

УДК 552.311(470.5)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-37-48

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ЧИЛЕКТИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Александр Вениаминович Тевелев<sup>1</sup>✉, Петр Александрович Шестаков<sup>2</sup>,  
Екатерина Алексеевна Володина<sup>3</sup>, Александра Андреевна Тихвинская<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; atelev@yandex.ru✉, [https://istina.msu.ru/profile/AI\\_Tevelev-1970/](https://istina.msu.ru/profile/AI_Tevelev-1970/)

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; petrshestak@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/profile/PetrShestakov/>

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [ekaterina.volodina2015@yandex.ru](mailto:ekaterina.volodina2015@yandex.ru), <https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/>

<sup>4</sup> ООО «Рок Энд Милл», Москва, Россия; [borsanya@yandex.ru](mailto:borsanya@yandex.ru), <https://istina.msu.ru/profile/alexbor/>

**Аннотация.** В статье рассматривается строение и история формирования Чилектинского плутона, расположенного в Восточно-Магнитогорской зоне Южного Урала. Массив сложен плутонитами двух комплексов краснинского (тоналитового ряда) и чилектинского (субщелочного ряда). Чилектинский комплекс монцодиоритов, граносиенитов и умереннощелочных гранитов выделен впервые, его изотопный возраст (380 млн лет) доказан U-Pb методом (LA-ICP-MS) по циркону. Чилектинский плутон формировался в качестве сдвигового магматического дуплекса на попутном изгибе левого сдвига северо-восточного простириания.

**Ключевые слова:** Восточно-Магнитогорская зона, умереннощелочные гранитоиды, изотопный возраст, сдвиговый магматический дуплекс

**Для цитирования:** Тевелев А.В., Шестаков П.А., Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые данные о строении и возрасте Чилектинского гранитоидного массива (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 37–48.

## NEW DATA ON THE STRUCTURE AND AGE OF THE CHILEKTA GRANITOID PLUTON (SOUTHERN URALS)

Alexander V. Tevelev<sup>1</sup>✉, Petr A. Shestakov<sup>2</sup>, Ekaterina A. Volodina<sup>3</sup>,  
Alexandra A. Tihvinskaya<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [atelev@yandex.ru](mailto:atelev@yandex.ru)✉

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [petrshestak@yandex.ru](mailto:petrshestak@yandex.ru)

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [ekaterina.volodina2015@yandex.ru](mailto:ekaterina.volodina2015@yandex.ru)

<sup>4</sup> Rock and Mill Ltd., Moscow, Russia; [borsanya@yandex.ru](mailto:borsanya@yandex.ru)

**Abstract.** This paper reviews the structure and formation history of the Chilektinsky pluton, located in the Eastern Magnitogorsk zone of the Southern Urals. The pluton is composed of plutonites of two complexes, the Krasninsky (tonalite series) and the Chilektinsky (subalkaline series). The Chilekta complex of monzodiorites, granosyenites and moderately alkaline granites was identified for the first time, its isotopic age (380 Ma) was proved by U-Pb dating (LA-ICP-MS) on zircons. The Chilekta pluton was formed as a shear magmatic duplex on the northeast-trending left strike-slip fault.

**Keywords:** Eastern Magnitogorsk zone, subalkaline granitoids, isotopic age, shear magmatic duplex

**For citation:** Tevelev A.V., Shestakov P.A., Volodina E.A., Tihvinskaya A.A. New data on the structure and age of the Chilekta granitoid pluton (Southern Urals). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 37–48. (In Russ.).

**Введение.** Чилектинский плутонический массив расположен в Оренбургской области Южного Урала, восточнее Ириклинского водохранилища (р. Урал). Массив подробно был изучен при проведении региональных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [Лисов и др., 2018]. В 1960-х и 1990-х годах в районе массива проводились крупномасштабные (1 : 50 000) геологосъемочные работы. Кроме того, Чилектинский (вариант названия — «Шиликтинский») массив упоминается в работах, посвященных металлогении Восточно-Магнитогорской зоны [Андреев и др., 2018; Минина, Мигачев, 2018; Рыкус,

Сначев, 2019]. Вместе с тем Чилектинский массив не может считаться в достаточной степени изученным. Основной целью настоящего исследования является выяснение особенностей строения и возраста массива. В перечень основных задач входило определение взаимоотношений между породами разных фаз внедрения, петрографические, геохимические и изотопные исследования.

С тектонической точки зрения, Чилектинский массив расположен в Восточно-Магнитогорской структурно-фациальной зоне, вблизи границы Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон.

Он считается полихронным, состоящим из пород двух плутонических комплексов [Лисов и др., 2018]: средне-позднедевонского краснинского и раннекаменноугольного куйбасовского. В условиях не очень хорошей обнаженности взаимоотношения между породами разных комплексов и фаз внедрения часто определяются с существенной долей условности. Однако основной проблемой является отсутствие изотопных данных, подтверждающих принятый возраст пород, а, следовательно, отнесение их к тому или иному комплексу. Задача усложняется тем, что вблизи Чилектинского массива описано несколько близких к нему по составу комплексов [Лисов и др., 2018]: раннекаменноугольный петропавловский габбро-диорит-гранитовый, среднедевонский теренсайский диорит-гранодиоритовый, раннекаменноугольный коскульский габбро-монцодиоритовый, а также несколько плутонических комплексов, локализованных в пределах соседней Восточно-Уральской мегазоны.

**Геология района исследований.** Согласно принятому тектоническому районированию [Пучков, 2000] в пределах восточного склона Южного Урала выделяются несколько основных зон, отделенных от деформированной окраины Восточно-Европейской платформы Главным Уральским разломом (ГУР): Магнитогорская и Восточно-Уральская (ВУМ) мегазоны, разделенные Уйско-Новооренбургской (УНЗ) шовной зоной (рис. 1). Магнитогорская мегазона представляет собой девонскую палеоостровную дугу, в пределах которой в раннем карбоне был сформирован Богдановский палеорифт (Центрально-Магнитогорская зона — ЦМЗ). Он разделяет Магнитогорскую мегазону на Западно-Магнитогорскую (ЗМЗ) и Восточно-Магнитогорскую (ВМЗ) зоны. Восточно-Уральскую мегазону чаще считают коллажем разрозненных тектонических блоков, прорванных многочисленными гранитоидными массивами каменноугольного и раннепермского возраста.

Чилектинский массив располагается в Восточно-Магнитогорской зоне, целиком в пределах небольшого тектонического блока размером примерно 10 × 25 км, который имеет вид параллелограмма с длинными сторонами субмеридионального простирания и короткими — северо-восточного (Чилектинский блок). В пределах этого блока вмещающие массив породы целиком представлены базальтоидами третьей подсвиты александринской толщи среднего девона [Лисов и др., 2018]. Сам Чилектинский массив имеет в плане форму большой линзы размером 4 × 14 км, вытянутой меридионально (рис. 2).

Площади Чилектинского плутона соответствует отрицательная аномалия поля силы тяжести и контрастные аномалии магнитного поля.

В состав краснинского плутонического комплекса по данным [Лисов и др., 2018] входят габбро, габбро-диориты, диориты (первая фаза комплекса); гранодиориты, кварцевые диориты (вторая фаза) и плагиограниты (третья фаза). При этом указано, что

непосредственно в пределах Чилектинского плутона отсутствуют габброиды первой фазы краснинского комплекса. Породы второй и третьей фаз внедрения занимают центральную и северную часть массива. По данным [Лисов и др., 2018], возраст этих пород — позднедевонский. Краснинский комплекс прорывает фаунистически охарактеризованную вулканогенно-осадочную урлядинскую толщу среднего–верхнего девона и, в свою очередь, прорван гранитоидами раннекаменноугольного возраста.

**Куйбасовский плутонический комплекс,** согласно [Лисов и др., 2018], сложен породами двух фаз внедрения. Первая фаза представлена габбро, габбродиоритами, а вторая фаза — гранодиоритами, граносиенитами. В пределах Чилектинского плутона комплекс слагает протяженное в меридиональном направлении тело габбродиоритов в западной его части и крупное тело граносиенитов, занимающее всю юго-восточную часть плутона. Практически все фазы внедрения обоих комплексов сопровождаются дайками первого этапа, имеющими состав, соответствующий составу пород главных фаз. По данным [Лисов и др., 2018], интрузивы куйбасовского комплекса прорывают шумилинскую свиту фамена — раннего турне, а галька граносиенитов находится в конгломератах верхов турнейского яруса. Сами массивы прорываются магматитами московского комплекса (серпуховский век). Таким образом, по геологическим данным, возраст куйбасовского комплекса, скорее всего, раннетурнейский.

**Методика. Полевые исследования.** Чилектинский массив был изучен и опробован при проведении в 2022–2023 гг. работ по гранту РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия\_а).

Из пород Чилектинского массива взято 9 проб на разные виды анализов (табл. 1).

**Изучение, описание и фотографирование шлифов** проводилось с помощью микроскопа Olympus

Таблица 1

Список и координаты точек отбора образцов

Точка, проба	Порода	Широта, с. ш.	Долгота, в. д.
13	Умереннощелочные граниты	51°44'59,60"	59°18'44,30"
14	Монцодиориты	51°45'52,90"	59°16'40,50"
15	Трахирiolиты (дайка)	51°45'54,10"	59°16'41,10"
16	Монцодиориты	51°45'50,60"	59°16'39,90"
18	Граниты	51°49'2,84"	59°16'26,59"
20	Габбро	51°49'4,20"	59°16'21,00"
21	Гранодиориты	51°49'44,10"	59°16'16,70"
22	Гранодиориты	51°46'39,10"	59°18'42,70"
23	Граносиениты	51°45'22,40"	59°17'0,5"

*Примечание.* В точках 13–20 состав пород определен по результатам силикатного анализа. На точках 21–23 определение производилось визуально в полевых условиях.

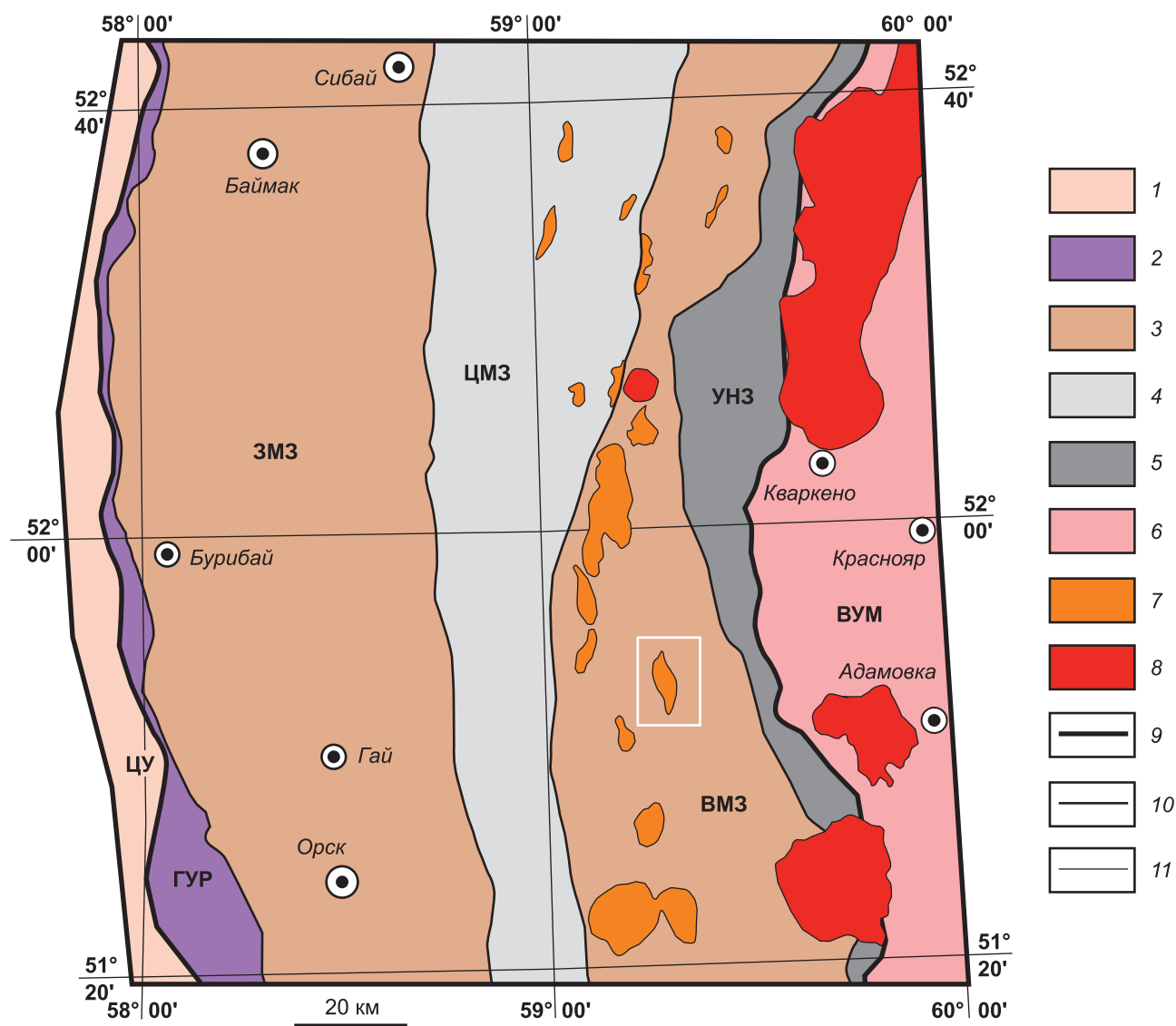


Рис. 1. Общая схема тектонического районирования (Южный Урал). 1 — докембрийские комплексы деформированного края Восточно-Европейской платформы; 2 — серпентинитовый меланж Главного Уральского разлома (ГУР); 3, 4 — комплексы Магнитогорской мегазоны: 3 — преимущественно девонские островодужные, 4 — преимущественно раннекаменноугольные рифтогенные; 5 — разновозрастные комплексы Уйско-Новооренбургской шовной зоны (УНЗ); 6 — метаморфические комплексы Восточно-Уральской мегазоны (ВУМ); 7, 8 — плутонические массивы: 7 — повышенной щелочности, 8 — гранит-лейкогранитовые; 9, 10 — разрывы: 9 — границы мегазон, 10 — границы зон; 11 — интрузивные границы. ЦУ — Центрально-Уральская зона, ЗМЗ — Западно-Магнитогорская зона, ЦМЗ — Центрально-Магнитогорская зона, ВМЗ — Восточно-Магнитогорская зона. Белой рамкой обозначен Чилектинский массив

ВХ53Р (Япония), приобретенного по «Программе развития МГУ».

**Определение пороодообразующих элементов** проводилось методом мокрой химии в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс, руководитель д.г.-м.н. В.Н. Удачин) по стандартным методикам: 1 — № 138-Х «Определение пороодообразующих элементов в горных породах и рудах ускоренными фотометрическим титриметрическим методами»; 2 — № 50-Х «Определение оксида железа (II) в силикатных горных породах, силикатных и сульфидных минералах титриметрическим бихроматным методом»; 3 — № 172-С «Определение кремния, титана, алюминия, железа, кальция, магния, марганца в горных породах, рудном и нерудном минеральном сырье, объектах

окружающей среды пламенным атомно-абсорбционным методом»; 4 — № 502-С «Определение калия и натрия в горных породах атомно-эмиссионным методом»; 5 — № 118-Х «Определение потери при прокаливании (ППП) в бокситах, в некоторых силикатных и карбонатных породах гравиметрическим методом»; 6 — № 120-Х «Определение гигроскопической и связанной воды в горных породах гравиметрическим методом»; 7 — № 197-Х «Определение массовой доли фосфора в горных породах и рудах фотометрическим методом в виде восстановленного фосфоро-молибденового комплекса».

**Элементный геохимический анализ** горных пород проводился в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс). Пробы горных пород разлагали в микроволно-



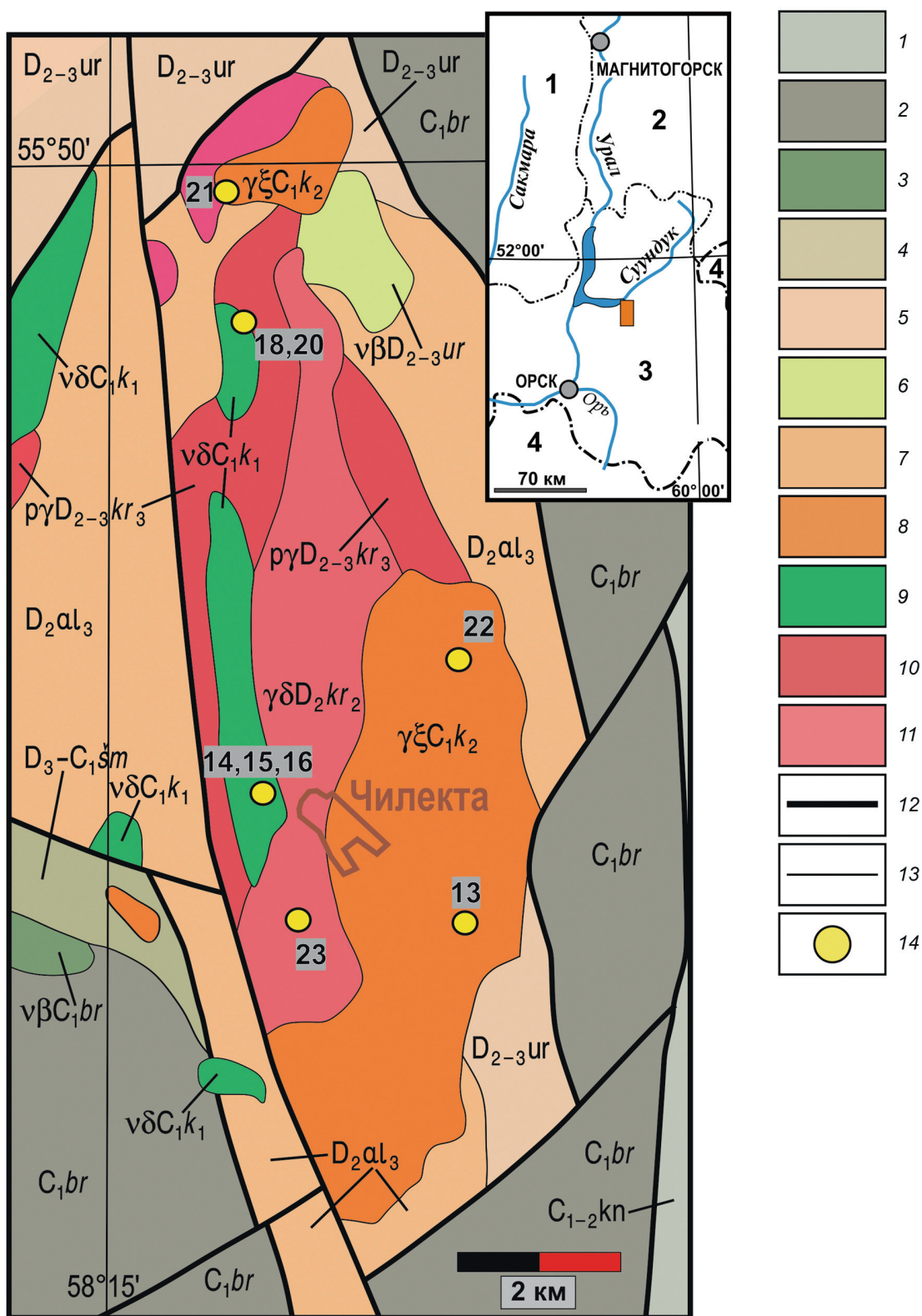


Рис. 2. Геологическая карта Чилектинского массива (фрагмент Госгеолкарты-200 территории листа М-40-VI [Лисов и др., 2018]). 1 —  $C_{1-2}kn$ , каморзинская толща, мраморизованные известняки и алевролиты; 2 —  $C_1br$ , березовская свита, базальтоиды; 3 —  $v\beta C_1br$ , березовские субвулканические долериты; 4 —  $D_3-C_1\dot{s}m$ , шумлинская свита, эффузивные породы; 5 —  $D_{2-3}ur$ , урлядская толща, эффузивные породы; 6 —  $v\beta D_{2-3}ur$ , урлядские субвулканические долериты; 7 —  $D_2al_3$ , александринская толща, третья подтолща, туфы и базальтоиды; 8, 9 — куйбасовский комплекс: 8 —  $\gamma\delta C_1k_2$ , вторая фаза, граносиениты, 9 —  $v\delta C_1k_1$ , первая фаза, габбро, габбродиориты; 10, 11 — краснинский комплекс: 10 —  $\gamma\delta D_{2-3}kr_3$ , третья фаза, плагиограниты, 11 —  $\gamma\delta D_2kr_2$ , вторая фаза, гранодиориты; 12 — разрывы; 13 — геологические границы (стратиграфические и интрузивные); 14 — точки отбора образцов и их номера. На врезке: 1 — Республика Башкортостан, 2 — Челябинская область, 3 — Оренбургская область, 4 — Республика Казахстан. Оранжевый прямоугольник — район работ

вой системе (SpeedWave 3, Berghof, Германия). Для анализа 0,07 г измельченного материала пробы разлагали с использованием смеси растворов концентрированных кислот в автоклавах ( $\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HCl}$ ). Программа микроволнового вскрытия выполнялась в течение 15 минут при 145 °С и 20 минут при 200 °С, время удержания 15 минут с последующим процессом охлаждения в течение 10 минут. После упаривания остаток разбавляли и процесс повторяли несколько раз. Кислотные экстракты фильтровали через мембранные фильтры из ацетата целлюлозы с размером пор 0,45 мкм и анализировали на 45 элементов с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS: Agilent Technologies 7700x, Япония). Многоэлементные стандартные растворы (Agilent) обычно анализировались как средства контроля качества. Качество аналитических процедур оценивалось с помощью соответствующих внешних стандартов, включая материал российских стандартов СГД-2а (габбро эссекситовое) и СКД-1 (кварцевый диорит), у которых есть сертифицированные/рекомендуемые значения. Относительное стандартное отклонение (RSD) было ниже 8 %. Воспроизводимость при анализе стандартных образцов составляла 91–112 %.

Контрольный элементный геохимический анализ проб № 15 и 16, а также анализ проб № 21–23 выполнен в геохимической лаборатории геологического факультета МГУ имени Ломоносова (руководитель д.г.-м.н. А.Ю. Бычков, аналитик с.н.с. И.Ю. Николаева). Образцы для анализа готовили спеканием с карбонатом натрия — 0,1 г образца смешивали с 0,3 г безводного карбоната натрия (Merck, Suprapur®) в агатовой ступке и переносили в корундовый тигель. Спекание проводили при 800 °С в течение часа в муфельной печи. Полученные таблетки спеченного материала обрабатывали 5 мл смеси  $\text{HNO}_3\text{:HCl:Hf}$  10:2:1 и после растворения разбавляли до 50 мл деионизированной водой (EasyPure®). Для измерения раствор разбавляли 3 % азотной кислотой [Бычкова и др., 2020]). Измерения проводились с использованием масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно-связанной плазме Supes 7000, приобретенного по Программе развития МГУ. В качестве внутреннего стандарта в пробы вводился индий в концентрации 10 ppb. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы образцов чередовали с анализами эталонного образца с периодичностью 1 : 10. В качестве вторичного стандарта использовали стандартные образцы BHVO-2 и BCR-2 с серией тестовых образцов. Погрешность анализа составляла от 0,5 до 2 отн.%. Относительная ошибка измерений разными лабораториями, как правило, не превышала 10 %, за исключением определения содержания Cs и Ta.

**Дробление проб** до 0,5 мм выполнено в лаборатории ФГБУ ВИС.

**Выделение минералов тяжелой фракции** выполнено по стандартной методике в лаборатории ГИН

РАН (аналитик А.С. Новикова) с незначительными изменениями:

1. *Пробы промыты* на концентрационном столе по стандартной методике.

2. *Магнитная сепарация* для извлечения ферромагнитных минералов проведена сразу из мокрого шлиха ручным магнитом,

3. *Электромагнитная сепарация*. Разделение высушенного шлиха на магнитные фракции (2, 5 и 8 ампер) и немагнитную. Мономинеральные фракции получены доводкой фракций в чашках с бромформом.

4. *Диагностика и выделение мономинеральных фракций*. Каждая фракция была тщательно просмотрена с целью определения видового состава акцессорных минералов. Затем была вытянута «дорожка», из которой весь циркон отобран для датирования в отдельный конверт.

**Фотографирование зерен циркона**. Характеристика внутреннего строения и выбор точек для U-Pb (LA-ICP-MS) датирования выполнено на основании изучения зерен циркона в проходящем свете, а также в режиме катодolumинесценции (CL) в ЦКП ИФЗ РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA LMS [Veselovskiy, et al., 2022], оснащенного панхроматическим CL-детектором с широким спектральным диапазоном (185–850 нм). После фотографирования с шашек было снято напыление (аналитик А.В. Чистякова).

**Выбор точек для датирования**. Каждое зерно циркона было тщательно изучено визуально на фото в проходящем свете и в катодolumинесцентном изображении. Для датирования мы выбрали наиболее «чистые» участки зерен: без метамиктных зон, включений и сильной трещиноватости. В результате из пробы Ш-1s13 для датирования были выбраны 30 зерен циркона.

**U-Th-Pb изотопное датирование зерен циркона** методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН, г. Москва (аналитик А.С. Дубенский). Для лазерного отбора пробы использована система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенная с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.) [Kolodyazhny, et al., 2023]. Непосредственно перед измерением шашки с зернами циркона были промыты в ультразвуковой ванне в 5 % растворе  $\text{HNO}_3$ , затем сполоснуты в дистиллированной воде и просушены на воздухе. Затем испаренное лазером вещество было перенесено потоком гелия с последующим подмешиванием к нему газифицированного аргона.

Для калибровки использован внешний стандарт — циркон GJ-1 [Jackson, et al., 2004; Elhlou, et al., 2006] с  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастом  $601,9 \pm 0,4$  млн лет, полученным методом CA-ID-TIMS [Horstwood, et al., 2016]. Стандарт предоставлен Национальным Центром геохимической эволюции и металлогении кон-

тинентов GEMOC Университета Маккуори (Сидней, Австралия). Для контроля качества анализа были использованы стандарты циркона 91500 [Wiedenbeck, et al., 1995; 2004] и Plesovice [Sláma, et al., 2008] с возрастaми  $1062,4 \pm 0,4$  млн лет и  $337,1 \pm 0,4$  млн лет соответственно [Elhlou, et al., 2006], полученными по методу CA-ID-TIMS. В ходе исследования зерен циркона из пробы № Ш-1s13 для контрольных стандартов были получены средневзвешенные  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  оценки возрастa (2 $\sigma$ )  $1065,9 \pm 4,8$ ; ( $n = 10$ ) и  $337,6 \pm 1,9$  ( $n = 10$ ) млн лет, что удовлетворительно соответствует стандартам.

**Результаты работ. Петрографическая характеристика пород.** Среди основных пород второй фазы краснинского комплекса преобладают биотит-роговообманковые разности. Плагииграниты третьей фазы представлены биотитовыми, реже — биотит-мусковитовыми разностями. Габбро-диориты куйбасовского комплекса отличаются от габбро меньшим содержанием темноцветных минералов (20–30 %), более кислым плагиоклазом (андезином), появлением (наряду с пироксеном) роговой обманки и небольшого количества ксеноморфного кварца. Граносиениты второй фазы — массивные породы розового цвета различных оттенков, мелко- и среднекристаллические, часто с порфиroidной структурой. В составе преобладает калинатриевый полевой шпат (микроклин), образующий таблитчатые кристаллы — 55 %, кварц составляет 30 %, плагиоклаз (альбит) — 10 %, биотит — 5 %, акцессорный минерал — магнетит [Лисов и др., 2018]. Далее кратко описан состав других характерных пород Чилектинского массива.

**Умереннощелочные граниты** (проба 13; 2-я фаза куйбасовского комплекса) сложены, в основном, полевыми шпатами (60 %) (плагиоклаз и калинатриевый шпат примерно в равных количествах), кварцем (30 %), амфиболом (3 %) и биотитом (2 %). Второстепенным минералом в породе является серицит (около 1 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 1 %), вторичные — сосюритовым агрегатом. Вокруг кристаллов плагиоклаза присутствуют широкие зоны мирмекитов (рис. 3, а).

**Монодиориты** (проба 14; 1-я фаза куйбасовского комплекса) состоят из полевых шпатов (плагиоклаз и калинатриевый шпат в соотношении 3:1; 64 %), роговой обманки (30 %) и биотита (5 %). Второстепенным минералом в монодиоритах является кварц (около 1 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 1 %), вторичные — сосюритовым агрегатом и хлоритом.

Плагиоклаз представлен субидiomорфными таблитчатыми кристаллами размером 0,3–1 мм. Кристаллы плагиоклаза полисинтетически sdвойникованы, сосюритизированы в центральной части. Калинатриевый полевой шпат имеет аналогичные параметры, пелитизирован. Роговая обманка образует субидiomорфные удлиненные кристаллы размером 0,5–1 мм, отмечаются единичные идиоморф-

ные зерна. Биотит представлен субидiomорфными табличками, как правило, они тяготеют к интерстиционному пространству между лейкократовыми минералами. Местами зерна биотита замещены хлоритом светло-зеленого цвета. Кварц образует мелкие ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции, размер выделений кварца до 0,4 мм. Рудный магнетит распределен равномерно по объему породы в виде идиоморфных одиночных кристаллов размером 0,1–0,5 мм (рис. 3, б).

**Габбро** (проба 20; 1-я фаза куйбасовского комплекса) представлено породой с неравномернокристаллической, мелко-среднекристаллической гипидиоморфнозернистой пойкилитовой келифитовой структурой и массивной текстурой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (55 %) и роговая обманка (45 %), а второстепенным минералом — кварц (около 1 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 1 %), вторичные — сосюритовым агрегатом и хлоритом (3 %).

Плагиоклаз, как и в монодиоритах, представлен субидiomорфными таблитчатыми кристаллами размером 0,7–3 мм. Кристаллы его также полисинтетически sdвойникованы, сосюритизированы в центральной части. Плагиоклаз обрастает каймами более кислых номеров. Роговая обманка образует идиоморфные столбчатые кристаллы размером до 1 мм. Рудный минерал (магнетит?) распределен неравномерно по объему породы в виде ксеноморфных одиночных кристаллов размером 0,5–1 мм, выполняет интерстиционное пространство между зернами плагиоклаза (рис. 3, в).

Породы Чилектинского массива были вторично изменены, на что указывает присутствие во всех образцах сосюритового агрегата и хлорита. Также породы имеют значительное количество магнетита и в меньшем количестве — гематит, что подтверждается данными магнитной минералогии [Шестаков и др., 2024].

**Геохимическая характеристика пород.** Геохимическая характеристика пород Чилектинского массива базируется всего на 6-ти силикатных анализах (табл. 2) и 11 анализах рассеянных элементов (табл. 3). На диаграмме TAS (рис. 4) фигуративные точки пород Чилектинского массива локализованы в четырех областях: габбро (№ 20); монодиориты (№ 14, 16); умереннощелочные граниты (№ 13, 18); лейкограниты (трахириолиты, дайка, № 15). При этом габбро относятся к низкокалиевым, умереннотитанистым разностям, а все остальные породы — к высококалиевым. Высокоглиноземистыми оказываются только монодиориты.

Распределение нормированных значений P33 (рис. 5) в средних и кислых породах Чилектинского массива очень однородно, но обладает отчетливым тетрадным эффектом.

Первая тетрада (La–Nd) характеризуется крутым трендом примерно на полпорядка. Во второй тетраде (Sm–Gd) у большей части пород наблюдается



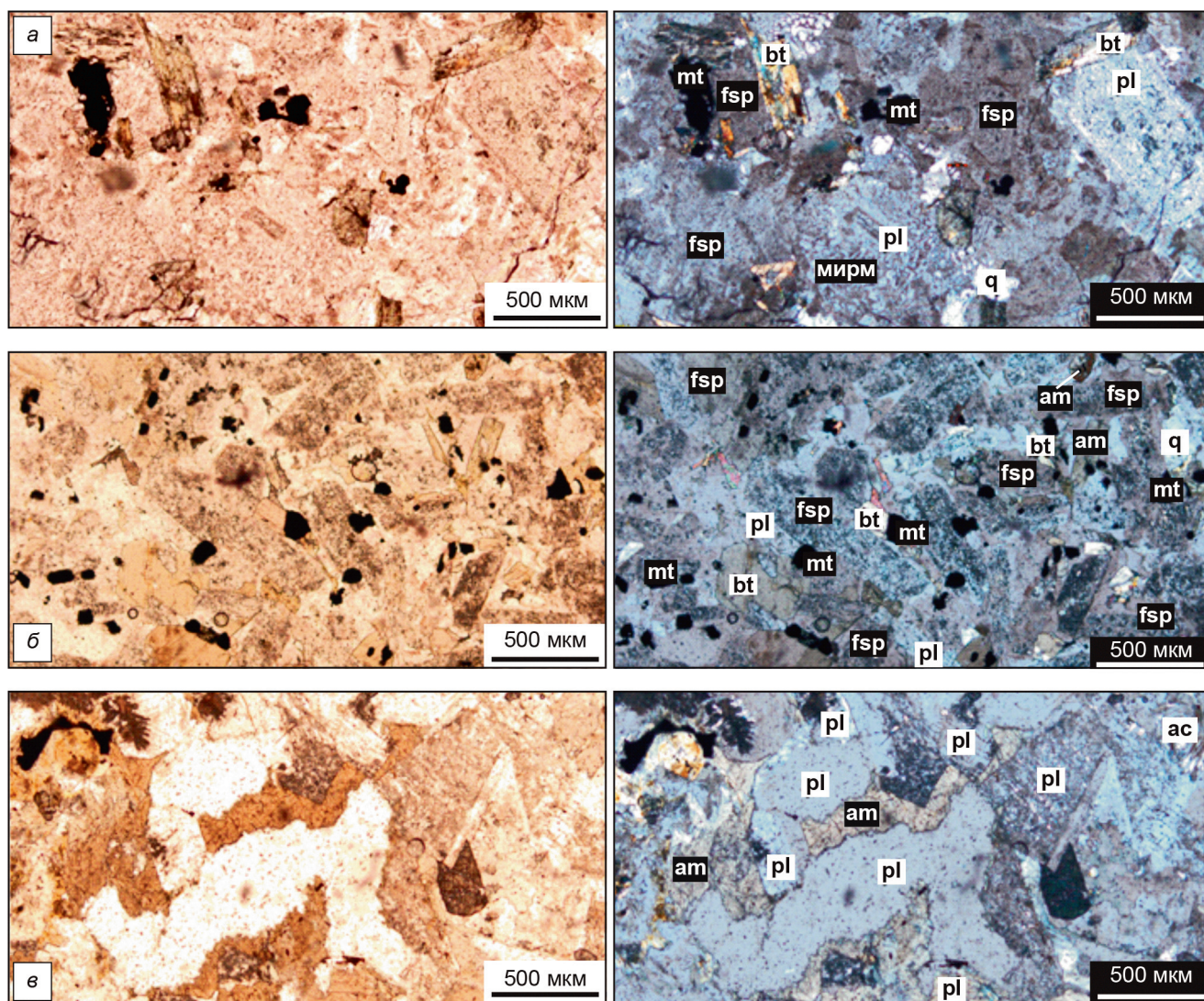


Рис. 3. Микрофото шлифов, слева — без анализатора, справа — с анализатором: умереннощелочных гранитов (а), монцодиоритов (б), габбро (в). fsp — калинатриевый полевой шпат, pl — плагиоклаз, bt — биотит, mt — магнетит, мирм — мirmekиты, am — амфибол, ac — актинолит(?)

европиевый минимум со средним отношением  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,40$ . В третьей (Gd–Ho) и четвертой (Er–Lu) тетрадах тренд практически горизонтальный. Такое распределение предполагает коровый источник вещества с существенным фракционированием плагиоклаза. Этот вывод подтверждается очевидным сходством распределения РЗЭ в породах Чилектинского массива и верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003]. Только габбро (проба 20) оказываются несколько обедненными всеми РЗЭ.

Распределение других рассеянных элементов также достаточно плотное (рис. 6). При этом содержание крупноионных элементов на два порядка превышает их концентрацию в примитивной мантии (особенно высокое — в трахириолитах дайки), а содержание высокозарядных элементов — в пять–семь раз. Распределение элементов имеет характерные особенности. В первую очередь это Ta–Nb минимум, характерный для надсубдукционных образований. Вторая особенность состоит в свинцовом макси-

муме, как правило, связанным с влиянием коровой компоненты. Стронциевый и европиевый минимумы, скорее всего, определяются фракционированием плагиоклаза. В целом, характер распределения рассеянных элементов в породах Чилектинского массива сходен с их распределением в верхней континентальной коре.

**Изотопный возраст Чилектинского массива.** Проба Ш-1s13 взята из граносиенитов 2-й фазы внедрения куйбасовского комплекса (по [Лисов и др., 2018]). Состав породы по данным силикатного анализа отвечает умереннощелочным гранитам. Из гранитов выделено 114 зерен циркона. Они имеют размер 150–220 мкм (редко около 100 мкм) и правильные кристаллографические очертания: короткие призмы с пирамидальными головками и коэффициентом удлинения 2–3. Примерно 20 % представляют собой осколки более крупных кристаллов. Практически все кристаллы содержат большое количество включений и метамиктные

Таблица 2

Состав пород Чилектинского массива, мас.%

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	п.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
15	74,24	0,27	13,83	0,81	0,69	0,03	0,32	0,90	3,24	3,90	0,72	<0,05	99,03
13	69,34	0,46	14,98	1,34	1,17	0,06	0,70	1,56	5,18	3,34	0,88	0,10	99,21
18	68,80	0,57	15,46	1,54	1,56	0,07	0,74	1,96	4,90	2,77	0,50	0,11	99,08
14	55,66	2,00	15,84	5,12	3,29	0,18	3,36	5,32	4,40	2,04	1,28	0,65	99,26
16	54,84	1,65	16,32	4,62	3,33	0,15	3,86	5,28	4,40	2,14	2,06	0,36	99,19
20	48,98	1,03	17,85	3,17	4,61	0,13	10,12	7,57	2,47	0,39	2,74	0,16	99,36

Таблица 3

Содержание рассеянных элементов в породах Чилектинского массива, г/т

Эле- менты	Номера проб											
	13	14	15,2	15	16,2	16	18	20	21	22	23	
Cs	17,13	16,27	9,96	19,00	25,66	16,75	35,59	13,04	21,08	9,65	30,19	
Rb	116,38	70,12	151,10	162,06	87,81	65,60	102,53	17,11	128,16	84,42	127,04	
Ba	133,61	108,18	109,17	120,14	126,17	82,10	112,38	67,60	143,05	149,92	143,94	
Th	113,77	42,09	212,36	232,11	36,20	41,61	80,21	17,66	133,07	72,76	127,67	
U	124,83	40,35	163,54	217,33	27,25	42,45	84,94	16,44	97,38	52,01	117,06	
Nb	8,55	7,18	13,45	12,01	8,34	5,82	8,09	2,17	15,43	12,62	14,37	
Ta	14,88	12,94	1,48	17,21	н/о	10,41	12,32	6,82	1,16	н/о	1,21	
La	43,24	40,86	19,38	22,13	27,12	29,17	34,28	14,49	43,84	53,13	45,07	
Ce	29,64	31,11	22,66	20,95	24,36	22,80	24,64	12,07	36,33	43,22	37,48	
Pb	75,65	61,14	23,21	27,92	51,11	33,70	62,56	20,75	79,78	69,70	70,65	
Pr	20,45	25,42	16,02	15,44	19,92	19,01	17,94	10,23	24,81	31,38	25,64	
Sr	10,75	19,41	2,81	2,76	15,97	18,68	8,81	21,68	5,91	11,89	2,78	
Nd	15,08	22,02	11,23	11,67	16,83	16,98	14,46	9,16	17,99	23,61	18,74	
Zr	7,03	4,85	13,88	14,98	5,42	6,18	6,57	5,61	7,94	18,78	7,55	
Hf	9,18	6,00	18,02	17,51	7,02	7,57	7,83	6,07	10,77	18,47	11,68	
Sm	8,65	14,55	6,38	7,05	10,78	11,44	9,44	6,55	9,45	12,13	10,05	
Eu	6,36	12,00	2,86	3,64	9,82	10,25	7,30	6,70	4,78	9,00	4,90	
Gd	6,42	11,80	5,34	5,31	9,25	9,27	7,46	5,33	7,31	9,96	8,02	
Tb	5,43	9,14	4,86	4,52	8,19	7,82	6,27	4,63	6,62	8,15	7,21	
Dy	4,69	8,55	4,24	4,20	6,65	7,30	5,69	4,12	5,28	6,12	5,72	
Y	4,47	7,18	4,15	4,10	5,97	6,19	5,22	3,46	5,09	5,68	5,61	
Ho	4,22	7,17	3,96	3,96	6,23	6,23	5,02	3,55	4,78	5,77	5,10	
Er	4,63	7,52	4,57	4,41	6,30	6,62	5,70	3,64	5,20	6,10	5,88	
Tm	4,42	6,41	4,54	4,73	5,74	5,64	4,89	3,11	5,45	5,93	6,10	
Yb	4,63	6,10	4,88	4,84	5,39	5,53	4,63	3,08	5,38	5,73	5,88	
Lu	4,77	6,05	4,74	5,13	5,37	5,49	4,84	3,04	4,83	5,50	5,49	

зоны, «чистые» участки в них редки. Кристаллы циркона обладают зональным строением двух типов. В обычном варианте это стандартная тонкая осцилляционная зональность, конформная граням кристалла. Часть кристаллов устроена более сложно: в их центральной части наблюдается линейная осцилляционная зональность, «обрезанная» по периферии кристалла осцилляционной зональностью, конформной граням кристалла. Для датирования выбраны 30 кристаллов с относительно «чистыми» участками (рис. 7).

Недостаточно хорошее качество материала послужило причиной большого количества дискордантных значений определения изотопного возраста (рис. 8; табл. 4). Статистическая обработка полученных возрастов показывает распределение, близкое к нормальному (табл. 5; рис. 9). Наиболее приемлемые статистические параметры имеет распределение возрастов, определенных по соотношению <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, которые и приняты в работе.

**Обсуждение материала.** Согласно данным [Лисов и др., 2018] интрузивы куйбасовского комплекса



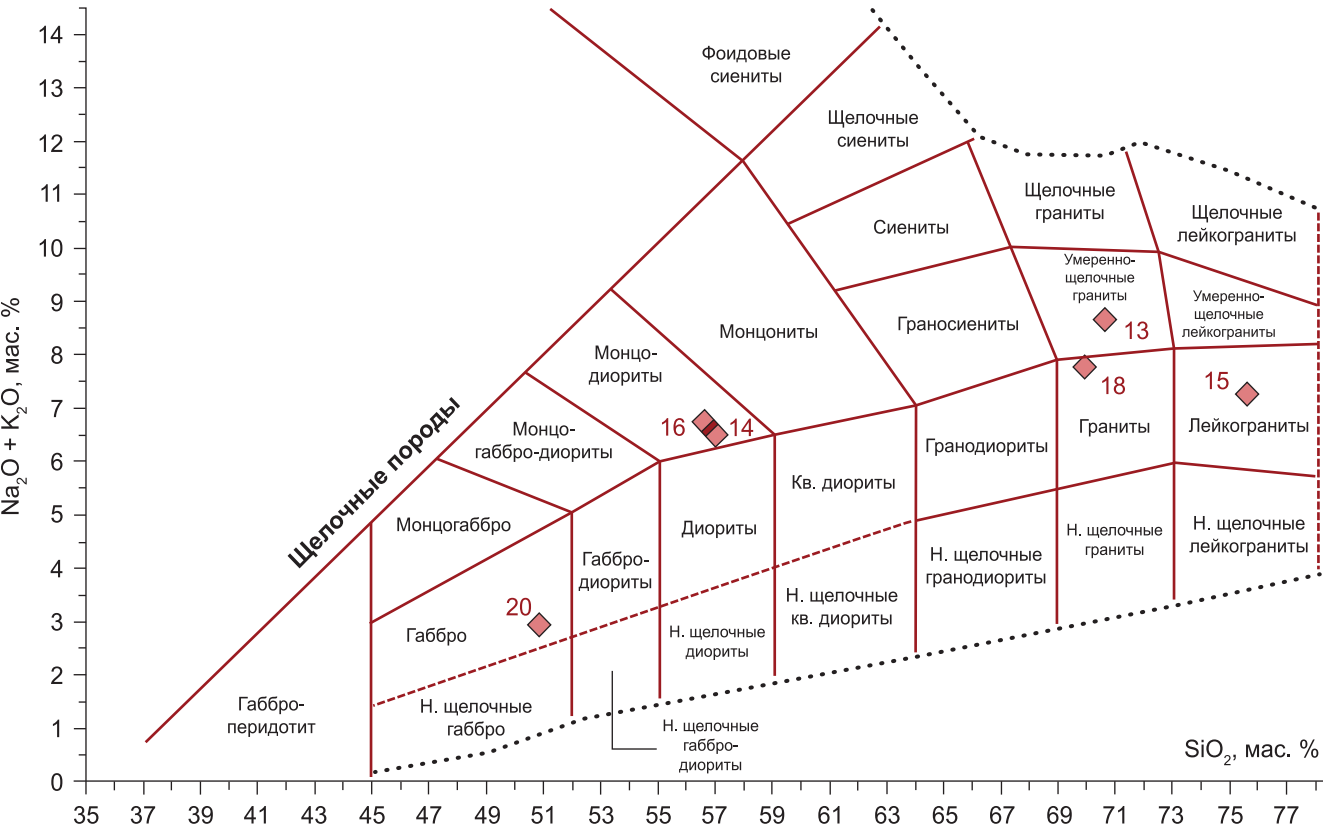


Рис. 4. Диаграмма TAS для пород Чилектинского массива. Анализы пересчитаны на 100 %

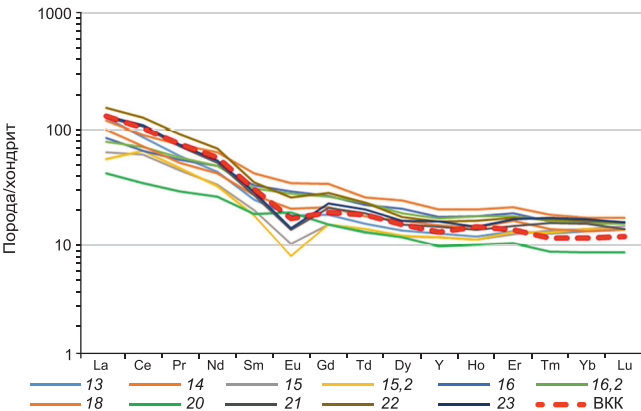


Рис. 5. Распределение РЗЭ в породах Чилектинского массива. Нормировано по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. BKK — то же для верхней континентальной коры [Rudnik, Gao, 2023]

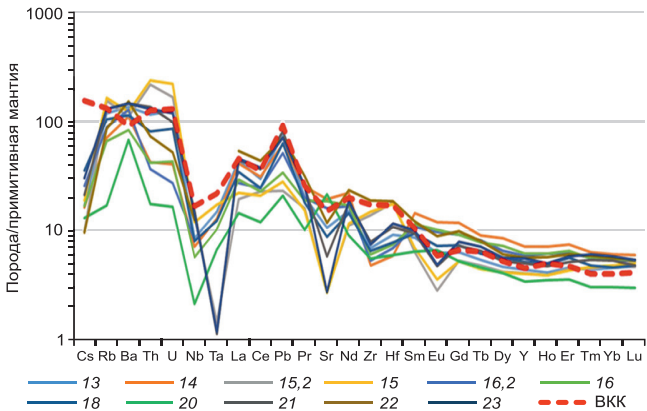


Рис. 6. Распределение рассеянных элементов в породах Чилектинского массива. Нормировано на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. BKK — то же для верхней континентальной коры [Rudnik, Gao, 2023]

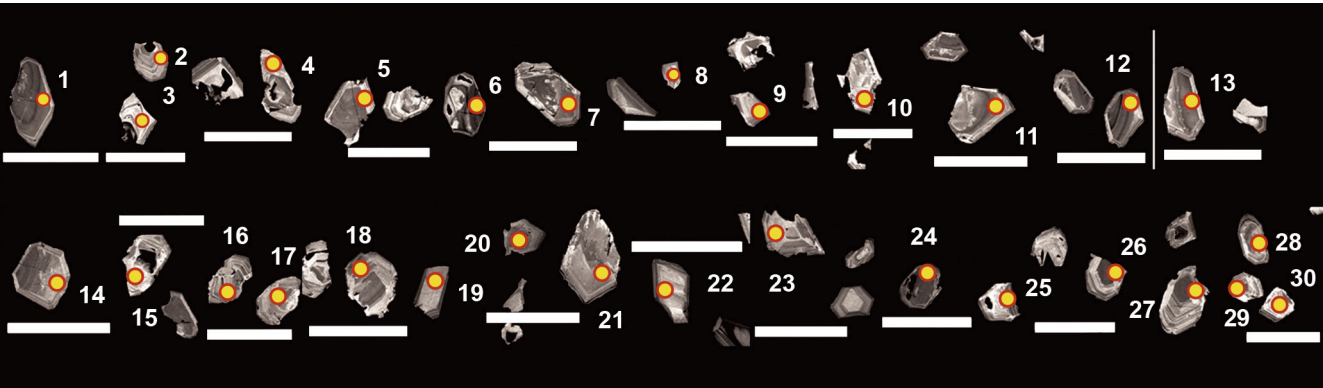


Рис. 7. Католюминесцентные изображения зерен циркона из пробы III-1s13. Масштабная линейка 200 мкм

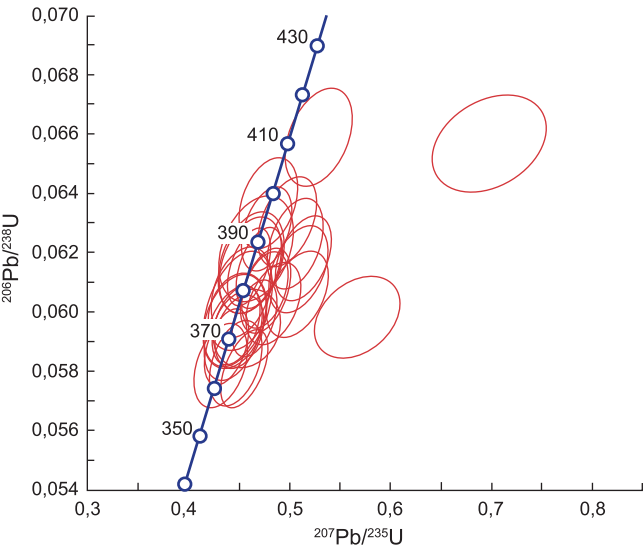


Рис. 8. U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных зерен циркона из умереннощелочных гранитов (проба III-1s13); эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ

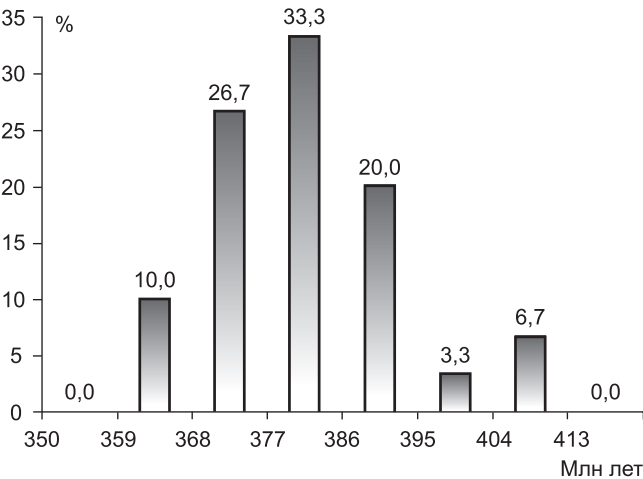


Рис. 9. Гистограмма распределения возрастов зерен циркона в пробе III-1s13

в районе Чилектинского массива прорывают шумилинскую свиту фамена-раннего турне. Вместе с тем отнесение плутонитов, слагающих часть Чилектинского массива, к куйбасовскому комплексу вызывает сомнения. Этому предположению противоречат данные об изотопном возрасте циркона пробы III-1s13 из лейкогранитов 2-й фазы внедрения «куйбасовского» комплекса. Лейкограниты оказались позднедевонскими с изотопным возрастом 380 млн лет. Судя по взаимоотношениям монцодиоритов и лейкогранитов, вторые являются самыми молодыми породами в массиве, из чего следует, что и диориты тоже позднедевонские, то есть, в пределах Чилектинского массива вообще нет раннекаменноугольных пород.

Вместе с тем, судя по аналитическим данным, породы «куйбасовского» комплекса представлены субщелочной серией, то есть они заведомо отличаются от пород краснинского комплекса, которые относятся к тоналит-плагиогранитному ряду, но

Таблица 4  
Изотопный возраст зерен циркона из пробы III-1s13

№ зерен	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th		D, %
	Воз-раст	1σ	Воз-раст	1σ	Воз-раст	1σ	Воз-раст	1σ	
1	367	26	368	6	368	3	370	6	0,3
2	382	23	384	6	385	3	378	6	0,8
3	559	30	415	8	389	4	373	7	-30,4
4	501	32	410	8	394	4	380	7	-21,4
5	607	30	418	8	384	4	374	7	-36,7
6	436	32	375	8	365	4	356	7	-16,3
7	373	26	372	6	372	3	362	7	-0,3
8	430	24	391	6	385	3	370	7	-10,5
9	384	39	385	9	385	4	372	9	0,3
10	381	44	378	10	378	4	370	9	-0,8
11	448	47	382	9	372	3	370	3	-17,0
12	485	28	395	7	380	3	379	7	-21,6
13	392	47	389	10	389	4	369	8	-0,8
14	892	43	456	11	375	3	364	3	-58,0
15	483	25	395	6	380	3	378	7	-21,3
16	380	37	372	8	371	4	372	8	-2,4
17	539	36	431	9	411	4	387	9	-23,7
18	387	39	387	9	387	4	371	9	0,0
19	471	24	388	6	374	3	368	8	-20,6
20	363	36	364	8	365	4	345	8	0,6
21	1126	48	538	14	410	4	394	4	-63,6
22	378	34	374	7	373	3	370	7	-1,3
23	631	33	417	8	379	4	365	7	-39,9
24	615	29	421	8	387	4	359	7	-37,1
25	397	37	398	8	398	4	367	8	0,3
26	416	29	396	7	393	4	386	8	-5,5
27	375	40	379	8	380	4	359	8	1,3
28	373	44	374	9	374	4	359	8	0,3
29	493	28	396	7	380	3	356	8	-22,9
30	538	31	401	7	377	3	351	8	-29,9

Примечание: D — коэффициент дискордантности, рассчитанный для оценок изотопного возраста, полученным по отношениям <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U; серым фоном выделены номера зерен с D > |10%|.

тоже считаются позднедевонскими. Среди множества плутонических комплексов Южного Урала есть несколько позднедевонских, но аналогами «куйбасовского» комплекса Чилектинского массива могут быть только комплексы умереннощелочного ряда.

В пределах Восточно-Уральской зоны описан позднедевонский верхнеуральский габбродиорит-монцонит-сиенитовый комплекс, для которого полу-

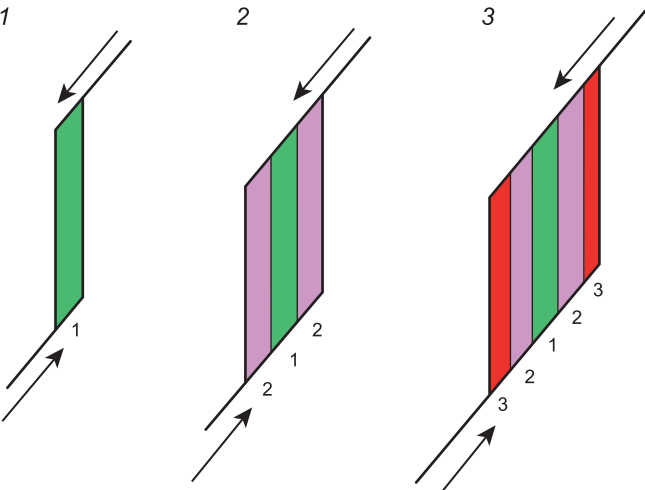


Рис. 10. Модель формирования сдвигового магматического дуплекса центробежного типа: 1 — первая фаза внедрения, 2 — вторая, 3 — третья. По [Тевелев, 2016]

чена рубидий-стронциевая изохрона с параметрами:  $T = 362 \pm 9$  млн лет при  $СКВО = 0,187$  [Салихов и др., 1990; Мосейчук и др., 2013]. Верхнеуральский комплекс объединяют в вулcano-плутоническую ассоциацию с шумилинским позднедевонско-раннекаменноугольным вулканическим комплексом [Мосейчук и др., 2013], т.е. он, видимо, несколько моложе «куйбасовского» комплекса Чилектинского массива. При некотором сходстве составов пород двух плутонических комплексов, у них имеются и существенные отличия, связанные, во-первых, с тем, что габброиды верхнеуральского комплекса имеют более щелочной состав, а во-вторых, с тем, что для верхнеуральского комплекса характерны округлые, концентрически-зональные массивы. Кроме того, в этом комплексе практически нет лейкогранитов.

Близким по составу к «куйбасовскому» комплексу Чилектинского массива является монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовый урускинский комплекс. По данным [Лисов и др., 2018] галька гранитоидов урускинского комплекса присутствует в конгломератах фаменского возраста. Проблема, однако, заключается в том, урускинский комплекс распространен исключительно на востоке Восточно-Уральской мегазоны [Тевелев и др., 2006; Лисов и др., 2018], а в Восточно-Магнитогорской зоне неизвестен.

У проблемы может быть несколько решений: 1) выделить в пределах Восточно-Магнитогорской зоны новый плутонический комплекс с названием **чилектинский** по плутонотипическому массиву; 2) расширить ареал распространения урускинского комплекса, включив в него Восточно-Магнитогорскую зону; 3) отнести умереннощелочные породы Чилектинского массива к верхнеуральскому комплексу. По причинам, указанным выше, следует принять первый вариант. Гранитоиды чилектинского комплекса внедрялись на последних стадиях формирования Магнитогорской островной дуги. Последовательность внедрения фаз Чилектинского плутона можно представить следующим образом:

Таблица 5  
Статистические параметры распределения возрастов лейкогранитов (млн лет)

Статистические параметры	Изотопные отношения, по которым определялся возраст		
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
Среднее	487	382	398
Мода	373	380	372
Медиана	433	380	390
Стандартное отклонение	165,98	11,36	33,54
Асимметрия	2,57	0,91	2,75
Экссесс	7,66	0,96	10,01

- 1 — гранодиориты краснинского комплекса (2-я фаза);
- 2 — плагиограниты краснинского комплекса (3-я фаза);
- 3 — монцодиориты чилектинского комплекса (1-я фаза);
- 4 — умереннощелочные граниты чилектинского комплекса (2-я фаза).

Границы интрузивных тел в массиве имеют преимущественно меридиональное простирание, примерно параллельное длинным границам Чилектинского блока. Центральная часть массива сложена гранодиоритами 2-й фазы краснинского комплекса, а восточная и западная части — плагиогранитами его 3-й фазы. Такое расположение пород разных фаз внедрения обычно интерпретируется как результат формирования массива в зоне присдвигового растяжения [Тевелев, Тевелев, 1996; 1999]. При этом северо-восточные разрывы кинематически представляли собой левые сдвиги, а субмеридиональные — отрывы попутных изгибов сдвига (локальные зоны трансенсии). По принятой классификации [Тевелев, 2016] Чилектинский массив при внедрении краснинского комплекса представлял собой сдвиговый дуплекс центробежного (антаксиального) типа с расположением последовательных фаз от центра массива к краям, т.е. с внедрением поздней фазы по контактам пород ранней фазы с вмещающими породами (рис. 10).

Тип сдвигового магматического дуплекса зависит прежде всего от соотношения скорости смещения по сдвигу и скорости застывания интрузива. При высокой скорости смещения массив не успевает окончательно застыть и следующий отрыв происходит внутри его, а при низкой скорости смещения отрывы формируются по контактам массива. Внедрение фаз чилектинского комплекса продолжалось в той же кинематической обстановке присдвигового растяжения. Монцодиориты внедрялись по западному контакту гранодиоритов и плагиогранитов, а граниты — вдоль восточного контакта всего массива.

**Выводы.** В строении Чилектинского плутона участвуют два позднедевонских комплекса — крас-



нинский тоналитового ряда и чилектинский умереннощелочного ряда, выделенный впервые. Для чилектинского комплекса определен позднедевонский изотопный возраст U-Pb (LA-ICP-MS) методом по циркону — 380 млн лет.

Чилектинский комплекс умереннощелочного ряда внедрялся на завершающей стадии формирования Магнитогорской островной дуги в обычной гомодромной последовательности. Первая его фаза представлена монцодиоритами, вторая — преимущественно умереннощелочными гранитами, а дайки первого этапа — лейкогранитами. Все породы имеют повышенную щелочность и характерные для надсубдукционных образований минимумы Nb и Ta.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев А.В., Гирфанов М.М., Куликов Д.А. и др. Рудные районы с медно-порфировым оруденением — перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала // Отечественная геология. № 4. 2018. С. 3–17.

Бычкова Я.В., Стародымова Д.П., Шайхутдинова К.В. и др. Особенности химической подготовки проб донных отложений для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2020. № 4. С. 45–54.

Лисов А.С., Кваснюк Л.Н., Алексеева Г.А., Панюта В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-VI (Джуса). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 176 с.

Минина О.В., Мигачёв И.Ф. Медно-порфировые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогеническое районирование) // Отечественная геология. 2018. № 4. С. 26–41.

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 222 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Рыкус М.В., Сначев В.И. Геология и палеовулканические условия образования месторождения летнее (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. Геология. Геофизика. Бурение. 2019. Т. 17, № 1. С. 6–12.

Салихов Д.Н., Митрофанов В.А., Горожанин В.М. Верхнеуральская группа интрузивов (геология, вещественный состав). Препринт. Уфа, 1990. 32 с.

Тевелев А.В. Структурная геология: Учебник. 2-е изд., перераб. и доп. М.: ИНФРА-М, 2016. 342 с.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Пикулик Е.А., Правикова Н.В. Уйско-Новооренбургская шовная зона Южного Урала (структура границы палеостровной дуги и микроконтинента) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя (Мат.-лы XLIII Тектонического совещания). Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 337–341.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Труды лаборатории геологии складчатых поясов (вып. 4). Под ред. проф. А.М. Никишина. М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300 с.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Тр. Тектонического Совещания. М.: Геос, 1999. С. 189–193.

Чилектинский плутон формировался как сдвиговый магматический дуплекс центрбежного типа, в котором левые сдвиги имели северо-восточное простирание, а отрывы — субмеридиональное. Таким образом, при формировании массива преобладало широтное растяжение. Впоследствии, вероятно, в раннем карбоне сдвиги были смещены субмеридиональными левыми сдвигами [Тевелев и др., 2010].

**Благодарности.** Авторы искренне благодарны А.Ю. Казанскому и Е.В. Коптеву за помощь в сборе материала, А.С. Новиковой, А.В. Чистяковой и А.С. Дубенскому за тщательную работу с цирконом, В.Н. Удачину, А.Ю. Бычкову и И.Ю. Николаевой за геохимические исследования.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сопряженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Доклады Академии наук. 1996. Т. 346 (5). С. 653–655.

Шестаков П.А., Казанский А.Ю., Тевелев А.В. и др. Петромагнитные исследования Чилектинского плутона Южного Урала // Геофизика. 2024. № 6. С. 94–99.

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., et al. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. 70, A158.

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. Vol. 211. P. 47–69.

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., et al. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology — Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. Vol. 40, I, 3. P. 311–332.

Kolodyazhny S.Yu., Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., et al. The Nature of the Puchezh-Katunki Impact Structure (the Central Part of the East European Platform): Results of the U-Th-Pb Isotope System Study of Detrital Zircons from Explosive Breccias // Geotectonics. 2023. Vol. 57. P. 602–625.

Rudnick R.L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry: 10 Vol. Set. Oxford: Elsevier Ltd., 2003. V. 3: The Crust / R.L. Rudnick (ed.). P. 1–64.

Slama J., Košler J., Condon D.J., et al. Plešovice zircon — a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. Vol. 249. P. 1–35.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1989. N 42.

Veselovskiy R. V., Dubinya N. V., Ponomarev A. V., et al. Shared Research Facilities “Petrophysics, Geomechanics and Paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. 13 (2). 0579.

Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards and Geoanalytical Research. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., et al. Further characterization of the 91500 zircon crystal // Geostandards and Geoanalytical Research. 2004. Vol. 28. P. 9–39.

Статья поступила в редакцию 13.05.2025, одобрена после рецензирования 23.05.2025, принята к публикации 26.12.2025