



U-Pb (LA-ICP-MS) изотопные возрасты и вероятные источники детритового циркона в кварцитопесчаниках хобеинской свиты (Приполярный Урал)

А. А. Соболева¹, В. Л. Андреичев¹, Ю. В. Михайленко², В. Б. Хубанов³

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

aa_soboleva@mail.ru

В результате U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного датирования зерен детритового циркона из кварцитопесчаников хобеинской свиты Приполярного Урала установлен их возрастной диапазон 862–2656 млн лет. Наиболее часто встречаются зерна циркона с ранне-среднерифейскими возрастными, а средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен — 927 ± 54 млн лет — свидетельствует о позднерифейском возрасте свиты. По характеру распределения U-Pb изотопных возрастов цирконы из кварцитопесчаников хобеинской свиты наиболее сопоставимы с цирконами из метатерригенных пород нижележащей пуйвинской свиты. Преобладание в хобеинской и пуйвинской свитах зерен циркона с раннерифейскими–среднерифейскими возрастными сближает эти свиты с одновозрастными метапесчаниками и метаалевролитами барминской серии Северного Тимана, четлаской и вымской серий Среднего Тимана, для которых главными источниками зерен детритового циркона предполагаются комплексы Фенноскандии и Среднерусского орогена.

Ключевые слова: детритовый циркон, U-Pb-датирование, поздний рифей, хобеинская свита, Приполярный Урал.

U-Pb (LA-ICP-MS) isotopic ages and probable sources of detrital zircon in quartzite sandstone of the Khobeyu Formation (the Subpolar Urals)

A. A. Soboleva¹, V. L. Andreichev¹, Yu. V. Mikhailenko², V. B. Khubanov³

¹ Institute of Geology, FRC Komi Science Center, UB RAS, Syktvykar

²VSEGEI, St. Petersburg

³Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude

The article presents the first U-Pb data on the age of detrital zircon from clastic sediments of Khobeyu Formation in the Subpolar Urals. Age data for 102 zircon grains (LA-ICP-MS) cover the range of 862–2656 Ma. Weighted average age of the three youngest grains yields the age of 927 ± 54 Ma which provides grounds to assume that sediment deposition took place in Late Riphean. Significant similarity of the ages of detrital zircon grains from the terrigenous rocks of the Khobeyu Formation and underlying Puyva Formation indicates that the rocks were formed in the same sedimentary basin, and the detrital material came from source areas similar in age. In terms of the prevalence of zircon grains of Middle–Late Riphean age, the Khobeyu and Puyva Formations are comparable to the Upper Precambrian sandstones and siltstones of the Barmin Group of the Northern Timan, and Chetlas and Vym Groups of the Middle Timan. It is assumed that the sources of detrital zircon in all these stratigraphic units were igneous and metamorphic rocks of Fennoscandia and the Central Russian Belt.

Keywords: detrital zircon, U-Pb dating, Late Riphean, Khobeyu Formation, Subpolar Urals.

Введение и постановка проблемы

В геологическом строении Урала установлено два главных структурных яруса, свидетельствующие о двух самостоятельных циклах тектонического развития. Их выделение было сделано Н. П. Херасковым [36] сначала для Южного Урала, а затем распространено на весь Урал [37]. С этого времени они называются доуралидами (предуралидами — по Н. П. Хераскову) или протоуралидами [11] и уралидами. К нижнему ярусу — доуралидам, слагающим Центрально-Уральскую мегазону, относятся образования допозднекембрийского воз-

раста [11], а верхний ярус представлен уралидами, включающими палеозойские породы, начиная с верхнекембрийско-нижнеордовикских. Некоторые геологи выделяют также дорифейский структурный этаж [24].

Стратиграфическому расчленению доуралид Приполярного Урала всегда уделялось повышенное внимание со стороны исследователей, не всегда одинаково трактовавших их происхождение, возраст, взаимоотношения между структурными подразделениями и по-разному проводивших их стратиграфическое расчленение. В основе первых стратиграфиче-

Для цитирования: Соболева А. А., Андреичев В. Л., Михайленко Ю. В., Хубанов В. Б. U-Pb (LA-ICP-MS) изотопные возрасты и вероятные источники детритового циркона в кварцитопесчаниках хобеинской свиты (Приполярный Урал) // Вестник геонаук. 2022. 1(325). С. 4–20. DOI: 10.19110/geov.2022.1.1.

For citation: Soboleva A. A., Andreichev V. L., Mikhailenko Yu. V., Khubanov V. B. U-Pb (LA-ICP-MS) isotopic ages and probable sources of detrital zircon in quartzite sandstone of the Khobeyu Formation (the Subpolar Urals). Vestnik of Geosciences, 2022, 1(325), pp. 4–20, doi: 10.19110/geov.2022.1.1.



ских схем лежали популярны в России в середине XX века фиксистские представления о том, что интенсивно метаморфизованные породы образовались на большей глубине и их осадочные протолиты являются более древними. Первая такая схема с посвитным делением метаморфических толщ дана К. А. Львовым [14]. Позднее ее неоднократно уточняли [6, 9, 32, 35 и др.] в части обоснования возраста и объема отдельных стратонтов, но принципиальный подход к стратиграфии Приполярного Урала оставался тем же. Обоснование возраста пород производилось на основании их положения в разрезе, степени метаморфизма и немногочисленных и неоднозначных палеонтологических данных.

Следуя этому подходу, глубокометаморфизованные образования, выходящие на поверхность в ядре Ляпинского антиклинория (рис. 1), относили к протерозою, а обрамляющие их преимущественно метаосадочные породы считали кембрийскими [14], позднедокембрийско-кембрийскими [35] или рифей-вендскими [6, 32]. Согласно стратиграфической схеме, принятой при последних геолого-съёмочных работах [9], в Ляпинском антиклинории выше нижнепротерозойской (нижнерифейской — по [10]) няртинской свиты с разрывом [6, 35] или, согласно другому мнению, с тектоническим контактом [21, 27, 28] залегают среднерифейские (?) маньхобейнская, щокурьинская и пуйвинская свиты и верхнерифейские хобейнская и мороинская свиты. В работах [25, 49] пуйвинская свита перемещена в верхний рифей. Завершают разрез доуралид существенно вулканогенная саблегорская (верхний рифей–нижний венд) и молассовая лаптопайская (верхний венд–нижний кембрий) свиты (рис. 1). Немногочисленные находки микрофоссилий, микрофитолитов и строматолитов, по которым обосновывают возраст отложений, имеются только в пуйвинской и мороинской свитах [9].

Уровень регионального метаморфизма, достигающий в ядре антиклинория гранулитовой, или амфиболитовой [20, 33], или, по другой точке зрения, эпидот-амфиболитовой [19] фации, снижается к периферии антиклинория и на его крыльях соответствует зеленосланцевой фации (рис. 1). Предполагается, что породы Ляпинского антиклинория были метаморфизованы несколько раз. Наиболее интенсивные преобразования, которые привели к формированию метаморфитов дорифейского структурного этажа, включающих образования няртинского метаморфического комплекса, маньхобейнской и щокурьинской свит, относят к раннему протерозою [23, 24].

Другой подход к докембрийской стратиграфии Приполярного Урала основан на предположении о том, что различный уровень метаморфизма среднерифейских(?)–верхнерифейских осадочных толщ, слагающих ядро Ляпинского антиклинория, обусловлен формированием в венд-кембрийское время, в орогенную фазу байкальского тектогенеза (коллизийный этап формирования орогена Протоуралид-Тиманид [12]) термального купола — Няртинской купольной структуры, сопровождающимся региональным зональным метаморфизмом пород ядерной части и частично периферии этой структуры [10].

Проблема стратиграфии докембрийских толщ Приполярного Урала не имеет простого решения, по-

скольку породы испытали метаморфические преобразования как в докембрийское, так и в палеозойское время, а многие породы ядерной части Ляпинского антиклинория еще и гранитизацию. Для того чтобы составить более полное представление о докембрийской истории геологического развития рассматриваемого региона, в последние годы стало широко применяться U-Pb-датирование циркона локальными методами, с помощью которых можно получить информацию о возрасте зерен детритового циркона из немых терригенных толщ, уровень метаморфизма которых не превышал высокотемпературную биотит-хлоритовую субфацию зеленосланцевой фации. Эти данные могут быть использованы для целей стратиграфии, а также для предположения о вероятных источниках обломочного материала. Для глубокометаморфизованных парапород ядерной части Ляпинского антиклинория информация о возрасте зерен детритового циркона протолита тоже может частично сохраняться, но здесь важны также возрасты метаморфогенных кристаллов циркона, которые позволят увязать историю преобразований пород с тектоническим развитием региона.

Первые результаты были получены при ориентировочном датировании микропроб циркона из пород няртинского комплекса и его рифейского обрамления по отношению радиогенных изотопов свинца $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методом термоионной эмиссии [27]. На основе этих результатов с привлечением K-Ar и Rb-Sr изотопных данных была предпринята попытка создания геохронологической модели метаморфизма доуралид Приполярного Урала в интервале 2.2–0.25 млрд лет [1, 2]. В этой модели самый древний возраст, относящийся к циркону «гранулитового» типа из гнейсов няртинского комплекса, рассматривался как свидетельство раннепротерозойского возраста этого стратона.

Более детальные исследования циркона из гранат-слюдяных гнейсов няртинского комплекса позволили определить возраст их различных морфотипов. Для окатанных зерен детритового циркона была получена термоизохронная Pb-Pb-датировка 2210 ± 25 млн лет [27]. Возраст изометричных слабозональных или незональных (шаровидных) кристаллов циркона с обилием граней (т. н. гранулитового типа) тем же методом составил 2125 ± 25 млн лет [27], а методом SIMS для них было определено три возрастных интервала 1746–1722, 960–942 и 752–662 млн лет [22]. Применение LA-ICP-MS для большого количества зерен «гранулитового» типа позволило установить их возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией — 2127 ± 31 млн лет [29], что практически совпадает с Pb-Pb-датировкой. Для отчетливо зональных призматических кристаллов циркона магматического или «мигматитового» типа термоионная эмиссия дала цифры 700 ± 20 и 665 ± 25 млн лет [27], а методом SIMS был получен широкий диапазон возрастов 1748–498 млн лет с наиболее часто встречающимися датировками в интервалах 1748–1574, 1284–1204 и 782–634 млн лет [22].

Из биотит-мусковитового кварцита маньхобейнской свиты были продатированы окатанные зерна детритового циркона (2.6–2.5 млрд лет) и несколько групп «мигматитовых» (или магматических) кристаллов циркона с возрастными группами 1797–1529, 1395–1046 и 768–421 млн лет. Эти возрастные группы оказались очень близки к

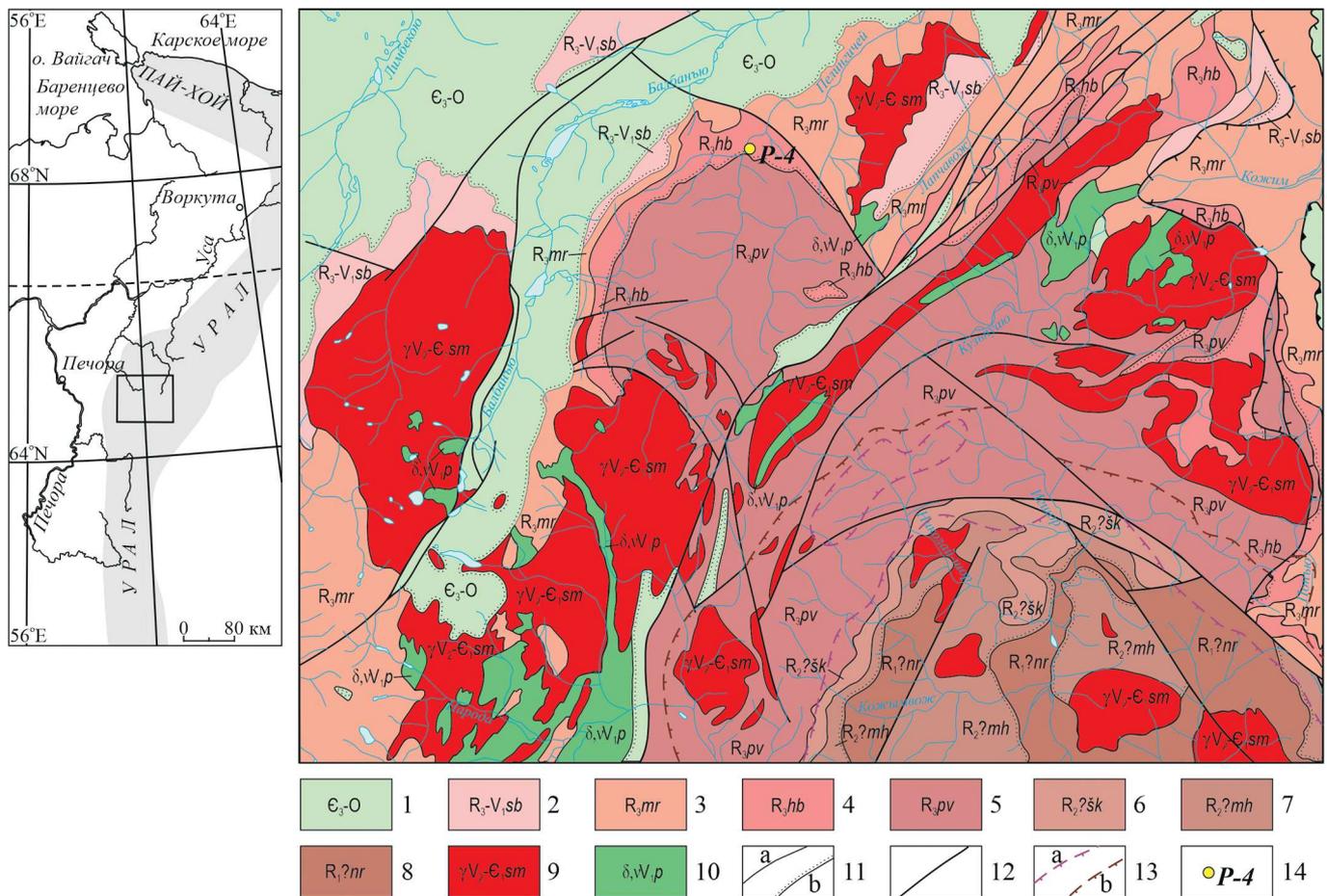


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Приполярного Урала (по [10] с изменениями):

1 — верхнекембрийско-ордовикские конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые и известковистые сланцы, известняки; 2 — верхнерипейская-нижневендская саблегорская свита: лавы, кластолавы и туфы риодацитов и риолитов, базальты, андезиты и их туфы, в подошве — линзы конгломератов; 3 — верхнерипейская мороинская свита: сланцы хлорит-серцит-альбит-кварцевые, алевросланцы, метаалевролиты; 4 — верхнерипейская хобеинская свита: кварциты, метапесчаники аркозовые, метаалевролиты, сланцы серцит-хлорит-кварцевые и мусковит-альбит-хлорит-кварцевые, в приподшошвенной части — линзы метапесчаников и мраморов, в подошве — линзы и пластовые тела метаконгломератов и метагравелитов; 5 — верхнерипейская пуйвинская свита: сланцы (биотит) хлорит-серцит (мусковит)-альбит-кварцевые филлитовидные, в том числе графит-, гранат-содержащие, линзы мраморизованных доломитов, прослои кварцитов, сланцы и кристаллосланцы альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, (эпидот)-слюдяно-полевошпат-роговообманковые, эпидот-альбит-роговообманковые, амфиболиты; 6 — среднерипейская (?) шокурьинская свита: сланцы (слюдяно) серцит-(хлорит)-кварцевые, в том числе известковистые, филлитовидные, мраморы, кварциты, метагравелиты, метаконгломераты; 7 — среднерипейская (?) маньхобеинская свита: сланцы и кристаллосланцы слюдяно-альбит-кварцевые, слюдяно-полевошпат-кварцевые, гнейсы лейкократовые двуслюдяные, кварциты, кварцитопесчаники, метагравелиты, метаконгломераты; 8 — нижнерипейская (?) няртинская свита: сланцы и кристаллосланцы слюдяно-(гранат)-альбит-кварцевые, биотит-хлорит-актинолит-альбитовые и роговообманковые, гнейсы биотитовые и двуслюдяные, кварциты, амфиболиты; 9 — поздневендско-раннекембрийский сальнерско-маньхамбовский комплекс: лейкограниты, граниты, гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, гнейсограниты; 10 — ранневендский парнукский комплекс: диориты, габбро, габбро-долериты; 11 — геологические границы: согласные и границы интрузивных тел (а), несогласные (b); 12 — главные разломы; 13 — границы метаморфических фаций и субфаций: эпидот-амфиболитовой фации (а), хлорит-эпидот-биотитовой субфации зеленосланцевой фации (b); 14 — место отбора пробы

Fig. 1. Schematic geological map of the northern part of the Subpolar Urals, after [10], with changes:

1 — Upper Cambrian-Ordovician conglomerate, gridstone, sandstone, siltstone, clay and calcareous shale, limestone; 2 — Upper Riphean-Low Vendian Sablegor Formation: lava, clastolavas and tuffs of rhyodacite and rhyolite, basalt, andesite and their tuffs, conglomerate lenses in the bottom part; 3 — Upper Riphean Moroya Formation: chlorite-sericite-albite-quartz schist, silty schist, siltstone; 4 — Upper Riphean Khobeyu Formation: quartzite, arkose sandstone, siltstone, sericite-chlorite-quartz and muscovite-albite-chlorite-quartz schist, in the bottom part — lenses of sandstone and marble, in the bottom — lenses and layers of conglomerate and gritstone; 5 — Upper Riphean Puyva Formation: (biotite) chlorite-sericite (muscovite)-albite-quartz phyllite-like schist, including graphite-, garnet-bearing schist, lenses of marbled dolomite, quartzite interlayers, albite-epidote-chlorite-actinolite, (epidote)-mica-feldspar-hornblende, epidote-albite-hornblende schist and crystalline schist, amphibolite; 6 — Middle Riphean (?) Shchokurya Formation: (mica) sericite-(chlorite)-quartz schist, including calcareous and phyllite-like schist, marble, quartzite, gritstone, conglomerate; 7 — Middle Riphean (?) Man'khobeyu Formation: mica-albite-quartz, mica-feldspar-quartz schist and crystalline schist, leucocratic two-mica gneiss, quartzite, quartzite sandstone, gritstone, cglomerate; 8 — Low Riphean (?) Nyartin Formation: mica-(garnet)-albite-quartz, biotite-chlorite-actinolite-albite and hornblende schist and crystalline schist, biotite and two-mica gneiss, quartzite, amphibolite; 9 — Late Vendian-Early Cambrian Salner-Mankhambo Complex: leucogranite, granite, granodiorite, tonalite, quartz diorite, gneissose granite; 10 — Early Vendian Parnuk Complex: diorite, gabbro, gabbro-dolerite; 11 — geological boundaries: between units with conformable bedding, and boundaries of intrusive bodies (a), unconformity (b); 12 — main faults; 13 — boundaries of metamorphic facies and subfacies: epidote-amphibolite facies (a), chlorite-epidote-biotite subfacies of greenschist facies (b); 14 — sampling site



полученным для няртинского комплекса [23]. Для кварцитов щокурьинской свиты был определен возраст зерен детритового циркона (2.9–2.2 млрд лет), циркона «гранулитового» типа (2.2–1.9 млрд лет) и выделено несколько групп циркона «мигматитового» (или магматического) типа с возрастными 2026–1750, 1234–1159 и 740–410 млн лет [24].

Присутствие похожих морфотипов циркона с близкими возрастными в метатерригенных породах няртинского комплекса, маньхобеинской и щокурьинской свит может говорить о том, что терригенные толщи накапливались при разрушении близких по составу кристаллических пород. В то же время наличие большого количества зерен циркона с сохранившимися гранями может свидетельствовать о том, что при формировании этих обломочных отложений не было дальнего переноса и рециклинга кластического материала. Вторым возможным объяснением является предположение о том, что рассматриваемые породы испытали несколько повторяющихся этапов метаморфизма, достаточно интенсивного для кристаллизации новых генераций циркона, но при этом не уничтожавшего информацию о предыдущих этапах. Эта точка зрения лежит в основе «полиметаморфической» трактовки получаемых датировок циркона из древних толщ Приполярного Урала [23, 24].

В залегающих с размывом на породах маньхобеинской и щокурьинской свит отложениях пуйвинской свиты, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации, присутствуют только хорошо окатанные зерна детритового циркона [25]. Диапазон их возрастов от раннего протерозоя до позднего рифея — 1959–867 млн лет с главным максимумом плотности вероятности в 1066 млн лет и второстепенными — 1405 и 1520 млн лет. Наличие большого числа зерен с позднерифейскими датировками (29 % от общего числа проанализированных цирконов) свидетельствует о позднерифейском возрасте свиты [25]. До этой работы возраст пуйвинской свиты при картировании считался среднерифейским [10]. Очень хорошая окатанность зерен свидетельствует о значительном перемещении (транспортировке) продуктов эрозии разрушавшихся пород и вероятном рециклинге более древнего кластического материала.

Таким образом, U-Pb-датирование метаморфогенного и детритового циркона оставило множество вопросов о возрасте и времени метаморфизма няртинского комплекса, маньхобеинской и щокурьинской свит, но позволило конкретизировать возраст пуйвинской свиты и перевести ее из среднего в верхний рифей. Однако этот перевод поставил вопрос о возрасте расположенной выше хобеинской свиты, которая в стратиграфической схеме также относится к верхнему рифею.

Геологическая позиция хобеинской свиты

Хобеинская свита, выделенная К. А. Львовым в 1937 г. [14], распространена на периферии Хобеизской брахиянтиклинали — структуре Ляпинского антиклинария. Породы залегают с размывом на пуйвинских сланцах [9, 15]. Участками (р. Понью и г. Поньиз) в основании свиты отмечают линзы и прослои кварцевых конгломератов. Свита представлена преимущественно

но светло-серыми и белыми кварцитами, образующими пласты и линзовидные тела мощностью от первых десятков сантиметров до 75–100 м. Наиболее мощные их прослои залегают в верхней части разреза. В составе свиты присутствуют также полосчатые сланцы мусковит-хлорит-кварцевые и мусковит-альбит-хлоритового состава с примесью тонкораспыленного углеродистого вещества, кварцитосланцы, известковистые сланцы и кварцитопесчаники. Мощность свиты 200–1000 м. Верхняя граница с существенно карбонатными породами мороинской свиты — согласная [10]. Палеонтологические остатки отсутствуют, поэтому позднерифейский возраст свиты определяется по положению между фаунистически датированными пуйвинской и мороинской свитами.

Хобеинская свита представляет собой мощную терригенную толщу верхней части разреза доуралид, и исследование ее обломочного материала весьма важно для характеристики терригенного осадконакопления на Приполярном Урале в позднем рифее. Один из наиболее полных разрезов свиты можно наблюдать на р. Пелингичей, где породы выходят на поверхность в береговых обнажениях высотой до 5–10 м (аз. пад. СЗ 330–350°, угол падения изменяется от 25 до 65°). Свита представлена белыми и светло-серыми кварцитопесчаниками, метаалевролитами и контрастно-полосчатыми кварц-серицитовыми алевросланцами. Для корректировки возраста свиты и выяснения возможных источников обломочного материала на правом берегу р. Пелингичей, в 150 м вниз по течению от устья руч. Еркусей, из коренного выхода (65°13'20" с. ш. 60°25'07" в. д.) отобрана проба Р-4 светло-серых кварцитопесчаников, из которых выделены и продатированы зерна детритового циркона.

Кварцитопесчаники равномерно-мелкозернистые (0.04–0.2 мм), массивные, сложенные плотно прилегающими друг к другу зернами кварца (90 %), кислого плагиоклаза с полисинтетическими двойниками и шахматного альбита (5 %), мелкими чешуйками серицита (4 %), изометричными, неправильной формы зернами и ромбоэдрами карбоната, вероятно доломита (~1 %). В породе присутствуют немногочисленные зерна серицитизированного плагиоклаза с альбитовыми каймами и калиевого полевого шпата с микроклиновой решеткой или пертитами. Акцессорные минералы представлены монацитом, цирконом, апатитом и единичными окатанными зернами сульфида. По породе равномерно распределено пылевидное углеродистое вещество, концентрирующееся в зернах карбоната, плагиоклаза и в межзерновом пространстве в виде тонких линзочек и нитевидных прожилков, подчеркивающих наличие в кварцитопесчанике легкой сланцеватости.

Методика исследования

Проба кварцитопесчаников была измельчена вручную в стальной ступе до размера обломков < 0.25 мм и отмучена в проточной водопроводной воде. Из тяжелой неэлектромагнитной фракции, отделенной с применением бромформа и лабораторного электромагнита, под биноклем беспристрастно отобраны зерна циркона, которые затем помещены в эпоксидную шашку. Шашка сошлифована примерно до сере-

дины толщины зерен циркона и отполирована. Изображения зерен циркона в проходящем и отраженном свете получены на стереомикроскопе «ЛабОстеми-4», оснащенном камерой DCM 310 и программой ScorePhoto 3.0. Исследования кристаллов циркона в режиме вторичных (SE) и упругоотраженных (BSE) электронов проведены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитик А. С. Шуйский). SE- и BSE-изображения совместно с фотографиями зерен циркона в проходящем свете использованы для выбора участков, наиболее пригодных для датирования — не содержащих дефектов и включений. Все процедуры проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

U-Pb изотопное датирование зерен циркона выполнено в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) методом лазерной абляции и магнитно-секторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS). Лазерный пробоотбор проведен с помощью устройства лазерной абляции UP-213, а масс-спектрометрический анализ выполнен на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно связанной плазме Element XR [38]. В качестве внешнего стандарта использовался цирконовый эталон 91500 [55], в качестве контрольных образцов — Plešovice с аттестованным возрастом 337.13 ± 0.37 млн лет [51] и GJ-1 с аттестованным возрастом 608.5 ± 0.4 млн лет [45]. При анализе циркона из кварцитопесчаников хобеинской свиты конкордантный возраст 12 зерен Plešovice составил 336.9 ± 1.4 млн лет, а 12 зерен GJ-1 — 601.0 ± 2.5 млн лет.

Обработка аналитических данных проведена с помощью программы Glitter [43, 52]. Для статистического анализа и построения U-Pb-диаграмм использовано приложение Isoplot 3.75 [48] для программы Microsoft Excel.

Характеристика цирконов

Зерна циркона, выделенные из кварцитопесчаников хобеинской свиты, имеют светло-розовую, розовую или светло-желтую окраску, присутствуют единичные малиновые зерна. Все зерна окатанные, лишь в некоторых удлиненных розовых и светло-розовых зернах видны реликты граней призмы. Величина коэффициента удлинения зерен обычно 1–3.5, иногда до 4. Зерна цирконов прозрачные и полупрозрачные, соглаженными, чуть шероховатыми матовыми или блестящими поверхностями. Некоторые зерна во внутренних частях или вблизи поверхности содержат мелкие черные включения.

Результаты датирования

Из пробы P-4 проанализировано 110 зерен циркона (табл. 1, рис. 2). Их возраст оценивался по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, поскольку все цирконы оказались древнее 800 млн лет, а большая часть датировок превышает 1000 млн лет. При аналитических измерениях интенсивность фонового сигнала ртути ^{202}Hg была на уровне (304 ± 75) имп./с, что соответствует нормаль-

ному фону ($^{202}\text{Hg} \sim 200\text{--}400$ имп./с [42]), поэтому коррекция на содержание нерадиогенного ^{204}Pb не проводилась. Отсутствие значимых содержаний обычного примесного свинца подтверждается диаграммой Тера – Вассербурга. Точки состава почти всех исследуемых зерен циркона на этой диаграмме группируются на конкордии и вблизи нее (рис. 2, а), что свидетельствует об отсутствии нерадиогенного свинца или его присутствии в малых количествах, не влияющих на оценку возраста. Фигуративные точки, не лежащие на конкордии, соответствуют анализам, не прошедшим принятые фильтры, и поэтому исключены из рассмотрения. Это семь зерен циркона с дискордантностью $-10\% \leq D \leq 10\%$ (зерна № 4, 11, 56, 85, 99, 106, и 109) и одно зерно (№ 108) с погрешностью $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста, превышающей 15% (2σ). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрасты по оставшимся 102 зернам попадают во временной интервал 862–2656 млн лет (рис. 2, б). Наиболее часто встречаются зерна с возрастaми 950–

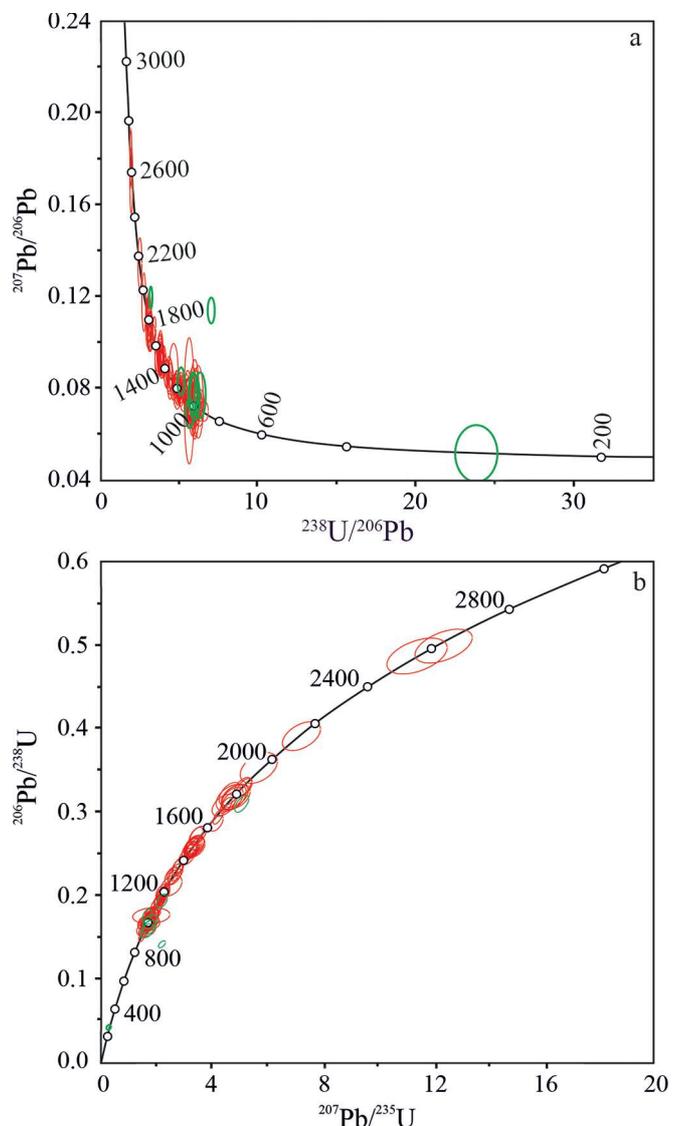


Рис. 2. Диаграммы Тера – Вассербурга (а) и Аренса – Везерилла (б) с конкордией. Нанесены все анализы детритовых цирконов из обр. P-4. Центры эллипсов погрешностей (2σ) — координаты аналитических точек

Fig. 2. Tera–Wasserburg (a) and Ahrens–Wetherill (b) concordia diagrams for detrital zircons, sample P-4. The analysis values are the centers of the error ellipses (2σ)



Таблица 1. Результаты U-Pb-датирования детритовых цирконов из хобейнской свиты, проба P-4

Table 1. U-Pb dating of detrital zircons from Khobeyu Formation, P-4 sample

Номер Зерна Grain No.	Th, мг/г	U, мг/г	Th/U	Изотопные отношения / Isotope ratios						Rho	Возраст, млн лет / Age, Ma				D, %
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$, %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$, %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$, %		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	
1	174	478	0.36	0.07071	1.80	1.57182	1.86	0.16117	1.22	0.65	963	11	949	36	-1
2	577	402	1.44	0.10429	1.70	4.23585	1.77	0.29448	1.21	0.68	1664	18	1702	31	2
3	72	210	0.34	0.07492	1.95	1.79464	2.00	0.17369	1.24	0.62	1032	12	1066	39	3
4	69	102	0.68	0.11940	2.01	5.10336	2.05	0.30990	1.28	0.62	1740	20	1947	35	12
5	18	53	0.34	0.08116	2.75	2.27784	2.76	0.20349	1.37	0.50	1194	15	1225	53	3
6	51	122	0.42	0.09195	2.73	3.20997	2.77	0.25310	1.29	0.47	1454	17	1466	51	1
7	96	344	0.28	0.08293	2.09	2.36717	2.14	0.20696	1.24	0.58	1213	14	1268	40	5
8	195	420	0.46	0.07830	1.83	2.10273	1.90	0.19471	1.23	0.65	1147	13	1154	36	1
9	153	191	0.80	0.09280	1.88	3.18127	1.94	0.24854	1.24	0.64	1431	16	1484	35	4
10	53	99	0.54	0.07908	2.34	2.12379	2.37	0.19471	1.30	0.55	1147	14	1174	46	2
11	57	190	0.30	0.11385	2.39	2.22069	2.41	0.14142	1.35	0.56	853	11	1862	42	-99
12	25	49	0.51	0.07199	3.75	1.63122	3.76	0.16427	1.40	0.37	980	13	986	75	1
13	99	261	0.38	0.07200	2.08	1.63391	2.14	0.16452	1.27	0.59	982	12	986	42	0
14	23	317	0.07	0.10660	1.81	4.52926	1.90	0.30805	1.24	0.66	1731	19	1742	33	1
15	74	202	0.37	0.08058	2.07	2.27202	2.14	0.20443	1.28	0.60	1204	15	1211	40	1
16	458	807	0.57	0.08089	1.89	2.16287	1.97	0.19387	1.25	0.64	1142	13	1219	37	7
17	120	344	0.35	0.08150	1.99	2.35379	2.06	0.20942	1.27	0.62	1226	14	1234	38	1
18	67	292	0.23	0.07970	2.27	2.21522	2.33	0.20158	1.30	0.56	1184	14	1190	44	1
19	48	176	0.27	0.07870	2.27	2.13859	2.33	0.19705	1.31	0.56	1160	14	1164	44	0
20	40	121	0.33	0.07236	4.17	1.63481	4.20	0.16384	1.37	0.33	978	12	996	83	2
21	32	93	0.34	0.07936	3.39	2.12458	3.42	0.19416	1.40	0.41	1144	15	1181	66	3
22	145	346	0.42	0.07181	2.24	1.67347	2.31	0.16901	1.31	0.57	1007	12	981	45	-3
23	83	100	0.83	0.09338	2.87	3.28991	2.92	0.25553	1.37	0.47	1467	18	1496	53	2
24	152	437	0.35	0.09530	2.14	3.31550	2.22	0.25234	1.30	0.58	1450	17	1534	40	6
25	33	51	0.65	0.07423	5.19	1.69226	5.19	0.16535	1.58	0.30	986	14	1048	101	6
26	101	212	0.48	0.11426	2.23	5.19207	2.31	0.32962	1.32	0.57	1836	21	1868	40	2
27	54	173	0.31	0.07258	2.63	1.69179	2.67	0.16911	1.37	0.51	1007	13	1002	52	-1
28	41	74	0.55	0.07422	3.19	1.67254	3.21	0.16350	1.46	0.46	976	13	1047	63	7
29	505	1814	0.28	0.07717	2.12	2.12482	2.21	0.19976	1.30	0.59	1174	14	1126	42	-4
30	14	32	0.44	0.07293	3.99	1.60194	3.99	0.15938	1.56	0.39	953	14	1012	79	6
31	153	173	0.88	0.10787	2.38	4.65846	2.46	0.31342	1.37	0.55	1758	21	1764	43	0
32	162	342	0.47	0.10255	2.25	4.18857	2.35	0.28643	1.34	0.57	1674	20	1671	41	0
33	43	87	0.49	0.07391	8.28	1.67904	8.29	0.16489	1.57	0.19	984	14	1039	159	6
34	118	328	0.36	0.07539	2.77	1.85343	2.82	0.17846	1.41	0.50	1058	14	1079	55	2
35	50	108	0.46	0.07305	3.61	1.65885	3.64	0.16484	1.48	0.41	984	14	1015	71	3
36	70	243	0.29	0.11257	2.40	5.11821	2.50	0.33009	1.37	0.55	1839	22	1841	43	0
37	66	229	0.29	0.07145	2.94	1.64227	3.46	0.16688	1.44	0.48	995	13	970	59	-3
38	136	474	0.29	0.07110	2.57	1.64637	2.66	0.16816	1.38	0.52	1002	13	960	52	-4
39	47	107	0.44	0.07527	3.16	1.77930	3.21	0.17168	1.48	0.46	1021	14	1076	62	5
40	143	184	0.78	0.07261	2.92	1.76504	2.98	0.17654	1.44	0.48	1048	14	1003	58	-4
41	17	35	0.49	0.07417	8.44	1.72629	8.45	0.16909	1.89	0.22	1007	18	1046	162	4
42	60	287	0.21	0.08252	2.81	2.56015	2.90	0.22543	1.45	0.50	1310	17	1258	54	-4
43	9	59	0.15	0.07365	5.58	1.67891	5.60	0.16566	1.65	0.30	988	15	1032	109	4
44	15	26	0.58	0.07337	6.50	1.70838	6.48	0.16923	1.91	0.30	1008	18	1024	126	2
45	17	39	0.44	0.07535	9.70	1.72033	9.72	0.16594	1.92	0.20	990	18	1078	183	9
46	16	15	1.07	0.13486	3.77	7.25607	3.83	0.39115	1.83	0.48	2128	33	2288	76	8
47	35	111	0.32	0.07549	3.43	1.76490	3.50	0.16997	1.54	0.44	1012	14	1082	67	7
48	73	70	1.04	0.07668	6.20	1.88705	6.24	0.17894	1.67	0.27	1061	16	1113	119	5
49	83	220	0.38	0.08536	2.92	2.60431	3.03	0.22186	1.47	0.48	1292	17	1324	56	2
50	55	68	0.81	0.07499	5.53	1.84694	5.58	0.17912	1.67	0.30	1062	16	1068	107	1
51	85	215	0.40	0.07963	3.33	2.21354	3.42	0.20227	1.55	0.45	1188	17	1188	64	0
52	13	32	0.41	0.07478	15.22	1.80235	15.24	0.17539	2.21	0.15	1042	21	1063	279	2
53	155	194	0.80	0.09460	3.45	3.37034	3.55	0.25931	1.60	0.45	1486	21	1520	64	3
54	37	31	1.19	0.11070	3.93	4.85993	4.00	0.31956	1.78	0.44	1788	28	1811	70	1
55	37	156	0.24	0.07383	5.11	1.68106	5.19	0.16576	1.60	0.31	989	15	1037	100	5
56	46	100	0.46	0.08302	3.48	2.21190	3.51	0.19326	1.69	0.48	1139	18	1270	66	12
57	64	186	0.34	0.07805	3.16	1.89707	3.22	0.17630	1.65	0.51	1047	16	1148	62	10
58	126	499	0.25	0.07967	2.87	2.16415	2.94	0.19705	1.59	0.54	1159	17	1189	56	3



Окончание таблицы 1 / End of Table 1

Номер Зерна Grain No.	Th, мг/г	U, мг/г	Th/U	Изотопные отношения / Isotope ratios						Rho	Возраст, млн лет / Age, Ma				D, %
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$, %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$, %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$, %		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	
59	75	202	0.37	0.07182	3.27	1.72415	3.32	0.17414	1.66	0.50	1035	16	981	65	-5
60	167	596	0.28	0.07015	2.92	1.45471	2.99	0.15043	1.59	0.53	903	14	933	59	3
61	147	581	0.25	0.06777	2.94	1.47810	3.00	0.15821	1.59	0.53	945	14	862	60	-9
62	36	72	0.50	0.07898	3.99	1.97797	3.99	0.18168	1.78	0.44	1076	18	1172	77	9
63	78	68	1.15	0.10468	3.35	4.63879	3.39	0.32147	1.72	0.51	1797	27	1709	60	-5
64	112	417	0.27	0.09180	2.88	3.42982	2.95	0.27105	1.59	0.54	1546	22	1463	54	-5
65	26	84	0.31	0.07256	4.23	1.56578	4.23	0.15654	1.78	0.42	938	16	1002	84	7
66	113	148	0.76	0.07801	3.63	1.88772	3.66	0.17558	1.69	0.46	1043	16	1147	70	10
67	138	378	0.37	0.09157	2.98	3.25625	3.05	0.25800	1.62	0.53	1480	21	1458	56	-1
68	56	207	0.27	0.07340	3.31	1.70974	3.36	0.16902	1.67	0.50	1007	16	1025	66	2
69	95	485	0.20	0.08654	3.07	2.80019	3.14	0.23477	1.64	0.52	1359	20	1350	58	-1
70	22	56	0.39	0.08640	4.07	2.70845	4.09	0.22747	1.82	0.45	1321	22	1347	77	2
71	84	134	0.63	0.09323	3.38	3.25954	3.43	0.25370	1.69	0.49	1458	22	1493	63	2
72	35	133	0.26	0.07526	4.93	1.69452	4.96	0.16338	1.75	0.35	976	16	1076	96	10
73	58	138	0.42	0.07973	4.13	2.13190	4.16	0.19404	1.74	0.42	1143	18	1190	79	4
74	112	368	0.30	0.09373	3.22	3.51396	3.29	0.27205	1.57	0.51	1551	23	1503	60	-3
75	93	115	0.81	0.09320	3.51	3.30582	3.56	0.25739	1.72	0.48	1476	23	1492	65	1
76	54	97	0.56	0.07288	4.46	1.73005	4.46	0.17229	1.86	0.42	1025	18	1011	88	-1
77	149	270	0.55	0.08642	3.36	2.78034	3.42	0.23351	1.70	0.50	1353	21	1348	63	0
78	59	112	0.53	0.07383	4.08	1.74887	4.11	0.17192	1.80	0.44	1023	17	1037	80	1
79	60	80	0.75	0.10472	3.74	4.44713	3.80	0.30823	1.79	0.47	1732	27	1709	67	-1
80	1972	4172	0.47	0.07472	3.20	1.65824	3.28	0.16108	1.66	0.51	963	15	1061	63	10
81	106	254	0.42	0.09139	3.45	3.20885	3.52	0.25486	1.72	0.49	1464	22	1455	64	-1
82	112	251	0.45	0.10906	3.41	4.74623	3.49	0.31588	1.72	0.49	1770	27	1784	61	1
83	230	471	0.49	0.18037	3.31	12.4041	3.39	0.49919	1.70	0.50	2610	36	2656	54	2
84	27	41	0.66	0.07423	8.97	1.63043	8.96	0.15944	2.20	0.25	954	20	1048	171	10
85	37	53	0.70	0.07744	5.42	1.79618	5.42	0.16837	2.02	0.37	1003	19	1133	104	13
86	106	276	0.38	0.07451	3.95	1.69747	4.00	0.16540	1.79	0.45	987	16	1055	78	7
87	346	392	0.88	0.09154	3.64	3.10870	3.72	0.24656	1.76	0.48	1421	22	1458	68	3
88	68	132	0.52	0.07498	4.64	1.77175	4.68	0.17155	1.87	0.40	1021	18	1068	90	5
89	565	1238	0.46	0.07172	3.71	1.68725	3.79	0.17082	1.77	0.47	1017	17	978	74	-4
90	43	78	0.55	0.09474	4.40	3.37166	4.45	0.25841	1.94	0.44	1482	26	1523	81	3
91	42	127	0.33	0.08029	4.31	2.23684	4.35	0.20228	1.89	0.43	1188	20	1204	82	1
92	38	81	0.47	0.17060	3.83	11.44905	3.91	0.48731	1.85	0.47	2559	39	2564	63	0
93	54	70	0.77	0.07493	5.34	1.69036	5.34	0.16381	2.04	0.38	978	18	1067	104	9
94	311	349	0.89	0.09684	3.98	3.43464	4.05	0.25754	1.85	0.46	1477	24	1564	73	6
95	55	248	0.22	0.09467	4.02	3.39087	4.10	0.26010	1.86	0.45	1490	25	1522	74	2
96	63	124	0.51	0.07790	4.57	2.01017	4.62	0.18742	1.96	0.42	1107	20	1144	88	3
97	9	51	0.18	0.08712	6.30	2.54223	6.26	0.21195	2.37	0.38	1239	27	1363	117	10
98	38	127	0.30	0.07943	4.68	2.22501	4.74	0.20346	1.99	0.42	1194	22	1183	90	-1
99	468	1639	0.29	0.06910	4.10	1.67180	4.19	0.17574	1.87	0.45	1044	18	902	82	-14
100	38	60	0.63	0.07558	5.76	1.82069	5.77	0.17496	2.17	0.38	1039	21	1084	111	4
101	75	152	0.49	0.11087	4.36	4.85705	4.45	0.31823	1.95	0.44	1781	30	1814	77	2
102	197	765	0.26	0.07156	4.30	1.68952	4.40	0.17151	1.92	0.44	1020	18	973	85	-5
103	237	349	0.68	0.08395	4.54	2.58068	4.61	0.22332	1.98	0.43	1299	23	1291	86	-1
104	68	90	0.76	0.11775	4.82	5.71575	4.88	0.35263	2.11	0.43	1947	35	1922	84	-1
105	120	314	0.38	0.07106	4.64	1.61012	4.73	0.16460	1.99	0.42	982	18	959	92	-2
106	35	87	0.40	0.07711	5.63	1.66894	5.67	0.15724	2.17	0.38	941	19	1124	108	19
107	102	251	0.41	0.10750	4.66	4.69478	4.76	0.31732	2.04	0.43	1777	32	1757	83	-1
108	187	188	0.99	0.05168	9.96	0.29853	9.96	0.04197	2.29	0.23	265	6	271	213	2
109	30	95	0.32	0.07636	5.75	1.74519	5.80	0.16608	2.18	0.38	990	20	1104	111	12
110	33	133	0.25	0.07393	5.25	1.75373	5.32	0.17236	2.13	0.40	1025	20	1040	121	1

Примечание: Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D — дискордантность: $D = 100 \times [\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$. Серым фоном выделены анализы, исключенные из рассмотрения.

Note: Rho — correlation coefficient between errors of isotope ratios $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D — discordancy: $D = 100 \times [\text{age} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{age} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$. Grey background — excluded analyzes



1200 млн лет с максимумом плотности вероятности (МПВ) 1018 млн лет, второстепенные МПВ — 1486 и 1731 млн лет (рис. 3, а).

Для сравнения, по аналитическим данным из приложения к статье [49] нами построены гистограмма и кривая плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастов 93 зерен детритовых цирконов из хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты, залегающей стратиграфически ниже хобеинской свиты. Возрасты зерен циркона лежат в пределах 867–1959 млн лет, с главным МПВ около 1066 млн и второстепенными — 1405 и 1520 млн лет (рис. 3, б).

Обсуждение результатов

Высокая устойчивость циркона к процессам выветривания и транспортировки, его способность выдерживать несколько циклов осадконакопления позволяет использовать циркон как геохронометр и не только предполагать с помощью его датирования вероятное время накопления осадочной толщи, но и выявлять спектр возрастов, характеризующих разрушавшиеся кристаллические комплексы, вносящие свой вклад в образование обломочных пород.

Распределение возрастов зерен детритового циркона из кварцитопесчаников хобеинской свиты свидетельствует, что в составе циркона резко преобладают (64 %) зерна из разрушавшихся ранне-среднерифейских кристаллических комплексов с возрастными 1032–1564 млн лет. Зерен циркона с позднерифейскими (862–1025 млн лет) и раннепротерозойскими (1671–2288 млн лет) возрастными заметно меньше — 20 и 14 % соответственно. Зерен с позднерифейскими возрастными в выборке всего два (2564 ± 63 и 2656 ± 54 млн лет), они составляют около 2 %. Средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона (№ 1, 60 и 61) составляет 927 ± 54 млн лет (95 %, СКВО = 0.78).

Статистическое распределение цирконовых возрастов в хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцах пуйвинской свиты [49] в целом похожее. Здесь также подавляющую часть (70 %) составляют зерна с раннерифейско-среднерифейскими возрастными, но соотношение зерен с позднерифейскими и раннепротерозойскими датировками другое, первых намного больше, чем вторых — 29 и 1 % соответственно. Зерна циркона с архейскими возрастными в исследованном образце отсутствуют. Минимальный возраст, рассчитанный по трем самым молодым зернам, составляет 883 ± 76 млн лет (95 %, СКВО = 0.035). Он сопоставим с минимальным цирконовым возрастом кварцитопесчаников хобеинской свиты и свидетельствует о том, что оба стратона сформировались не ранее начала позднего рифея.

Применение теста Колмогорова – Смирнова (KS-теста) к полученным спектрам возрастов показывает сходство распределений для хобеинской и пуйвинской свит. Величина KS-коэффициента составляет 0.28, превышая пороговое значение 0.05, отвечающее стандартному уровню значимости KS-теста, равному 95 %. Такое сходство возрастных наборов (рис. 4, а) свидетельствует о том, что обе свиты накапливались в едином осадочном бассейне, в который обломочный материал поступал из близких по возрастному спектру разрушав-

шихся породных комплексов питающих провинций.

Породные комплексы, служившие поставщиками зерен детритового циркона для хобеинской и пуйвинской свит, были не только близки по возрасту, но и имели похожий состав. В частности, для зерен детритового циркона различного возраста из рассматриваемых свит характерны очень похожие вариации Th/U (рис. 5). В большинстве зерен его величина находится в интервале 0.2–1.0. Преобладают зерна с Th/U 0.2–0.6, и меньшее количество имеют Th/U выше 0.6. Известно, что низкие Th/U-отношения свойственны цирконам метаморфического происхождения. Пороговым значением обычно считают 0.1 [например, 44, 50], хотя для циркона из некоторых высокометаморфизованных пород эта величина может превышать 10 [54]. Для магматического циркона наиболее обычны величины Th/U > 0.1, при этом циркон из магматических пород разного состава статистически различается. Так, по результатам обобщения [53], наиболее часто встречающиеся Th/U в гранитоидах составляют 0.4–0.5 при диапазоне 0.1–3.8, а в магматических породах основного и среднего состава — 0.7–0.8 при разбросе 0.02–6.8. Можно предположить, что источниками зерен детритового циркона в породах хобеинской и пуйвинской свит в основном были магматические породы преимущественно кислого и в меньшей степени основного и среднего состава.

Большое количество зерен циркона с рифейскими возрастными в терригенных породах хобеинской и пуйвинской свит позволяет предположить, что значительная часть обломочного материала поступала из источников, одновозрастных с магматическими и метаморфическими породами, известными в пределах фенноскандинавской части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Из трех коровых блоков палеоконтинента Протобалтика (раннедокембрийского остова ВЕП, окончательно сформировавшегося в период 1.8–1.7 млрд лет в результате коллизии Фенноскандии и Волго-Сарматии и образования Среднерусского орогена) — Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии — только в последней были представлены магматические комплексы, сформированные в конце раннего протерозоя (1.95–1.75 млрд лет) и связанные со свекофеннской орогенцией и аккреционными событиями, синхронными с формированием Среднерусского орогена [7, 8, 30, 39–41]. Зерна детритового циркона с такими возрастными составляют 8 % в кварцитопесчаниках хобеинской свиты и 1 % в сланцах пуйвинской свиты.

В фенноскандинавской части ВЕП широко развиты магматические комплексы, свидетельствующие о масштабных аккреционных и коллизионных событиях (1.73–1.42 млрд лет), внутриплитной магматической активности, сопровождавшейся формированием анортозит-мангерит-чарнокит-гранитных интрузий (1.67–1.44 млрд лет), базитов и бимодальных ассоциаций (1.4–1.2 млрд лет). Кроме этого региона, магматические комплексы с возрастными 1.29–1.39 млн лет известны в пределах ВЕП еще в Камско-Бельской магматической провинции, где их связывают с мантийным плюмом [16 и ссылки в этой работе] или с рифтогенезом на окраине Волго-Уралии [18]. Зерна детритового циркона с датировками 1.7–1.2 млрд лет составляют в породах хобеинской и пуйвинской свит 32 и 31 % соответственно.

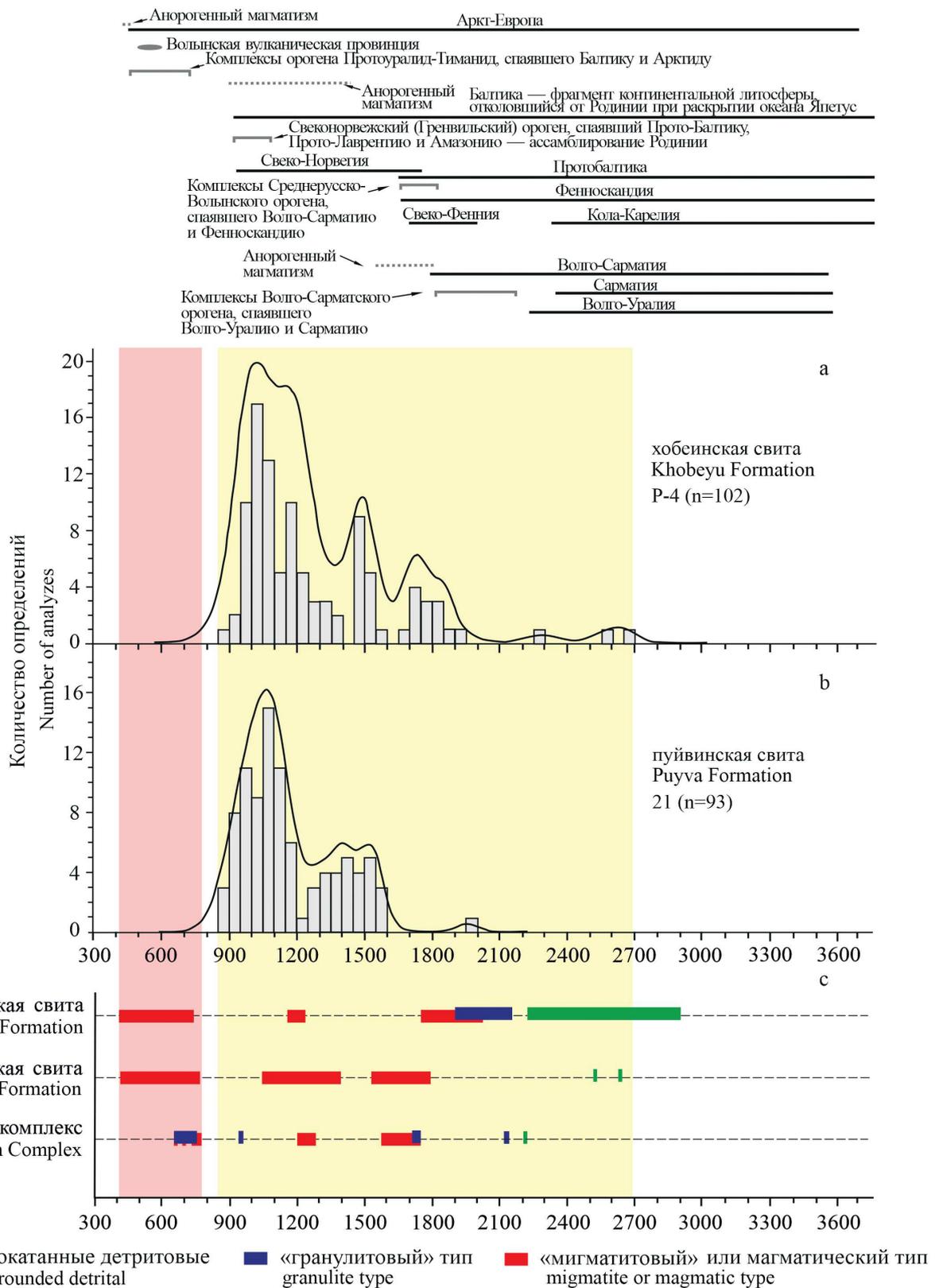


Рис. 3. Сводные графики (гистограммы и кривые плотности вероятности) распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастов зерен детритового циркона из кварцитопесчаников хобейнской свиты (а) и хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты (б). Для сравнения приведены возрасты циркона различных морфотипов шокуринской, маньхобеинской свит и няртинского метаморфического комплекса (с). Для (б) использованы данные [49], (с) — [22–24, 27, 29]. Над графиками отрезками отмечены временные диапазоны основных фаз тектогенеза и проявления магматической активности в пределах Балтики [13]

Fig. 3. Summary plots (histograms and probability density curves) of the distribution of $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ ages of detrital zircons from quartzite sandstone of the Khobeyu Formation (a) and chlorite-muscovite-albite-quartz schist of the Puuva Formation (b). For comparison, the ages of zircon of various morphological types from the rocks of the Shchokurya, Mankhobeyu Formations, and the Nyartin metamorphic complex are plotted (c). For (b), we used data from [49], (c) — [22–24, 27, 29]. Above the graphs, segments indicate the time ranges of the main phases of tectogenesis and magmatic activity within the Baltica [13]

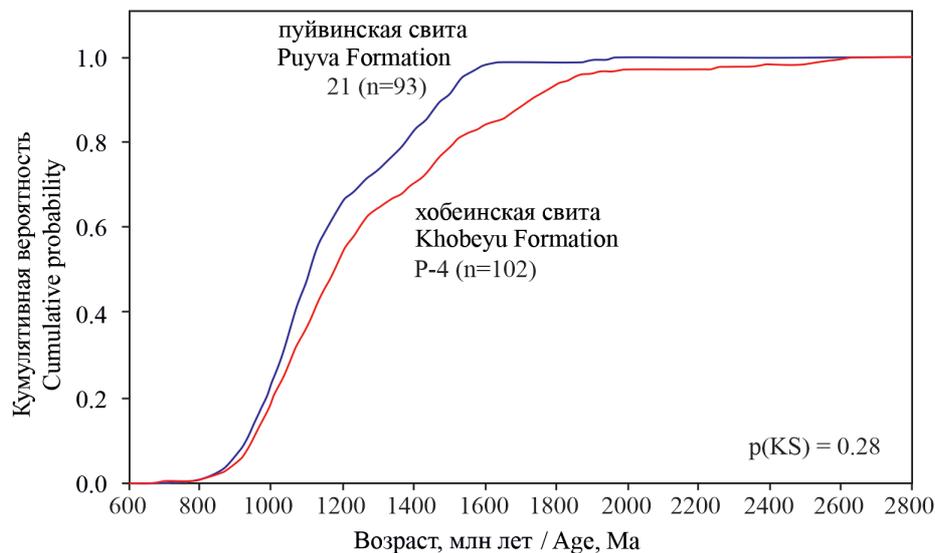


Рис. 4. Кумулятивные кривые вероятности для возраста зерен детритового циркона из кварцитопесчаников хобеинской свиты (обр. P-4) и хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты (обр. 21) [49]

Fig. 4. Cumulative probability plots for the ages of detrital zircons from quartzite sandstone of the Khobeyu Formation and chlorite-muscovite-albite-quartz schist of the Puyva Formation

В конце среднего — начале позднего рифея вдоль северо-западной части Протобалтики образовался Свеконорвежский (Гренвильский) коллизионный ороген, соединивший Протобалтику с Лаврентией и Амазонией [47]. Результатом этой коллизии и постколлизионного растяжения стали магматические комплексы с возрастными 1.2–0.9 млрд лет [39 и ссылки в этой работе]. Зерна циркона с такими возрастными наиболее многочисленны в рассматриваемых образцах хобеинской и пуйвинской свит, составляют 57 и 68 % соответственно.

Зерна циркона с датировками 2.0–2.1 млрд лет, типичными для кристаллических комплексов Волго-Сарматского блока [13, 39], в изученных кварцитопесчаниках хобеинской свиты не были обнаружены. Их нет и в образце из пуйвинской свиты [49]. Таким образом, зерна детритового циркона могли поступать в отложения хобеинской и пуйвинской свит только из кристаллических комплексов, имеющих такие же возрасты, как комплексы, известные сейчас в фенноскандинавской части ВЕП и области Среднерусского орогена. Главными источниками детритового циркона были породы с возрастными 1.2–0.9 млрд лет, которые могли приноситься с северо-запада, из области разрушавшегося Свеконорвежского (Гренвильского) орогена. Значительный вклад в петрофонд рассматриваемых свит внесли также раннерифейские–среднерифейские магматические породы фенноскандинавской части ВЕП. Присутствие заметного числа зерен детритового циркона с раннепротерозойскими датировками в хобеинских кварцитопесчаниках при практически полном их отсутствии в породах пуйвинской свиты (рис. 5) дает основание предположить, что ко времени формирования хобеинской свиты на уровень эрозионного среза были уже выведены более глубоко залегающие нижнепротерозойские кристаллические породы. При этом почти все раннепротерозойские зерна циркона из обр. P-4 имеют возрасты 1.7–1.8 млрд лет, характерные для коллизионных комплексов Среднерусского орогена.

Сопоставление цирконовых датировок из пород хобеинской и пуйвинской свит с опубликованными возрастными различными морфотипов циркона из более высокометаморфизованных свит ядерной части Няртинской купольной структуры показывает, что во всех свитах наблюдается перекрытие докембрийских возрастов и единственным значительным отличием является присутствие в метаморфитах няртинской, маньхобеинской и щокурьинской свит большого количества зерен с «молодыми» венд-раннепалеозойскими возрастными (рис. 3, с). Например, в составе проанализированных зерен циркона из биотит-мусковитовых кварцитов маньхобеинской свиты [23] присутствуют единичные окатанные (детритовые — по авторам) зерна циркона позднерифейского возраста и зерна циркона удлиненно-бипирамидально-призматического габитуса («мигматитового» — по мнению авторов [23]) с разбросом возрастов от 1797 до 421 млн лет, образующие три дискретные возрастные группы: 1797–1529, 1395–1046 и 768–421 млн лет. При этом 26 % «мигматитового» циркона имеет возрасты 550–500 млн лет. Появление этих трех групп «мигматитового» циркона связывается авторами с ультраметаморфизмом и еще с двумя повторными этапами «метаморфического и метасоматического преобразования пород» [23, с. 6]. Очень похожие результаты получены и по парагнейсам няртинского комплекса [27]. По нашему мнению, более вероятной кажется связь «молодых» датировок с региональным зональным метаморфизмом в венд-кембрийское время, достигавшим в ядре Няртинской купольной структуры уровня амфиболитовой фации и сопровождавшимся выплавлением коллизионных гранитоидов доуралид, а также с процессами подъема мантийного плюма и началом раннепалеозойского континентального рифтогенеза следующего, уральского, цикла Уилсона. В этом случае все более древние зерна циркона можно считать детритовыми, и тогда хорошо объясняется наличие в породах ядра Няртинской купольной структуры цирконовых зерен разного габитуса с разными датировками, сопо-

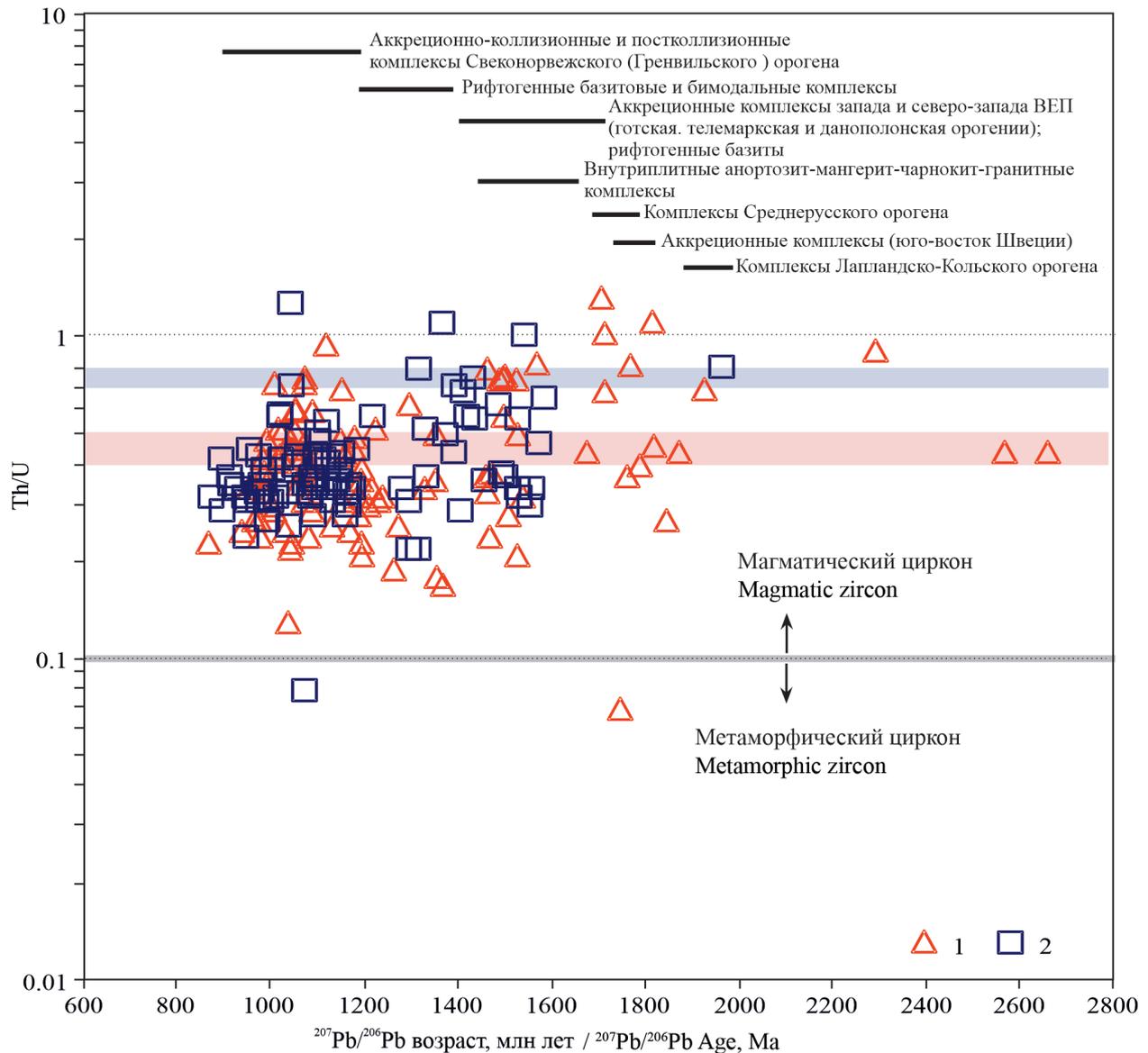


Рис. 5. Диаграмма Th/U — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст для зерен детритового циркона из пород хобеинской и пуйвинской свит: 1 — циркон из кварцитопесчаников хобеинской свиты, обр. P-4, 2 — циркон из хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты, обр. 21 [49]. В верхней части диаграммы отрезками показаны возрасты известных кристаллических комплексов северной и западной частей ВЕП [39] — возможных источников детритового циркона. Полосами обозначены уровни максимальной частоты встречаемости Th/U в гранитоидах (розовая полоса) и магматических породах основного и среднего состава (голубая полоса) [53]

Fig. 5. Th/U vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age diagram for detrital zircon grains from rocks of the Khobeyu and Puyva formations. 1 — zircon from quartzite sandstones of the Khobeyu Formation, sample P-4, 2 — zircon from the chlorite-muscovite-albite-quartz schists of the Puyva Formation [49]. In the upper part of the diagram, the bars show the ages of the crystalline complexes of the northern and western parts of the EEP [39], which are possible sources of detrital zircon grains. The stripes indicate the most frequent value of Th/U ratio in granitoids (pink stripe), and mafic and intermediate igneous rocks (blue stripe) according to [53]

ставимыми в целом по возрасту с цирконом из верхнерифейских свит.

Дополнительным аргументом в пользу нашей точки зрения является литологический состав метаморфических пород ядра Няргинской купольной структуры. В составе их протолитов главную роль играли терригенные породы, преобразованные в гнейсы и кристаллосланцы, с прослоями песчаников и известняков, превращенных в кварциты и мраморы. В подчиненных количествах присутствуют амфиболиты и амфиболовые сланцы, близкие по химическому составу к континентальным базальтоидам [10]. Представляется весьма вероятным, что зональный метаморфизм был

наложен на среднерифейскую(?)–верхнерифейскую мощную существенно терригенную толщу, сформированную в условиях пассивной окраины. Менее преобразованные породы сохранились в периферийных частях купольной структуры, где они представлены пуйвинской и хобеинской свитами. Отсутствие в последних зерен циркона с венд-раннепалеозойскими возрастными можно объяснить более низкой степенью регионального метаморфизма, не превышавшей уровня зеленосланцевой фации. Нельзя исключить и того, что в ядре Няргинской купольной структуры находится экзгумированный блок докембрийской континентальной коры, породы которого могли быть поставщи-



Возраст комплексов Свеконорвежского (Гренвилльского) орогена
Age of Svekonorwegian (Grenville) orogen complexes

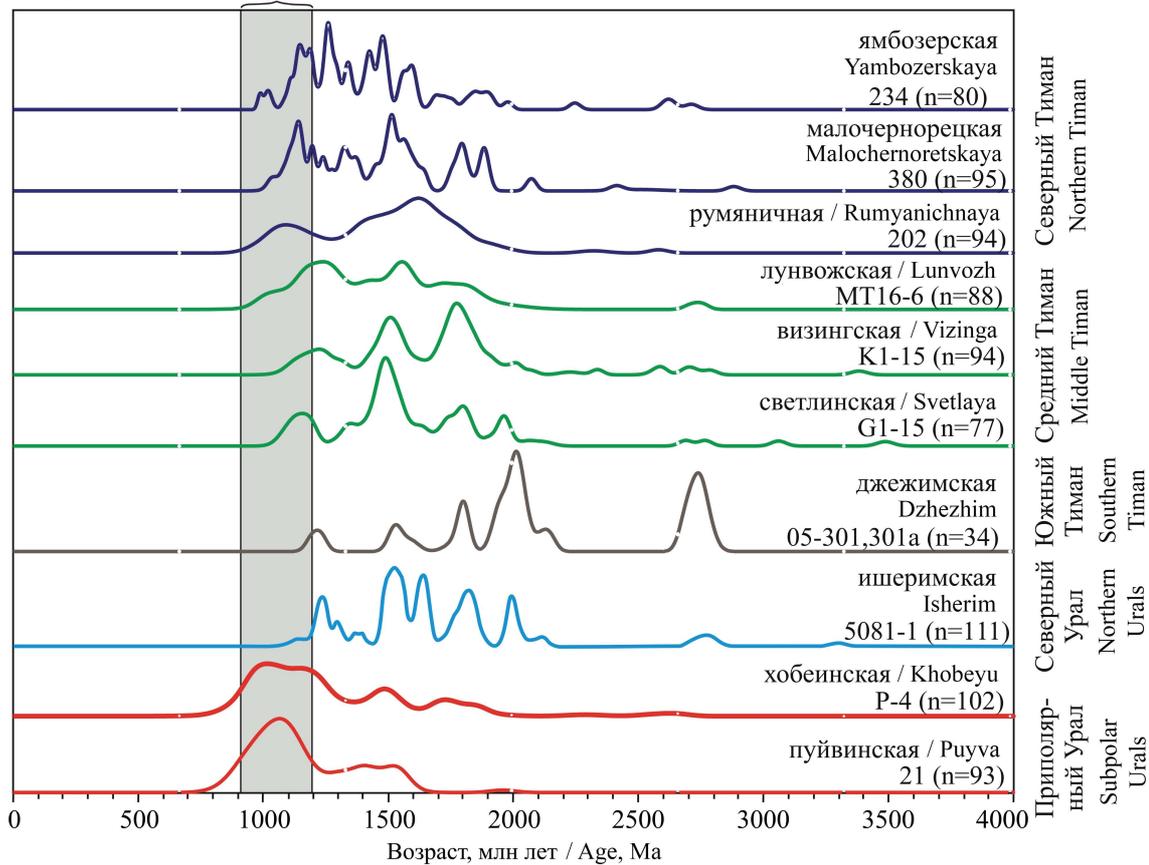


Рис. 6. Нормированные кривые плотности вероятности возраста зерен детритового циркона из кварцитопесчаников хобеинской свиты (обр. P-4) и хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты (обр. 21) [49]. Для сравнения нанесены данные по детритовым цирконам из средне(?)верхнерифейских терригенных пород Северного Урала — песчаников ишеримской свиты (обр. 5081-1) [17] и Тимана: кварцитопесчаников джежимской свиты (обр. 05-301) [46], кварцитопесчаников светлинской (обр. G1-15) и визингской (обр. K1-15) свит четласской серии [34], гравелитов лунвожской свиты вымской серии (обр. MT16-6) [31], алевропесчаников румяничной (обр. 202) [5] и малочернорецкой (обр. 380) [3] свит и песчаников ямбозерской свиты (обр. 234) [4] барминской серии

Fig. 6. Normalized probability density plots for the ages of detrital zircons from quartzite sandstone of the Khobeyu Formation and chlorite-muscovite-albite-quartz schist of the Puyva Formation. For comparison, there are plots for detrital zircons from the Middle (?)– Upper Riphean terrigenous rocks of the Northern Urals — sandstone of the Isherim Formation (sample 5081-1) [17] and Timan: quartzite sandstone of the Dzhezhim Formation (sample 05-301) [46], quartzite sandstone of the Svetlaya (sample G1-15) and Vizinga (sample K1-15) Formations of the Chetlas Group [34], gritstone of the Lunvozh Formation of the Vym Group (sample MT16-6) [31], silty sandstone of the Rumyanichnaya (sample 202) [5] and Malochernoretskaya (sample 380) [3] Formations and sandstones of the Yambozerskaya Formation (sample 234) [4] of the Barmin Group

ками циркона для обломочных толщ пуйвинской и хобеинской свит, формировавшихся в позднем рифее. Этому противоречит, однако, тот факт, что изограды зонального метаморфизма пересекают границы свит [10]. Обе рассмотренные гипотезы требуют дальнейшего обоснования.

Характер распределения возрастов циркона из пород хобеинской и пуйвинской свит в той или иной степени отличается от возрастных спектров циркона из близких по возрасту терригенных толщ Северного Урала и Тимана (рис. 6). Тест Колмогорова–Смирнова не показал значимого сходства возрастов циркона из хобеинской и пуйвинской свит ни с одним из сравниваемых возрастных наборов. При этом по распределению цирконовых датировок на песчаники хобеинской и пуйвинской свит наиболее похожи породы барминской серии Северного Тимана и, в несколько меньшей степени, четласской и вымской серий Среднего Тимана, а также ишеримской свиты Северного Урала. Общей

чертой всех сравниваемых стратонов, за исключением джежимской свиты, является преобладание или присутствие большого количества (45–78 %) зерен детритового циркона с ранне-среднерифейскими возрастными [17, 31], характерными для магматических комплексов фенноскандинавской части ВЕП. В песчаниках джежимской свиты такие зерна тоже есть, но их заметно меньше, около 15 % [46]. Очень важным является доминирование в породах хобеинской и пуйвинской свит и наличие в образцах всех других сравниваемых стратонов небольшого или заметного количества зерен детритового циркона с возрастными 0.9–1.2 млрд лет, источником которых могли быть магматические комплексы Свеконорвежского (Гренвилльского) орогена. В образцах из джежимской и ишеримской свит таких зерен около 3 %, в породах Среднего Тимана — 9–19 %, Северного Тимана — 20–24 %. В совокупности можно сделать вывод о том, что, с большой долей вероятности, провинции, поставившие об-



ломочный материал в верхнерифейские терригенные толщи севера Урала и Тимана, располагались в фенноскандинавской части ВЕП и области Среднерусского орогена. Различия в возрастных спектрах циркона из разных свит, скорее всего, обусловлены разной удаленностью мест осадконакопления от разрушавшихся магматических и метаморфических комплексов и разной глубиной эрозионного среза питающих провинций.

Выводы

Формирование хобеинской свиты происходило не ранее начала позднего рифея. Средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона составляет 927 ± 54 млн лет.

По характеру распределения U-Pb-возрастов зерен детритового циркона из кварцитопесчаников хобеинской свиты наиболее сопоставимы с зернами цирконов из метатерригенных пород пуйвинской свиты. Обе свиты накапливались в едином осадочном бассейне, в который обломочный материал поступал из близких по возрастному спектру разрушавшихся магматических комплексов, одновозрастных известным в настоящее время в пределах фенноскандинавской части Восточно-Европейской платформы и территории Среднерусского орогена.

Преобладание в хобеинской и пуйвинской свитах зерен детритового циркона с ранне-среднерифейскими возрастными сближает эти свиты с одновозрастными терригенными породами барминской серии Северного Тимана, четлаской и вымской сериями Среднего Тимана и ишеримской свитой Северного Тимана, для которых предполагаются те же источники обломочного материала. Присутствие в верхнерифейских обломочных породах севера Урала и Тимана зерен детритового циркона с возрастными 0.9–1.2 млрд лет свидетельствует о том, что на северо-восточной пассивной окраине Балтики в осадконакоплении участвовали продукты разрушения Свеконорвежского (Гренвильского) орогена.

Отсутствие зерен циркона венд-ранепалеозойского возраста в породах хобеинской и пуйвинской свит по сравнению с высокометаморфизованными породами ядерной части Няртинской купольной структуры (няртинской, маньхобеинской и щокурьинской свит) можно объяснить тем, что зональный метаморфизм, с которым связано образование этой купольной структуры, не достигал на ее периферии уровня амфиболитовой фации и не приводил к росту нового или перекристаллизации детритового циркона.

Литература

1. Андреев В. Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала / Коми НЦ УРО РАН. Сыктывкар, 1999. 48 с. (Научные доклады).
2. Андреев В. Л., Пыстина А. М., Пыстина Ю. И., Юдович Я. Э. Геохронологическая модель метаморфизма докембрия Приполярного Урала // Проблемы петрогенезиса и рудообразования: Тез. докл. научной конф. «Чтения А. Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГТ УРО РАН, 1998. С. 5–7.
3. Андреев В. Л., Соболева А. А., Герелс Дж. U-Pb-возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32–45.
4. Андреев В. Л., Соболева А. А., Хоуриган Дж. К. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из терригенных отложений верхней части докембрийского фундамента Северного Тимана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, вып. 1. С. 10–20.
5. Андреев В. Л., Соболева А. А., Хубанов В. Б., Соболев И. Д. U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород основания верхнедокембрийского разреза Северного Тимана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, вып. 2. С. 14–26.
6. Белякова Л. Т. Стратиграфическое расчленение доордовикских отложений Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1972. Сб. 7. С. 21–33.
7. Бибикина Е. В., Богданова С. В., Горбачев Р. М. и др. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 68–78.
8. Богданова С. В., Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И. и др. Проект EUROBRIDGE: палеопротерозойская аккреция и коллизия коры в Фенноскандии и Сарматии. Геология и геофизические образы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE: Очерки по региональной геологии России / Ред. Н. И. Павленкова. М.: РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ, 2006. С. 221–290.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 — Воркута. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 252 с.
11. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., Герцева М. В., Андреев В. Л., Дорохов Н. С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиды, тиманиды и доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
12. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., Герцева М. В., Андреев В. Л., Дорохов Н. С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.
13. Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В., Шаццлло А. В. и др. Первые U-Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 4. С. 427–432.
14. Львов К. А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала // Сборник статей по геологии Арктики. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 51–73. (Тр. НИИГА. Т. 105. Вып. 11).
15. Малашевский В. Н. Стратиграфия доордовикских метаморфических образований Приполярного Урала: Материалы по стратиграфии и тектонике Урала // Тр. ВСЕГЕИ. Л., 1967. Т. 144. С. 5–35.



16. Носова А. А., Сазонова Л. В., Каргин А. В., Ларионова Ю. О., Горожанин В. М., Ковалев С. Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 4. С. 392–428.
17. Петров Г. А. Докембрийские комплексы Ишеримского антиклинория (Северный Урал): стратиграфия, магматизм, метаморфизм, металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2020. 176 с.
18. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
19. Пучков В. Н., Карстен Л. А., Шмелев В. Р. Важнейшие черты геологического строения восточного склона Урала // *Геология и палеонтология Урала*. Информ. матер. Свердловск, 1986. С. 75–88.
20. Пыстин А. М. Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала / Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 1991. 20 с. (Научные доклады).
21. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
22. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // *Литосфера*. 2008. № 6. С. 25–38.
23. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Геологическая позиция и возраст маньхобейнской свиты [RF₁?] на Приполярном Урале // *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*. 2018а. № 9. С. 3–9.
24. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Геологическая позиция и возраст щокурьинской свиты на Приполярном Урале // *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*. 2018б. № 10. С. 3–9.
25. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2019. № 2. С. 34–52. DOI: <http://dx.doi.org/10.17076/geo904>.
26. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Хубанов В. Б. Первые результаты U–Pb-датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // *Доклады академии наук*. 2019. Т. 488. № 2. С. 172–175. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524882172-175>.
27. Пыстина Ю. И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.
28. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
29. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М., Хубанов В. Б. Нижний докембрий в структуре палеозойда на Приполярном Урале // *ДАН*. 2019. Т. 486. № 5. С. 572–576.
30. Самсонов А. В., Бибикина Е. В., Петрова А. Ю., Герасимов В. Ю. Тектонические этапы формирования Среднерусского складчатого пояса, центральная часть кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы: геохимия, геохронология и петротектоника // *Тектоника земной коры и мантии: Тез. докл. XXXVIII Тектонического совещ.* М.: Моск. ун-т, 2005. Т. 2. С. 169–171.
31. Соболева А. А., Андреев В. Л., Бурцев И. Н., Никулова Н. Ю., Хубанов В. Б., Соболев И. Д. Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана (U–Pb-возраст и источники сноса) // *Бюлл. МОИП*. 2019. Т. 94. Вып. 1. С. 3–16.
32. *Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой)*. Екатеринбург: АООТ Уральская геолого-съемочная экспедиция, 1993. 199 с.
33. Тимонина П. Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 100 с.
34. Удортатина О. В., Бурцев И. Н., Никулова Н. Ю., Хубанов В. Б. Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии Среднего Тимана на основании U–Pb-датирования детритных цирконов // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2017. Т. 92, вып. 5. С. 15–32.
35. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 105 с.
36. Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1948. № 5. С. 121–134.
37. Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала // *Проблемы региональной тектоники СССР*. М., 1963. С. 35–63. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 92).
38. Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ3–MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP-данными // *Геол. и геофиз.* 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
39. Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Res.* 2008. Vol. 160. P. 23–45.
40. Claesson S., Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbatshev R. Isotopic evidence of Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 1–18.
41. Cocks L. R. M., Torsvik T. H. Baltica from the late Precambrian to mid Palaeozoic: the gain and loss of a terranes' identity // *Earth Sci. Rev.* 2005. Vol. 72. P. 39–66.
42. Frei D., Gerdes A. Accurate and precise in-situ zircon U–Pb age dating with high spatial resolution and high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS // *Chemical Geology*. 2009. V. 261 (3). P. 261–270.
43. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Ed. P. J. Sylvester. *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues* // Mineral. Assoc. Canada. Short Course. 2008. Vol. 40. P. 308–311.
44. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. V. 53. № 1. P. 27–62. DOI: 10.2113/0530027 <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:28540>.
45. Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 211. P. 47–69.
46. Kuznetsov N. B., Natapov L. M., Belousova E. A., O'Reilly S. Y., Griffin W. L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // *Gondwana Research*. 2010. V. 17. Issues 2–3. P. 583–601. DOI:10.1016/j.gr.2009.08.005.
47. Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*. 2008. V. 160 (1–2). P. 179–210. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.04.021.
48. Ludwig K. R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ.* 2012. N 5. 75 p.



49. Pystin A. M., Pystina Yu. I., Ulyasheva N. S., Grakova O. V. U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age, *International Geology Review*, 2020. V. 62. Issue 17. P. 2189–2202. DOI: 10.1080/00206814.2019.1689533.

50. Rubatto D. Zircon: The metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2017. V. 83. P. 261–295.

51. Sláma J., Košler J., Condon D. J. et al. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. P. 1–35.

52. Van Acherbergh E., Ryan C. G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences — Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS / Ed. P.J. Sylvester. Short course // *St. John's Mineral. Assoc. Canada*. 2001. Vol. 29. P. 239–243.

53. Wang X., Griffin W. L., Chen J., Huang P., Li X. U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: improved zircon-melt distribution coefficients. *Acta Geologica Sinica*. 2011. V. 85. Issue 1. P. 164–174 <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2011.00387.x>.

54. Wanless V. D., Perfit M. R., Ridley W. I., Wallace P. J., Grimes C. B., Klein E.M. Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers. *Chemical Geology*. 2011. V. 287 (1–2). P. 54–65. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.05.017>.

55. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter*. 1995. N 19. P. 1–23.

References

1. Andreichev V. L. *Izotopnaya geohronologiya douralid Pripolyarnogo Urala* (Isotope geochronology of the pre-Uralides of the Subpolar Urals). *Nauchnye doklady* (Scientific reports). Syktyvkar: Komi SC UB RAS, 1999, 48 p.

2. Andreichev V. L., Pystin A. M., Pystina Yu. I., Yudovich Ya. E. *Geohronologicheskaya model' metamorfizma dokembriya Pripolyarnogo Urala* (Geochronological model of Precambrian metamorphism in the Subpolar Urals). *Problemy petrogenezisa i rudoobrazovaniya* (Chteniya A. N. Zavarickogo). (Problems of petrogenesis and ore formation (Readings in memory of A. N. Zavaritsky). Proceedings of conference. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 1998, pp. 5–7.

3. Andreichev V. L., Soboleva A. A., Gerels G. U-Pb dating and provenance of detrital zircons from the Upper Precambrian deposits of North Timan. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 2014, V. 22, pp. 147–159.

4. Andreichev V. L., Soboleva A. A., Hourigan J. K. *Rezultaty U-Pb (LA-ICP-MS) datirovaniya detritovykh cirkonov iz terrigennykh otlozhenij verhnjej chasti dokembrijskogo fundamenta Severnogo Timana* (Results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from terrigenous sediments of the upper part of the Precambrian basement of the Northern Timan). *Bulletin MOIP, Geology section*, 2017, V. 92, No. 1, pp. 10–20.

5. Andreichev V. L., Soboleva A. A., Khubanov V. B., Sobolev I.D. *U-Pb (LA-ICP-MS) vozrast detritovykh tzirkonov iz metaosadochnykh porod osnovaniya verhnedokembrijskogo razreza Severnogo Timana* (U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from metasedimentary rocks of the Upper Precambrian basement of the Northern Timan). *Bulletin MOIP, Geology section*, 2018, V. 93, No. 2, pp. 14–26.

6. Belyakova L. T. *Stratigraficheskoe raschlenenie doordovikskih otlozhenij Lyapinskogo antiklinoriya (Pripolyarnyj*

Ural) (Stratigraphic subdivision of pre-Ordovician deposits of the Lyapinsky anticlinorium (Subpolar Urals)). *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym severo-vostoka evropejskoj chasti SSSR* (Materials on geology and minerals of the north-east of the European part of the USSR), V. 7, Syktyvkar: Komikniga, 1972, pp. 21–33.

7. Bibikova, E. V., Bogdanova, S. V., Gorbachev, R. M., et al. *Izotopnyj vozrast, priroda i struktura dokembrijskoj kory v Belarusi* (Isotopic age, nature, and structure of the Precambrian crust of Belarus). *Stratigraphy. Geological Correlation*, 1995, V. 3, No. 6, pp. 68–78.

8. Bogdanova, S. V., Garetskii, R. G., Karataev, G. I., et al. *Proekt EUROBRIDGE: paleoproterozojskaya akkreziya i kolliziya kory v Fennoskandii i Sarmatii. Geologiya i geofizicheskie obrazy* (EUROBRIDGE: Paleoproterozoic accretion and collision of the crust in Fennoscandia and Sarmatia. Geology and geophysical patterns), in *Stroenie i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy. Rezultaty issledovaniya po programme EUROPROBE. Ocherki po regional'noi geologii Rossii* (Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe. Results of Studies under the EUROPROBE Programme. Essays for Regional Geology of Russia), Pavlenkov, N. I., Ed., Moscow: Rosnedra, RAS, GEOKART, 2006, pp. 221–290.

9. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Ural'skaya. List Q-41 — Vorkuta. Obyasnitel'naya zapiska* (State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (third generation). Ural series. Sheet Q-41 — Vorkuta. Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI, 2007, 541 p.

10. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 200 000. Seriya Severo-Ural'skaya. List Q-41-XXV. Obyasnitel'naya zapiska* (State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200,000. Severo-Uralskaya series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory note). Moscow: VSEGEI, 2013, 252 p.

11. Kuznetsov N. B., Soboleva A. A., Udoratina O. V., Gertseva M. V., Andreichev V. L., Dorokhov N. S. *Doural'skaya tektonicheskaya evolyuciya severo-vostochnogo i vostochnogo obramleniya Vostochno-Evropejskoj platformy. Stat'ya 1. Protouralidy, Timanidy i Doordovikskie granitoidnye vulkano-plutonicheskie asociacii severa Urala i Timano-Pechorskogo regiona* (Pre-Ural tectonic evolution of the northeastern and eastern framing of the East European platform. Article 1. Protouralides, Timanides and Pre-Ordovician granitoid volcano-plutonic associations of the northern part of the Urals and Timan-Pechora region). *Lithosphere*, 2006, No. 4, pp. 3–22.

12. Kuznetsov N. B., Soboleva A. A., Udoratina O. V., Gertseva M. V., Andreichev V. L., Dorokhov N. S. *Doural'skaya tektonicheskaya evolyuciya severo-vostochnogo i vostochnogo obramleniya Vostochno-Evropejskoj platformy. Stat'ya 2. Pozdnedokembrijsko-kembrijskaya kolliziya Baltiki i Arktidy* (Pre-Ural tectonic evolution of the northeastern and eastern framing of the East European platform. Article 2. Late Precambrian-Cambrian collision of the Baltic and Arctida). *Lithosphere*, 2007, No. 1, pp. 32–45.

13. Kuznetsov N. B., Romanyuk T. V., Shatsillo A. V. et al. First U-Pb age of detrital zircons from sandstones of the Upper Emsian Takaty Formation of the Western Urals with regard to the problem of primary sources of the Uralian diamond placers. *Doklady Earth Sciences*, 2014, V. 455, Issue 2, pp. 370–375. DOI:10.1134/S1028334X14040084

14. L'vov K. A. *Stratigrafiya proterozoya i nizhnego paleozoya Pripolyarnogo i Polyarnogo Urala* (Stratigraphy of the Proterozoic and Lower Paleozoic of the Subpolar and Polar



Urals. *Sbornik statej po geologii Arktiki* (Collection of articles on the geology of the Arctic). L.: Gostoptekhizdat, Proceedings of NIIGA, 1959, V. 105, 11, pp. 51–73.

15. Malashevskij V. N. *Stratigrafiya doordovikskih metamorficheskikh obrazovaniy Pripolyarnogo Urala* (Stratigraphy of pre-Ordovician metamorphic formations of the Subpolar Urals). *Materialy po stratigrafii i tektonike Urala* (Materials on the stratigraphy and tectonics of the Urals). Proceedings of VSEGEI, Leningrad, 1967, V. 144, pp. 5–35.

16. Nosova A. A., Sazonova L. V., Kargin A. V., Larionova Yu. O., Gorozhanin V. M., Kovalev S. G. Mesoproterozoic within plate igneous province of the Western Urals: main petrogenetic rock types and their origin. *Petrology*, 2012, V. 20, No. 4, pp. 356–390.

17. Petrov G. A. *Dokembrijskie komplekxy Isherimskogo antiklinoriya (Severnyj Ural): stratigrafiya, magmatizm, metamorfizm, metallogeniya* (Precambrian complexes of the Isherim anticlinorium (Northern Urals): stratigraphy, magmatism, metamorphism, metallogeny). Ekaterinburg: UB RAS, 2020, 176 p.

18. Puchkov V. N. *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* (Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)). Ufa: DesignPoligraphService, 2010, 280 p.

19. Puchkov V. N., Karsten L. A., Shmelev V. R. *Vazhnejshie cherty geologicheskogo stroeniya vostochnogo sklona Urala* (The most important features of the geological structure of the eastern slope of the Urals). *Geologiya i paleontologiya Urala* (Geology and Paleontology of the Urals). Inform. materials of the Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Scientific Center of the USSR Academy of Sciences. Sverdlovsk, 1986, pp. 75–88.

20. Pystin A. M. *Karta metamorfizma Pripolyarnogo i yuzhnoj chasti Polyarnogo Urala* (Map of metamorphism of the Subpolar and southern parts of the Polar Urals). *Nauchnye doklady* (Scientific reports). Syktyvkar: Komi SC UB RAS, 1991, 20 p.

21. Pystin A. M. *Polimetamorficheskie komplekxy zapadnogo sklona Urala* (Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals). St. Petersburg: Nauka, 1994, 208 p.

22. Pystin A. M., Pystina Yu. I. *Metamorfizm i granitooobrazovanie v proterozojsko-rannepaleozojskoj istorii formirovaniya Pripolyarnoural'skogo segmenta zemnoj kory* (Metamorphism and granite formation in the Proterozoic-Early Paleozoic history of the Subpolar Urals' segment of the Earth's crust). *Litosfera*, 2008, No. 6, pp. 25–38.

23. Pystin A. M., Pystina YU. I. *Geologicheskaya pozitsiya i vozrast man'hobeinskoj svity [RF1?] na Pripolyarnom Urale* (Geological position and age of the Man'hobeyu suite (RF₁?) in the Subpolar Urals). *Vestnik of the Institute of Geology Komi SC UB RAS*, 2018a, No. 9, pp. 3–9.

24. Pystin A. M., Pystina Yu. I. *Geologicheskaya pozitsiya i vozrast shchokur'inskoj svity na Pripolyarnom Urale* (Geological position and age of the Shchokurya suite on the Subpolar Urals). *Vestnik of the Institute of Geology Komi SC UB RAS*, 2018b, No. 10, pp. 3–9.

25. Pystin A. M., Pystina Yu. I. *Dokembrij Pripolyarnogo Urala: hronostratigraficheskiy aspekt* (The Precambrian in the Sub-Polar Urals: the chronostratigraphic aspect). *Transactions of Karelian SC RAS*, 2019, No. 2, pp. 34–52. DOI: <http://dx.doi.org/10.17076/geo904>.

26. Pystin A. M., Pystina YU. I., Khubanov V. B. First Results of U–Pb Dating of Detrital Zircons from the Upper Precambrian Basal Deposits of the Subpolar Urals. *Doklady Earth Sciences*, 2019, V. 488, pp. 1031–1034. DOI: 10.31857/S0869-56524882172-175.

27. Pystina Yu. I. *Mineralogicheskaya stratigrafiya metamorficheskikh obrazovaniy Pripolyarnogo Urala* (Mineralogical stratigraphy of metamorphic formations of the Subpolar Urals). Ekaterinburg: UB RAS, 1997, 124 p.

28. Pystina Yu. I., Pystin A. M. *Cirkonovaya letopis' ural'skogo dokembriya* (Zircon chronicle of the Ural Precambrian). Ekaterinburg: UB RAS, 2002, 168 p.

29. Pystina Yu. I., Pystin A. M., Khubanov V. B. The Lower Precambrian in the structure of Paleozooids of the Subpolar Urals. *Doklady Earth Sciences*, 2019, V. 486, pp. 609–612.

30. Samsonov A. V., Bibikova E. V., Petrova A. Yu., Gerasimov V. Yu. *Tektonicheskie etapy formirovaniya Srednerusskogo skladchatogo poyasa, central'naya chast' kristallicheskogo fundamenta Vostochno-Evropejskoj platformy: geohimiya, geohronologiya i petrotektonika* (Tectonic stages of the formation of the Central Russian fold belt, the central part of the crystalline basement of the East European Platform: geochemistry, geochronology and petrotectonics). *Tektonika zemnoj kory i mantii* (Tectonics of the Earth's Crust and Mantle). Abstracts of XXXVII Tectonic meeting, Moscow: MSU, 2005, V. 2, pp. 169–171.

31. Soboleva A. A., Andreichev V. L., Burtsev I. N., Nikulova N. Yu., Khubanov V. B., Sobolev I. D. *Detritovye cirkony iz verhnedokembrijskih porod vymskoj serii Srednego Timana (U-Pb vozrast i istochniki snosa)* (Detrital zircons from the Upper Precambrian rocks of the Vym Group of the Middle Timan (U–Pb age and provenance). *Bulletin MOIP*, 2019, Geological Section, V.94, No. 1, pp. 3–16.

32. *Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembrij, paleozoj)* (Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)). Ekaterinburg: Ural'skaya geologo-sjemochnaya ekspeditsiya, 1993, 199 p.

33. Timonina R. G. *Petrologiya metamorficheskikh porod Pripolyarnogo Urala* (Petrology of metamorphic rocks of the Subpolar Urals). Leningrad: Nauka, 1980, 100 p.

34. Udoratina O. V., Burtsev I. N., Nikulova N. Yu., Khubanov V. B. *Vozrast metapeschanikov verhnedokembrijskoj chetlaskoj serii Srednego Timana na osnovanii U-Pb datirovaniya detritnyh cirkonov* (Age of Upper Precambrian metasandstones of Chetlas Group of Middle Timan on U–Pb dating of detrital zircons). *Bulletin MOIP, Geological section*, 2017, V. 92, No. 5, pp. 15–32.

35. Fishman M. V., Goldin B. A. *Granitoidy central'noj chasti Pripolyarnogo Urala* (Granitoids of the central part of the Subpolar Urals). Moscow: AS USSR, 1963, 105 p.

36. Kheraskov N. P. *Principy sostavljeni tektonicheskikh kart skladchatykh oblastey Yuzhnogo Urala* (Principles of compiling tectonic maps of folded regions of the Southern Urals). *Izvestia of the USSR Academy of Sciences, Geological section*, 1948, No. 5, pp. 121–134.

37. Kheraskov N. P., Perfil'ev A. S. *Osnovnye osobennosti geosinklinal'nyh struktur Urala* (The main features of the geosynclinal structures of the Urals). *Problemy regional'noj tektoniki SSSR* (Problems of regional tectonics of the USSR). Moscow, 1963, pp. 35–63. (Transactions of GIN AS USSR, Issue 92).

38. Khubanov V. B., Buyantuev M. D., Tsygankov A. A. U–Pb dating of zircons from PZ3 – MZ igneous complexes of Transbaikalia by sector-field mass spectrometry with laser sampling: technique and comparison with SHRIMP. *Russian Geology and Geophysics*, 2016, V. 57, No. 1, pp. 190–205. DOI: 10.1016/j.rgg.2016.01.013.

39. Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Res.*, 2008, V. 160, pp. 23–45.



40. Claesson S., Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbatshev R. Isotopic evidence of Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. *Tectonophysics*, 2001, V. 339, pp. 1–18.
41. Cocks L. R. M., Torsvik T. H. Baltica from the late Precambrian to mid Palaeozoic: the gain and loss of a terranes's identity. *Earth Sci. Rev.*, 2005, V. 72, pp. 39–66.
42. Frei D., Gerdes A. Accurate and precise in-situ zircon U-Pb age dating with high spatial resolution and high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 2009, V. 261, No. 3, pp. 261–270.
43. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Ed. P.J. Sylvester. *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues*. Mineral. Assoc. Canada, Short Course, 2008, V. 40, pp. 308–311.
44. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, V. 53, № 1, pp. 27–62. DOI: 10.2113/0530027 <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:28540>.
45. Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasmamass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, 2004, V. 211, pp. 47–69.
46. Kuznetsov N. B., Natapov L. M., Belousova E. A., O'Reilly S. Y., Griffin W. L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models. *Gondwana Research*, 2010, V. 17, Issues 2–3, pp. 583–601. DOI:10.1016/j.gr.2009.08.005.
47. Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 2008, V. 160 (1–2), pp. 179–210. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.04.021.
48. Ludwig K. R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ., 2012, No. 5, 75 p.
49. Pystin A. M., Pystina Yu. I., Ulyasheva N. S., Grakova O. V. U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *International Geology Review*, 2020, V. 62, Issue 17, pp. 2189–2202. DOI: 10.1080/00206814.2019.1689533.
50. Rubatto D. Zircon: The metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2017, V. 83, pp. 261–295.
51. Sláma J., Košler J., Condon D. J. et al. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, 2008, V. 249, pp. 1–35.
52. Van Achterbergh E., Ryan C. G., Jackson S. E., Griffin W. L. LA-ICP-MS in the Earth sciences — Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. Ed. P.J. Sylvester. *Short course*. St. John's Mineral. Assoc. Canada, 2001, V. 29, pp. 239–243.
53. Wang X., Griffin W. L., Chen J., Huang P., Li X. U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: improved zircon-melt distribution coefficients. *Acta Geologica Sinica*, 2011, V. 85, Issue 1, pp. 164–174 <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2011.00387.x>.
54. Wanless V. D., Perfit M. R., Ridley W. I., Wallace P. J., Grimes C. B., Klein E.M. Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers. *Chemical Geology*, 2011, V. 287 (1–2), pp. 54–65. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.05.017>.
55. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 1995, No. 19, pp. 1–23.

Поступила в редакцию / Received 15.10.2021