



## U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY FROM THE GREATER CAUCASUS PALEOZOIC COMPLEXES: NEW DATA AND TECTONIC IMPLICATIONS

V.A. Kamzolkin <sup>1</sup>✉, A.V. Latyshev <sup>1,2</sup>, V.B. Khubanov <sup>1</sup>, A.V. Chistyakova <sup>1</sup>, M.Yu. Shur <sup>1,2</sup>,  
R.V. Veselovskiy <sup>1,2</sup>, I.A. Nesterova <sup>1</sup>, Yu.P. Vidyapin <sup>1</sup>

<sup>1</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia

**ABSTRACT.** New data have been obtained on the U-Pb LA-ICP-MS age of detrital zircons from the Middle-Late Carboniferous and Early-Middle Permian molasses of the Greater Caucasus. The accumulation of molasses in the Carboniferous was associated with multiple-age clastic removal. The Permian was dominated by the source areas of detrital zircons with the narrow age range. According to the results obtained, the Kinyrchad formation dates back to the Ufimian (Early Permian). An ancient population of detrital zircons in the Early-Middle Silurian Ullu-Lakhran formation indicates the presence of blocks of ancient continental crust or products of erosion of the blocks within the feeding province. Analysis of the obtained isotopic data on the ages of zircons from the Bechasyn metamorphic complex and detrital zircons from the molasses of the Peredovoy Range zone and the Bechasyn zone testifies in favor of the peri-Gondwanan origin of the complexes making up the metamorphic basement of these zones and their formation on the Gondwana margin at the end of the Late Riphean – Vendian. U-Pb dating of zircons from the Albian-aged ( $102 \pm 1$  Ma,  $\pm 1\sigma$ ) andesibasalts of the Daut River valley raises the question of the probability of manifestation of the Cretaceous magmatic activity in the Greater Caucasus.

**KEYWORDS:** U-Pb dating; LA-ICP-MS method; detrital zircon; geochronology; Gondwana; Cretaceous volcanic activity; Bechasyn metamorphic complex; Greater Caucasus

**FUNDING:** The study was carried out on the state assignment of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS.



EDN: YQIECG

### RESEARCH ARTICLE

**Correspondence:** Vladimir A. Kamzolkin, [kamzolkin@ifz.ru](mailto:kamzolkin@ifz.ru)

Received: October 15, 2025

Revised: December 9, 2025

Accepted: December 12, 2025

**FOR CITATION:** Kamzolkin V.A., Latyshev A.V., Khubanov V.B., Chistyakova A.V., Shur M.Yu., Veselovskiy R.V., Nesterova I.A., Vidyapin Yu.P., 2026. U-Pb Zircon Geochronology from the Greater Caucasus Paleozoic Complexes: New Data and Tectonic Implications. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (1), 0870. doi:10.5800/GT-2026-17-1-0870

**Supplementary files:** [Kamzolkin\\_et\\_al\\_2026\\_Suppl-1.xlsx](#)

## U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЦИРКОНА ИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА: НОВЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ТЕКТНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В.А. Камзолкин<sup>1</sup>, А.В. Латышев<sup>1,2</sup>, В.Б. Хубанов<sup>1</sup>, А.В. Чистякова<sup>1</sup>, М.Ю. Шур<sup>1,2</sup>,  
Р.В. Веселовский<sup>1,2</sup>, И.А. Нестерова<sup>1</sup>, Ю.П. Видяпин<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Получены новые данные о U-Pb LA-ICP-MS возрасте обломочного циркона средне- и позднекаменноугольных и ранне- и среднепермских моласс Большого Кавказа. В каменноугольное время их накопление происходило в условиях сноса обломочного материала, характеризующегося широким спектром возрастов. В перми преобладали источники сноса с узким диапазоном возрастов обломочного циркона. Согласно полученным результатам, образование киньрчадской свиты происходило в уфимское время (ранняя пермь). Древняя популяция обломочного циркона в ниже- и среднесилурийской уллулахранской свите свидетельствует о наличии в пределах питающей провинции блоков древней континентальной коры либо продуктов их размыва. Анализ полученных оценок изотопного возраста циркона из бечасынского метаморфического комплекса и обломочного циркона моласс зоны Передового хребта и Бечасынской зоны свидетельствует в пользу перигондванского происхождения комплексов, слагающих метаморфический фундамент этих зон и их формирования на окраине Гондваны в конце позднего рифея – венде. Альбский U-Pb возраст ( $102 \pm 1$  млн лет,  $\pm 1\sigma$ ), полученный по циркону из андезибазальтов долины р. Даут, ставит вопрос о возможности проявления мелового магматизма на Большом Кавказе.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** U-Pb датирование; метод LA-ICP-MS; обломочный циркон; геохронология; Гондвана; меловой вулканизм; бечасынский метаморфический комплекс; Большой Кавказ

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Исследование проведено в рамках госзадания ИФЗ РАН.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

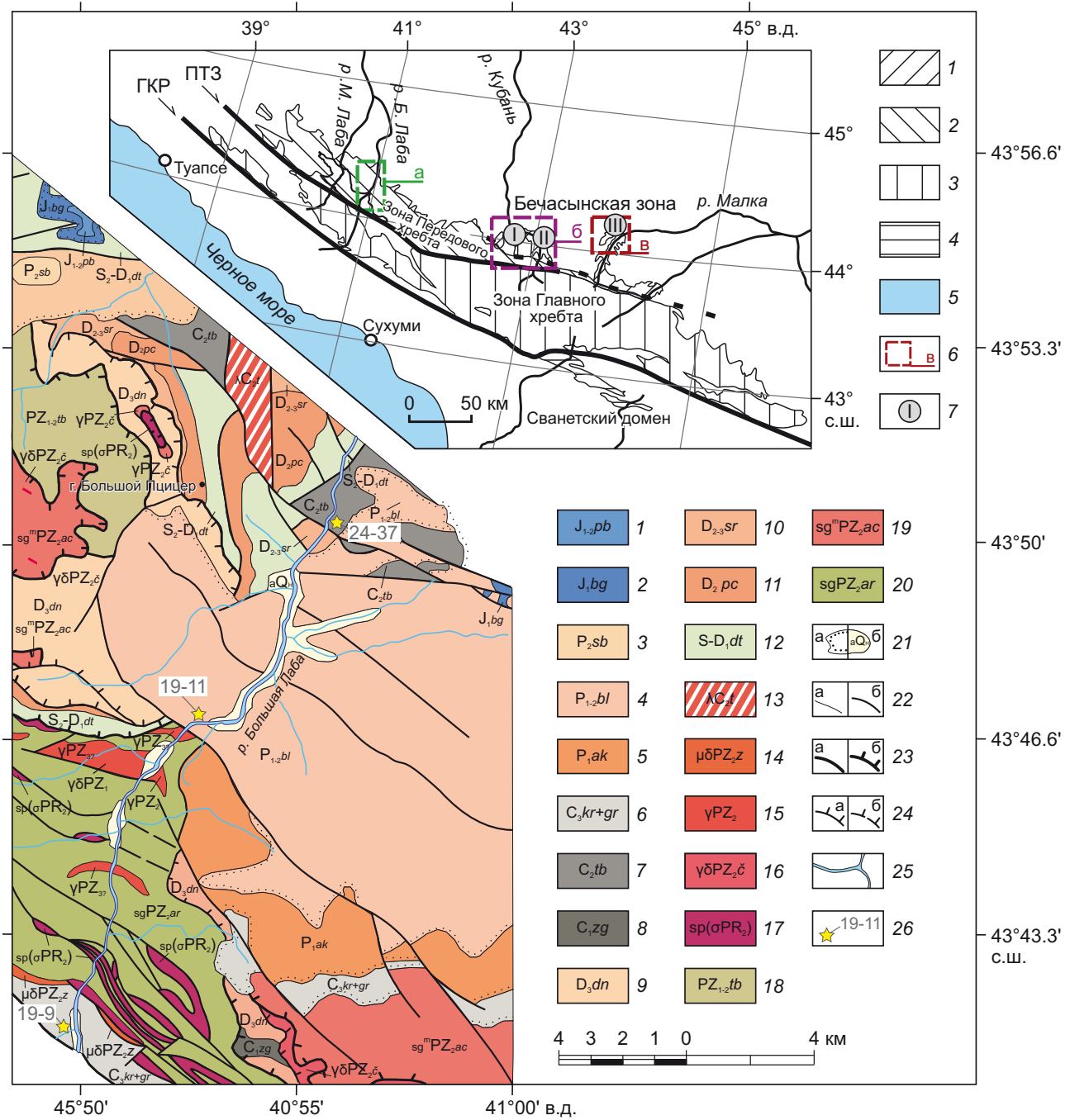
В современной литературе широко распространено представление о формировании палеозойской структуры Большого Кавказа в результате аккреции к балтийской части Лавразии террейнов Северной Гондваны (например [Leonov, 2007; Kuznetsov, Romanyuk, 2021]). Полученные в последние годы сведения [Kamzolkin et al., 2018] о возрасте Балканского массива кварцевых диоритов, расположенного в пределах Блыбского выступа кристаллического основания зоны Передового хребта, позволили сделать вывод о том, что основание этой зоны представляет собой перигондванский террейн [Latyshev et al., 2019]. Процессы, сопровождающие отчленение отдельных террейнов, и условия их миграции вызывают интерес и активно изучаются как в России, так и во всем мире (например [Kuznetsov, Romanyuk, 2021; Carwood et al., 2021]). При этом время аккреции отдельных террейнов, равно как и процессов покровообразования и метаморфизма, является предметом дискуссий.

Наибольший интерес для реконструкции палеотектонической эволюции рассматриваемого региона в палеозое представляют две северные зоны доюрского основания Большого Кавказа, входящие в состав Северо-Кавказского домена [Leonov, 2007], – зона Передового хребта и Бечасынская зона. В пределах зоны Передового хребта сохранилась наибольшая полнота геологической летописи, включающая кристаллические комплексы основания, пакет покровов и камен-

ноугольные и пермские молассы, в то время как в расположенной севернее Бечасынской зоне сохранился чехол, трансгрессивно перекрывающий метаморфические комплексы основания, представленный слабо-метаморфизованными породами нижнего и среднего палеозоя.

Для изучения и детализации тектонической эволюции складчато-надвиговых поясов во всем мире активно привлекается метод оценки U-Pb возраста обломочного циркона из осадочных и метаосадочных пород (на примере складчатого пояса Большого Кавказа [Kuznetsov et al., 2025; Latysheva et al., 2024; Somin, 2011; Somin, Potapenko, 2008]), который позволяет уточнить возраст формирования пород, а также сделать предположения относительно источников сноса обломочного материала и, таким образом, выполнить палеотектонические реконструкции.

Изучение U-Pb возрастных спектров обломочного циркона в палеозойских осадочных комплексах Северного Кавказа (Бечасынская зона и зона Передового хребта) ведет к пониманию процессов осадконакопления и источников сноса обломочного материала, играет важную роль в уточнении палеотектонических моделей для исследуемого региона в палеозое (рис. 1, врезка). В особенности это касается герцинских синорогенных моласс. В то же время анализ возраста циркона из комплексов основания Передового хребта и Бечасынской зоны не только позволяет делать выводы о тектонике региона и его эволюции во времени



**Рис. 1.** Схема геологического строения блыбского метаморфического комплекса в бассейне р. Большая Лаба (по данным [State Geological Map..., 2002], с изменениями).

1-2 – мезозойский осадочный чехол, нижняя – средняя юра: 1 – псебайская свита, 2 – бугунжинская свита; 3-5 – пермская красноцветная моласса: 3 – среднебескесская свита, 4 – большелабинская свита, 5 – аксаутская свита; 6-7 – каменноугольная сероцветная моласса: 6 – караджелмасская и гремучинская свиты объединенные, 7 – толстобугорская свита; 8-12 – Кизилковетский тектонический покров, 8 – загоданская толща, 9 – джентинская свита, 10 – семиродниковская свита, 11 – пцицерская свита, 12 – даутская свита; 13 – толстобугорский комплекс риолитовый вулканический; 14 – заканский комплекс монциодоритовый плутонический; 15 – позднепалеозойский(?) комплекс гранитоидов основания Передового хребта; 16 – чиликский комплекс гранодиоритовый плутонический; 17 – серпентиниты (апогипербазиты); 18 – Марухский тектонический покров, тебердинская свита; 19 – Ацгаринский тектонический покров, ацгаринский метаморфический комплекс сланцево-гнейсовый; 20 – армовский метаморфический комплекс сланцево-гнейсовый; 21 – мезокайнозойские отложения: а – мезозойские, б – четвертичные; 22 – геологические границы: а – стратиграфические, б – тектонические; 23 – надвиги (главные, структурные швы): а – достоверные, б – предполагаемые; 24 – надвиги (прочие): а – достоверные, б – предполагаемые; 25 – речная сеть; 26 – места отбора проб.

На врезке: схема тектонического районирования доюрского основания Большого Кавказа. ГКР – Главный Кавказский разлом; ПТЗ – Пшекиш-Тырныаузская зона. 1 – Бечасынская зона; 2 – зона Передового хребта; 3 – зона Главного хребта; 4 – выходы пород дизской серии; 5 – Черное море; 6 – расположение исследованных участков: а – зона Передового хребта (западное сечение),

6 – зона Передового хребта (восточное сечение) и западная часть Бечасынской зоны, в – восточная часть Бечасынской зоны; 7 – обозначения структур: I – Кольчубинская впадина, II – Кубанский тектонический блок, III – Хасаутская впадина.

**Fig. 1.** Geological map of the Blyb metamorphic complex in the Bolshaya Laba River basin (modified after [State Geological Map..., 2002]).

1–2 – Mesozoic sedimentary cover, Lower – Middle Jurassic: 1 – Psebay formation, 2 – Bugunzha formation; 3–5 – Permian red-colored molasse: 3 – Sredny Beskes formation, 4 – Bolshaya Laba formation, 5 – Aksaut formation; 6–7 – Carboniferous grey-colored molasse: 6 – Karadzhelmas and Gremuchaya formations combined, 7 – Bugor Tolstii formation; 8–12 – Kizilkol thrust sheet: 8 – Zagedan formation, 9 – Dzhenitu formation, 10 – Semirodniki formation, 11 – Pcicer formation, 12 – Daut formation; 13 – Bugor Tolstii rhyolitic volcanic complex; 14 – Zakan monzodiorite plutonic complex; 15 – Late Paleozoic (?) granitoid complex of the Peredovoy Range basement; 16 – Chilik granodiorite plutonic complex; 17 – serpentinites (apohyperbasites); 18 – Marukha thrust sheet. Teberda formation; 19 – Atsgara thrust sheet. Atsgara schist-gneiss metamorphic complex; 20 – Armovka schist-gneiss metamorphic complex; 21 – Mesozoic deposits: a – Mesozoic; б – Quaternary; 22 – geological boundaries: a – stratigraphic, б – tectonic; 23 – thrusts (major thrusts, sutures): a – reliable, б – inferred; 24 – thrusts (other): a – reliable, б – inferred; 25 – rivers; 26 – sampling sites.

On the inset: a scheme of tectonic zoning of the pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus. ГКР is the Main Caucasian fault; ПТЗ is the Pshkish-Turnyauz zone. 1 – Bechasy zone; 2 – Peredovoy Range zone; 3 – Main Range zone; 4 – outcrops of the Dizi Series rocks; 5 – Black Sea; 6 – location of the studied areas: a – Peredovoy Range zone (west cross section), б – Peredovoy Range zone (east cross section) and western part of the Bechasy zone, в – eastern part of the Bechasy zone; 7 – structures: I – Kolyube depression, II – Kuban tectonic block, III – Khasaut depression.

(см., например [Kamzolkin et al., 2018; Kuznetsov et al., 2025; Somin, 2011; Somin, Potapenko, 2008; Latyshev et al., 2019]), но и вносит вклад в определение возможных источников сноса обломочного материала для перекрывающих толщ. Так, в рамках предшествующих работ были получены сведения о возрасте метаморфических комплексов, залегающих в основании разреза зоны Передового хребта [Somin, 2011; Kamzolkin et al., 2018], но данных по возрасту циркона из комплексов основания Бечасынской зоны явно недостаточно для надежных палеотектонических построений [Latysheva et al., 2024; Somin, Potapenko, 2008].

Целью настоящего исследования является определение условий осадконакопления и источников сноса обломочного материала палеозойских осадочных комплексов Северного Кавказа. Для этого было проведено изотопно-геохронологическое изучение обломочного циркона из палеозойских осадочных толщ различного генезиса зоны Передового хребта и Бечасынской зоны. Также с целью оценки возможных источников сноса обломочного материала было выполнено исследование геохронологии циркона ряда вулканогенных комплексов и метаморфических образований основания Бечасынской зоны, относимых к протерозою. В результате впервые получены возрастные спектры обломочного циркона для средне- и верхнекаменноугольных и ниже- и среднепермских моласс, а также некоторых подстилающих комплексов для зоны Передового хребта и Бечасынской зоны. Полученные данные о возрастных популяциях циркона характеризуют наиболее полный профиль осадочных палеозойских отложений для Северного Кавказа (Прил. 1, табл. 1.1).

Данное исследование является продолжением систематических работ по определению возраста формаций, входящих в состав доюрского основания складчатого сооружения Большого Кавказа. Попытки изучения обломочного циркона с целью установления возрастных ограничений для толщ и реконструкции источников сноса предпринимались ранее на весьма огра-

ниченном материале [Somin, 2011; Somin, Potapenko, 2008] и активно развиваются сегодня с использованием современного оборудования и подходов [Kuznetsov et al., 2025; Latysheva et al., 2024].

## 2. ГЕОЛОГИЯ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объекты исследования расположены в пределах зоны Передового хребта и Бечасынской зоны Большого Кавказа и включают в себя бечасынский метаморфический комплекс (БМК), ниже- и среднепалеозойские слабометаморфизованные породы Бечасынской зоны, нижнекаменноугольные отложения Тоханского тектонического покрова, средне- и верхнекаменноугольные и ниже- и среднепермские молассы. В настоящем разделе дается краткое геологическое описание изученных комплексов и свит.

### 2.1. Бечасынский метаморфический комплекс

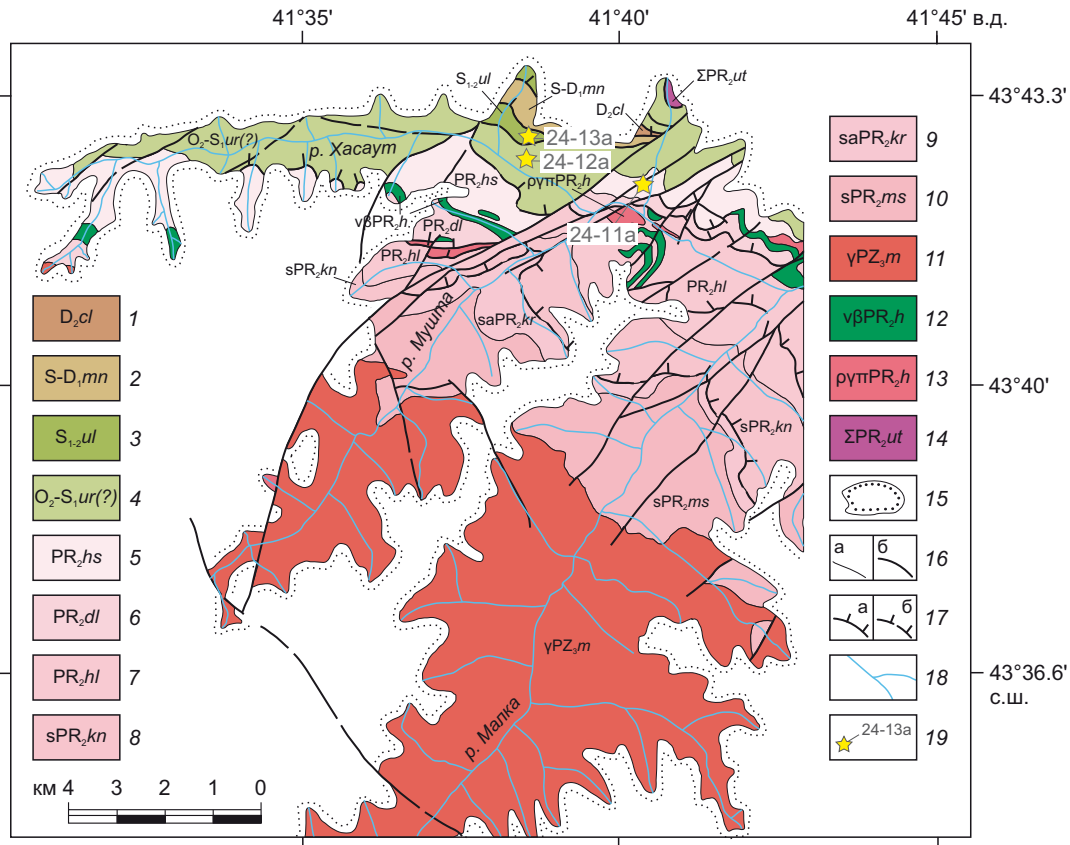
Исследование возраста обломочного циркона из БМК проводилось для кварцит-кристаллосланцевого тубаллыкулакского комплекса худес-даутской серии и шиджатмазской свиты, занимающей стратиграфически верхнее положение как в хасаутской серии, так и в разрезе БМК в целом [State Geological Map..., 2004] (рис. 2, 3). Породы шиджатмазской свиты трансгрессивно перекрываются ранне- и среднепалеозойскими слабометаморфизованными породами Бечасынской зоны.

Тубаллыкулакский кварцит-кристаллосланцевый комплекс входит в худес-даутскую серию и развит в пределах выходов Кубанского тектонического блока (см. рис. 1, врезка) в бассейне р. Кубань; он сложен мусковит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, а также кварцитами. Нижний контакт со сланцами мораллыкольского комплекса согласный. Региональный метаморфизм образований комплекса происходил в условиях низких ступеней фации зеленых сланцев [State Geological Map..., 2004]. Возраст тубаллыкулакского комплекса оценивается как среднерифейский на основании Sm-Nd определения (~1000 млн

лет [Semkin et al., 1997]) и изучения микрофоссилий [State Geological Map..., 2004]. Для метапесчаников тубалыкулакского комплекса, на р. Кубани, по 30 зернам циркона М.Л. Соминым [Somin, 2011] был получен возраст  $534 \pm 5$  млн лет; диапазон возрастов составил 492–573 млн лет. На основании полученных данных был сделан вывод о том, что бечасынский метаморфический комплекс имеет пострanneкембрийский возраст [Somin, Potapenko, 2008].

Шиджатмазская свита БМК входит в состав хасаутской серии и обнажается в пределах хасаутской впа-

дины (см. рис. 1, врезка) на левом склоне р. Хасаут от р. Шиджатмаз до р. Малка, согласно перекрывая образования долинонарзанной свиты. В разрезе свиты преобладают зеленые серицит-хлоритовые сланцы, псаммитовые метатUFFиты и метатUFFы. Возраст шиджатмазской свиты ранее определен как поздне-рифейский (Sm-Nd изохронный возраст  $930 \pm 130$  млн лет) [Snezhko, Potapenko, 2001]. Недавно для шиджатмазской свиты БМК на р. Шиджатмаз по 120 зернам циркона было получено нижнее ограничение возраста накопления: самая молодая оценка возраста составила



**Рис. 2.** Схема геологического строения доюрских образований в районе рек Малка и Хасаут (по данным [State Geological Map..., 2004], с изменениями).

1–4 – ранне- и среднепалеозойские слабометаморфизованные породы Бечасынской зоны: 1 – чегетлахранская свита, 2 – манглайская свита, 3 – уллулахранская свита, 4 – урлешская свита; 5–10 – бечасынский метаморфический комплекс: 5–7 – хасаутская серия метаморфизованная: 5 – шиджатмазская свита, 6 – долинонарзанная свита, 7 – халтухакольская свита; 8–10 – хасаутская серия метаморфическая: 8 – караныкольский метаморфический комплекс кристаллосланцевый, 9 – каратюбинский метаморфический комплекс кристаллосланцево-амфиболитовый, 10 – муштинский метаморфический комплекс кристаллосланцевый; 11 – малкинский комплекс гранитовый плутонический; 12–13 – хасаутский комплекс плагиогранитовый гипабиссальный (12 – плагиогранит-порфиры, 13 – габбро-долериты, микрогаббро); 14 – уллу-талыкольский комплекс гипербазитовый; 15 – границы мезозойских отложений; 16 – геологические границы: а – стратиграфические, б – тектонические; 17 – надвиги: а – достоверные, б – предполагаемые; 18 – речная сеть; 19 – места отбора проб.

**Fig. 2.** Geological map of Pre-Jurassic formations in the area of the Malka and Khasaut rivers (modified after [State Geological Map..., 2004]).

1–4 – Early-Middle Paleozoic weakly metamorphosed rocks of the Bechasyn zone: 1 – Cheget-Lakhran formation, 2 – Manglai formation, 3 – Ullu-Lakhran formation, 4 – Urlesh formation; 5–10 – Bechasyn metamorphic complex: 5–7 – metamorphosed rocks of the Khasaut series: 5 – Shidzhatmaz formation, 6 – Narzan Valley formation, 7 – Khlutukhakol formation; 8–10 – Khasaut metamorphic series: 8 – Karanykol metamorphic complex, 9 – Karatube metamorphic amphibolite schist complex, 10 – Mushta metamorphic schist complex; 11 – Malka granite plutonic complex; 12–13 – Khasaut plagiogranite hypoabysal complex: 12 – plagiogranite-porphyrries, 13 – gabbro-dolerites, microgabbro; 14 – Ullu-Tallykol ultramafic complex; 15 – boundaries of the Mesozoic deposits; 16 – geological boundaries: a – stratigraphic, б – tectonic; 17 – thrusts: a – reliable, б – inferred; 18 – drainage network; 19 – sampling sites.

Бечасынская зона

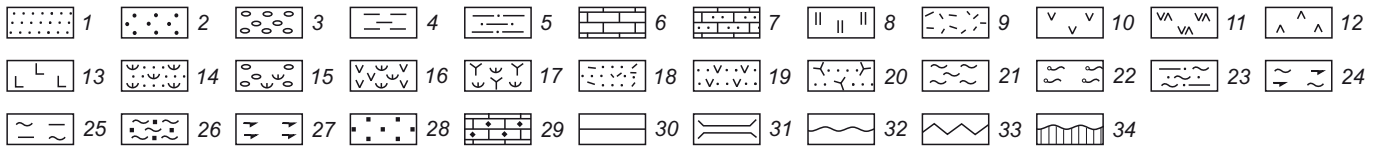
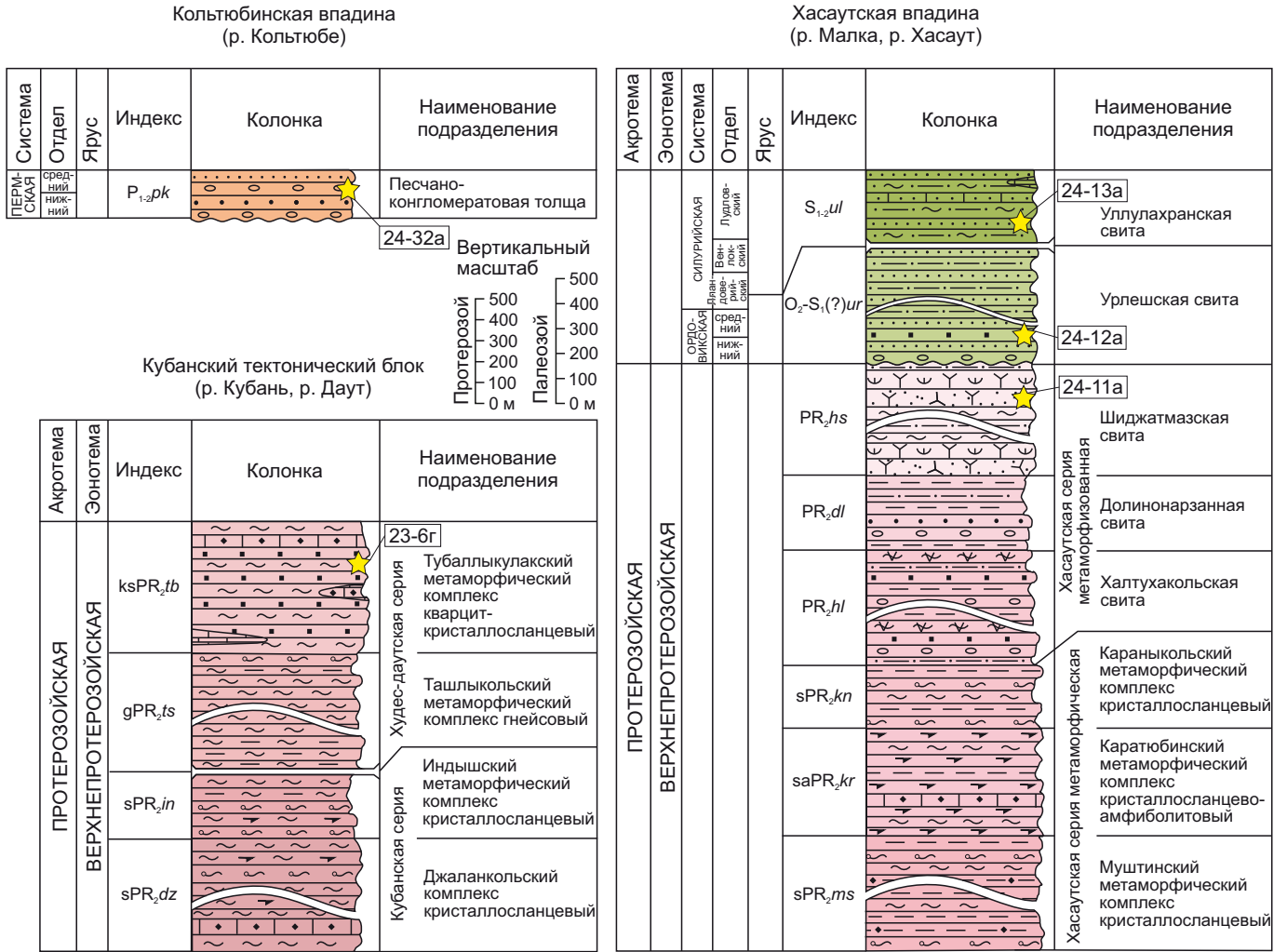


Рис. 3. Стратиграфические колонки различных областей Бечасынской зоны (по данным [State Geological Map..., 2004, 2021], с изменениями и дополнениями).

1-8 – осадочные породы: 1 – песчаники, 2 – гравелиты, 3 – валунные конгломераты, 4 – аргиллиты, 5 – алевролиты, 6 – известняки, 7 – известняки песчанистые, 8 – яшмы; 9-13 – вулканогенные породы: 9 – риолиты, 10 – андезиты, 11 – андезидациты, 12 – дациты, 13 – базальты; 14-17 – вулканогенно-осадочные породы: 14 – туфопесчаники, 15 – валунные туфоконгломераты, 16 – туффиты андезитового состава, 17 – туффиты разного состава; 18-20 – вулканокластические породы: 18 – туфы риолитового состава, 19 – туфы андезитового состава, 20 – туфы разного состава; 21-29 – метаморфические образования: 21 – хлорит-серицитовые сланцы, 22 – мусковитовые и серицитовые сланцы, 23 – глинисто-алевролитовые сланцы, 24 – амфиболовые сланцы, 25 – биотит-кварцевые сланцы, 26 – кремнистые сланцы, 27 – амфиболиты, 28 – кварциты, 29 – мраморы; 30-34 – обозначения взаимоотношений геологических подразделений: 30 – стратиграфические согласные, 31 – тектонические контакты, 32 – стратиграфические несогласные с размывом, 33 – угловое несогласие, 34 – стратиграфические перерывы.

Fig. 3. Stratigraphic columns of various regions in the Bechasyan zone (modified and supplemented after [State Geological Map..., 2004, 2021]).

1-8 – sedimentary rocks: 1 – sandstones, 2 – gravelites, 3 – conglomerate boulders, 4 – mudstones, 5 – siltstones, 6 – limestones, 7 – sandy limestones, 8 – jasper; 9-13 – volcanic rocks: 9 – rhyolites, 10 – andesites, 11 – andesidacites, 12 – dacites, 13 – basalts; 14-20 – volcanic-sedimentary rocks: 14 – tuffaceous sandstones, 15 – tuff conglomerate boulders, 16 – andesitic tuffites, 17 – tuffites of variable composition, 18-20 – volcanoclastic rocks: 18 – rhyolitic tuffs, 19 – andesitic tuffs, 20 – tuffs of variable composition; 21-29 – metamorphic formations: 21 – chlorite-sericite schists, 22 – muscovite-sericite schists, 23 – clayey-aleurolitic schists, 24 – amphibole schists, 25 – biotite-quartz schists, 26 – siliceous schists, 27 – amphibolites, 28 – quartzites, 29 – marbles; 30-34 – contacts of geological units: 30 – stratigraphically conformable contacts, 31 – tectonic contacts, 32 – stratigraphically unconformable contacts with erosion, 33 – angular unconformity, 34 – stratigraphic hiatuses.

544±6 млн лет, а самый древний пик на графике ядерной оценки плотности составил 730 млн лет [Latysheva et al., 2024]. По мнению указанных исследователей, полученные данные ограничивают время начала накопления этой свиты самым концом венда.

## 2.2. Нижне- и среднепалеозойские слабометаморфизованные породы Бечасынской зоны

Разрез слабометаморфизованных осадочных толщ, перекрывающих бечасынский метаморфический комплекс, представлен (снизу вверх) урлешской, уллулахранской, манглайской и чегетлахранской свитами, охватывающими возрастную интервал от венда(?) – кембрия до среднего девона [State Geological Map..., 2004]. В рамках данного исследования был изучен обломочный циркон из двух нижних свит – урлешской и уллулахранской, выходы которых преимущественно локализованы в бассейнах рек Хасаут и Малка и их притоков.

Урлешская свита представлена буроватыми аркозовыми песчаниками и кварцитами с подчиненными прослоями красно-бурых алевролитов. Они трансгрессивно перекрывают зеленые сланцы шиджатмазской свиты ([Somin, Potapenko, 2008; State Geological Map..., 2004]). Возраст урлешской свиты ранее не был точно установлен. На основании сведений, содержащихся в объяснительной записке [State Geological Map..., 2004], условно принято отнесение урлешской свиты либо к венду – кембрию, либо к ордовику – нижнему силуру. Н.Б. Кузнецов с соавторами на основании проведенных исследований обломочного циркона этой свиты определяют пограничный рубеж между тремадокским и флоским веками раннего ордовика как нижнее ограничение времени накопления урлешской свиты [Kuznetsov et al., 2025].

Уллулахранская свита представлена филлитизированными глинистыми и глинисто-алевролитовыми сланцами, реже – песчаниками с линзами известняков. Уллулахранская свита участвует в строении Лахранского аллохтона и тектонически перекрывает породы урлешской свиты. Возраст свиты определен на основании многочисленных находок фауны в интервале от лландовери до середины лудлова [State Geological Map..., 2004].

## 2.3. Нижнекаменноугольные отложения (Тоханский тектонический покров)

Изученные осадочные раннекаменноугольные породы тоханской свиты участвуют в строении Тоханского тектонического покрова [State Geological Map..., 2021]. Они распространены в северной части зоны Передового хребта, в междуречье рек Малка и Кубань (рис. 4) и имеют тектонические контакты с нижележащими и перекрывающими породами. В разрезе свиты преобладают песчаники, переслаивающиеся с пестроцветными гравелитами, алевролиты, филлиты и метапесчаники. В бассейне р. Тохана, в верхней части разреза,

находятся конгломераты зеленые, грубослоистые, с галькой ультраосновных и основных пород, глыбами и линзами известняков. Возраст тоханской свиты определен на уровне турнейского яруса на основании находок флоры и фауны [State Geological Map..., 2004].

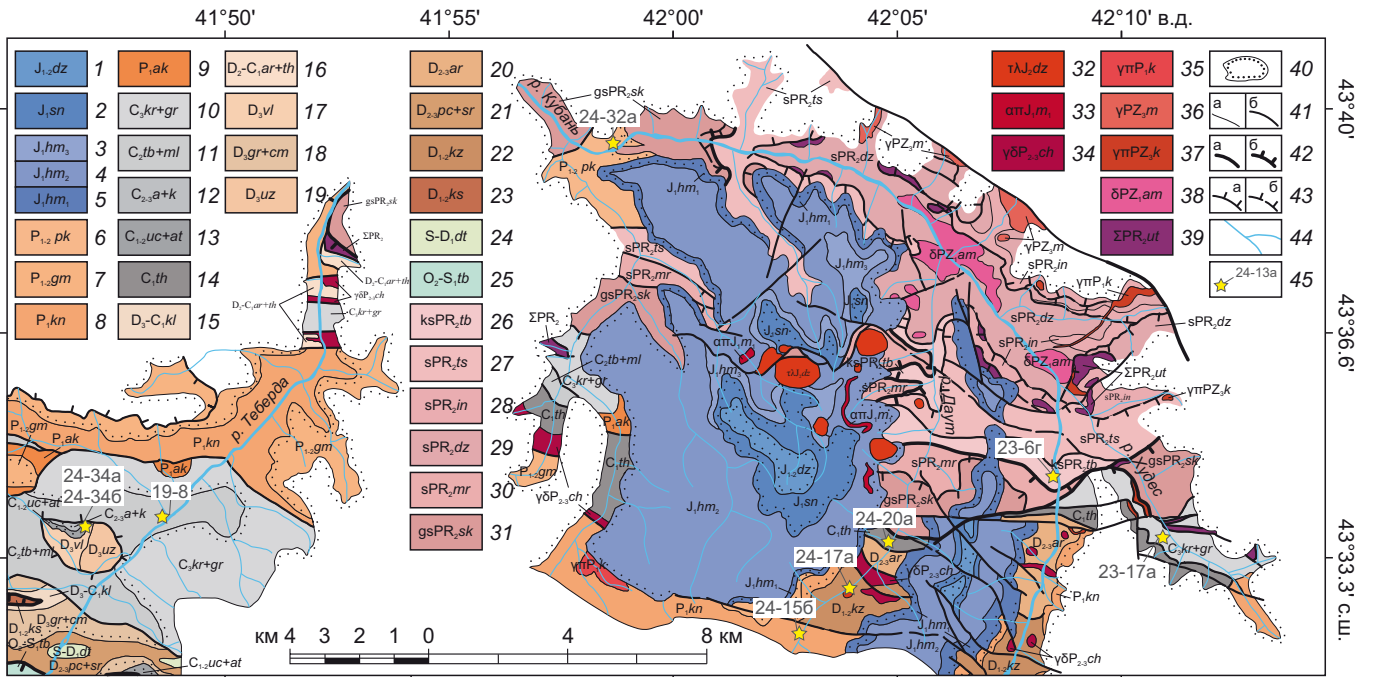
## 2.4. Средне- и верхнекаменноугольные и ниже- и среднепермские молассы

Позднегерцинские образования, представленные сероцветными средне- и верхнекаменноугольными молассами и красноцветными ниже- и среднепермскими молассами, перекрывают раннегерцинскую покровно-складчатую структуру зоны Передового хребта и Бечасынской зоны (см. рис. 3; рис. 5) [State Geological Map..., 2021]. В рамках данного исследования были изучены зерна обломочного циркона из средне- и верхнекаменноугольных (малоурупская свита, толстобугорская свита, караджелмасская и гремучинская свиты) и ниже- и среднепермских (кинырчадская свита, песчано-конгломератовая толща, большелабинская свита) пород в западном и восточном сечении зоны Передового хребта (см. рис. 1, врезка), в бассейнах рек Кубань (и ее притоков – р. Худес и р. Даут), Теберда и Большая Лаба.

Среднекаменноугольная малоурупская свита распространена от горы Хуко до р. Чегем и в большинстве районов согласно залегает на толстобугорской свите [Stratigraphic Dictionary..., 1977]. Возраст малоурупской свиты соответствует московскому веку согласно находкам флоры [State Geological Map..., 2021].

Среднекаменноугольная толстобугорская свита распространена в пределах зоны Передового хребта, где обычно слагает крылья синклинальных складок и со структурным несогласием залегает на среднепалеозойских и более древних породах. В составе свиты кварцевые и полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники и аргиллиты. Встречаются дациты, риолиты и их туфы, туфолавы, прослои углей. Возраст свиты определен на основании находок флоры на уровне башкирского века [State Geological Map..., 2002].

Выходы верхнекаменноугольных караджелмасской и гремучинской свиты относительно широко представлены в пределах зоны Передового хребта и в пределах Бечасынской зоны формируют узкие изолированные клинья. Караджелмасская свита распространена от хр. Бамбак до р. Баксан. Гремучинская свита распространена от р. Белой до р. Теберда и согласно перекрывает караджелмасскую свиту, которая, в свою очередь, в большинстве районов согласно залегает на малоурупской свите, редко – со срывом на среднем и нижнем палеозое [Stratigraphic Dictionary..., 1977]. В составе свит преимущественно распространены конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Караджелмасская свита в целом отличается от гремучинской более грубообломочным составом пород. Возраст караджелмасской и гремучинской свиты определен по флоре как позднекаменноугольный (касимовско-гжельский [State Geological Map..., 2004]).



**Рис. 4.** Схема геологического строения района междуречья Теберды (слева) и Кубани (справа) (по данным [State Geological Map..., 2004, 2021], с изменениями).

1–5 – мезозойский осадочный чехол, нижняя – средняя юра: 1 – джиغاتская свита, 2 – шоанская свита, 3–5 – хумаринская свита: 3 – верхняя подсвита, 4 – средняя подсвита, 5 – нижняя подсвита; 6–9 – пермская красноцветная моласса: 6 – песчано-конгломератовая толща, 7 – гималдыкская свита, 8 – кинырчадская свита, 9 – аксаутская свита; 10–13 – каменноугольная сероцветная моласса: 10 – караджелмасская и гремучинская свиты объединенные, 11 – толстобугорская и малоурупская свиты объединенные, 12 – агурсуйская и конгломератовые толщи объединенные, 13 – учкуланская и атчапханская свиты объединенные; 14 – тоханская свита; 15 – колсуйская свита; 16 – артыкчатская, тоханская свиты нерасчлененные; 17 – волчинская свита; 18 – гаралыкайская, чимуллярская свиты объединенные; 19 – ужумская свита; 20 – артыкчатская свита; 21 – пцицерская и семиродниковская свиты объединенные; 22 – кизилкольская свита; 23 – касавевская свита; 24 – даутская свита; 25 – тебердинская свита; 26–27 – худес-даутская серия: 26 – тубаллыкулакский метаморфический комплекс кварцит-кристаллосланцевый, 27 – ташлыккольский метаморфический комплекс гнейсовый; 28–29 – кубанская серия: 28 – индышский метаморфический комплекс кристаллосланцевый, 29 – джаланкольский метаморфический комплекс кристаллосланцевый; 30–31 – шаукамнысртская серия: 30 – шаукольский метаморфический комплекс гнейсово-кристаллосланцевый, 31 – мораллыккольский метаморфический комплекс кристаллосланцевый; 32 – джалпакский комплекс рiolит-трахидацитовый; 33 – маринский комплекс дацит-андезитовый вулканический; 34 – чучкурский комплекс диорит-гранодиоритовый гипабиссальный; 35 – кинырчадский комплекс гранит-порфировый гипабиссальный; 36 – малкинский комплекс гранитовый плутонический; 37 – кубанский комплекс гранит-порфировый гипабиссальный; 38 – аминкольский комплекс диоритовый плутонический; 39 – уллу-таллыккольский комплекс гипербазитовый; 40 – границы мезозойских осадочных отложений; 41 – геологические границы: а – стратиграфические, б – тектонические; 42 – надвиги (главные, структурные швы): а – достоверные, б – предполагаемые; 43 – надвиги (прочие): а – достоверные, б – предполагаемые; 44 – речная сеть; 45 – места отбора проб.

**Fig. 4.** Geological map of the area between the Teberda (left) and Kuban (right) rivers (modified after [State Geological Map..., 2004, 2021]).

1–5 – Mesozoic sedimentary cover, Lower–Middle Jurassic: 1 – Dzhigiat formation, 2 – Shoana formation, 3–5 – Khumara formation: 3 – upper subformation, 4 – middle subformation, 5 – lower subformation; 6–9 – Permian red-colored molasse: 6 – sand conglomerate formation, 7 – Gimaldyk formation, 8 – Kinyrchad formation, 9 – Aksaut formation; 10–13 – Carboniferous grey-colored molasse: 10 – Karadzhelmas and Gremuchaya formations combined, 11 – Bugor Tolstii and Maly Urup formations combined, 12 – Agur-Su and conglomerate formations combined, 13 – Uchkulan and At-Chapkhan formations combined; 14 – Tokhan formation; 15 – Kolsu formation; 16 – Artykchat, Tokhan formations, undissected; 17 – Volchin formation; 18 – Garaly-Kaya, Chimullar formations combined; 19 – Uzhum formation; 20 – Artykchat formation; 21 – Pciicer and Semirodniki formations combined; 22 – Kizilkol formation; 23 – Kasaev formation; 24 – Daut formation; 25 – Teberda formation; 26–27 – Khudes-Daut series: 26 – Tuballykulak metamorphic quartz schist complex, 27 – Tashlykol metamorphic gneiss complex; 28–29 – Kuban series: 28 – Indysh metamorphic schist complex, 29 – Jalankol metamorphic schist complex; 30–31 – Shaukamnysyrt series: 30 – Shaukol metamorphic gneiss schist complex, 31 – Morallykol metamorphic schist complex; 32 – Jalpak rhyolite-trachydacite complex; 33 – Mara dacite-andesite volcanic complex; 34 – Chuchkur diorite-granodiorite hypabyssal complex; 35 – Kinyrchad granite-porphyr hypabyssal complex; 36 – Malka granite plutonic complex; 37 – Kuban granite-porphyr hypabyssal complex; 38 – Aminkol diorite plutonic complex; 39 – Ullu-Tallykol ultramafic complex; 40 – boundaries of the Mesozoic sedimentary deposits; 41 – geological boundaries: a – stratigraphic, b – tectonic; 42 – thrusts (major thrusts, sutures): a – reliable, b – inferred; 43 – thrusts (other): a – reliable, b – inferred; 44 – drainage network; 45 – sampling sites.

Киньрчадская свита нижней перми распространена вдоль северной границы зоны Передового хребта и залегает с разрывом на аксаутской свите нижней перми (ассельский – сакмарский ярусы) или со срывом на нижележащих породах зоны Передового хребта. Свита представлена терригенными пестроцветными грубообломочными и вулканогенно-осадочными породами. Возраст киньрчадской свиты определен либо как сакмарско-артинский по положению в разрезе и находкам флоры и фауны [State Geological Map..., 2004], либо как артинский на основании находок в основании ее разреза флоры и фауны [State Geological Map..., 2021].

Песчано-конгломератовая толща имеет ограниченное распространение в пределах Кольчубинской впадины (см. рис. 1, врезка), в районе приустьевой части р. Кольчюбе, где представлена пестроцветными полимиктовыми конгломератами и гравелитами, песчаниками. Толща трансгрессивно перекрывает метаморфические породы бечасынского метаморфического комплекса. Возраст песчано-конгломератовой толщи условно принят как ранне- и среднепермский (кун-

гурский, уфимский и казанский века) [State Geological Map..., 2021].

Большелабинская свита нижней – средней перми с разрывом залегает на палеозойских отложениях и согласно перекрывается среднебескесской свитой условно средней перми. Разрез свиты представлен переслаиванием красноцветных конгломератов, гравелитов, песчаников и, реже, алевролитов, постепенно замещающих друг друга по простиранию. Ранне- и среднепермский возраст принят условно по стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными породами аксаутской свиты и верхнепермскими известняками [State Geological Map..., 2002].

### 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение монофракции циркона проводилось по стандартным методикам с применением тяжелой жидкости и электромагнитной сепарации в ГИН РАН (г. Москва). Зерна циркона размерной фракции 50–200 мкм заливали в эпоксидные шашки, которые шлифовались до момента вскрытия половины зерна и затем

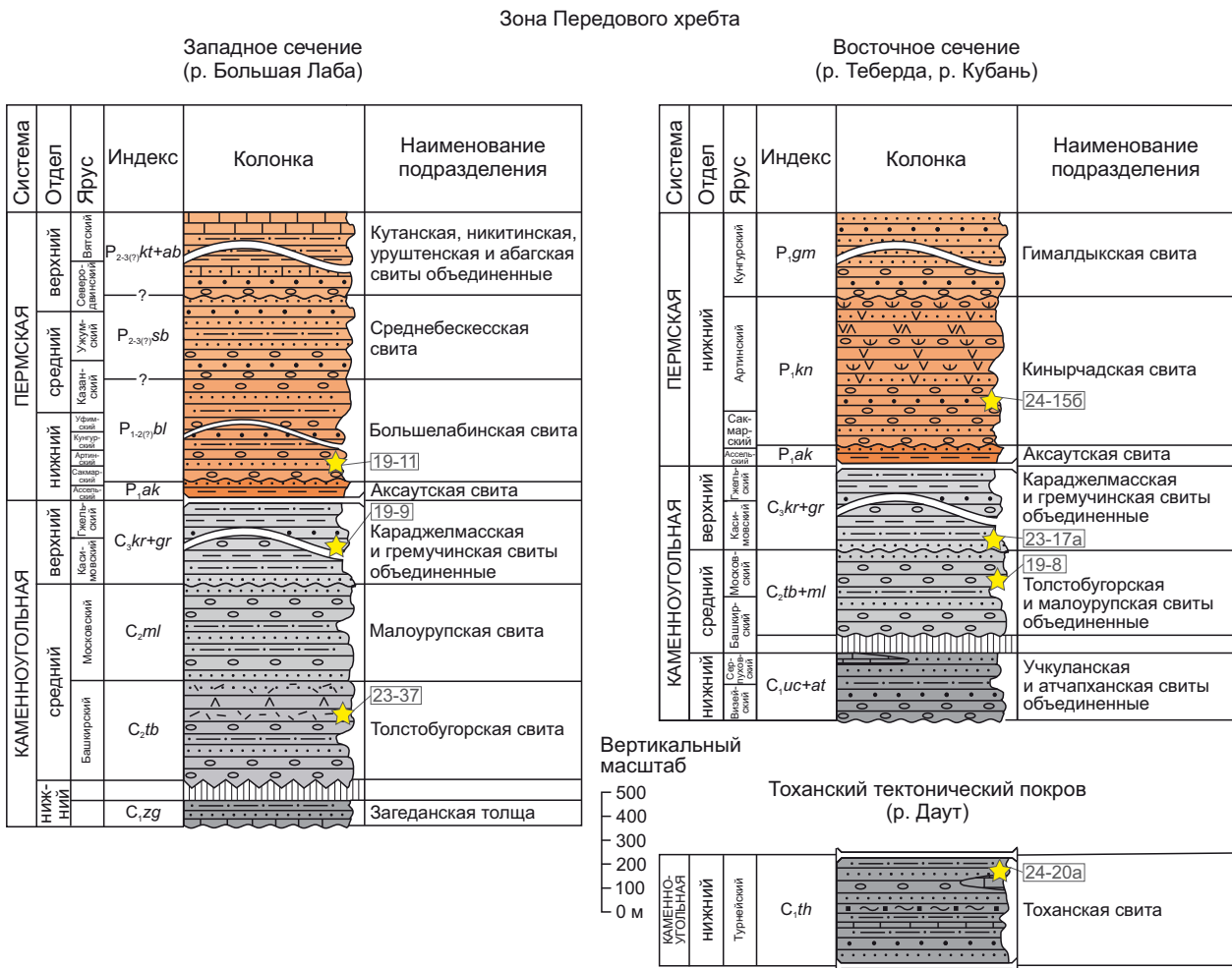


Рис. 5. Стратиграфические колонки для каменноугольной – пермской системы зоны Передового хребта (по данным [State Geological Map..., 2002, 2004, 2021], с изменениями и дополнениями). Легенда приведена на рис. 3.

Fig. 5. Stratigraphic columns for the Carboniferous – Permian Peredovoy Range zone (modified and supplemented after [State Geological Map..., 2002, 2004, 2021]). The legend is shown in Fig. 3.

полировались. Для каждой пробы были получены катодолуминесцентные (CL) изображения, а также снимки в обратно отраженных электронах (BSE) с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA IV LMS (ИФЗ РАН, г. Москва). Зерна также исследовались с помощью оптического микроскопа ADF E300 (ИФЗ РАН). В рамках непосредственно LA-ICP-MS датирования часть проб проанализирована в ИЗК СО РАН с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900 и системы лазерной абляции Analyte Excite с длиной волны излучения 193 нм: диаметр кратеров абляции – 35 мкм, внешний стандарт – циркон Harvard 91500 [Horstwood et al., 2016]. Оценки изотопного возраста для контрольных эталонов циркона: Plešovice (337.1±0.4 млн лет) [Sláma et al., 2008] – 334±8 млн лет; R33 (419.3±0.4 млн лет) [Black et al., 2004] – 416±3 млн лет. Изотопные отношения рассчитывались в программе Iolite 4.0 [Paton et al., 2011]. Другая часть проб исследовалась на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ICP-MS Agilent 7900, соединенном с приставкой для лазерного пробоотбора ESL NWR213 с длиной волны излучения 213 нм, в ЦКП ИФЗ РАН (г. Москва) [Veselovskiy et al., 2022]. Диаметр лазерного пучка – 35 мкм, внешний стандарт – циркон Harvard 91500. Средневзвешенные значения возраста контрольных цирконов, полученные в течение различных сессий, варьировались в диапазоне 594–626 млн лет по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и 598–606 млн лет по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для GJ-1 (~600 млн лет по [Jackson et al., 2004]); 327–386 млн лет по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и 336–342 млн лет по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для Plešovice (~337 млн лет по [Sláma et al., 2008]). Обработка хроматограмм проводилась в программе GLITTER [Griffin et al., 2008].

Вычисление значений U-Pb возраста и построение графиков проводились с помощью приложения IsoplotR [Vermeesch, 2018]. В интерпретации данных по обломочному циркону учитывались только оценки возра-

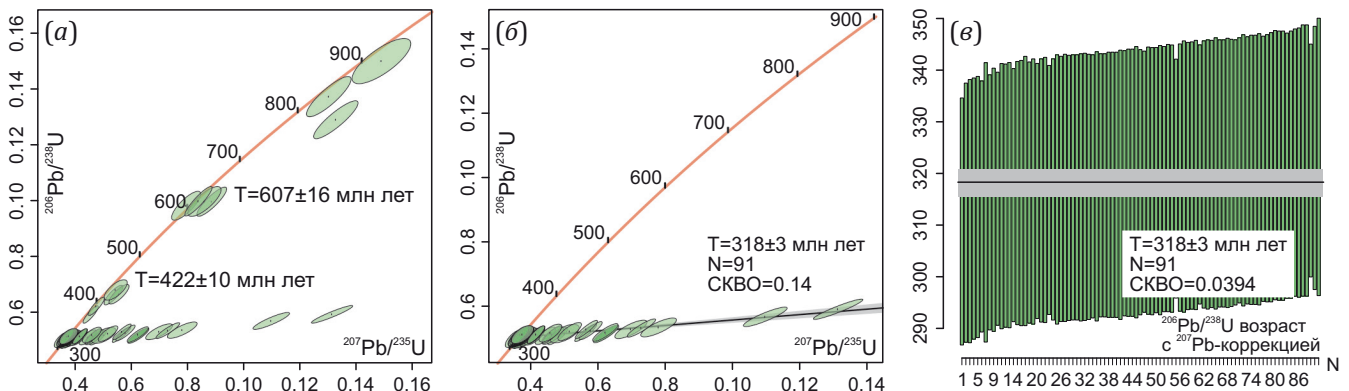
ста, дискордантность (D) которых не превышала 10 %. D вычислялась по формулам:  $D1=[100 \cdot (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}_{\text{возраст}} / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{\text{возраст}} - 1)]$  для цирконов моложе 1 млрд лет и  $D2=[100 \cdot (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{возраст}} / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{\text{возраст}} - 1)]$  для цирконов древнее 1 млрд лет. Подобная фильтрация данных в большинстве случаев удовлетворяет условию, при котором конкордантное расстояние (евклидово расстояние между логарифмами отношений) D3 меньше |5|, а в единичных случаях находится между |5| и |8| (исходные изотопные геохронологические данные приведены в Suppl. 1 на странице статьи онлайн). Графики ядерной оценки плотности (KDE, Kernel Density Estimate) возрастов обломочных цирконов, фиксирующие статистически значимые пики распределения изотопных возрастов исследованных зерен циркона, построены по значениям конкордантного возраста без учета погрешности. U-Pb изотопный возраст вулканогенных пород оценен методом нижнего пересечения псевдодискордии (линии смещения точек возрастов на диаграмме с конкордией Везерилла при введении добавки на нерадиоγενный (обыкновенный) свинец [Petrus, Kamber, 2012]) с конкордией и как средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст с коррекцией на нерадиогенный свинец по  $^{207}\text{Pb}$  с использованием модели эволюции изотопного состава свинца по [Stacey, Kramers, 1975].

#### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты изотопно-геохронологических исследований циркона из отобранных проб приведены в Прил. 1, табл. 1.1, на рис. 6, 7, 8, 9, а исходные данные – в Suppl. 1. Ниже приводится краткое описание полученных результатов.

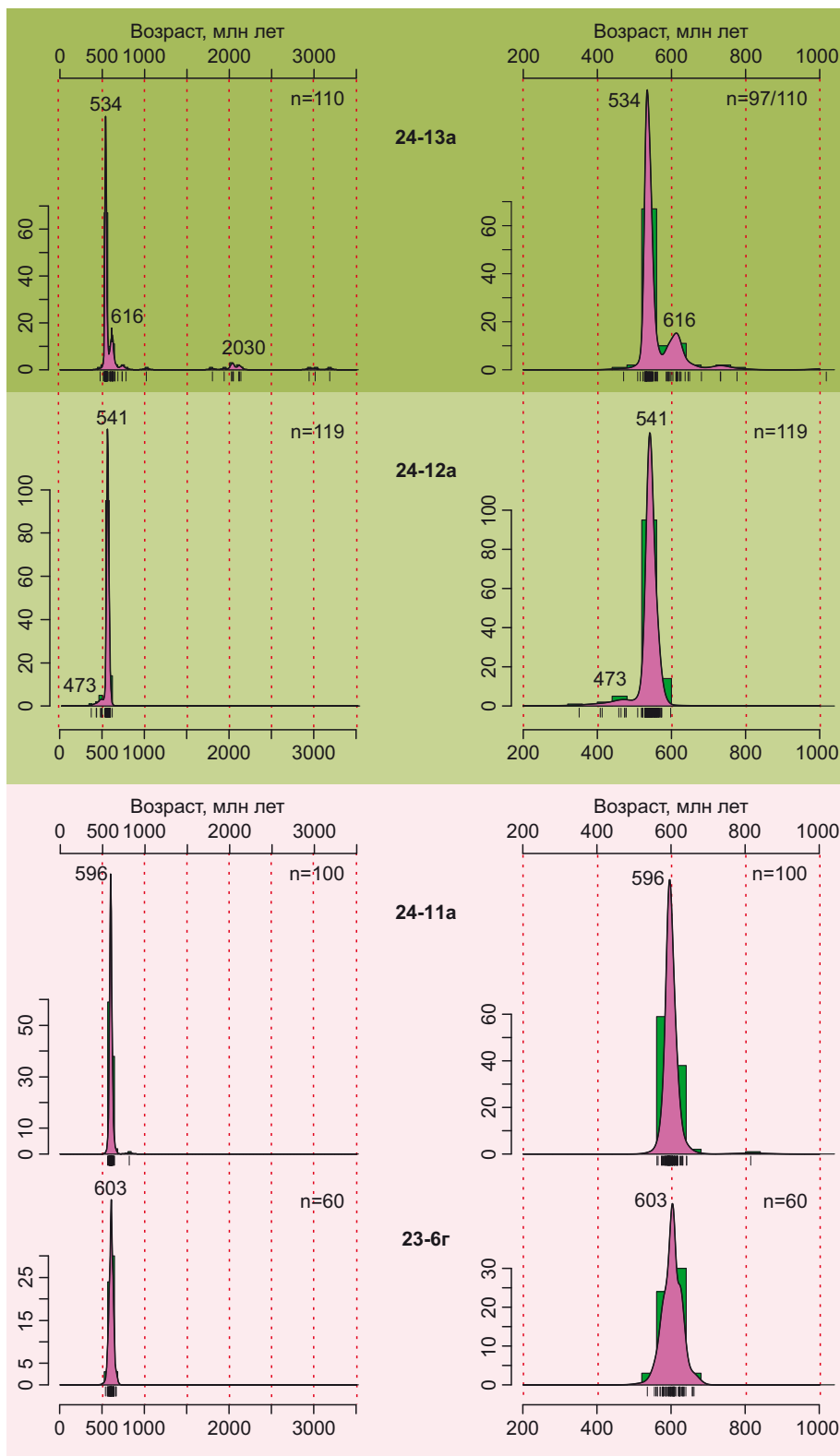
##### 4.1. Бечасынский метаморфический комплекс

U-Pb LA-ICP-MS датирование циркона для серицит-кварцевых сланцев тубаллыкулакского кварцит-кристаллосланцевого комплекса производилось для



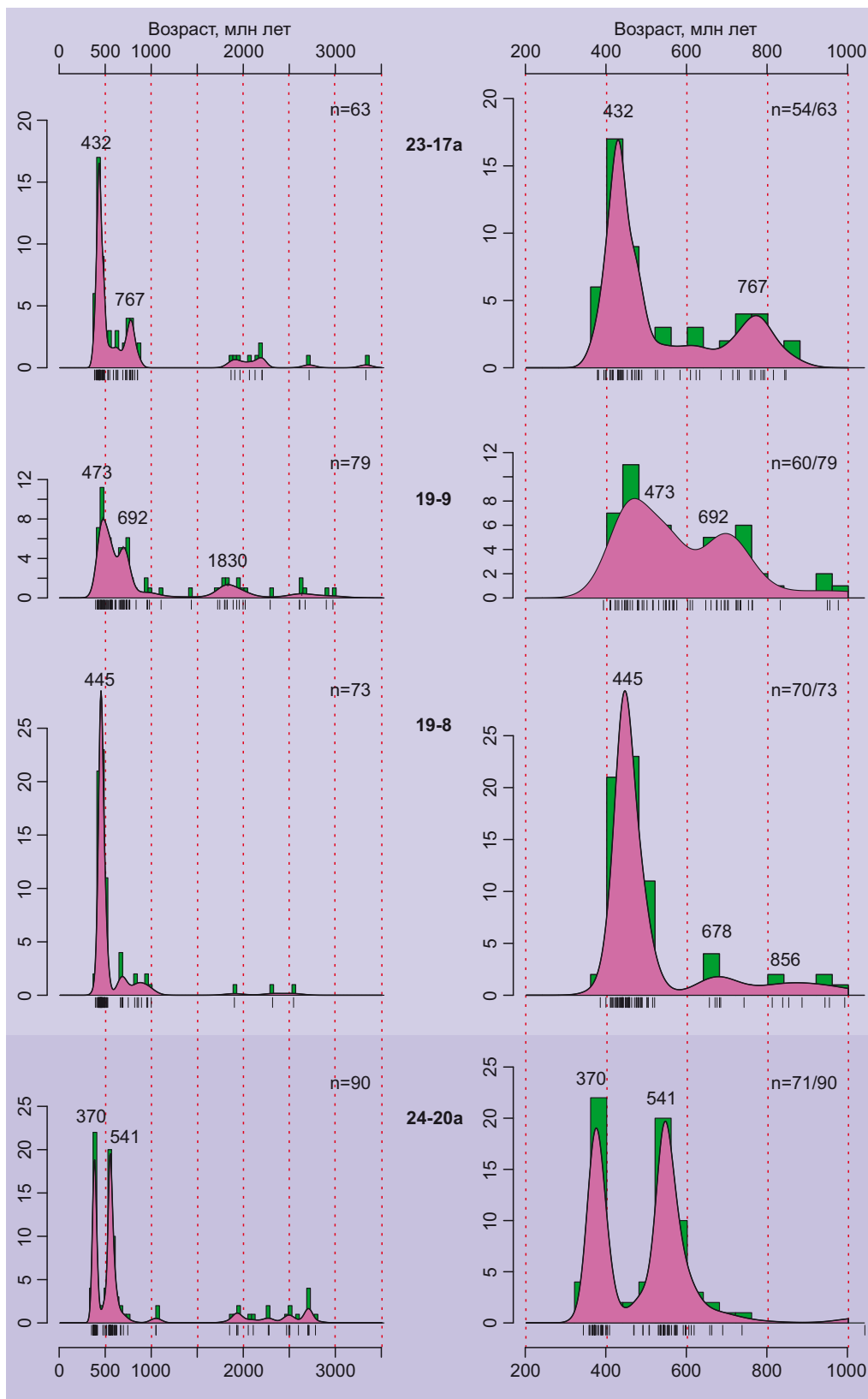
**Рис. 6.** Результаты определения U-Pb LA-ICP-MS возраста циркона из риолитов толстобугорской свиты, проба 24-37. (а) – диаграмма с конкордией для всего возрастного диапазона полученных возрастов; (б) – диаграмма с конкордией для наиболее молодой группы цирконов; (в) – диаграмма, иллюстрирующая средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст циркона с  $^{207}\text{Pb}$ -коррекцией на нерадиогенный свинец для 91 определения изотопного возраста.

**Fig. 6.** Results of U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from rhyolites of the Bugor Tolstii formation, sample 24-37. (a) – concordia diagram for the entire age range obtained; (b) – concordia diagram for the youngest group of zircons; (c) – diagram illustrating the weighted mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  zircon age with  $^{207}\text{Pb}$  correction for nonradiogenic lead for 91 isotopic age determinations.



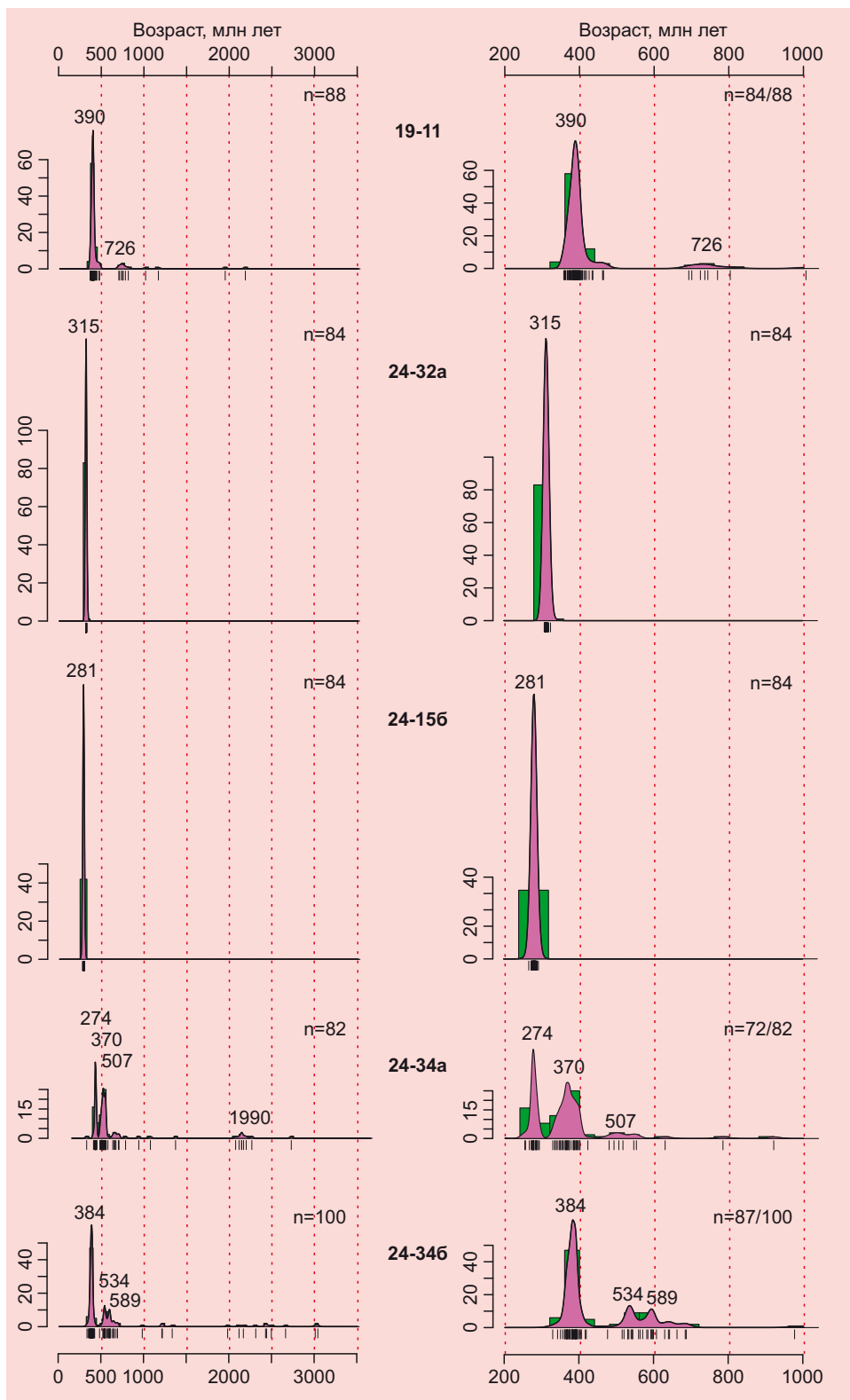
**Рис. 7.** Графики ядерной оценки плотности распределения значений изотопного возраста (фиолетовый цвет) и гистограммы (зеленый цвет), иллюстрирующие распределение значений U-Pb возраста зерен обломочного циркона для ранне- и средне-палеозойских слабометаморфизованных образований Бечасынской зоны (пробы 24-13а и 24-12а) и бечасынского метаморфического комплекса (пробы 24-11а и 23-6г). Левая колонка – для всего диапазона возрастов; правая колонка – для интервала 200–1000 млн лет.

**Fig. 7.** Kernel Density Estimation (KDE) distribution plots of the U-Pb ages (purple) and histograms (green) illustrating the distribution of detrital zircon ages for Early-Middle Paleozoic weakly metamorphosed formations of the Bechasyn zone (samples 24-13a and 24-12a) and the Bechasyn metamorphic complex (samples 24-11a and 23-6r). The left column is for the entire age range; the right column is for the 200–1000 Ma interval.



**Рис. 8.** Графики ядерной оценки плотности (KDE) (фиолетовый цвет) и гистограммы (зеленый цвет), иллюстрирующие распределения оценок изотопного возраста зерен циркона для пород тоханской свиты (проба 24-20a) и каменноугольной молассы (пробы 23-17a, 19-9, 19-8). Левая колонка – для всего диапазона полученных оценок изотопного возраста; правая колонка – для интервала 200–1000 млн лет.

**Fig. 8.** Kernel Density Estimation (KDE) plots (purple) and histograms (green) illustrating the distributions of estimates of the isotopic age of zircon grains for rocks of the Tokhan formation (sample 24-20a) and Carboniferous molasse (samples 23-17a, 19-9, 19-8). The left column is for the entire range of isotopic age estimates; the right column is for the 200–1000 Ma interval.



**Рис. 9.** Графики ядерной оценки плотности (KDE) (фиолетовый цвет) и гистограммы (зеленый цвет) распределения оценок U-Pb изотопного возраста для пермской молассы. Левая колонка – для всего диапазона полученных датировок; правая колонка – для интервала 200–1000 млн лет. Большелабинская свита (проба 19-11), песчано-конгломератовая толща (проба 24-32a), кинырчадская свита (проба 24-156), породы условно пострanneпермского возраста неизвестной стратиграфической принадлежности (цемент – проба 24-34a, гальки – проба 24-346).

**Fig. 9.** Kernel Density Estimation (KDE) plots (purple) and histograms (green) of the distribution of U-Pb isotopic age estimates for the Permian molasse. The left column is for the entire range of dates obtained; the right column is for the 200–1000 Ma interval. Bolshaya Laba formation (sample 19-11); sand conglomerate formation (sample 24-32a); Kinyrchad formation (sample 24-156); supposedly post-Early Permian rocks of unknown stratigraphic affiliation (cement – sample 24-34a, pebbles – sample 24-346).

пробы 23-6г, отобранной в правом борту р. Кубани, близ рудника Эльбрусский. Значения возраста 60 изученных зерен циркона образуют единый кластер с возрастным пиком 603 млн лет (см. рис. 7; Прил. 1, табл. 1.1). Циркон в пробе представлен бесцветными, хорошо ограниченными, слабоокатанными зёрнами размером 50–200 мкм. Зёрна циркона преимущественно представлены целыми кристаллами, коэффициент удлинения которых составляет примерно 1:2. Большинство зерен циркона имеют выраженную осцилляторную зональность; торий-урановые отношения в интервале от 0.3 до 0.8 свидетельствуют об их магматическом генезисе.

В правом борту руч. Шиджатмаз из метаморфизованных туфов среднего состава шиджатмазской свиты была отобрана проба 24-11а. Зёрна циркона представлены преимущественно обломками размером 30–150 мкм; они не окатаны или слабо окатаны, редко встречаются хорошо окатанные зёрна. Торий-урановые отношения для изученных зерен циркона находятся в диапазоне 0.35–1.56. Оценки U-Pb возраста 93 зерен циркона пробы 24-11а формируют возрастной пик 596 млн лет (см. рис. 7; Прил. 1, табл. 1.1).

#### **4.2. Нижне- и среднепалеозойские слабометаморфизованные породы Бечасынской зоны**

Пробы из кварцитов урлешской и песчаников уллулахранской свиты, составляющих основание разреза нижне- и среднепалеозойских слабометаморфизованных толщ Бечасынской зоны, были отобраны в скальных выходах в левом борту долины р. Хасаут.

Зёрна циркона из кварцитов урлешской свиты (проба 24-12а) представлены слабо- и среднеокатанными обломками размером от 50 до 200 мкм; они, как правило, изометричны либо с коэффициентом удлинения до 1:2. Многие зёрна сохраняют следы осцилляторной зональности, но несут следы локальной рекристаллизации, приводящей к исчезновению первоначальной зональности роста с формированием доменов со структурами «течения». Торий-урановые отношения для большинства зерен находятся в интервале 0.27–1.66. Почти 90 % всех значений изотопного возраста 119 зерен циркона из пород урлешской свиты находятся в диапазоне 583–523 млн лет и формируют пик со значением 541 млн лет. Единичные зёрна циркона характеризуются молодыми значениями возраста с пиком 473 млн лет, а одно зёрно имеет возраст 351 млн лет (см. рис. 7; Прил. 1, табл. 1.1). Оценка максимального возраста осадконакопления урлешской свиты может быть выполнена несколькими подходами, критический анализ которых приведен в работе [Vermeesch, 2021]. В нашем исследовании использован метод наиболее молодого возрастного пика на диаграмме KDE и метод MLA (Maximum Likelihood Age), предложенный в цитируемой работе. Наиболее молодой пик соответствует 473 млн лет (флоский век). Оценка максимального возраста накопления урлешской свиты методом

MLA дает значение 351 млн лет, которое явно смещено присутствием в пробе двух молодых зерен (PRB3 – 351±4 млн лет и PRB42 – 408±6 млн лет; Suppl. 1); после исключения этих возрастов из рассмотрения метод MLA дает оценку максимального возраста, равную 470 млн лет. Исключение единичных значений U-Pb возраста из анализируемой методом MLA выборки не противоречит методике, поскольку автор метода отмечает его чувствительность к значениям-выбросам (аутлайерам) [Vermeesch, 2021]. Результаты датирования обломочного циркона пробы 24-12а близки к возрасту, полученному предшественниками [Kuznetsov et al., 2025], но не исключают накопление урлешской свиты в более раннее (постраннеордовикское) время.

Циркон из песчаников уллулахранской свиты (проба 24-13а) представлен крупными зёрнами (50–300 мкм), степень окатанности которых лучшая из всех изученных проб и может быть оценена как средняя и хорошая. Целые и неокатанные зёрна не встречаются; это дает возможность предположить, что существенная часть зерен циркона из данной пробы либо была транспортирована из сравнительно удаленных источников сноса, либо представляет собой рециклированный осадочный материал. Многие зёрна циркона несут следы перекристаллизации, их торий-урановые отношения находятся в интервале 0.20–2.49. Два зёрна имеют торий-урановые отношения менее 0.10, что может свидетельствовать об их метаморфическом генезисе. Среди 110 зерен циркона уллулахранской свиты (проба 24-13а) наблюдаются более широкие вариации возраста, нежели в подстилающей урлешской свите. Значительная часть (88 %) значений возраста находится в диапазоне 800–500 млн лет; максимальный возрастной пик составляет 534 млн лет. К позднему рифею относятся 18 значений возраста (пик 616 млн лет), а значения изотопного возраста девяти зерен образуют популяцию раннепротерозойского возраста с пиком 2030 млн лет. Также присутствуют три зёрна с архейским возрастом (см. рис. 7; Прил. 1, табл. 1.1).

#### **4.3. Нижнекаменноугольные отложения (Тоханский тектонический покров)**

Из полимиктовых песчаников тоханской свиты в левом борту р. Даут для исследования была отобрана проба 24-20а. Зёрна циркона средней и хорошей окатанности, плохо окатанные зёрна встречаются сравнительно редко. Коэффициент удлинения примерно половины исследованных зерен составляет 1:2–1:3; величина Th/U составляет в основном 0.10–2.89, а четыре зёрна имеют торий-урановые отношения менее 0.10. Для 90 зерен циркона были получены конкордантные значения возраста: относительно молодая популяция 410–340 млн лет (31 %) образует выраженный пик 370 млн лет, а группа более древних зерен циркона формирует пик 541 млн лет (48 %). Два зёрна имеют возраст около 1040 млн лет, одиннадцать зерен – раннепротерозойский возраст, шесть – архейский, однако

статистически значимых пиков на диаграмме KDE они не формируют (см. рис. 8; Прил. 1, табл. 1.1).

#### 4.4. Средне- и верхнекаменноугольные и нижне- и среднепермские молассы

В скальных выходах близ р. Теберда из полимиктовых песчаников малоурупской свиты была отобрана проба 19-8, по которой нами получены 73 конкордантных оценки U-Pb возраста зерен циркона. Зерна циркона, размером 50–200 мкм, в основном представлены слабоокатанными или неокатанными обломками, редко – целыми зернами. Торий-урановые отношения находятся в интервале 0.1–0.7. Большая часть зерен циркона (78 %) характеризуются значениями возраста в диапазоне 520–385 млн лет, что соответствует возрастному пику 445 млн лет. Два пика на KDE диаграмме (678 и 856 млн лет) объединяют позднерифейские зерна (18 %). Три зерна имеют архей-раннепротерозойский возраст (см. рис. 8; Прил. 1, табл. 1.1).

Из измененных риолитов толстобугорской свиты в правом борту р. Большая Лаба была отобрана проба 24-37. Зерна циркона, выделенные из пробы, неокатанные, с выраженной осцилляторной зональностью, представлены целыми кристаллами с коэффициентом удлинения 1:2–1:4 и их обломками. Торий-урановые отношения для большинства изученных зерен циркона находятся в интервале 0.1–1.2, что свидетельствует об их магматическом генезисе. В пробе 24-37 большая часть цирконов группируются в позднепалеозойский кластер и для них методом пересечения псевдодискордии с конкордией определен возраст  $318 \pm 3$  млн лет; такое же значение составляет и средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст с  $^{207}\text{Pb}$ -коррекцией на нерадиоогенный свинец. В пробе присутствуют более древние, вероятно, захваченные зерна: три зерна группируются вблизи возрастного рубежа 384 млн лет, а единичные зерна попадают в позднерифейский – вендский возрастной интервал (см. рис. 6; рис. 10; Прил. 1, табл. 1.1).

Из отложений караджелмасской свиты в левом борту правого притока р. Кубани – р. Худес – была отобрана проба 23-17а. Зерна циркона бесцветные, от слабо- до полуокатанных; среди них приблизительно в равных долях представлены целые кристаллы и их обломки размером 50–200 мкм, изредка встречаются неокатанные целые зерна. Торий-урановые отношения для зерен циркона пробы варьируются в интервале 0.1–0.8. Конкордантный U-Pb возраст получен по 63 зернам циркона, из которых 86 % (54 зерна) находятся в диапазоне 845–375 млн лет и образуют два выраженных пика – 432 и 767 млн лет. Остальные зерна циркона (14 %) имеют архей-раннепротерозойский возраст (см. рис. 8; Прил. 1, табл. 1.1).

Проба 19-9 из гравелитов, относящихся к караджелмасской или гремучинской свите, отобрана на р. Большая Лаба близ устья р. Закан. Зерна циркона главным образом бесцветные, присутствует небольшая популяция бледно-желтых зерен. Среди изученных зерен преобладают обломки кристаллов размером 50–70 мкм,

самые крупные зерна не превышают 200 мкм. Торий-урановые отношения для зерен циркона пробы в основном находятся в пределах 0.1–0.8, и только для четырех зерен получены торий-урановые отношения меньше 0.1. Всего получено 79 конкордантных определений U-Pb возраста обломочного циркона. Для молодых оценок возраста (575–390 млн лет, 44 %) отчетливый пик составляет 473 млн лет; 27 % зерен циркона имеют возраст 760–600 млн лет и формируют пик 692 млн лет; 16–17 % зерен (2290–1430 млн лет) – пик 1830 млн лет. Оценки возраста 6–7 % зерен находятся в интервале 2290–2600 млн лет (см. рис. 8; Прил. 1, табл. 1.1).

Над карьером севернее пос. Верхняя Теберда, в поле распространения нижне- и среднекаменноугольных учкуланской и атчапханской свит (согласно [State Geological Map..., 2021]), из толщи конгломератов были отобраны пробы галек (проба 24-34б) и цементирующего матрикса (проба 24-34а). Зерна циркона, выделенные из пробы 24-34б, слабо или полуокатаны и представлены удлиненными кристаллами (с коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:4) и их обломками. Торий-урановые отношения для зерен циркона пробы 24-34б находятся в интервале 0.10–1.18. По 84 зернам получены конкордантные определения U-Pb возраста. Пик на диаграмме KDE для наиболее молодой группы зерен циркона составляет 384 млн лет (68 % зерен); 33 % значений возраста циркона объединяются в два венд-кембрийских пика – 534 и 589 млн лет. Более древние единичные зерна циркона характеризуются возрастом от позднего рифея до архея (см. рис. 9; Прил. 1, табл. 1.1).

Зерна циркона, выделенные из матрикса конгломератов (проба 24-34а), имеют размер 50–150 мкм и представлены, как правило, обломками кристаллов от слабо- до полуокатанных. Коэффициент удлинения зерен составляет 1:2–1:3, одно зерно имеет коэффициент удлинения 1:5. Большинство зерен имеет осцилляторную зональность. Не менее трети зерен несут следы перекристаллизации. Торий-урановые отношения для исследованных зерен находятся в диапазоне 0.1–1.8, одно зерно имеет значение Th/U менее 0.1. Всего получено 82 конкордантных значения U-Pb возраста. Возрастные пики для наиболее молодой группы возрастов (76 %) на KDE диаграмме составляют 274 и 370 млн лет, для более древней группы возрастов – 507 и 1990 млн лет (см. рис. 9; Прил. 1, табл. 1.1). Полученные изотопно-геохронологические данные дают возможность ограничить максимальный возраст осадконакопления изученных толщ. Наиболее молодой возрастной пик для матрикса конгломератов (проба 24-34а) соответствует 274 млн лет (уфимский век ранней перми), а определенный методом MLA (самое молодое определение возраста #24-34-а\_37  $173 \pm 2$  млн лет исключено из выборки) – 253 млн лет (вятский век поздней перми). Таким образом, конгломераты, представленные пробами 24-34а и 24-34б, не могут относиться к нижне- и среднекаменноугольным учкуланской и атчапханской свитам, а

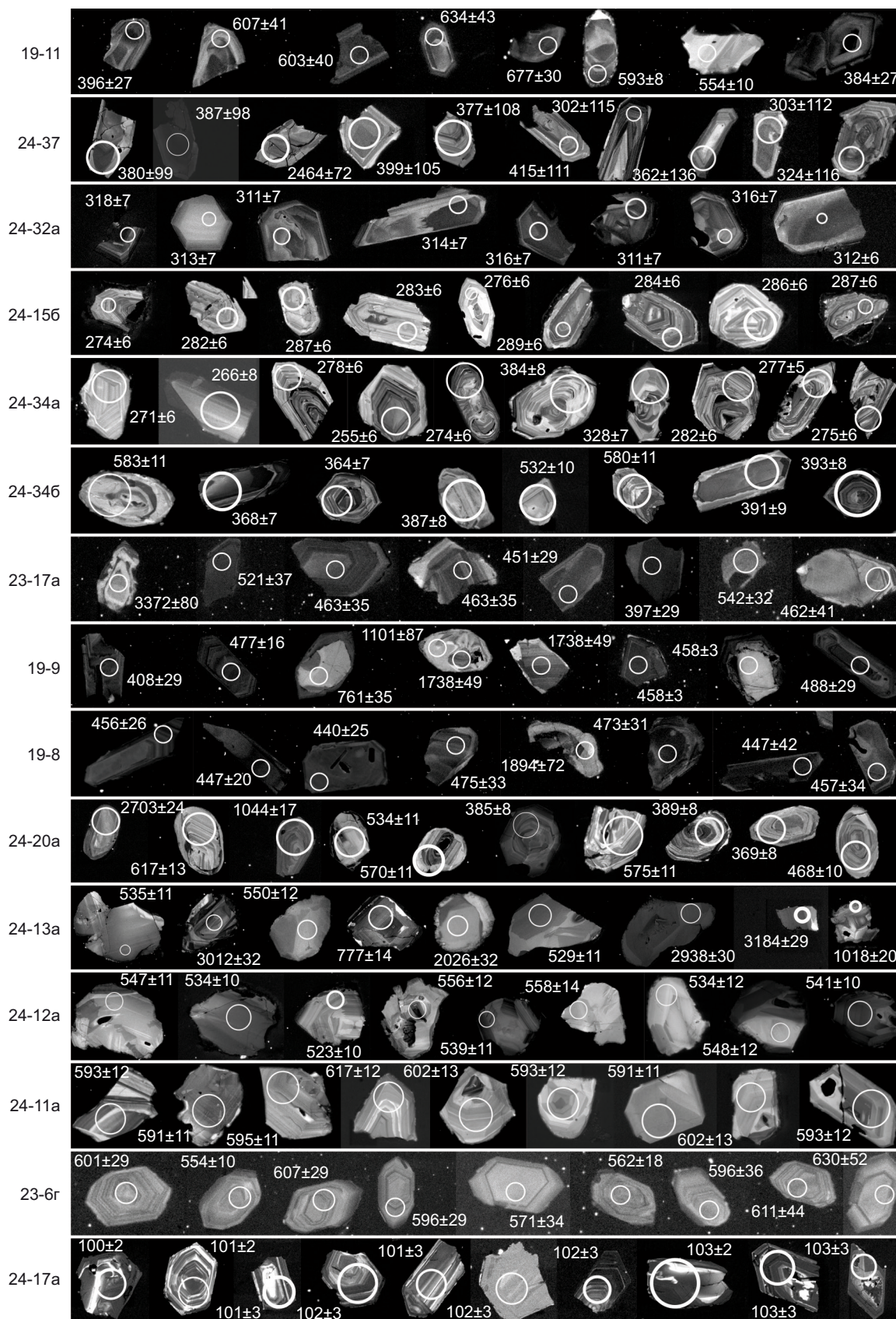


Рис. 10. Катодолуминесцентные изображения зерен циркона изученных проб. Оценки U-Pb изотопного возраста даны в миллионах лет, номера проб приведены в левой части. Кружочками обозначены места применения лазерной абляции, диаметр кружочка составляет 35 микрон.

Fig. 10. Cathodoluminescence images of zircons of the studied samples. U-Pb isotopic ages are given in millions of years, sample numbers are on the left. The circles indicate the places of application of laser ablation; the diameter of a circle is 35 microns.

должны быть условно отнесены к постранипермским образованиям. Для более надежной оценки максимального возраста накопления опробованных конгломератов необходимы дополнительные исследования.

Особо отметим, что на KDE диаграмме распределения возрастов, полученных для матрикса и, особенно, для галек из конгломератов (пробы 24-34а и 24-34б), наблюдаются пики, соответствующие среднему – позднему девону (370-384 млн лет) и венду – раннему кембрию (534 млн лет) (см. рис. 9), также присутствующие на диаграммах распределения возрастов нижнекаменноугольной тоханской свиты (пики 370 и 541 млн лет соответственно). Эти же возрастны популяции, хоть и выраженные в меньшей степени, обнаруживаются в караджелмасской и гремучинской свитах (см. рис. 8, пробы 23-17а и 19-9). При этом венд-раннекембрийская группа определений возрастов может быть унаследована из ранне- и среднепалеозойских слабометаморфизованных образований Бечасынской зоны (пик 541 млн лет для урлешской свиты и 534 млн лет для уллулахранской свиты соответственно). Ярко выраженные на KDE диаграмме для галек из конгломератов (проба 24-34б) пики на уровне среднего – позднего девона и венда – раннего кембрия указывают на то, что источником сноса могли служить ранне- и среднепалеозойские неметаморфизованные и слабометаморфизованные породы Бечасынской зоны (урлешская и уллулахранская свита), а также породы собственно бечасынского метаморфического комплекса.

В скальном выходе в левом борту р. Даут из туфогравелитов кынырчадской свиты была отобрана проба 24-15б. Зерна циркона, выделенные из пробы 24-15б, представлены обломками размером 50–150 мкм; форма зерен – от неокатанных до полуокатанных. Практически все они имеют осцилляторную зональность, а некоторые зерна несут следы перекристаллизации. Торий-урановые отношения для изученных зерен лежат в диапазоне 0.2–0.6. Полученные по 84 зернам обломочного циркона конкордантные значения U-Pb возраста образуют пик, отвечающий возрасту 281 млн лет. При этом группа из пяти самых молодых зерен циркона соответствует возрасту 273 млн лет (метод MLA определяет максимальный возраст осадконакопления в 277 млн лет), что примерно соответствует границе приуральской и биармийской эпох (см. рис. 9; Прил. 1, табл. 1.1).

Близ приустьевой части р. Кольтубе, в правом борту р. Кубани, из матрикса конгломератов песчано-конгломератовой толщи нами была отобрана проба 24-32а. Зерна циркона пробы представлены обломками кристаллов, характеризующихся плохой окатанностью. В основном зерна имеют размер 50–200 мкм, но отдельные зерна достигают размера 450 мкм. Для зерен пробы 24-32а характерна осцилляторная зональность, часто встречаются следы перекристаллизации. Торий-урановые отношения для изученных зерен лежат в диапазоне 0.4–0.9. Полученные для пробы 24-32а 84 конкордантные значения изотопного возраста зерен

циркона образуют на KDE диаграмме возрастной пик 315 млн лет (см. рис. 9; Прил. 1, табл. 1.1).

Из красноцветных песчаников большешлабинской свиты по р. Большая Лаба была отобрана проба 19-11. Место отбора пробы располагается близ северной границы выходов метаморфитов Блыбского выступа в пределах крупного скального обнажения у дороги в левом борту р. Большая Лаба (см. рис. 1). Зерна циркона из пробы 19-11 бесцветные, среди них преобладают неокатанные или слабоокатанные обломки кристаллов. Торий-урановые отношения для зерен циркона пробы находятся в интервале 0.1–1.2. Всего получено 88 конкордантных оценок U-Pb возраста: большинство зерен циркона (86 % от 88 зерен с конкордантным возрастом) образуют пик 390 млн лет; 8 % зерен – пик 726 млн лет (см. рис. 9; Прил. 1, табл. 1.1).

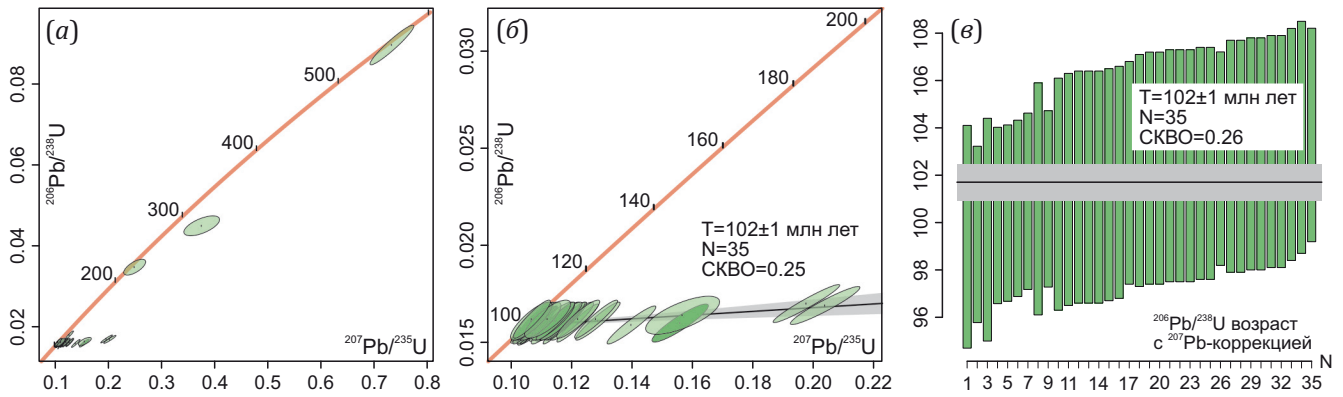
#### 4.5. Вулканы р. Даут (приток р. Кубани)

В районе устья балки Акбаева (р. Даут), в поле развития нижнесреднедевонской кизилкольской свиты, нами были опробованы андезибазальты (проба 24-17а). Зерна циркона представлены мелкими (50–100 мкм) прозрачными обломками, вероятно, удлиненных кристаллов; реже встречаются изометричные зерна, которые в срезе имеют очертания слабовытянутого шестигульника. На катодолюминесцентных изображениях наблюдается осцилляторная зональность, что свидетельствует о магматической природе цирконов. U-Pb изотопный возраст, оцененный методом пересечения псевдодискордии с конкордией и рассчитанный как средневзвешенное значение  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста с  $^{207}\text{Pb}$ -коррекцией на нерадиоогенный свинец по 35 определениям изотопного возраста, составляет  $102 \pm 1$  млн лет, СКВО=0.26. (рис. 11). В пробе присутствуют единичные зерна циркона более древнего возраста (219, 280 и 552 млн лет соответственно), являющиеся, по-видимому, захваченными.

### 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### 5.1. Источники досреднекембрийского обломочного материала

В ряде проб, представляющих Бечасынскую зону (24-13а, 24-11а, 23-6г), обнаруживаются представительные популяции циркона с возрастом в диапазоне 750–520 млн лет, что соответствует концу позднего рифея – венду – самому началу кембрия. Группы зерен циркона с аналогичным возрастом также образуют отчетливые пики на графиках ядерной оценки плотности для проб из каменноугольных и, в меньшей степени, пермских молассовых отложений, перекрывающих Бечасынскую зону и зону Передового хребта (19-11, 19-8, 23-17а). Такой диапазон возрастов отвечает Пан-африканскому тектономагматическому событию, которое широко проявилось на окраине Гондваны [Stern, 1994]. В то же время отсутствие в пробах из БМК зерен циркона с более древним возрастом указывает на то, что блоки фундамента древних платформ (в частности, Восточно-Европейской) не принимали участия



**Рис. 11.** Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования циркона из андезибазальтов, проба 24-17а. (а) – диаграмма с конкордией для всего возрастного диапазона полученных датировок; (б) – диаграмма с конкордией для интервала 100–200 млн лет; (в) – диаграмма, иллюстрирующая средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст циркона с  $^{207}\text{Pb}$ -коррекцией на нерадиоогенный свинец для 35 определений изотопного возраста.

**Fig. 11.** Results of U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from andesite basalts, sample 24-17a. (a) – concordia plot for the entire range of the obtained ages; (б) – concordia plot for the 100–200 Ma interval; (в) – diagram illustrating the weighted mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of zircons with  $^{207}\text{Pb}$  correction for nonradiogenic lead for 35 isotopic age determinations.

в формировании кристаллического основания Бечасынской зоны.

В урлешской свите, залегающей в основании разреза ранне- и среднепалеозойских слабометаморфизованных образований Бечасынской зоны, по данным Н.Б. Кузнецова и др. и авторов настоящей работы, не были обнаружены цирконы древнее конца позднего рифея (возраст самых древних цирконов составляет  $627 \pm 7$  млн лет [Kuznetsov et al., 2025]).

Повсеместное присутствие цирконов панафриканского возраста в пределах изученных комплексов Бечасынской зоны и зоны Передового хребта свидетельствует в пользу перигондванского происхождения фундамента этих зон и их формирования на окраине Гондваны в конце позднего рифея – венде. Только в уллулахранской свите ранне- и среднесилурийского возраста [State Geological Map..., 2004] появляется заметная древняя (рифей и древнее) популяция зерен циркона: 18 позднерифейских и 12 дорифейских зерен. На основании приведенных данных можно заключить, что в питающую провинцию уллулахранской свиты входили древние кристаллические комплексы либо продукты их размыва. Среди изученных нами проб продукты размыва дорифейской континентальной коры встречаются в уллулахранской свите, раннекаменноугольных отложениях (Тоханский тектонический покров), каменноугольных молассовых комплексах и в постранипермских конгломератах неустановленной стратиграфической принадлежности.

Вопрос расположения питающей провинции, содержащей источник дорифейских цирконов, является важным для палеотектонических реконструкций для данного региона в раннем палеозое. В опубликованных данных о возрасте зерен циркона, относящихся к магматическим и метаморфическим комплексам Большого Кавказа, нет сведений о наличии циркона указанного возрастного интервала для зоны Передового

хребта и Бечасынской зоны [Somin, 2011]. Однако единичные зерна циркона дорифейского возраста обнаружены в метаморфических комплексах различного генезиса в пределах Эльбрусской (гондарайский комплекс) и Перевальной подзоны (бульгенский комплекс) зоны Главного хребта [Gamkrelidze et al., 2020]. Таким образом, нельзя исключать участие древних блоков Гондваны или, более вероятно, продуктов их размыва в формировании дорифейской популяции обломочного циркона уллулахранской свиты. Также не может быть исключен из рассмотрения снос обломочного материала со структур Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в частности Сарматского массива, что означало бы причленение Бечасынского террейна к южной окраине ВЕП до силура, т.е. в каледонское время. Тем не менее необходимо отметить, что имеющегося на настоящий момент материала недостаточно для окончательного решения вопроса об источниках сноса древних зерен циркона.

**5.2. Источники обломочного материала для раннекаменноугольной тоханской свиты**

Для осадочных пород раннекаменноугольной тоханской свиты (проба 24-20а) получены два четких пика (370 и 541 млн лет), которые отличаются от таковых для средне- и верхнекаменноугольных толщ, но имеют заметное сходство с возрастом галек постранипермских конгломератов неустановленной стратиграфической принадлежности (проба 24-34б: возрастные пики 384, 534 и 589 млн лет). Вероятными источниками размыва, служившими поставщиками зерен циркона со средне- и позднедевонскими значениями изотопного возраста, могли являться породы армовского гнейсово-кристаллосланцевого метаморфического комплекса. Так, для пород данного комплекса, который, по мнению авторов, участвует в строении Армовского покрова [Kamzolkin et al., 2018], для разных

участков ранее были получены соответствующие оценки возраста. М.Л. Соминим [Somin, 2011] из слюдисто-амфиболовых сланцев р. Большая Лаба выделены три разновозрастные группы зерен циркона, причем зерна наиболее молодой группы имеют U-Pb возраст в интервале 387–373 млн лет. Нами ранее методом SIMS (SHRIMP) был получен U-Pb возраст  $362 \pm 2$  млн лет для гранат-слюдяных сланцев, обнажающихся северо-восточнее г. Армовка [Latyshev et al., 2019]. Вместе с тем не исключен снос обломочного материала из зоны Главного хребта. Так, из ортогнейсов р. Кыртык гондарайского метаморфического комплекса Эльбрусской подзоны были выделены зерна циркона, для которых методом TIMS получен возраст  $386 \pm 5$  млн лет [Somin, 2011]. Для ортогнейсов р. Хецквары (буульгенский комплекс, Перевальная подзона) методом SIMS (SHRIMP) был получен возраст  $381 \pm 3$  млн лет [Somin, 2011]. Что касается возможных источников циркона венд-раннекембрийского возраста (541 млн лет для пробы 24-20а, 534 и 589 млн лет для пробы 24-34б), то такие породы широко представлены в пределах зоны Передового хребта и Бечасынской зоны. Например, одно определение U-Pb возраста циркона, полученное нами ранее для Балканского массива кварцевых диоритов, составляет  $549 \pm 7$  млн лет [Kamzolkin et al., 2018]. Позднерифейские – вендские цирконы обильно присутствуют в породах бечасынского метаморфического комплекса (см. рис. 7; Прил. 1, табл. 1.1). М.Л. Соминим для плагиогранитов балки Акбаева (р. Даут) был получен U-Pb возраст методом SIMS (SHRIMP)  $562 \pm 8$  млн лет [Somin, Potapenko, 2008].

### 5.3. Источники обломочного материала для средне- и верхнекаменноугольных моласс

Для сероцветных средне- и верхнекаменноугольных моласс, перекрывающих покровную структуру зоны Передового хребта и Бечасынской зоны, распределение возрастов зерен циркона на графиках ядерной оценки плотности носит сложный характер (см. рис. 8; Прил. 1, табл. 1.1). Доминирующие группы зерен циркона, особенно в пробах 19-8 и 23-17а, дают позднеордовикские – раннесилурийские пики возрастов (448 и 432 млн лет соответственно), что может быть связано с размывом островодужных комплексов (рис. 12). Также зерна циркона этого возрастного интервала обильно присутствуют в макерском комплексе Эльбрусской подзоны зоны Главного хребта [Somin, 2011]. Проба позднекаменноугольных пород 19-9 (одновозрастная проба 23-17а) была отобрана существенно западнее проб 19-8 и 23-17а; наиболее молодой пик возрастов здесь представлен ранним ордовиком (473 млн лет, флоский век), что коррелирует с самым молодым возрастом зерен циркона в урлешской свите ([Kuznetsov et al., 2025; эта работа]). Цирконы этого возраста были обнаружены в огнейсованных гранитах гондарайского комплекса Эльбрусской подзоны зоны Главного хребта [Gamkrelidze et al., 2020]. Таким образом, нель-

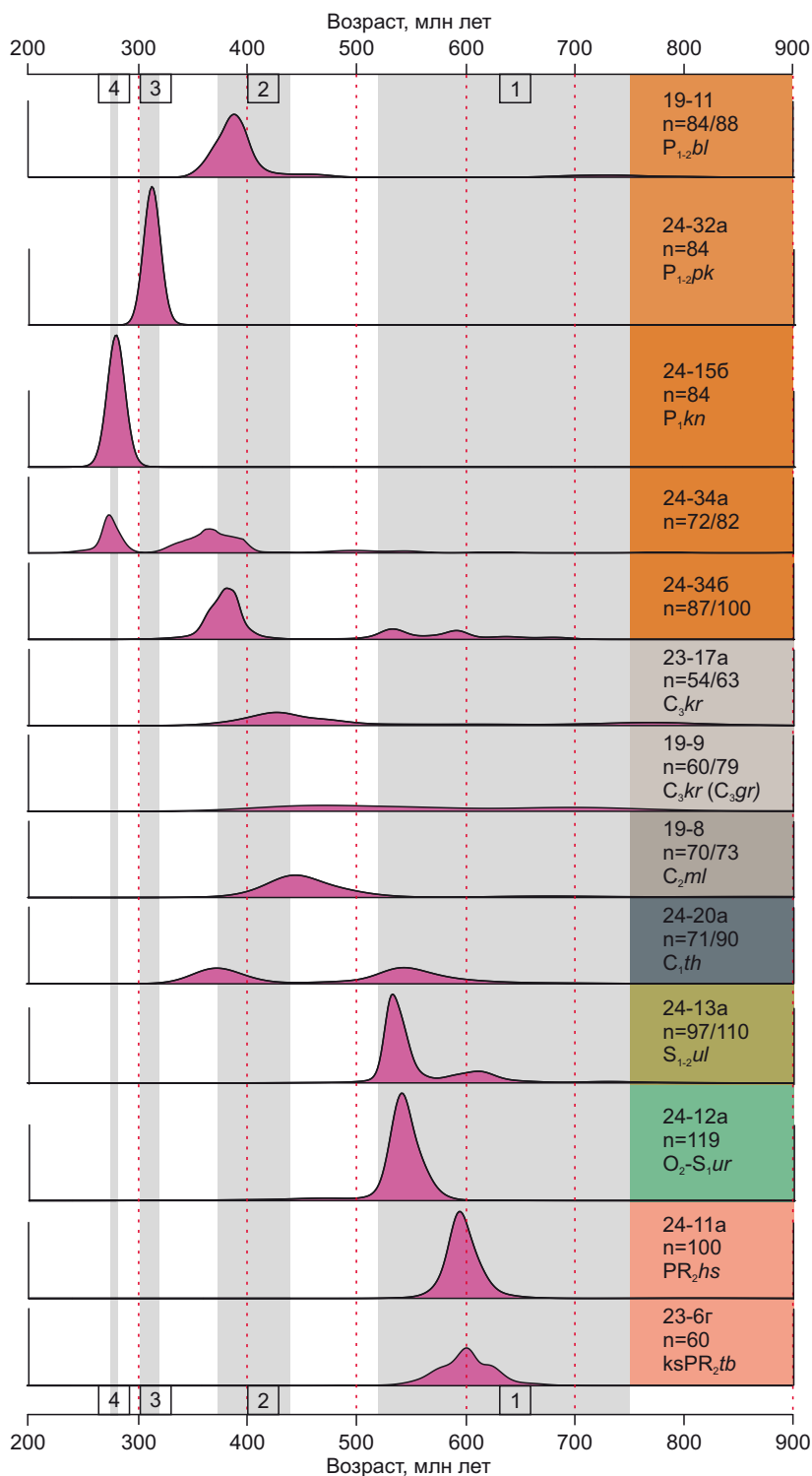
зя исключать участие структур зоны Главного хребта в составе питающих провинций для средне- и верхнекаменноугольных молассовых комплексов.

### 5.4. Источники обломочного материала ранне- и среднепермских моласс

На графиках ядерной оценки плотности для зерен циркона из пород, участвующих в строении красноцветных пермских молассовых толщ нижней – средней перми (см. рис. 9; Прил. 1, табл. 1.1), включая отложения киньрчадской свиты (проба 24-15б), песчано-конгломератовой толщи (проба 24-32а) и большелабинской свиты (проба 19-11), доминируют одиночные возрастными пиками, что указывает на размыв (накопление) однородных по возрастным характеристикам источников обломочного материала. В то же время значения изотопного возраста циркона в интервале 500–600 млн лет не характерны для пород, участвующих в строении перечисленных толщ. Исключением являются пробы 24-34а и 24-34б, условно отнесенные к пострanneпермским образованиям и демонстрирующие размыв разновозрастных нижележащих пород. Выраженный пик на уровне 315 млн лет для пробы 24-32а из песчано-конгломератовой толщи соответствует магматическому событию среднекаменноугольного возраста, которому, в свою очередь, соответствует возраст риолитов толстобугорской свиты (проба 24-37, наиболее молодой пик 322 млн лет), близкий возрасту «малкинских» гранитов [Snezhko et al., 2021]. Что касается обломочного циркона из большелабинской свиты (пробы 19-11; пик 390 млн лет), то его возраст хорошо коррелирует с возрастом монцоидиоритов р. Закан, притока р. Большая Лаба,  $393.7 \pm 1.7$  млн лет [Latyshev et al., 2019].

### 5.5. Особенности осадконакопления каменноугольных и пермских осадочных отложений

Можно видеть (см. рис. 8, 9), что характер распределения возрастов на графиках ядерной оценки плотности для каменноугольной и пермской системы меняется дважды: на границе ранне- и среднекаменноугольного периода и на границе каменноугольного периода и перми. Характер осадконакопления в средней и поздней эпохе каменноугольного периода свидетельствует о размыве пород широкого возрастного спектра, при этом даже в одновозрастных породах (пробы 19-9 и 23-17а) распределения возрастов варьируются существенно, что свидетельствует в пользу различных источников сноса и, возможно, накопления изучаемых толщ в изолированных межгорных впадинах. В целом, для пермского времени характерен размыв и снос однородного по возрасту материала. Пробы пострanneпермских конгломератов (24-34а и 24-34б) неясной стратиграфической принадлежности демонстрируют переходный этап в смене характера осадконакопления: в это время размываются как раннепермские образования (вероятно, интрузивные и



**Рис. 12.** Графики ядерной оценки плотности распределения изотопного возраста (фиолетовый цвет), иллюстрирующие распределение значений U-Pb возраста зерен обломочного циркона для изученных пород для интервала 0–875 млн лет. На рисунок вынесены номера проб, число измерений и геологический индекс. Цифры в квадратах обозначают интервалы (серый цвет): 1 – Панафриканское тектономагматическое событие (750–520 млн лет); 2 – интервал вулканической активности Большекавказской островной дуги (440–375 млн лет); 3 – время массового внедрения каменноугольных гранитоидов (323–303 млн лет); 4 – время проявления вулканической активности в ранней перми (~277 млн лет).

**Fig. 12.** Kernel Density Estimation (KDE) distribution plots for the isotopic age (purple) illustrating the distribution of detrital zircon ages for studied rocks in the 0–875 Ma interval. The figure shows the sample numbers, the number of measurements, and the geological index. Numbers in the squares stand for the following intervals (grey): 1 – the Pan-African tectonomagmatic event (750–520 Ma); 2 – the interval of volcanic activity of the Great Caucasus island arc (440–375 Ma); 3 – the time of a massive intrusion of Carboniferous granitoids (323–303 Ma); 4 – the time for the manifestation of volcanic activity in the Early Permian (~277 Ma).

вулканогенные породы), так и разновозрастные подстилающие толщи.

### 5.6. Возраст киньрчадской свиты ранней перми

Возраст киньрчадской свиты определен на основании находок в нижней части ее разреза отпечатков хвойных *Walchia* sp. и следов рептилий *Amphisauroides* (*Auxipex*) *minor* (Heyler et Lessertiseur) [State Geological Map..., 2021] как сакмарско-артинский. В области проведения исследований по р. Даут расположены выходы киньрчадской и гималдыкской свиты, причем последняя несогласно залегает на отложениях киньрчадской свиты. Пик для популяции зерен циркона из пробы 24-15б составил 281 млн лет (кунгурский век), возраст же пяти наиболее молодых зерен из этой пробы получен различными методами как 273 или 277 млн лет. Это дает основания для пересмотра возраста киньрчадской свиты в сторону ее омоложения.

### 5.7. Меловой вулканизм

Меловой вулканизм широко проявлен в районе современного Черного моря. Реконструкция истории развития Черноморского региона предполагает существование альбского, сеноманского и кампанского вулканических поясов. Согласно реконструкции А.М. Никишина и др. [Nikishin et al., 2013], в альбе вулканический пояс протягивался от южной окраины Горного Крыма до Малого Кавказа, а в сеномане – туроне проявления вулканизма известны в полосе от зоны Восточная Средна-Гора (Болгария) до Понтид и Закавказья.

На сегодняшний день достоверных подтверждений нахождения вулканических пород мелового возраста на Северном Кавказе нет, однако в Предкавказье, в районе Армавира, бурением вскрыты базальты и риолиты условно аптского возраста [State Geological Map..., 2008]. Кроме того, Е.Ю. Барабошкин отмечает в разрезах верхнего альба Северо-Западного Кавказа прослой туфов в глинах [Baraboshkin, 1999; Baraboshkin et al., 2003]. Полученная нами оценка U-Pb возраста зерен циркона из андезибазальтов р. Даут (проба 24-17а) может рассматриваться как первое указание на наличие вулканической активности на Северном Кавказе в альбское время.

### 5.8. История тектономагматического развития

Формирование фундамента зоны Главного, Передового хребта и Бечасынской зоны происходило на окраине Гондваны [Somin, 2011; Latyshev et al., 2019; Kuznetsov, Romanyuk, 2021; и др.] в позднем протерозое – начале кембрия. Об этом говорит широкое распространение в изученных пробах возрастных популяций циркона, возраст которых соответствует Панафриканскому тектономагматическому событию как в магматических ([Kamzolkin et al., 2018], настоящая статья, проба 24-11а), так и в метаморфических и осадочных горных породах упомянутых зон [Somin, Potapenko, 2008; Somin, 2011; Gamkrelidze et al., 2020]. В результате рифтинга к концу ордовика произошло отделение

от северной окраины Гондваны большого числа террейнов [Stampfli et al., 2002], среди которых, по-видимому, находились террейны, представляющие различные зоны Большого Кавказа. Возрастная популяция обломочного циркона в интервале 440–382 млн лет, распространенная в изученных породах, отражает возраст вулканической активности, связанной с существованием Большекавказской островной дуги [State Geological Map..., 2021]. Аккреция большекавказских террейнов к балтийской части Лавразии произошла в раннекаменноугольное время (например [Gamkrelidze, Shengeliya, 2005]) и завершилась обильным внедрением гранитоидов с возрастом 303–323 млн лет. Со среднего карбона и до средней перми здесь происходило формирование континентальных моласс, которые аккумуляировали обломочный циркон размываемых комплексов, включая перечисленные возрастные популяции (рис. 12).

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены первые данные о U-Pb изотопном возрасте зерен обломочного циркона средне- и верхнекаменноугольных и ниже- и среднепермских моласс Большого Кавказа. Характер распределения возрастных пиков позволяет предположить, что в каменноугольном периоде осадконакопление происходило в ряде изолированных впадин в условиях сноса обломочного материала широкого возрастного спектра, а в качестве питающих провинций могли принимать участие структуры зоны Главного хребта. В перми преобладал снос материала из однородных по возрасту источников.

Возраст зерен циркона из туфогравелитов киньрчадской свиты, ранее относившейся к приуральской эпохе, близок к границе приуральской и биармийской эпохи, что указывает на возможно более молодой возраст этой свиты.

Возрастной пик для наиболее молодой популяции обломочного циркона из урлешской свиты на уровне 473–470 млн лет (флоский век) согласуется с данными предшественников, но позволяет допустить постранинеордовикское время накопления урлешской свиты.

Наличие докембрийских (рифейских и более древних) зерен циркона в ниже- и среднесилурийской уллулахранской свите (Бечасынская зона) указывает либо на эрозию непосредственно блоков древней континентальной коры, либо на участие рециклированного осадочного материала.

Анализ значений U-Pb возраста циркона из бечасынского метаморфического комплекса и моласс зоны Передового хребта и Бечасынской зоны свидетельствует в пользу перигондванского происхождения комплексов, слагающих метаморфический фундамент этих зон и их формирования на окраине Гондваны в конце позднего рифея – венде.

Новые данные о вулканических событиях альбского возраста на Северном Кавказе позволяют пересмотреть области проявления мелового вулканизма в Кавказско-Черноморском регионе.

## 7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

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

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

## 8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

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

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

## 9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Baraboshkin E.Yu., 1999. Albian Ammonite Biostratigraphy of the Northern Caucasus. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 212 (1–3), 175–210. <https://doi.org/10.1127/njgpa/212/1999/175>.

Baraboshkin E.Yu., Alekseev A.S., Kopaevich L.F., 2003. Cretaceous Palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196 (1–2), 177–208. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00318-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00318-3).

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C., 2004. Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  Microprobe Geochronology by the Monitoring of a Trace-Element-Related Matrix Effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and Oxygen Isotope Documentation for a Series of Zircon Standards. *Chemical Geology* 205 (1–2), 115–140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>.

Carwood P.A., Martin E.L., Murphy J.B., Pisarevsky S.A., 2021. Gondwana's Interlinked Peripheral Orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 568, 117057. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117057>.

Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G., Lee Y.-H., Okrostsvaridze A., Beridze G., Vardanashvili K., 2020. U-Pb LA-ICP-MS Dating of Zoned Zircons from the Greater Caucasus Pre-Alpine Crystalline Basement: Evidence for Cadomian to Late Variscan Evolution. *Geologica Carpathica* 71 (3), 249–263. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.3.4>.

Gamkrelidze I.P., Shengeliya D.M., 2005. Precambrian-Paleozoic Regional Metamorphism, Granitoid Magmatism and Geodynamics of the Caucasus. *Nauchny Mir, Moscow*, 460 p. (in Russian) [Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 460 с.].

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICPMS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, Canada, p. 308–311.

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K. et al., 2016.

Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40 (3), 311–332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology* 211 (1–2), 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Kamzolkin V.A., Latyshev A.V., Vidyapin Y.P., Somin M.L., Smul'skaya A.I., Ivanov S.D., 2018. Late Vendian Complexes in the Structure of Metamorphic Basement of the Fore Range Zone, Greater Caucasus. *Geotectonics* 52 (3), 331–345. <https://doi.org/10.1134/S0016852118030020>.

Kuznetsov N.B., Razumovsky A.A., Latysheva I.V., Shatsil'lo A.V., Fedyukin I.V., Dantsova K.I., Romanyuk T.V., Maslova O.A. et al., 2025. The Age of the Urlesh Formation (Basal Level of the Paleozoic Succession of the Northern Slope of the Greater Caucasus) and the Sources of Its Clastic Material. *Doklady Earth Sciences* 521 (1), 1. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24604309>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., 2021. Peri-Gondwanan Blocks in the Structure of the Southern and Southeastern Framing of the East European Platform. *Geotectonics* 55 (4), 439–472. <https://doi.org/10.1134/S0016852121040105>.

Latyshev A., Kulakova E., Kamzolkin V., 2019. The Structure of the Crystalline Basement and Age of Geological Events of the Fore Range Zone of the Greater Caucasus. In: *Abstracts of the AGU Fall Meeting (December 8–13, 2019, San Francisco)*. AGU, p. 350.

Latysheva I.V., Kuznetsov N.B., Razumovsky A.A., Shatsil'lo A.V., Romanyuk T.V., Fedyukin I.V., Dantsova K.I., Novikova A.S., 2024. The Age of Zircon Grains from the Metatuffaceous Sandstones of the Shidzhatmaz Formation on the Northern Slope of the Greater Caucasus: Contribution to Regional Stratigraphy of the Upper Cambrian. In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent)*. Proceedings of Scientific Meeting (October 15–19, 2024). Iss. 22. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 183–185 (in Russian) [Латышева И.В., Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Шацилло А.В., Романюк Т.В., Федюкин И.В., Данцова К.И., Новикова А.С. Возраст зерен циркона из метатупфопесчаников шиджатмазской свиты северного склона Большого Кавказа: вклад в региональную стратиграфию верхнего докембрия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 183–185].

Leonov Yu.G. (Ed.), 2007. *Greater Caucasus in the Alpine Epoch*. GEOS, Moscow, 368 p. (in Russian) [Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.].

Nikishin A.M., Khotylev A.O., Bychkov A.Yu., Kopaevich L.F., Petrov E.I., Yapaskurt V.O., 2013. Cretaceous Volcanic

Belts and the Evolution of the Black Sea Basin. Moscow University Geology Bulletin 68 (3), 141–154. <https://doi.org/10.3103/S0145875213030058>.

Paton Ch., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J., 2011. Iolite: Freeware for the Visualisation and Processing of Mass Spectrometric Data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26 (12), 2508–2518. <https://doi.org/10.1039/C1JA10172B>.

Petrus J., Kamber B., 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36 (3), 247–270. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.0158.x>.

Semkin V.A., Korsakov S.G., Kotov A.B., 1997. The Results of Samarium-Neodymium and Uranium-Lead Isotope Dating of the Rocks from the Bechasy Zone of the Central Caucasus. In: *The Problems of Geology and Geoecology of the Southern Russia and the Caucasus. Proceedings of the International Scientific Conference. Vol. 1.* Nabla, Novocherkassk, p. 42–44 (in Russian) [Семкин В.А., Корсаков С.Г., Котов А.Б. Результаты самарий-неодимовых и уран-свинцовых изотопных исследований пород Бечасынской зоны Центрального Кавказа // Проблемы геологии и геоэкологии юга России и Кавказа: Материалы международной научной конференции. Новочеркасск: Набл, 1997. Т. 1. С. 42–44].

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Snezhko V.A., Potapenko Yu.Ya., 2001. Compositional Features of the Proterozoic Volcanites from the Khasaut Synclinorium of the North Caucasus and Their Formation Conditions. In: *Neogene Tectonics: General and Regional Aspects. Proceedings of the XXXIV Tectonic Meeting (January 30 – February 3, 2001).* Vol. 2. GEOS, Moscow, p. 208–211 (in Russian) [Снежко В.А., Потапенко Ю.Я. Особенности состава протерозойских вулканитов Хасаутского синклиория Северного Кавказа и условия их формирования // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV тектонического совещания (30 января – 3 февраля 2001 г.). М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 208–211].

Snezhko V.A., Snezhko V.V., Sharpenok L.N., 2021. Malkinsky Granite-Leucogranite Plutonic Complex (North Caucasus). *Regional Geology and Metallogeny* 85, 5–20 (in Russian) [Снежко В.А., Снежко В.В., Шарпёнок Л.Н. Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ) // Региональная геология и металлогения. 2021. № 85. С. 5–20].

Somin M., 2011. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief Overview. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20 (5), 545–610. <https://doi.org/10.3906/yer-1008-6>.

Somin M.L., Potapenko Yu.Ya., 2008. The Bechasy Zone of the Greater Caucasus Basement: Age of the Complexes

and Problem of Their Tectonic Position. In: *General and Regional Problems of Tectonics and Geodynamics. Proceedings of the XLI Tectonic Meeting (January 29 – February 2, 2008).* Vol. 2. GEOS, Moscow, p. 286–290 (in Russian) [Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я. Бечасынская зона фундамента Большого Кавказа: возраст комплексов и проблема их тектонической позиции // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI тектонического совещания (29 января – 2 февраля 2008 г.). М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 286–290.]

Stacey J.S., Kramers I.D., 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters* 26 (2), 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).

Stampfli G.M., von Raumer J.F., Borel G.D., 2002. Paleozoic Evolution of Pre-Variscan Terranes: From Gondwana to the Variscan Collision. In: J.R. Martínez Catalán, R.D. Hatcher Jr., R. Arenas, F. Díaz García (Eds), *Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement.* Geological Society of America Special Paper 364, p. 263–280. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2364-7.263>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2002. Caucasian Series. Scale of 1:200000. Sheet K-37-V. Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 213 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Кавказская. Масштаб 1:200000. Лист K-37-V: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 213 с.]

State Geological Map of the Russian Federation, 2004. Caucasian Series. Scale of 1:200000. Sheet K-38-I, VII (Kislovodsk). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 365 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Кавказская серия. Масштаб 1:200000. Лист K-38-I, VII (Кисловодск): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2004. 365 с.]

State Geological Map of the Russian Federation, 2008. Scythian Series. Scale of 1:200000. Sheet L-37-XXX (Stavropol). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 122 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Скифская серия. Масштаб 1:200000. Лист L-37-XXX (Ставрополь): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2008. 122 с.]

State Geological Map of the Russian Federation, 2021. Caucasian Series. Scale of 1:200000. Sheet K-37-VI, (XII) (Karachaevsk). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 226 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Кавказская серия. Масштаб 1:200000. Лист K-37-VI, (XII) (Карачаевск): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2021. 226 с.]

Stern R.J., 1994. Arc Assembly and Continental Collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the Consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22, 319–351. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.22.050194.001535>.

Stratigraphic Dictionary of the USSR, 1977. Carbon, Perm. Nedra, Leningrad, 535 p. (in Russian) [Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.]

Vermeesch P, 2018. IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology. *Geoscience Frontiers* 9 (5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.

Vermeesch P, 2021. Maximum Depositional Age Estimation Revisited. *Geoscience Frontiers* 12 (2), 843–850. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.008>.

Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., Fokin I.V., Patonin A.V., Pasenko A.M., Fetisova A.M., Matveev M.A., Afinogenova N.A., Rud'ko D.V., Chistyakova A.V., 2022. Shared Research Facilities "Petrophysics, Geomechanics and Pa-

leomagnetism" of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (2), 0579 (in Russian) [Веселовский Р.В., Дубиня Н.В., Пономарёв А.В., Фокин И.В., Патонин А.В., Пасенко А.М., Фетисова А.М., Матвеев М.А., Афиногенова Н.А., Рудько Д.В., Чистякова А.В. Центр коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0579]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

**Таблица 1.1.** Результаты определения U-Pb изотопного возраста циркона из метаморфических, осадочных и вулканических горных пород Северного Кавказа, полученные в данной работе

**Table 1.1.** The results obtained herein for U-Pb isotopic dating of zircons from metamorphic, sedimentary and volcanic rocks of the North Caucasus

№ пп	№ пробы	Координаты точки отбора пробы (с.ш., в.д.)	Характеристика пробы	Стратиграфическая принадлежность*	Возрастные пики, млн лет
1	24-13a	43°42'49.6" 42°38'43.5"	Песчаник	Уллулахранская свита S <sub>1-2</sub> ul	534 616 2030
2	24-12a	43°42'36.4" 42°38'35.5"	Кварцит	Урлешская свита O <sub>2</sub> -S <sub>1</sub> (?)ur	473 541
3	24-11a	43°41'59.7" 42°40'25.6"	Метаморфизованный туф среднего состава	Шиджатмазская свита PR <sub>2</sub> hs	596
4	23-6г	43°34'15.3" 42°08'03.4"	Серицит-кварцевый сланец	Тубаллыкулакский комплекс ksPR <sub>2</sub> tb	603
5	23-17a	43°34'23.8" 42°09'50.7"	Полимиктовый песчаник	Караджелмасская свита C <sub>3</sub> kr	432 767
6	19-9	43°41'39.0" 40°49'33.8"	Конгломерат	Караджелмасская или гремучинская свита C <sub>3</sub> kr (C <sub>3</sub> gr)	473 692 932 1830
7	19-8	43°33'47.4" 41°48'20.0"	Конгломерат	Малоурупская свита C <sub>2</sub> ml	445 678 856
8	24-20a	43°33'11.5" 42°04'30.4"	Песчаник полимиктовый слоистый	Тоханская свита C <sub>1</sub> th	370 541
9	19-11	43°46'56.7" 40°53'00.5"	Конгломерат	Большеллабинская свита P <sub>1-2</sub> bl	390 726
10	24-32a	43°39'22.3" 41°58'38.8"	Матрикс конгломерата	Песчано-конгломератовая толща P <sub>1-2</sub> pk	315
11	24-156	43°31'42.0" 42°02'32.0"	Туфогравелит	Кинырчадская свита P <sub>1</sub> kp	281
12	24-34a	43°34'28.0" 41°47'01.8"	Матрикс конгломерата	Не определена. Условно постраннепермский возраст	274 370 507 1990
13	24-346	43°34'28.0" 41°47'01.8"	Галька из конгломерата	Не определена. Условно постраннепермский возраст	384 534 589
14	24-17a	43°32'09.3" 42°02'57.8"	Андезибазальт	Не определена	102±1**
15	24-37	43°50'12.2" 40°55'44.0"	Риолит	Толстобугорская свита C <sub>2</sub> tb	322 384 616 658 836 904

Примечание. \* – по [State Geological Map..., 2002, 2004, 2021]; \*\* – средневзвешенный возраст ( $\pm 1\sigma$ ). Исходные изотопно-геохронологические данные приведены в Suppl. 1.

Note. \* – after [State Geological Map..., 2002, 2004, 2021]; \*\* – weighted mean age ( $\pm 1\sigma$ ). The initial isotope-geochronological data are given in Suppl. 1.