	61.2	255.1	3.5
1150	10	$326.9 \cdot 10^{-9}$	99.686	0.018	0.01563	0.00008	0.072	0.035	0.00196	0.00012	0.26	73.2	256.8	3.7

*Здесь и в табл. 4 J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.*Here and in the Table. 4 J – parameter characterizing the magnitude of the neutron flux.

Таблица 4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования
Table 4. Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar dating

T, °C	t, мин	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (STP)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет, $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Образец Пу-3, навеска 151.8 мг, J = 0.005367 $\pm$ 0.000075*, возраст плато (825–1140°C) = 251.3 $\pm$ 3.1 млн лет, СКВО = 0.21, включает 98.8% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 249.6 $\pm$ 3.3 млн лет														
500	10	$6.5 \cdot 10^{-9}$	62.821	0.174	0.04436	0.00277	1.144	0.847	0.01957	0.00445	4.12	0.3	351.2	23.3
630	10	$13.1 \cdot 10^{-9}$	110.758	0.018	0.01456	0.00006	0.120	0.096	0.00064	0.00012	0.43	1.7	190.4	5.2
750	10	$85.2 \cdot 10^{-9}$	116.587	0.024	0.01480	0.00009	0.082	0.030	0.00136	0.00009	0.30	14.6	258.8	3.6
850	10	$350.6 \cdot 10^{-9}$	117.657	0.015	0.01402	0.00003	0.124	0.050	0.00056	0.00005	0.45	24.2	260.8	3.8
925	10	$278.3 \cdot 10^{-9}$	107.377	0.013	0.01446	0.00003	0.056	0.053	0.00051	0.00003	0.20	31.7	256.8	3.8
1000	10	$108.2 \cdot 10^{-9}$	103.909	0.015	0.01498	0.00009	0.118	0.058	0.00138	0.00016	0.43	40.5	256.6	3.6
1075	10	$297.4 \cdot 10^{-9}$	102.907	0.033	0.01620	0.00009	0.057	0.025	0.00251	0.00015	0.21	61.2	255.1	3.5
1150	10	$326.9 \cdot 10^{-9}$	99.686	0.018	0.01563	0.00008	0.072	0.035	0.00196	0.00012	0.26	73.2	256.8	3.7
1150	10	$326.9 \cdot 10^{-9}$	99.686	0.018	0.01563	0.00008	0.072	0.035	0.00196	0.00012	0.26	73.2	256.8	3.7
Образец Пу-4, навеска 181.9 мг, J = 0.005124 $\pm$ 0.000069*, возраст плато (750–1150°C) = 259.6 $\pm$ 3.2 млн лет, СКВО = 1.4, включает 94.7% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 255.9 $\pm$ 3.2 млн лет														
500	10	$11.7 \cdot 10^{-9}$	38.413	0.460	0.02356	0.00416	5.640	2.195	0.06082	0.00581	20.305	0.1	179.7	14.6
600	10	$74.1 \cdot 10^{-9}$	17.756	0.014	0.01161	0.00068	0.839	0.395	0.00698	0.00059	3.019	2.1	139.5	2.4
690	10	$256.9 \cdot 10^{-9}$	29.866	0.027	0.01523	0.00013	0.406	0.237	0.00401	0.00045	1.462	6.1	247.4	3.3
750	10	$660.4 \cdot 10^{-9}$	31.369	0.051	0.01614	0.00035	0.143	0.131	0.00152	0.00016	0.514	16.0	265.3	3.4
780	10	$498.9 \cdot 10^{-9}$	30.838	0.041	0.01557	0.00041	0.366	0.283	0.00157	0.00022	1.317	23.6	261.0	3.3
820	10	$817.6 \cdot 10^{-9}$	30.060	0.023	0.01495	0.00037	0.080	0.058	0.00063	0.00009	0.286	36.4	257.0	3.2
860	10	$467.2 \cdot 10^{-9}$	30.320	0.068	0.01332	0.00033	0.366	0.170	0.00162	0.00016	1.317	43.6	256.7	3.3
900	10	$1156.5 \cdot 10^{-9}$	30.416	0.042	0.01575	0.00042	0.014	0.209	0.00376	0.00037	0.049	61.5	252.4	3.3
950	10	$485.8 \cdot 10^{-9}$	30.583	0.011	0.01483	0.00031	0.002	0.180	0.00207	0.00011	0.009	68.9	257.7	3.2
1000	10	$800.2 \cdot 10^{-9}$	30.521	0.032	0.01495	0.00024	0.008	0.098	0.00087	0.00008	0.029	81.2	260.1	3.3
1050	10	$598.2 \cdot 10^{-9}$	30.846	0.023	0.01471	0.00018	0.010	0.209	0.00168	0.00021	0.037	90.3	260.8	3.3
1100	10	$444.1 \cdot 10^{-9}$	31.109	0.031	0.01497	0.00033	0.105	0.069	0.00193	0.00011	0.378	97.0	262.3	3.3
1150	10	$220.6 \cdot 10^{-9}$	34.672	0.058	0.01585	0.00115	0.137	0.357	0.01248	0.00107	0.494	100.0	265.8	4.2

сталеносных зон, в пределах хрусталеносных гнезд перекристаллизовывается с формированием крупных, хорошо образованных кристаллов пирротина, сфалерита, пирита, халькопирита. При этом изменяется примесный состав в сульфидах, а в некоторых из них происходит смена полиморфных модификаций. Так, гексагональный пирротин (развитый во вмещающих породах хрусталеносных зон) в хрусталеносных гнездах и хрусталеконтролирующих тектонических швах сменяется на более низкотемпературную моноклинную модификацию (Буканов, 1974; Буканов и др., 2012).

Полученные данные согласуются с существующими представлениями (Буканов, 1974; Бурлаков, 1987; Бурлаков, Скобель, 1988; Скобель, Бурлаков, 1991; Буканов и др., 2012) о стадийности развития гидротермально-метасоматических комплексов, а также кварцево-жильной и хрусталеносной минерализации в процессе формирования Неройской хрусталеносной полосы. Развитие биотита по кливажу разлома и формирование кварцевых жил первого и второго структурно-морфологического типов (нехрусталеносных) относят к этапу, предшествующему широкому развитию серицитизации в пределах практически всей хрусталеносной полосы. Последующее развитие околосредовых метасоматитов и всего многообразия минералов хрусталеносного парагенезиса захватывает уже не только локальные хрусталеносные объекты, но, как сейчас представляется, и хрусталеносные зоны в той или иной степени. В то же время они гораздо локальнее, чем предшествующие гидротермальные процессы, которые сформировали Неройскую хрусталеносную полосу в целом. Примечательно, что эти процессы не были значительно оторваны во времени от следующей за ними стадии формирования хрусталеносных образований.

Полученные нами данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста как хрусталеносных (Пу-3, Пу-4), так и нехрусталеносных (Пу-1, Пу-2) образований очень близки. При этом отчетливо устанавливается смена минеральных парагенезисов от более высокотемпературных к менее высокотемпературным. Вследствие этого логично предположить, что полученные нами датировки являются оценкой возраста гидротермальных изменений (255 ± 2 млн лет), которые накладываются на сланцы Пуйвинской свиты среднего рифея (R_2pv_{1-4}) в пределах Неройской хрусталеносной полосы.

По данным В.В. Буканова (1974), значения возраста, полученные К-Аг методом по слюдястым метасоматитам, отобранным с различных месторождений Приполярно-Уральской хрусталеносной провинции, составляют 273 ± 12 млн лет (среднее по 10 пробам). По адуляру хрусталеносных гнезд возраст составил 249 ± 8 млн лет (среднее по 6 пробам), а по серициту-мусковиту хрусталеносных гнезд – 254 ± 10 млн лет (среднее по 7 пробам). На-

ши значения возраста хрусталеносной минерализации – 255 ± 2 млн лет (возраст плато) – в принципе не противоречат данным (Буканов, 1974), полученными по адуляру и мусковиту-серициту хрусталеносных гнезд Приполярного Урала, но при этом ограничивают стадии развития гидротермально-метасоматических комплексов, а также кварцево-жильной и хрусталеносной минерализации в процессе формирования Неройской хрусталеносной полосы в гораздо меньшем временном интервале – несколько млн лет.

Таким образом, гидротермальные изменения, которые накладываются на сланцы Пуйвинской свиты среднего рифея (R_2pv_{1-4}) в пределах Неройской хрусталеносной полосы, дают значения абсолютного возраста именно этого тектонотермального этапа в пределах 251–260 млн лет. Можно было бы предположить, что этот этап связан с формированием средне-позднепалеозойских гранитоидов, включающих группу малых интрузий в Сальнерском и Неройско-Патокском массивах (см. ранее). Вместе с тем необходимо учитывать, что гранитов такого возраста в рассматриваемом регионе немного, а подавляющее большинство имеющихся здесь гранитоидов относятся, по современным данным (Махлаев, 1996; Андреичев, 1999; Водолазская и др., 1999; Кузнецов и др., 2005; Соболева и др., 2005; Удоратина и др., 2006; Основные черты..., 2010; Пыстин, Пыстина, 2010; и др.), к венду и раннему палеозою.

Если посмотреть на геологическое строение всего региона (востока северной части Урала) в целом (Иванов и др., 2003, 2016а; Водолазская и др., 2015; Душин и др., 2018; Пучков, Иванов, 2020; и др.), то полученные нами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки (251–260 млн, что примерно отвечает поздней перми, вплоть до ее границы с триасом) соответствуют по времени этапу формирования системы меридиональных грабен-рифтов как на востоке Урала (Каретин, 1965; Расулов, 1982; Rasulov et al., 1997; Смирнов, Иванов, 2019; Смирнов и др., 2019), так и, особенно, в пределах смежной Западно-Сибирской плиты (Сурков и др., 1997; Иванов и др., 2016б; Иванов, Ерохин, 2019; и др.). Одновременно и в результате того же импульса ограниченного постколлизийного растяжения на Урале крупные блоки средней коры (граниты, сланцы и пр., сформировавшиеся глубже 10 км) были выведены на поверхность Земли или на уровень верхней коры (т. е. менее 10 км) (Иванов, 1998а, б), сформировав современную структуру Урала с ее главной особенностью – чередованием субмеридиональных синклинориев и антиклинориев. Согласно реологической модели строения континентальной земной коры (Ivanov S.N., Ivanov K.C., 1993; Иванов С.Н., Иванов К.С., 2018; и др.) именно на глубине около 10 км (8–11 км в зависимости от температуры, состава и прочности горных пород в том или ином ме-

сте) располагается важнейшая реологическая граница континентальной земной коры – *отделитель*. Выше него поровые флюиды (вода и др.) находятся еще при гидростатическом давлении, а ниже давление на флюид уже литостатическое. Таким образом, в процессе подъема глубинных блоков давление на флюид резко (примерно в 3 раза) снижается при переходе отделителя. Именно поэтому зона отделителя имеет исключительное значение как главного локализатора эндогенных жильных месторождений разнообразных руд, включая хрусталеносные. Причиной этого являются резкий перепад в этой зоне флюидных давлений и сильное понижение температуры вследствие адиабатического расширения и дроссельного эффекта (Иванов С.Н., Иванов К.С., 2018).

Температура закрытия изотопной системы мусковита зависит от скорости охлаждения системы (Dodson, 1973): чем выше скорость охлаждения, тем выше температура закрытия, и наоборот. Допустим, что после этапа гидротермальных преобразований породы длительное время оставались на глубине формирования хрусталеносной минерализации. На примере мусковитов постколлизии гранитов А-типа глушихинского комплекса Енисейского кряжа с помощью численного моделирования было показано, что в случае длительного экспонирования на глубине 10 км не происходит полного закрытия К/Аг изотопной системы мусковита (Верниковская и др., 2009), часть радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$ покидает кристаллическую решетку минерала. В этом случае мы тем более не должны были бы наблюдать столь хорошей согласованности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок для всех четырех изученных образцов мусковита.

Таким образом, можно обоснованно предположить, что полученные нами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ цифры возраста (251–260 млн лет) не только отражают возраст хрусталеносных месторождений Приполярного Урала, но и фиксируют момент подъема Центрально-Уральского поднятия выше глубины 10 км (т. е. отделителя) – на уровень верхней коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ключевые результаты выполненных нами работ заключаются в следующем.

1. На основании микрозондовых исследований порообразующих минералов околожильных метасоматитов хрусталеносных месторождений Додо и Пуйва определены температуры ($339 \pm 14^\circ\text{C}$ – $364 \pm 21^\circ\text{C}$) гидротермального преобразования вмещающих пород на данных месторождениях.

2. На этих месторождениях выделено и описано шесть основных структурно-морфологических типов кварцевых жил.

3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом изучен возраст слюд как хрусталеносных месторождений, так и вмещающих

метаморфических сланцев. Получены возрастные спектры методом ступенчатого прогрева для четырех проб. В них выделяются надежные плато, значения которых находятся в диапазоне 251–260 млн лет и согласуются между собой в пределах ошибки. Среднее взвешенное значение для четырех полученных датировок составляет 255 ± 2 млн лет.

4. Обоснована следующая модель формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала (при этом мы вполне осознаем, что предлагаемая нами новая модель формирования хрусталеносных месторождений еще в значительной мере является предварительной и дискуссионной). Показано, что полученные аргон-аргоновые датировки (примерно отвечающие границе перми и триаса) соответствуют по времени этапу ограниченного пост-коллизиионного растяжения Урала. В это же время формировалась система меридиональных грабен-рифтов – как на востоке Урала, так и в пределах смежной Западно-Сибирской плиты. Одновременно и в результате того же импульса растяжения на Урале крупные блоки средней коры (граниты, сланцы и пр.) были выведены к поверхности Земли, сформировав современную структуру Урала с ее главной особенностью – чередованием субмеридиональных синклиналий и антиклиналий. Согласно реологической модели (Иванов С.Н., Иванов К.С., 2018), на глубине около 10 км располагается важнейшая реологическая граница континентальной земной коры – *отделитель*. Выше отделителя поровые флюиды (вода и др.) находятся еще при гидростатическом давлении, а ниже – давление на флюид уже литостатическое. В процессе подъема глубинных блоков на глубине 10 км происходят резкое (приблизительно в 3 раза) снижение флюидных давлений и сильное уменьшение температуры вследствие адиабатического расширения и дроссельного эффекта (Иванов С.Н., Иванов К.С., 2018). Таким образом, полученные аргон-аргоновые цифры абсолютного возраста (251–260 млн) отражают не только возраст хрусталеносных месторождений Приполярного Урала, но и момент подъема всего Центрально-Уральского поднятия выше глубины 10 км, т. е. на уровень верхней коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. (1999) Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ, 48 с.
- Буканов В.В. (1974) Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 212 с.
- Буканов В.В., Бурлаков Е.В., Козлов А.А., Пожиданов Н.А. (2012) Приполярный Урал: минералы хрусталеносных жил. *Минералогический альманах*, 17(2), 136 с.
- Бурлаков Е.В. (1987) Минералого-геохимические особенности зон рудоконтролирующих разрывов одно-

- го из гидротермальных месторождений Урала. Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР. *Тр. ИГ Коми НЦ УрО АН СССР*, вып. 58, 69-77.
- Бурлаков Е.В., Скобель Л.С. (1988) Кварцевые жилы одного из районов Урала. *Тр. ИГ Коми НЦ АН СССР*, вып. 63, 55-66.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. (2009) Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **50**(5), 576-594.
- Водолазская В.П., Львов Б.К., Ларин А.О. (2011) Еще раз о возрасте и генезисе гранитоидов Приполярного Урала. *Отчет. геология*, (3), 71-79.
- Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А., Лукьянова Л.И., Петров Г.А., Стефановский В.В., Морозов Г.Г., Жданов А.В., Жиганов А.В., Стряпунина Е.В., Еськин А.Г., Петрова Т.А., Вербицкий И.В., Вербицкая Н.В. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000. 3-е поколение. Сер. Уральская. Л. О-40. Пермь. Объяснит. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 497 с.
- Водолазская В.П., Шергина Ю.П., Котов К.Н. (1999) Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала. *Отчет. геология*, (5), 48-55.
- Гессе В.Н., Дашкевич Г.И. (1990) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Северо-Уральская. Л. Q-40-XXXVI (Неройка). Объяснит. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 143 с.
- Дембовский Б.Я. (2000) Легенда Северо-уральской серии листов Госгеолкарты-200. Воркута.
- Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А., Козьмин В.С. Никулина И.А., Бурмако П.Л., Демина Л.А., Прокопчук Д.И., Абатурова И.В. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Северо-Уральская. Л. Р-40-VI (г. Тельпос-Из). Объяснит. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 216 с.
- Иванов К.С. (1998а) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 252 с.
- Иванов К.С. (1998б) Современная структура Урала – результат послепалеозойского растяжения земной коры. *Геология и геофизика*, **39**(2), 204-210.
- Иванов К.С. (2020) О выделении на Урале палеозойских фаций континентального подножия. *Изв. Коми НЦ УрО РАН. Сер. Науки о Земле*, (1), 43-48. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-1-43-48>
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В. (2019) О времени заложения системы триасовых рифтов Западной Сибири. *Докл. АН*, **486**(1), 88-92. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652486188-92>
- Иванов С.Н., Иванов К.С. (2018) Реологическая модель строения Земной коры (модель 3-го поколения). *Литосфера*, **18**(4), 500-519. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519>
- Иванов К.С., Панов В.Ф., Лиханов И.И., Козлов П.С., Пономарев В.С., Хиллер В.В. (2016а) Докембрий Урала. *Горн. ведомост*, **148**(9), 4-21.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. (2016б) Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 302 с.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Кормильцев В.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2003) Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири. *Докл. АН*, **393**(5), 647-651.
- Каретин Ю.С. (1965) О роли сдвиговых дислокаций в формировании нижнемезозойских депрессий и структуры восточного склона Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (10), 45-62.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. (2005) Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 100 с.
- Махлаев Л.В. (1996) Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия: Полярный и Приполярный Урал. Екатеринбург: УрО РАН, 149 с.
- Огородников В.Н., Поленов Ю.А. (2012) Модель формирования коллизионных кварцево-жильных образований Урала. *Изв. УГГУ*, (27-28), 8-14.
- Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. (2010) (Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.Н. Мольгунов). СПб.: ВСЕГЕИ, 274 с.
- Перчук А.Л., Плечов П.Ю., Сазонова Л.В., Сафонов О.Г., Тихомиров П.Л., Шур М.Ю. (2015) Основы петрологии магматических и метаморфических процессов. М.: КДУ, 472 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (2020) Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития. *Геотектоника*, (1), 41-61. <https://doi.org/10.31857/S0016853X20010105>
- Пыстин А.И., Пыстина Ю.А. (2010) Гранитоидные комплексы и геохронология процессов гранитообразования на Приполярном Урале. *Магматизм и метаморфизм в истории Земли*. Мат-лы XI Всерос. петрограф. сов. (Отв. ред. В.А. Коротеев). Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 163-164.
- Пыстин А.М. (1994) Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 209 с.
- Пыстин А.М., Андреичев В.Л., Антошкина А.И., Махлаев Л.В., Удоратин В.В., Голубева И.И., Елисеев А.И., Козырева И.В., Конанова Н.В., Куликова К.В., Любоженко Л.Н., Лютоев В.А., Никулова Н.Ю., Носкова Н.Н., Пономарева Т.А., Пыстина Ю.И., Сандула А.Н., Силаев В.И., Соболева А.А., Тимонин Н.И. (2008) Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика. Сыктывкар: Геопринт, 234 с.
- Расулов А.Т. (1982) Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН, 43 с.
- Скобель Л.С., Бурлаков Е.В. (1991) Роль замещения в процессе формирования кварцевых жил Приполярного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (3), 146-152.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. (2019) Структурные связи Урала и Западной Сибири: единый этап формирования на границе перми и триаса. *Докл. АН*, **488**(3), 294-297. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524883294-297>
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В. (2019) ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала). *Литосфера*, **19**(2), 242-249. <https://doi.org/10.24930/1681-9004->

2019-19-2-242-249

- Соболева А.А., Кузенков Н.А., Удоратина О.В., Ларионов А.Н., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. (2005) Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранитоидного купола (Приполярный Урал). *Происхождение магматических пород*. Мат-лы междунар. петрограф. сов. Апатиты: КолНЦ РАН, 236-238.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Межведомственный стратиграфический комитет России, 151 схема.
- Сурков В.С., Казаков А.М., Девятков В.П., Смирнов Л.В. (1997) Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна. *Отчет геология*, (3), 31-37.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*, (11), 1181-1199.
- Удоратина О.В., Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Родионов Н.В., Пресняков С.Л. (2006) Возраст гранитоидов Маньхэмбоского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb данные. *Докл. АН*, **406**(6), 810-815. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06020309>
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Баранова А.Н. (2010) Rb-Sr изотопная систематика гидротермальных минералов, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия). *Докл. АН*, **434**(4), 534-539.
- Шальных В.С. (1971) Поперечные структуры Приполярного Урала. *Вопросы тектоники Урала*, (92), 80-86.
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. (1996) Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem. Geol.*, **129**, 307-324.
- Burlakov E.V. (1995) Dodo: Alpen Klufte im Polur-Ural. *Lapis*, (3), 13-35.
- Burlakov E.V. (1999a) The Dodo deposit Subpolar Urals, Russia. *Mineralog. Rec.*, **30**(6), 427-442.
- Burlakov E.V. (1999b) The Puiva deposit Subpolar Urals, Russia. *Mineralog. Rec.*, **30**(6), 451-465.
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**(4), 471-485.
- Dodson M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. (1977) Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age – spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 15-32.
- Hodges K.V. (2003) Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems. *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier, **3**, 263-292. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03024-3>
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic Zoning of the Earth's crust and its Significance. *J. Geodynam.*, **17**(4), 155-180.
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991)*. Program with Abstracts 16. Toronto, A62.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Li X., Watanabe Y., Wang C., Hirano H., Zhang Y. (2007) The age of the Donghai rock crystals (clear quartz), eastern China: Constraint from biotite Ar-Ar geochronology. *Bull. Geol. Survey Japan*, **58**(1/2), 1-6. <https://doi.org/10.9795/bullgsj.58.1>
- Pettke Th., Diamond L.W. (1995) Rb-Sr isotopic analysis of fluid inclusions in quartz: evaluation of bulk extraction procedures and geochronometer systematics using synthetic fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(19), 4009-4027.
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2019) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Rasulov A.T., Bankwitz P., Bankwitz E. (1997) Triassische Grabenbildung und altkimmerische Deformation am Ostrand der Osteuropäischen Tafel. *Z. Geol. Wiss.*, **25**(1/2), 203-228.
- Shepherd T.J., Darbyshire D.P.F. (1981) Fluid inclusion Rb-Sr isochrons for dating mineral. *Nature*, **290**, 578-579.
- Steiger R.H., Yager E. (1977) Subcommission on Geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Wang D.H., Xu J., Chen Y.C., Li H.Q., Yu J.J. (2003) Dating on the eclogite hosted quartz crystal and its significance for tracing the exhumation history of the UHP belt in north Jiangsu Province. *Acta Geol. Sinica*, **77**, 544-548.
- Yudin D., Murzintsev N., Travin A., Alifirova T., Zhimulev E., Novikova S. (2021) Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation. *Minerals*, **11**(2). <https://doi.org/10.3390/min11020192>

REFERENCES

- Andreichev V.L. (1999) Isotopic geochronology of the pre-Uralides of the Subpolar Urals. Syktyvkar, IG Komi NTs, 48 p. (In Russ.)
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. (1996) Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem. Geol.*, **129**, 307-324.
- Bukanov V.V. (1974) Rock crystal of the Subpolar Urals. Leningrad, Nauka Publ., 212 p. (In Russ.)
- Bukanov V.V., Burlakov E.V., Kozlov A.A., Pozhidayev N.A. (2012) Subpolar Urals: minerals of quartz-crystal veins. *Mineralogicheskii almanakh*, **17**(2), 136 p. (In Russ.)
- Burlakov E.V. (1987) Mineralogical and geochemical features of the zones of ore-controlling ruptures of one of the hydrothermal deposits of the Urals. Mineralogy of ore-bearing territories of the European North-East of the USSR. *Tr. IG Komi NTs UrO AN SSSR*, vyp. 58, 69-77. (In Russ.)
- Burlakov E.V. (1995) Dodo: Alpen Klufte im Polur-Ural. *Lapis*, (3), 13-35.
- Burlakov E.V. (1999a) The Dodo deposit Subpolar Urals, Russia. *Mineralog. Rec.*, **30**(6), 427-442.
- Burlakov E.V. (1999b) The Puiva deposit Subpolar Urals,

- Russia. *Mineralog. Rec.*, **30**(6), 451-465.
- Burlakov E.V., Skobel L.S. (1988) Quartz veins of one of the regions of the Urals. *Tr. IG Komi NTs UrO AN SSSR*, vyp. 63, 55-66. (In Russ.)
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**(4), 471-485.
- Chugaev A.V., Chernyshov I.V., Gamyagin G.N., Bortnikov N.S., Baranova A.N. (2010) Rb-Sr isotopic systematic of hydrothermal minerals, age, and matter sources of the Nezhdaninskoe Gold Deposit (Yakutia). *Dokl. Earth Sci.*, **434**(2), 1337-1341 (translated from *Dokl. AN*, **434**(4), 534-539). <https://doi.org/10.1134/S1028334X10100107>
- Dembovsky B.Ya. (2000) Legend of the North Ural series of sheets of Gosgeolokarta-200. Vorkuta. (In Russ.)
- Dodson M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- Dushin V.A., Serdyukov O.P., Malyugin A.A., Kozmin V.S., Nikulina I.A., Burmako P.L., Demina L.A., Prokopchuk D.I., Abaturova I.V. (2018) State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1 : 200 000. 2nd ed. Series North Ural. Sheet P-40-VI (Telpo-Iz). Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI, 216 p. (In Russ.)
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. (1977) Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age – spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, (15-32).
- Gesse V.N., Dashkevich G.I. (1990) State geological map of the USSR, scale 1 : 200 000. Series North Ural. Sheet Q-40-XXXVI (Neroika). Explanatory note. Leningrad, VSEGEI, 143 p. (In Russ.)
- Hodges K.V. (2003) Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems. *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier, **3**, 263-292. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03024-3>
- Ivanov K.S. (1998a) The main features of the geological history (1.6–0.2 billion years) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 252 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S. (1998b) The modern structure of the Urals is the result of post-Paleozoic stretching of the earth's crust. *Geol. Geofiz.*, **39**(2), 204-210. (In Russ.)
- Ivanov K.S. (2020) The allocation of the Urals Paleozoic continental foot facies. *Izv. Komi NTs UrO RAN. Ser. Nauki o Zemle*, (1), 43-48. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-1-43-48>
- Ivanov K.S., Erokhin Y.V. (2019) On time of the Triassic rifts system origin in Western Siberia. *Dokl. Earth Sci.*, **486**(1), 521-524 (translated from *Dokl. AN*, **486**(1), 88-92).
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S. (2016b) Geological structure of the basement of the Ural part of the West Siberian oil and gas megabasin. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 302 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Kormiltsev V.V., Pogromskaya O.E., Ronkin Yu.L., Erokhin Yu.V. (2003) The Urals-Western Siberia structure and nature of the conjunction zone. *Dokl. AN*, **393**(5), 647-651. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Panov V.F., Likhanov I.I., Kozlov P.S., Ponomarev V.S., Hiller V.V. (2016a) Precambrian of the Urals. *Gorn. Vedomosti*, **148**(9), 4-21. (In Russ.)
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic Zoning of the Earth's crust and its Significance. *J. Geodynam.*, **17**(4), 155-180.
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (2018) Rheological model of Earth's crust (model of third generation). *Lithosphere (Russia)*, (4), 500-519. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519>
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991)*. Program with Abstracts 16. Toronto, A62.
- Karetin Yu.S. (1965) On the role of shear dislocations in the formation of the Lower Mesozoic depressions and the structure of the eastern slope of the Urals. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (10), 45-62. (In Russ.)
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V. (2005) Pre-Ordovician granitoids of the Timan-Ural region and the evolution of protouralide-timanides. Syktyvkar, Geoprint Publ., 100 p. (In Russ.)
- Li X., Watanabe Y., Wang C., Hirano H., Zhang Y. (2007) The age of the Donghai rock crystals (clear quartz), eastern China: Constraint from biotite Ar-Ar geochronology. *Bull. Geol. Survey Japan*, **58**(1/2), 1-6. <https://doi.org/10.9795/bullgsj.58.1>
- Makhlaev L.V. (1996) Granitoids of the north of the Central Ural uplift: Polar and Subpolar Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 149 p. (In Russ.)
- Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A. (2012) A model of formation of collision quartz-vein formations of the Urals. *News of the Ural State Mining University*, (27-28), 8-13.
- Perchuk A.L., Plechov P.Yu., Sazonova L.V., Safonov O.G., Tikhomirov P.L., Shur M.Yu. (2015) Fundamentals of petrology of magmatic and metamorphic processes. Moscow, KDU, 472 p. (In Russ.)
- Pettke Th., Diamond L.W. (1995) Rb-Sr isotopic analysis of fluid inclusions in quartz: evaluation of bulk extraction procedures and geochronometer systematics using synthetic fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(19), 4009-4027.
- Puchkov V.N., Ivanov K.S. (2020) Tectonics of the Northern Urals and Western Siberia: general history of development. *Geotectonics*, **54**(1), 35-53 (translated from *Geotektonika*, (1), 41-61). <https://doi.org/10.1134/S0016852120010100>
- Pystin A.I., Pystina Yu.A. (2010) Granitoid complexes and geochronology of granite formation processes in the Subpolar Urals. *Magmatism and metamorphism in the history of the Earth*. Materials of the XI All-Russian Petrographic Conference. (Ed. by V.A. Koroteev). V. 2. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 163-164. (In Russ.)
- Pystin A.M. (1994) Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals. St.Petersburg, Nauka Publ., 209 p. (In Russ.)
- Pystin A.M., Andreichev V.L., Antoshkina A.I., Makhlaev L.V., Udoratin V.V., Golubeva I.I., Eliseev A.I., Kozzyreva I.V., Konanova N.V., Kulikova K.V., Lyubozhenko L.N., Lyutoev V.A., Nikulova N.Yu., Noskova N.N., Ponomareva T.A., Pystina Yu.I., Sandula A.N., Silaev V.I., Soboleva A.A., Timonin N.I. (2008) Lithosphere of the Timan-North Ural region: Geological structure, substance, geodynamics. Syktyvkar, Geoprint Publ., 234 p. (In Russ.)

- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2019) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Rasulov A.T. (1982) Tectonics of the early Mesozoic basins of the eastern slope of the Urals. Sverdlovsk, IGG UNTs AN, 43 p. (In Russ.)
- Rasulov A.T., Bankwitz P., Bankwitz E. (1997) Triassische Grabenbildung und altkimmerische Deformation am Ostrand der Osteuropäischen Tafel. *Z. Geol. Wiss.*, **25**(1/2), 203-228.
- Shalnykh V.S. (1971) Transverse structures of the Subpolar Urals. *Voprosy tektoniki Urala*, (92), 80-86. (In Russ.)
- Shepherd T.J., Darbyshire D.P.F. (1981) Fluid inclusion Rb-Sr isochrons for dating mineral. *Nature*, **290**, 578-579.
- Skobel L.S., Burlakov E.V. (1991) The role of substitution in the formation of quartz veins in the Subpolar Urals. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (3), 146-152. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S. (2019) Structural connections between the Urals and Western Siberia: a common stage of formation at the Permian-Triassic boundary. *Dokl. Earth Sci.*, **488**(1), 1051-1054 (translated from *Dokl. AN*, **488**(3), 294-297). <https://doi.org/10.1134/S1028334X19090307>
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V. (2019) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of rock deformations across the Bazhenov suture zone (eastern border of the Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, (2), 242-249. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-242-249>
- Soboleva A.A., Kuzenkov N.A., Udoratina O.V., Lariov A.N., Matukov D.I., Presnyakov S.L. (2005) Age of zircons from granites of the core of the Khobeiz granite-gneiss dome (Subpolar Urals). *Origin of igneous rocks. Mater. int. petrog. meeting. Apatity, KolNTs RAN*, 236-238. (In Russ.)
- Steiger R.H., Yager E. (1977) Subcommittee on Geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia, 151 diagrams. (In Russ.)
- Surkov V.S., Kazakov A.M., Devyatov V.P., Smirnov L.V. (1997) Lower-Middle Triassic rift complex of the West Siberian basin. *Otechestvennaya Geologiya*, (3), 31-37. (In Russ.)
- The main features of the geological structure and mineral resource potential of the Northern, Subpolar and Polar Urals. (2010) (Eds A.F. Morozov, O.V. Petrov, A.N. Molgunov). St.Petersburg, VSEGEI, 274 p. (In Russ.)
- 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. *Geochem. Int.*, **47**(11), 1107-1124 (translated from *Geokhimiya*, (11), 1181-1199). <https://doi.org/10.1134/S0016702909110068>
- Udoratina O.V., Soboleva A.A., Kuzenkov N.A., Rodionov N.V., Presnyakov S.L. (2006) Age of granitoids in the Man'khambo and Il'yaiz plutons, the Northern Urals: U-Pb data. *Dokl. Earth Sci.*, **407**(2), 284-289 (translated from *Dokl. AN*, **406**(6), 810-815). <https://doi.org/10.1134/S1028334X06020309>
- Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu., Polyansky O.P., Travin A.V. (2009) Thermochronological models for the evolution of a-type leucogranites in the Neoproterozoic collisional orogen of the Yenisei ridge. *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(5), 438-452 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **50**(5), 576-594). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.04.002>
- Vodolazskaya V.P., Lvov B.K., Larin A.O. (2011) Once again on the age and genesis of granitoids in the Subpolar Urals. *Otechestvennaya Geologiya*, (3), 71-79. (In Russ.)
- Vodolazskaya V.P., Shergina Yu.P., Kotov K.N. (1999) Age and genesis of granitoids in the Subpolar Urals. *Otechestvennaya Geologiya*, (5), 48-55. (In Russ.)
- Vodolazskaya V.P., Teterin I.P., Kirillov V.A., Luk'yanova L.I., Petrov G.A., Stefanovsky V.V., Morozov G.G., Zhdanov A.V., Zhiganov A.V., Stryapunina E.V., Es'kin A.G., Petrova T.A., Verbitskiy I.V., Verbitskaya N.V. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000. 3rd generation. Ural series. Sheet O-40. Perm. Explanatory letter. St.Petersburg, VSEGEI, 497 p. (In Russ.)
- Wang D.H., Xu J., Chen Y.C., Li H.Q., Yu J.J. (2003) Dating on the eclogite hosted quartz crystal and its significance for tracing the exhumation history of the UHP belt in north Jiangsu Province. *Acta Geol. Sinica*, **77**, 544-548.
- Yudin D., Murzintsev N., Travin A., Alifirova T., Zhimulev E., Novikova S. (2021) Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation. *Minerals*, **11**(2). <https://doi.org/10.3390/min11020192>