



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-2-7>
УДК 550.93

Методы изучения детритовых цирконов

Е.Е. Паленова, В.И. Вострецов

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; palenova@mineralogy.ru*

Статья поступила в редакцию 00.01.2026 г., после доработки 00.00.2026 г., принята к печати 00.00.2026 г.

Аннотация. Статья содержит обзор методов исследования детритовых цирконов, начиная от отбора образцов до интерпретации геохронологических и геохимических данных. Геохронология детритовых цирконов используется для определения потенциальных источников сноса и путей миграции терригенного материала, корреляции разновозрастных отложений, определения максимального возраста осадконакопления, а крупные базы данных применяются для построения региональных и глобальных геодинамических реконструкций. Разные стадии изучения детритовых цирконов оказывают влияние на полученный результат и его интерпретацию. Отбор образца и пробоподготовка, формирование выборки цирконов, выбор точек анализа и его проведение, фильтрация полученных геохронологических данных должны проводиться с учетом поставленных геологических задач. В статье также охарактеризованы основные методы анализа и статистической обработки геохронологических данных, а также определения максимального возраста осадконакопления. Приводится перечень наиболее цитируемого программного обеспечения для обработки полученных данных. В статье также кратко охарактеризованы подходы к интерпретации происхождения циркона по содержанию РЗЭ и других редких элементов и отношению Th/U, определению температур кристаллизации по содержанию Ti и Hf и возможности применения изотопии Lu-Hf и кислорода для циркона. Перечислены накопленные геохронологические и геохимические базы данных по детритовым цирконам.

Ключевые слова: геохронология детритовых цирконов, статистический анализ данных, максимальный возраст осадконакопления, РЗЭ в цирконе, базы данных, программное обеспечение.

Финансирование. Работы выполнены в рамках государственной бюджетной темы ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № 122031600292-6.

Благодарности. Авторы признательны к.г.-м.н. М.А. Юдовской и д.г.-м.н. Е.В. Белогуб, без деятельного участия которых авторы вряд ли открыли для себя мир геохронологии.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с данной рукописью.

Вклад авторов. Е.Е. Паленова – анализ литературных данных по методам исследования, написание текста статьи; В.И. Вострецов – сбор информации по программному обеспечению и базам данных. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Паленова Е.Е., Вострецов В.И. (2026) Методы изучения детритовых цирконов. Минералогия, 12(2), 00–00. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-2-7>.

Methods of studying detrital zircons

E.E. Palenova, V.I. Vostretsov

*South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,
Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia; palenova@mineralogy.ru*

Received 00.00.2026, revised 00.00.2026, accepted 00.00.2026

Abstract. This paper provides an overview of detrital zircon study methods from sample collection to the interpretation of geochronological and geochemical data. Detrital zircon geochronology is used to identify potential provenances and migration routes of terrigenous material, to correlate coeval deposits, and to determine the maximum depositional age. Large

datasets are used for regional and global geodynamic reconstructions. Different stages of detrital zircon study affect the results and their interpretation. Sample collection and preparation, formation of the zircon sampling, selection of analytical points, analysis, and filtering the geochronological data should take into account the geological tasks. The paper describes main methods of statistical processing of geochronological data, and as determining the maximum depositional age, as well as provides a list of most commonly cited software for processing the analytical data. The paper also briefly summarizes interpretation approaches of zircon origins based on REE and other trace element content and Th/U ratio, determining the crystallization temperatures based on Ti and Hf content and potential applications of Lu-Hf and oxygen isotopes for zircons. The final section provides a list of various geochronological and geochemical databases on detrital zircons.

Keywords: detrital zircons geochronology, statistical data analysis, maximum depositional age, REE in zircon, databases, software.

Funding. This work was supported by state contract of the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geocology UB RAS № 122031600292-6.

Acknowledgements. We are grateful to M.A. Yudovskaya and E.V. Belogub, whose active participation helped the authors to discover the world of geochronology.

Conflict of interests. The authors declare that there are no conflicts of interest related to this manuscript.

Author contribution. E.E. Palenova – analysis of published data on analytical methods, writing and editing the manuscript; V.I. Vostretsov – collection of information on software and databases. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Palenova E.E., Vostretsov V.I. (2026) Methods of studying detrital zircons. *Mineralogy*, 12(2), 00–00. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-2-7>.

ВВЕДЕНИЕ

Первые результаты изотопного датирования цирконов были получены в 50-е годы XX в. (Larsen et al., 1952; Tilton et al., 1955, 1957), и сейчас циркон является одним из важнейших геохронометров. Развитие методов локального изотопного датирования минералов позволило исследовать циркон из разных геологических объектов, в том числе из обломочных пород и современных рыхлых осадочных отложений (Fedo et al., 2003; Zhang et al., 2016; Ibanez-Mejia et al., 2018). Сегодня геохронология детритовых цирконов превратилась в незаменимый и практически рутинный метод исследования осадочных комплексов, охватывает возрастной интервал пород от раннего архея до кайнозоя и используется для решения следующих задач (Fedo et al., 2003; Gehrels, 2012): 1) определения потенциальных источников осадконакопления (сравнение с возрастом исходных террейнов как поставщиков терригенного материала); 2) определения возраста и характеристики пород исходных террейнов, если они известны; 3) корреляции разновозрастных терригенных отложений путем сопоставления набора и относительного объема возрастных популяций цирконов; 4) отслеживания путей миграции детритового циркона и терригенного материала (Vermeesch, 2013); 5) определения максимального возраста осадконакопления по самой молодой популяции цирконов; 6) оценки фертильности магм в

масштабе комплексов, вулканических дуг и других эродированных террейнов (в комплексе с химическими данными); 7) суждения о процессах роста земной коры планетарного масштаба, их скорости, масштабе рециклинга и временных трендах в истории Земли (в комплексе с данными по другим изотопным системам) (Belousova et al., 2002; 2010).

Относительная доступность и простота получения геохронологических данных по детритовым цирконам привела к взрывному росту публикуемых анализов, который в зарубежной литературе неофициально назван DZ (detrital zircon) revolution (Gehrels, 2012). Также публикуются новые подходы к интерпретации происхождения обломочных цирконов, в том числе по составу в них редких элементов. В статье приводится обзор двух основных методов изучения детритовых цирконов: U-Pb изотопного датирования и анализа рассеянных элементов.

U-Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА В ГЕОЛОГИИ

U-Pb изотопная система широко применяется в геохронологии и имеет ряд преимуществ. Существуют две системы распада $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ и $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ с периодами полураспада 4.468×10^9 и 0.7038×10^9 лет, соответственно (Фор, 1989), что подходит для использования на протяжении практически всего геологического времени, кроме самых молодых эпох. Две системы распада связаны, т. к. отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ является почти постоянным во всех

породах земной коры и равно 137.88 (Steiger, Jäger, 1977). Последние исследования предлагают новое значение 137.818 ± 0.045 (2σ), репрезентативное для циркона (Hiess et al., 2012). Исключение составляют природные ядерные реакторы, обедненные изотопом ^{235}U вследствие нейтронно-индуцированного деления, а также некоторые метеориты (Фор, 1989). В последнее десятилетие задокументирована естественная изменчивость $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, требующая дальнейшего изучения (Condon et al., 2024). Нерадио-генный изотоп ^{204}Pb можно использовать для учета присутствия «обыкновенного» свинца в минерале во время его кристаллизации.

На практике отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ определяется путем сравнения с раствором-индикатором, содержащим известные количества Pb и U (например, ^{205}Pb и ^{233}U), для масс-спектрометрии с термической ионизацией и изотопным разбавлением (ID-TIMS) или путем сравнения со стандартами для вторичной ионной масс-спектрометрии (SIMS) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Отношение $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ обычно требует незначительной коррекции, поскольку существует небольшое инструментальное фракционирование изотопа ^{206}Pb относительно изотопа ^{207}Pb . Отношение $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ обычно не измеряется напрямую, а рассчитывается из измеренного отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, измеренного $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ и известного $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$ в целях уменьшения неопределенности¹ $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возраста (Gehrels, 2012).

Широко используемая диаграмма с конкордией (Wetherill, 1956) отражает отношения $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ как функцию возраста (где Pb* – свинец с вычтенной нерадио-генной составляющей), а так-

же отношение $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ в виде наклона прямой от начала координат к точке анализа: $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^* = ^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} / [^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \times 137.88]$ (рис. 1а). Если все три возраста ($^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$) сходны в пределах ошибки, точка анализа ляжет на линию конкордии, и этот возраст будет конкордантным. Как правило, на конкордии результаты приводятся в виде эллипсов, выражающих непрерывную функцию плотности вероятности (с неопределенностью 1σ или 2σ) для каждого изотопного отношения (Ludwig, 2012). Относительные значения трех неопределенностей меняются в зависимости от возраста: для древних образцов точнее $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ возраст, для более молодых – $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$. Неопределенность $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ возраста всегда имеет промежуточное значение. В теории и на практике все три неопределенности равны при 1.4 млрд лет (рис. 1а, Gehrels, 2012).

Независимые датировки согласуются и отражают возраст кристаллизации минерала, если (Фор, 1989):

1. Минерал оставался замкнутым относительно U, Pb и всех промежуточных дочерних продуктов на протяжении всей своей истории. Проверить и, по возможности, доказать этот факт – задача геолога;

2. Для первичных изотопных отношений Pb выбраны правильные значения. Введение поправки на «обыкновенный» свинец нередко улучшает качество полученных изотопных отношений и приближает результат к конкордии;

3. Константы распада ^{238}U и ^{235}U точно известны. Общеприняты значения $\lambda^{238}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10} \pm 0.00166 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ и $\lambda^{235}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10} \pm 0.0135 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ (Jaffey et al., 1971). Неопределенности в значениях этих констант, в частности, накладывают ограничения на точность расчета верхнего пересечения дискордии² и конкордии в ± 5 млн лет (2σ), поэтому нередко их не учитывают (Ludwig, 2012). Разные авторы пытаются улучшить эту ситуацию. Так, неопределенности констант распада были уменьшены практически в 10 раз эмпирически с помощью U-Pb датирования методом ID-TIMS кристаллов циркона и ксенотима возрастом от 0.1 до 3.3 млрд лет с последующим расчетом

¹ Неопределенность – количественная оценка диапазона значений, которые с заданной вероятностью могут быть приписаны измеряемой величине, отличается от классической погрешности, оценивающей отклонение от истинного значения. На неопределенность оказывают влияние случайная и систематическая погрешности, а также методические и внешние факторы (особенности методики измерения, погрешности оборудования и стандартных образцов, влияние окружающей среды и др.). Неопределенность на уровне 1σ – это суммарная стандартная неопределенность, учитывающая влияние всех факторов, а на уровне 2σ она показывает интервал значений, в пределах которых с 95 % вероятностью находится истинное значение.

² Дискордия – прямая зависимость, аппроксимирующая траекторию потери радиогенного свинца на диаграмме с конкордией для разновозрастных минералов.

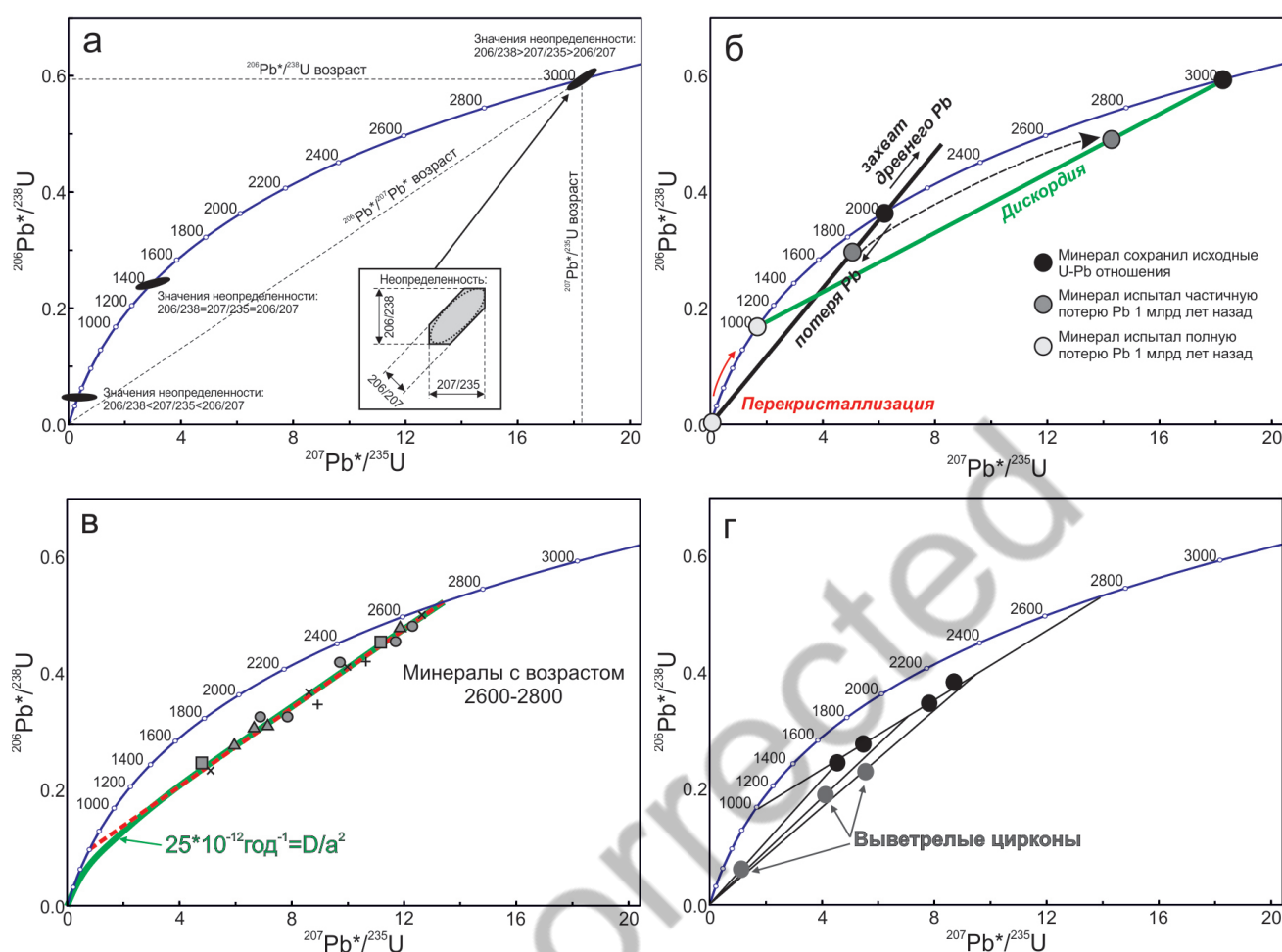


Рис. 1. Диаграммы с конкордией, показывающие: а – ориентацию и величину эллипсов неопределенности для минералов фанерозойского, протерозойского и архейского возрастов (Gehrels, 2012); б – эпизодическую потерю Pb, произошедшую 1 млрд лет назад, когда возраст минерала составлял 2 млрд лет. При частичной эпизодической потере Pb, минералы находятся на дискордии, которая в верхнем пересечении с конкордией показывает возраст кристаллизации, а в нижнем – время, прошедшее после закрытия U-Pb системы; в – модель непрерывной диффузии Pb для минералов с разных континентов. Положение U-Pb системы на траектории диффузии зависит от значения параметра диффузии D/a^2 . Линейная экстраполяция этой траектории приводит к фиктивному времени закрытия U-Pb системы, равному 600 млн лет (Фор, 1989); г – влияние повторной потери Pb, вызванной химическим выветриванием (Фор, 1989).

Fig. 1. Concordia diagrams showing: а – the orientation and magnitude of uncertainty ellipses for the Phanerozoic, Proterozoic, and Archean ages (Gehrels, 2012); б – episodic Pb loss, which occurred at 1 Ga, when the age of the mineral was 2 Ga. At partial episodic Pb loss, the minerals are located on discordia, which shows the crystallization age in the upper intersection with concordia and the time after the closure of the U-Pb system in the lower intersection; в – the constant Pb loss model for minerals from different continents. The position of the U-Pb system on the diffusion trajectory depends on the diffusion parameter D/a^2 . Linear extrapolation of this trajectory leads to the false closure time of the U-Pb system of 600 Ma (Faure, 1989); г – the effect of Pb re-loss caused by chemical weathering (Faure, 1989).

констант распада ^{238}U и ^{235}U (Schoene et al., 2006). В статьях (Snelling, 2017; Condon et al., 2024) приводится критический обзор методов и результатов расчета периодов полураспада и констант распада для ^{238}U и ^{235}U , начиная с данных, полученных в 1932 г. (Kovarik, Adams, 1932);

4. Изотопный состав U не был изменен в результате изотопного фракционирования;

5. Все аналитические результаты правильны³ и не содержат значимых систематических погрешностей.

При несоблюдении условия замкнутости изотопной системы минерала, точка результата U-Pb датирования сдвинется с конкордии по прямой (дискордии), соединяющей истинный возраст кристаллизации с точкой времени нарушения замкнутости. При современной потере свинца дискордия направлена к началу координат. Потеря Pb приводит к перемещению точки вниз относительно линии конкордии, потеря U или добавка более древнего Pb – вверх. Смещение точки выше линии конкордии указывает также на аналитическую ошибку, и обычно точка исключается из рассмотрения (Фор, 1989). Степень дискордантности выражается в процентах от отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возрастов: $\text{Discordance} = 100 - 100 \times [^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{\text{age}}] / [^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}_{\text{age}}]$. Аналогично, степень конкордантности рассчитывается по формуле $\text{Concordance} = 100 \times [^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{\text{age}}] / [^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}_{\text{age}}]$ (Gehrels, 2012).

Эпизодическая потеря минералом радиогенного Pb может быть частичной или полной, в последнем случае точка вернется в начало координат, и вся предыдущая история образца будет стерта. При этом возможно восстановление замкнутости кристалла, например, при перекристаллизации, что приведет к повторному движению точки анализа вверх по конкордии, отражая время, прошедшее с момента полной потери радиогенного Pb. При частичной потере Pb картина будет аналогичной (рис. 1б). Таким образом, при однократном эпизоде частичной потери радиогенного Pb, верхнее пересечение конкордии и дискордии будет показывать возраст кристаллизации образца, а нижнее – возраст события, приведшего к потере Pb. На этом строится геологическая интерпретация дискордантных значений U-Pb возраста (Фор, 1989).

Кроме однократной эпизодической потери Pb, возможна его непрерывная диффузия сквозь кристаллическую решетку метамиктного образца. Этот процесс описывается кривой линией, уходящей в начало координат, однако, большая ее часть совпадает с прямой, похожей на дискордию, у ко-

торой нет геологического смысла в нижнем пересечении с конкордией (рис. 1в; Фор, 1989). Возможны также многократные эпизоды потери Pb, линейная аппроксимация которых может привести к ложным выводам, как в нижнем, так и в верхнем пересечении конкордии с дискордией (рис. 1г; Фор, 1989).

U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Основные методы получения и интерпретации геохронологических данных по детритовым цирконам описаны в работах (Andersen, 2005; Gehrels, 2012), а также в нескольких статьях тома № 53 журнала «Reviews in Mineralogy and Geochemistry» под редакцией Дж. Ханчара и П. Хоскина (Fedo et al., 2003; Ireland, Williams, 2003; Kosler, Sylvester, 2003; Parrish, Noble, 2003). Несмотря на кажущуюся простоту получения локальных U-Pb датировок по монофракции циркона, для достижения наилучших результатов необходимо, чтобы распределение возрастов цирконов, проанализированных в лаборатории, отражало их распределение в осадке. Исследования последних 30 лет показали, что каждый этап аналитических работ может вносить искусственные искажения, потенциально приводящие к ложной интерпретации результатов.

Отбор образцов. Стратегия отбора образцов для геохронологии детритовых цирконов должна быть основана на понимании условий осадконакопления, оценке индикаторов палеотечений и проведении региональных исследований для локализации потенциальных источников терригенного материала. Например, распределение возрастов детритовых цирконов из турбидитовых формаций относительно однородно по всему вертикальному разрезу, тогда как для речных отложений наблюдаются значительные вариации даже на небольшом расстоянии. В работе (Ibanez-Mejia et al., 2018) показано, что динамика переноса осадка в современной дельте р. Рио-Ориноко критически влияет на распределение размера зерен и, как следствие, возрастов циркона, в том числе, перпендикулярно руслу. Авторы рекомендуют отбор осадка с разной крупностью для увеличения репрезентативности выборки. Седиментологическая зрелость осадка также не всегда гарантирует однородность распределения возрастных популяций цирконов из-за возможной ограниченности смешения между разными

³ Правильность результата измерений отражает степень близости результата измерений к принятому истинному (опорному) значению (например, стандарту) и определяет, насколько результат измерений соответствует требованиям и цели применения. Рассчитывается через систематическую погрешность, которая показывает, насколько среднее значение серии результатов измерений смещено относительно истинного (опорного) значения.

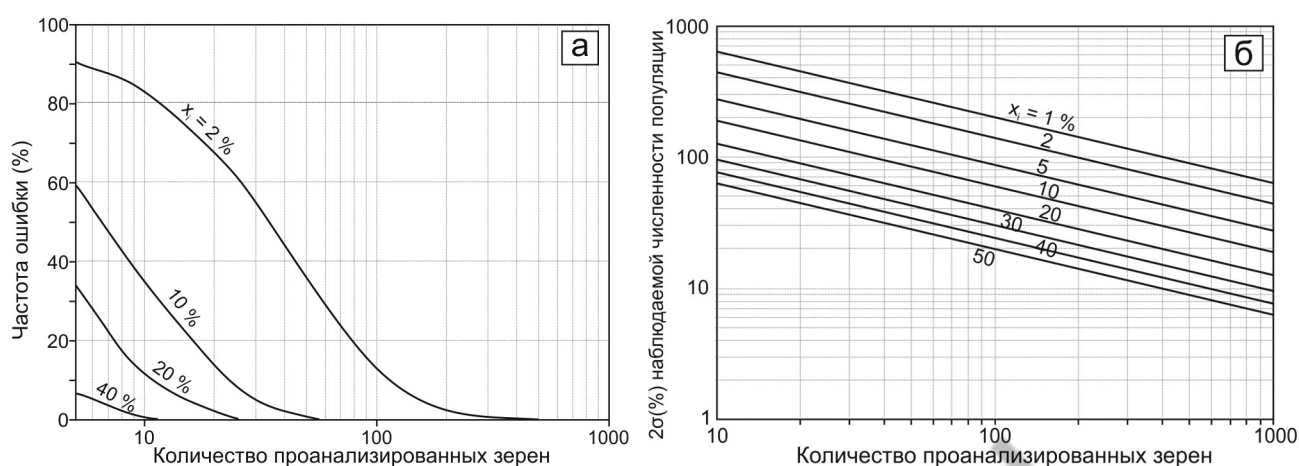


Рис. 2. Влияние размера случайной выборки (n) детритовых цирконов на вероятность обнаружения возрастных популяций с заданной численностью (X_i) согласно модели Монте-Карло, с упрощениями по (Andersen, 2005): а – частота неудачных попыток обнаружения популяций с заданной истинной численностью X_i на основе смоделированных наборов данных с n от 5 до 1000; б – ожидаемая относительная ошибка (2σ) X_i как функция истинной численности популяции и количества проанализированных зерен.

Fig. 2. Influence of random sample size (n) of detrital zircons on the probability of detecting age populations with a given number (X_i) according to the Monte Carlo simulation, simplified after (Andersen, 2005): а – failure rate to detect populations with a given true population size X_i based on simulated data sets with n from 5 to 1000; б – expected relative error (2σ) X_i of as a function of true population abundance and the number of grains analyzed.

источниками терригенного материала (Fedо et al., 2003).

Пробоподготовка. Стандартная подготовка образца включает дробление, сокращение пробы, получение тяжелого концентрата, электромагнитную или магнитную сепарацию и отбор монофракции цирконов, которые будут проанализированы. Загрязнение пробы на этом этапе исключается внутренним регламентом пробоподготовки в лаборатории. Основные источники погрешности связаны с размером зерен: как правило, исключаются зерна размером ≤ 30 мкм, что связано с трудностями их отбора, монтирования в шайбу, полировки, а также с диаметром аналитического пучка. Анализ зерен размером > 100 мкм считается предвзятым в интерпретации происхождения в сторону крупнозернистых гранитоидов. Оптимальным считается анализ цирконов фракции 63–125 мкм (Fedо et al., 2003), хотя это может привести к потере части возрастных популяций, как крупных (Ibanez-Mejia et al., 2018), так и тонких, что критически влияет на конечное распределение возрастов (Slama, Košler, 2012). Еще одним неочевидным источником ошибки может быть отбор цирконов только из немагнитной фракции, т. к. зерна с высокой α -дозой имеют более высокую магнитную восприимчивость и могут быть потеряны. Поэтому для детритовых цирконов ре-

комендуется отбор проб в относительно широком диапазоне магнитной восприимчивости (Fedо et al., 2003).

Огромное влияние на результат оказывает размер выборки цирконов для датирования. Т. Андерсен (Andersen, 2005) показал, что имея один образец, случайным образом можно сформировать выборки, которые дадут разный набор возрастных популяций. Оценка вероятности обнаружения в формируемой выборке популяций циркона с разной распространенностью показала, что при размере выборки в 100 зерен популяция с 2 % распространенностью будет обнаружена в 90 % случаев, а для выборки в 35 зерен уже менее чем в 50 %. Вероятность обнаружения популяции с 10 % распространенностью в выборке 35 зерен составит 95 % (рис. 2а). Для геологической интерпретации также важна оценка относительного размера возрастной популяции. Даже при условии строгого соблюдения случайности выборки, содержание любой популяции, составляющей менее 10 % проанализированных цирконов, будет систематически недооценено ($2\sigma = 60$ %) относительно реального содержания в образце при датировании 100 зерен. Относительная ошибка в пропорции популяции уменьшается с увеличением числа анализов, однако для популяций с распространенностью менее 5 %, она бу-

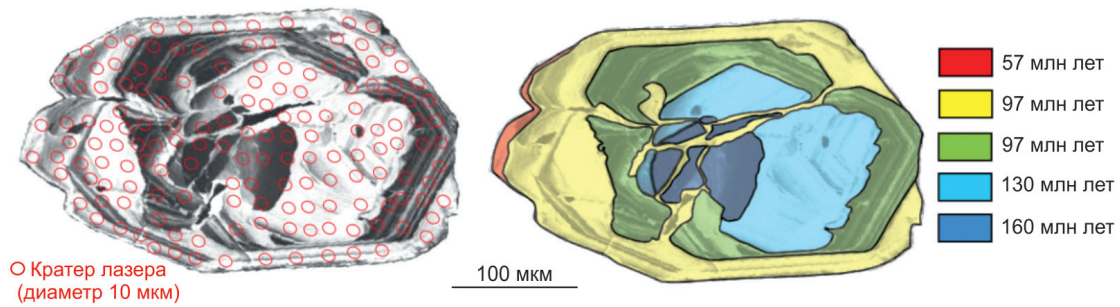


Рис. 3. Катодолуминесцентное изображение циркона со сложной ростовой зональностью, отражающей многократное растворение и регенерацию в течение 100 млн лет (Gehrels, 2012).

Fig. 3. CL image of zircon with complex growth zonation reflecting repeated dissolution and regeneration over 100 Ma (Gehrels, 2012).

дет на уровне $2\sigma \approx 100\%$ даже при выборке в 100 зерен (рис. 2б). Адекватный контроль над общей картиной плотности вероятности возраста, идентификацией и относительной распространенностью возрастных популяций, наличием и возрастом потенциально ограничивающих второстепенных популяций (например, самых молодых) возможен при анализе нескольких сотен цирконов из каждого образца (Andersen, 2005). Достоверные выборки циркона должны превышать пороговое значение в 300 зерен (Pullen et al., 2014).

Т. Андерсен (Andersen, 2005) предлагает компромиссный подход при формировании выборок цирконов для геохронологического исследования:

1) В каждом образце нужно анализировать не менее 35–70 случайно отобранных зерен, что позволит достичь предела обнаружения $p_L = 0.5$ для популяции с распространенностью 1–2%. Для получения реалистичной картины относительной распространенности редких популяций могут потребоваться более крупные случайные выборки цирконов. На практике, не каждое определение даст надежный возраст, поэтому рекомендуется увеличивать случайную выборку до ≥ 100 зерен (Gehrels, 2012);

2) Дополнительно рекомендуется анализ специально отобранных цирконов, включая редкие по морфологии зерна, наименее окатанные и др., что позволит датировать самые редкие популяции. Важно разделять точки анализов из двух наборов данных: данные по второй выборке не должны смешиваться с данными случайной выборки, особенно при статистическом анализе и на диаграммах относительной плотности вероятности возраста (Andersen, 2005).

Датирование только специально отобранных цирконов без формирования случайной выборки может иметь смысл при решении конкретных геологических задач. Так, если необходимо только ограничение максимального возраста осадконакопления, целесообразно отбирать наиболее светлые кристаллы с минимальной степенью окатанности (Gehrels, 2012). Подбор детритовых цирконов всех цветовых и морфологических групп независимо от их количества в образце лежит в основе качественного анализа возраста потенциальных источников обломков и может применяться для метода TIMS, когда размер выборки ограничен (Fedot et al., 2003).

Предварительное исследование цирконов. Тщательное изучение цирконов перед датированием позволит сократить количество заведомо ненадежных результатов, а в некоторых случаях сделать предположения об их происхождении. В частности, при датировании рекомендуется избегать трещиноватых зерен, которые могут дать ненадежный возраст из-за вторичных минералов, потери Pb вдоль трещин или аномального поведения падающего лазера или ионного пучка. Включения, в том числе скрытые под поверхностью образца, также искажают результат. Зерна со сложной возрастной зональностью рекомендуется избегать при датировании или отдельно проанализировать каждую зону (Gehrels, 2012).

Эти проблемы устраняются при исследовании подготовленного образца с помощью оптической, электронной микроскопии, а также в катодных лучах. При составлении карты образца и выбора положения аналитических точек рекомендуется получение изображений в обратно-рассеянных электронах (BSE) и катодолуминесценции (CL, рис. 3). Интерпретация последних – ключевой инструмент

в исследовании истории каждого циркона: магматической или метаморфической кристаллизации и перекристаллизации, растворения, деформации и метамиктизации (Corfu et al., 2003).

Методы анализа. Для определения U-Pb возраста детритовых цирконов могут использоваться следующие методы (Gehrels, 2012):

1. Масс-спектрометрия с термической ионизацией и изотопным разбавлением (ID-TIMS). В основе метода лежит растворение целых кристаллов или их частей с добавлением изотопного трассера (обычно ^{205}Pb и ^{233}U), последующим химическим разделением U и Pb и изотопным анализом (Parrish, Noble, 2003; Mattinson, 2005). Метод дает наиболее высокую точность изотопных отношений и концентраций Pb и U ($\sim 0.1\%$, 2σ), применяется для объектов, требующих высокого возрастного разрешения. Химическая и физическая абразия зерен (CA-ID-TIMS) может применяться для очистки поверхности и удаления внешних «загрязненных» зон и метамиктных участков с большой потерей Pb (Condon et al., 2024);

2. Вторичная ионная масс-спектрометрия (SIMS или ионный зонд) – локальный метод с диаметром кратера 10–30 мкм, глубиной 1 мкм, точностью 1–2 % (2σ) и стандартным временем анализа 15 мин (Ireland, Williams, 2003; Gehrels, 2012). Метод подходит для анализа сложных кристаллов. Ионные зонды, помимо U-Pb датирования, способны анализировать другие элементы – изотопы O, концентрации Ti, P3Э и др. (Valley, 2003; Wooden et al., 2007). Другое название метода – SHRIMP – Secondary Ion Mass-Spectrometer Sensitive High Resolution Ion MicroProbe (чувствительный ионный микрозонд с высоким разрешением массы и с вторично-ионным масс-спектрометром) (Compston et al., 1982);

3. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) – локальный метод с диаметром кратера от 30 мкм, глубиной 10–20 мкм, точностью 1–2 % (2σ) и стандартным временем анализа несколько минут (Kosler, Sylvester, 2003; Gehrels, 2012). Разработан метод автоматизированного U-Pb датирования циркона с помощью одноколлекторной лазерной абляции с магнитным секторным полем (SF) и индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрией (LA-SF-ICP-MS), в котором сокращено время абляции до 30 с без потери точности и локальности, общим временем анализа ≤ 75 секунд и производительностью до 1000 U-Pb анализов в день (Frei, Gerdes, 2009). В отдельных лабораториях точность метода

LA-MS-ICP-MS с использованием мультиколлекторного анализатора (МС) увеличена до 0.3–1 % (2σ) (Lana et al., 2017). При проведении LA-ICP-MS фоновые значения Pb и Hg повышены, что приводит к наложению изотопа ^{204}Hg на ^{204}Pb , поэтому при анализе измеряют массы ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U и ^{238}U . Содержание ^{204}Pb определяют с использованием отношения $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg} = 4.36$ (Frei, Gerdes, 2009). Также метод LA-ICP-MS подходит для анализа изотопов Hf, редких и редкоземельных элементов, при этом разработаны подходы, позволяющие получать все эти данные одновременно из одного кратера с использованием двух масс-спектрометров (Xie et al., 2008).

Сравнительная характеристика этих трех методов с описанием особенностей пробоподготовки и источников неопределенностей приведена в обзоре (Schaltegger et al., 2015). В локальных методах SIMS и LA-ICP-MS для коррекции инструментального фракционирования элементов используют стандартные образцы циркона, возраст которых должен охватывать предполагаемый диапазон значений в исследуемом образце. Для проверки правильности полученных результатов также рекомендуется использование внутреннего стандарта (шифрованного стандартного образца), анализ которого проводится аналогично анализу рядовых точек. Перечень стандартных образцов циркона приведен на сайте Международной Ассоциации Геоаналитиков (<https://www.geoanalyst.org/zircon-reference-materials-and-their-u-pb-ages/>). Подробные рекомендации по представлению и интерпретации U-Pb геохронологических данных приведены в работе (Condon et al., 2024).

Фильтрация U-Pb изотопных данных. Массив изотопных данных по детритовым цирконам нуждается в фильтрации, которая критически влияет на результаты их статистической обработки и геологическую интерпретацию (Ковач и др., 2025).

Одним из важнейших параметров фильтрации является степень согласованности изотопных данных. В работе (Gehrels, 2012) рекомендуется ограничивать выборку результатами с «разумными» 10–30 % степенями дискордантности, отбрасывая значения с большей дискордантностью. На практике широко используют только данные с $\leq 10\%$ дискордантностью (например, Гладкочуб и др., 2013; Powerman et al., 2015; Palenova et al., 2019). На рис. 4а показано, что для дискордантных значений все три возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$) будут моложе возраста кристаллизации,

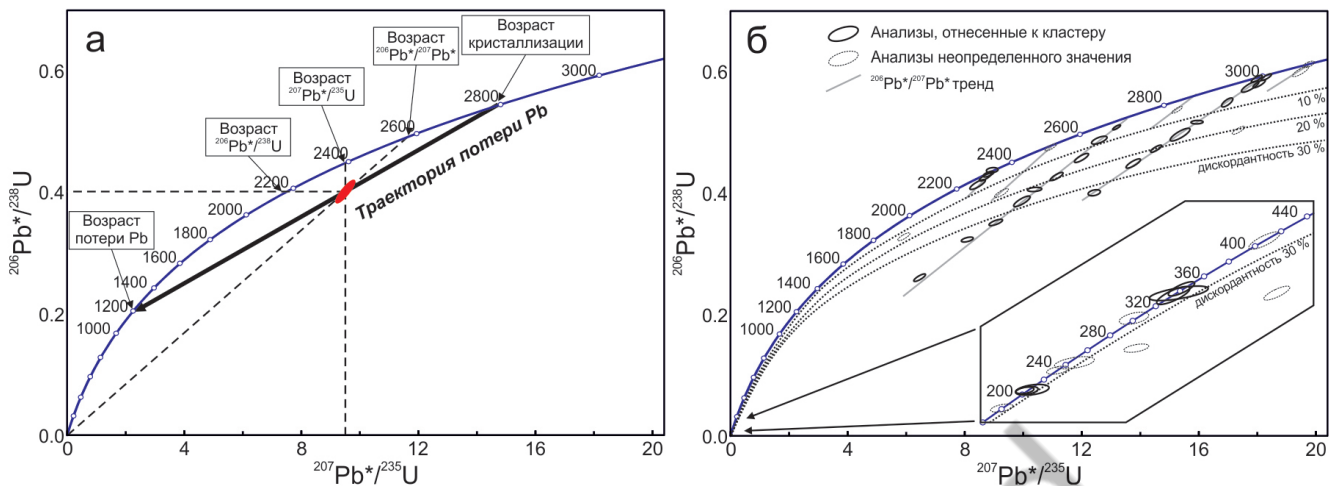


Рис. 4. Диаграммы с конкордией (Gehrels, 2012), показывающие: а – положение изотопных возрастов $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ относительно возраста кристаллизации для среднепротерозойского минерала, испытавшего потерю Pb; б – стратегию фильтров кластеризации и дискордантности для оценки возраста детритовых цирконов. Для докембрийских возрастов кластеры определяются анализами со сходными $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ возрастaми. Отдельные анализы или пары могут дать полезную информацию, но менее надежны, чем анализы, принадлежащие к кластерам с $n \geq 3$. Для фанерозойских возрастов кластеры определяются на основе близости $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ возрастaми. Кластеризация неэффективна, если анализы находятся на дискордии с древними верхними и нижними точками пересечения, т. к. в этом случае возрастa $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ будут неточными. В этом случае более надежно применение жесткого фильтра дискордантности (например, 10 % и менее).

Fig. 4. Concordia diagrams (Gehrels, 2012) showing: a – position of $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ isotope ages relative to the crystallization age for a Middle Proterozoic mineral that has Pb loss; б – strategy of clustering and discordance filters for estimating the age of detrital zircons. For the Precambrian ages, the clusters are defined by analyses with similar $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ ages. The individual analyses or pairs can provide useful information, but are less reliable than the analyses belonging to clusters with $n \geq 3$. For the Phanerozoic ages, the clusters are based on the proximity of $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ages. Clustering is ineffective if the analyses fall on discordia with ancient upper and lower intercepts, because the $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ ages will be inaccurate. In this case, using a strict discordance filter (e.g., 10 % or less) is more reliable.

при этом $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возраст наиболее близок к истинному. С учетом этого, а также изменения относительных значений неопределенности в зависимости от возраста, как правило, используют $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ датировки для цирконов древнее 0.8–1.0 млрд лет и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст для более молодых зерен (Gehrels, 2012). Часть исследователей в качестве «точки перехода» предлагает 1.5 млрд лет (Spencer et al., 2016).

Выбор фильтра по степени дискордантности должен соответствовать цели исследования и возникающим сложностям. Например, докембрийские цирконы более восприимчивы к потере Pb из-за увеличения дефектов кристаллической решетки в процессе радиоактивного распада, поэтому, если в образце диагностированы архейские и фанерозойские цирконы, и относительные пропорции этих возрастa важны, то отсечение выборки по 30 % дискордантности позволит сохранить большинство докембрийских возрастa. Если же главная цель исследования в проверке определенного позднеархей-

ского возрастa, целесообразно использовать более жесткий фильтр (10 % дискордантности) или даже только конкордантные значения. Если же исследование дает только молодые возрастa (например, <100 млн лет) фильтр дискордантности вообще нельзя надежно применить из-за сложности определения надежных $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возрастa (Gehrels, 2012).

Фильтр дискордантности также не гарантирует отсечения ненадежных данных о возрастe. Так, если потеря Pb произошла вскоре после кристаллизации, и/или унаследована более древняя компонента, или наблюдалась полная потеря радиогенного Pb с последующей перекристаллизацией, результаты могут быть аналитически конкордантными, но не отражать возраст источника обломочного материала. Альтернативный метод (Gehrels, 2012) заключается в придании, в первую очередь, значения анализам, принадлежащим к единому кластеру (3 и более перекрывающихся в пределах неопределенности анализa, рис. 4б). Анализa, не

Рис. 5. Примеры диаграмм распределения возрастов детритовых цирконов: а – гистограмма с частотой встречаемости возрастов; б – диаграмма с распределением плотности вероятности (PDP); в – результат сглаживания диаграммы PDP по методу оценки плотности ядра (KDE).

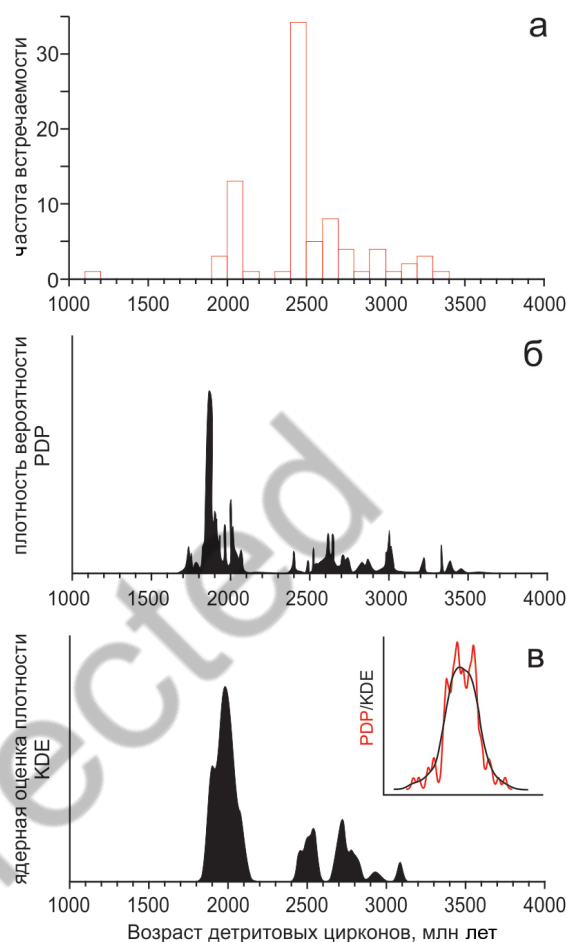
Fig. 5. Examples of detrital zircon age distribution diagrams: а – frequency histogram for detrital zircon ages; б – probability density plot (PDP); в – result of PDP smoothing using the kernel density estimation (KDE) method.

относящиеся к кластеру, не отбрасываются, но их истинное возрастное значение остается неопределенным. Фильтрация, основанная на кластеризации, становится все менее надежной с увеличением дискордантности и по мере увеличения возраста потери Pb, т. к. траектория дискордии расходитя с линией $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ возраста (рис. 4).

Еще один метод (Nemchin, Cawood, 2005) предполагает придание значимости каждому анализу в соответствии со степенью дискордантности так, чтобы наиболее дискордантные значения вносили небольшой вклад в окончательную кривую распределения возраста. Это избавит от необходимости вводить фильтр по дискордантности, но потребует определения схемы придания значимости, которая учитывает дискордантность, но не вносит существенного смещения в окончательное распределение возрастов.

Повысить надежность определения возраста можно путем проведения множественных анализов для каждого зерна (Nemchin, Cawood, 2005; Gehrels, 2012; Spencer et al., 2016). Для зерен, испытавших потерю Pb, таким образом можно определить домены с наименьшей потерей (например, участки с низкой концентрацией U) и/или построить дискордию с надежным верхним пересечением. Это также позволит восстановить историю кристаллизации для зерен с несколькими эпизодами роста (рис. 3).

Отображение результатов анализа. Изотопные U-Pb данные обычно отображаются с помощью диаграмм с конкордией для передачи информации о размере выборки, конкордантности U/Pb отношений, уровня неопределенности результатов. Для корректного отображения молодых и древних возрастов можно использовать логарифмическую шкалу для обеих осей диаграммы с конкордией или диаграмму Тера-Вассербурга (Тера, Wasserburg, 1972), с осями $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$. Как правило, эти



диаграммы строятся в программе Isoplot (Ludwig, 2012). Большой объем данных, получаемых для детритовых цирконов, удобно также визуализировать с помощью одномерных диаграмм: гистограмм, показывающих частоту встречаемости или диаграмм с распределением плотности вероятности возрастных популяций (Sircombe, 2004; Ludwig, 2012).

Гистограммы с частотой встречаемости возрастов (рис. 5а) основаны только на измерении возраста и не учитывают погрешность, а размер интервалов при их построении произволен и может составлять как 5, так и 100 млн лет. Стандартная ширина интервала для данных SHRIMP оценена в 25 млн лет (Morton et al., 1996). Существует ряд математических подходов для определения ширины интервалов (Sircombe, 2000), но они основаны на предположениях о распределении данных, которые часто недействительны для детритовых цирконов (Fedо et al., 2003).

Диаграмма с распределением плотности вероятности (probability density plot – PDP, или

probability density function – PDF, рис. 5б) основана на 1) назначении нормального Гауссова распределения для каждого анализа по данным о возрасте и его неопределенности; 2) суммировании распределения вероятности каждого приемлемого анализа в одну кривую; 3) делении площади под кривой на число анализов для нормированного графика. Последний этап позволяет сравнивать полученную кривую с другими референтными кривыми распределения плотности вероятности (Gehrels, 2012). Информацию о частоте и доле возрастных популяций циркона на этих диаграммах передает площадь под кривой, а не высота, как в гистограмме. Поэтому нередко одномерные диаграммы объединяют график распределения плотности вероятности и гистограмму с частотой встречаемости.

Если анализировались случайная и неслучайная выборки цирконов из одного образца, при построении графиков распределения плотности вероятности точки из двух наборов должны строго разделяться, иначе относительное количество редких популяций будет систематически завышено. Т. Андерсен (Andersen, 2005) предлагает визуализировать такие данные с помощью графика плотности вероятности, построенного на основе случайной выборки, с наложением маркеров возраста или диапазона возрастов неслучайно выбранных зерен.

Альтернативный построению PDP способ визуализации – построение графиков ядерной оценки плотности (kernel density estimation, KDE, рис. 5в) – компенсирует различные степени погрешности измерений путем применения различных уровней сглаживания, что позволяет сравнивать распределения возраста, полученные различными методами с разной точностью (Sircombe, Hazelton, 2004). Сравните, функция PDP имеет вид:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_i \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{x - \mu_i}{\sigma_i} \right)^2 \right],$$

где μ – средний возраст зерна, а σ – аналитическая неопределенность. График KDE строится как:

$$\hat{f}_h(x) = \sum_{i=1}^n \frac{1}{nh} K \left(\frac{x - x_i}{h} \right),$$

где h – полоса пропускания (или параметр сглаживания), K – функция ядра (может быть любой, включая, прямоугольное, треугольное или, чаще, гауссовское ядра), а x_i – средний возраст зерен.

Для конечного графика выбор функции ядра менее критичен, чем выбор полосы пропускания h :

при слишком большом h KDE чрезмерно сглажен, что приводит к потере разрешения, при слишком малом h – KDE искусственно огрубляется и содержит дополнительные шумы (Saylor, Sundel, 2016). Для компенсации недостатков разработаны локально адаптивные методы (locally adaptive kernel density estimators – LA-KDE). В первом варианте LA-KDE полоса пропускания обратно пропорциональна плотности данных в локальном пространстве выборки, что приводит к снижению сглаживания в интервалах с высокой плотностью данных и увеличению сглаживания на интервалах с меньшей плотностью данных (Shimazaki, Shinomoto, 2010). Второй вариант LA-KDE оценивает оптимальную полосу пропускания, которая затем равномерно применяется по всему пространству выборки (Botev et al., 2010).

Еще один способ представления геохронологических данных по детритовым цирконам – графики кумулятивной вероятности распределения возраста (cumulative age distribution – CAD, или cumulative distribution function – CDF, рис. 6а). Эти диаграммы удобны для сопоставления образцов с разными пропорциями сходных возрастов (Gehrels, 2012).

Наконец, Т. Андерсен (Andersen, 2005) предлагает использовать широкие возрастные интервалы (например, 100–200 млн лет или периоды фанерозоя, интервалы развития конкретных террейнов) и качественную шкалу ранжирования для численности популяций (табл. 1). Группировка возрастов по таким интервалам позволяет не учитывать аналитическую ошибку, а также сглаживать ложные пики и минимумы, появление которых обусловлено ограниченностью выборки, визуализировать такие данные предлагается с помощью гистограмм или круговых диаграмм (Andersen, 2005).

Статистический анализ геохронологических данных. Типичный набор геохронологических данных по детритовому циркону содержит несколько возрастных мод, отражающих вклад различных источников (Fedo et al., 2003; Andersen, 2005; Gehrels, 2012). В основе их интерпретации лежит сравнение с образцами из той же области исследования или с известными источниками, возможно из других регионов. Традиционно, сравнение проводится либо с нормализованными графиками распределения возраста, либо с графиками кумулятивной вероятности. Способы статистического сравнения распределения возраста детритовых цирконов описаны ниже.

Таблица 1. Качественная классификация популяций циркона по (Andersen, 2005)

Table 1. Qualitative classification of zircon populations according to (Andersen, 2005)

Размер популяции, %	Класс	Балл
0–5	Редкая	1
6–19	Незначительная	2
20–49	Распространенная	3
50–79	Крупная	4
80–100	Преобладающая	5

1. Критерий Колмогорова-Смирнова (KS-тест) проверяет нулевую гипотезу о том, что две кривые распределения возраста получены из одной и той же родительской популяции. Основан на статистике K-S (D), которая является максимальной разницей между эмпирическими САД двух выборок:

$$D_{1,2} = \sup_x |F_1(x) - F_2(x)|,$$

где F_1 и F_2 – это САД двух выборок, построенных из n_1 и n_2 наблюдений, соответственно. Вероятность (p) статистического сходства двух образцов рассчитывается как

$$p(D_{observed} > D_{critical}) = Q_{KS}(\lambda) = 2 \sum_{i=1}^{\infty} (-1)^{i-1} e^{-2i^2 \lambda^2}$$

$$\text{где } \lambda = \left(\sqrt{n_e} + 0.12 + \frac{0.11}{\sqrt{n_e}} \right) D \text{ и } n_e = \frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}.$$

Предельные значения $Q_{KS}(0) = 1$ и $Q_{KS}(\infty) = 0$. Таким образом, при $p < 0.05$ две выборки не взяты из одной родительской популяции с вероятностью $> 95\%$ (Saylor, Sundel, 2016). KS-тест используют, в частности, для корреляции одновозрастных отложений при сопоставлении нескольких наборов данных (например, Powerman et al., 2015). Недостатком KS-теста является его высокая чувствительность к пропорциям присутствующих возрастов (Gehrels, 2012) и невозможность учета погрешности (Sircombe, Hazelton, 2004).

2. Тест Койпера (Kuiper test) является альтернативой KS-тесту и также проверяет нулевую гипотезу о том, что две выборки взяты из одной родительской популяции с одинаковым распределением. Тест Койпера гарантирует равную чувствительность для всей САД, тогда как KS-тест, как правило, более чувствителен у медианы и относительно не чувствителен на концах распределения. Статистика Койпера (V) рассчитывается из двух САД – F_1 и F_2 , построенных из n_1 и n_2 наблюдений, соответственно:

$$V(x) = \max_{-\infty < x < \infty} [F_1(x) - F_2(x)] + \max_{-\infty < x < \infty} [F_2(x) - F_1(x)].$$

Вероятность $p(V_{observed} > V_{critical}) = Q_{KP}(\lambda) = 2 \sum_{i=1}^{\infty} (i^2 \lambda^2 - 1) e^{-2i^2 \lambda^2}$ где $\lambda = \left(\sqrt{n_e} + 0.155 + \frac{0.24}{\sqrt{n_e}} \right) V$ и $n_e = \frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}$.

Как и у KS-теста предельные значения $Q_{KP}(0) = 1$ и $Q_{KP}(\infty) = 0$. Аналогично, p -значение < 0.05 соответствует вероятности $> 95\%$, что две выборки не взяты из одной родительской популяции (Saylor, Sundel, 2016).

3. Q-Q график (квантиль⁴-квантильный график) – графический метод сравнения двух вероятностных распределений путем нанесения их квантилей друг на друга, позволяет сравнить два графика САД в одинаковых возрастных интервалах (рис. 6б). Если два распределения идентичны, точки на Q-Q графике лягут на прямую линию $y = x$. Если распределения связаны линейно, точки на Q-Q графике будут лежать на прямой линии, отличной от $y = x$. Метод позволяет выделить участки одинакового и различного распределения, а также выбросы (рис. 6в; Wilk, Gnanadesikan, 1968; Veermesch, 2013).

4. Коэффициент перекрестной корреляции (cross-correlation coefficient) используется для сравнения диаграмм PDP или KDE в одинаковых возрастных интервалах. Метод чувствителен к наличию или отсутствию возрастных пиков, к изменениям их относительной величины или формы. Для образцов с одинаковыми возрастными спектрами значение R^2 перекрестного графика равно 1, с совершенно разными – 0. Подобный метод применяется для построения Q-Q графиков, в основе которого лежит сравнение САД (рис. 6в), однако коэффициент перекрестной корреляции PDP или KDE более чувствителен к различиям между выборками, т. к. относительная вероятность не является монотонно растущей функцией (Saylor, Sundel, 2016).

5. Коэффициент сходства (similarity coefficient) – мера сходства двух выборок по перекрывающимся модам и пропорциям компонентов в

⁴ Квантиль – значение, которое заданная случайная величина не превышает с фиксированной вероятностью, делит данные на любое количество равных частей. Процентиль (перцентиль, центиль) – это частный случай квантиля, при котором вероятность задана в процентах: например, 90-й процентиль эквивалентен 0.9 квантилю и означает, что 90 % значений данных находятся ниже этого значения.

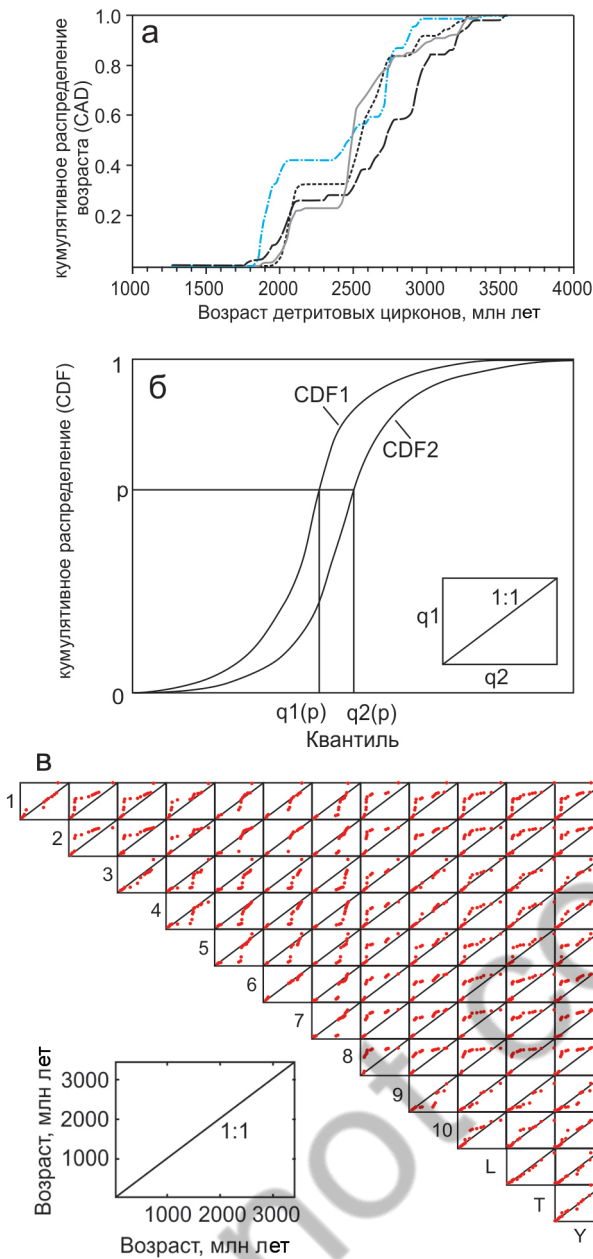


Рис. 6. Графики кумулятивного распределения и их применение для статистической обработки результатов датирования детритовых цирконов: а – пример графика кумулятивной вероятности распределения возраста (CAD); б – иллюстрация построения Q-Q графика для двух функций кумулятивного распределения, с упрощениями по (Wilk, Gnanadesikan, 1968); в – Q-Q графики для 13 образцов U-Pb датирования детритовых цирконов (Veermesch, 2013). Красные точки представляют 0, 5, 10, ..., 95 и 100 процентилей CAD. Названия образцов указаны по осям X и Y, соответственно. Два образца имеют одинаковое распределение тогда и только тогда, когда их процентиля попадают на линию 1:1.

Fig. 6. Cumulative distribution plots and their application to statistical processing of detrital zircon dating results: а – example of the cumulative age distribution plot (CAD); б – illustration of Q-Q plot construction for two cumulative distribution functions, simplified after (Wilk, Gnanadesikan, 1968); в – Q-Q plots for 13 samples of U-Pb dating of detrital zircons (Veermesch, 2013). Red dots represent 0, 5, 10, ..., 95 and 100 percentiles of CAD. Sample names are indicated on the X and Y axes, respectively. Two samples have the same distribution if and only if their percentiles fall on the 1:1 line.

n – интересующий интервал. Подобие $L = 1 - M$ изменяется от 0 (несходство) до 1 (полное совпадение) (Saylor, Sundel, 2016).

7. Метод многомерного шкалирования (multidimensional scaling, MDS) создает карту точек, на которой «сходные» образцы группируются близко друг к другу, а «отличающиеся» – далеко (рис. 7), частным случаем является метод анализа главных компонент (principal components analysis, PCA). В работе (Veermesch, 2013) рекомендуется использование неметрического MDS для больших наборов геохронологических данных, тогда как метрический и классический варианты MDS дают лучшие результаты для небольших выборок. Для оценки отличий между образцами могут использоваться критерии Колмогорова-Смирнова, Крамера-Мизеса-Смирнова, метод Андерсона-Дарлингга (Anderson-Darling test) и др. Для введения аналитической погрешности можно дополнительно использовать ядерную оценку плотности по методике (Sircombe, Hazelton, 2004). MDS применим для использования и в других областях геохронологии (Veermesch, 2013).

8. Метод неотрицательной матричной факторизации (non-negative matrix factorization, NMF) применяется для решения обратной задачи сравнения распределения возрастов в источниках осадка

каждой из них: $S = \sum_{i=1}^n \sqrt{f(i)g(i)}$, где $f(i)$ и $g(i)$ – это PDP или KDE образцов один и два, соответственно, а i – возраст от 1 до n . При $S = 1$ две выборки идеально совпадают по модам и модальным пропорциям, при $S = 0$ – общие моды отсутствуют (Saylor, Sundel, 2016).

6. Коэффициент подобия (likeness coefficient) – мера подобия, основанная на подсчете площади перекрытия между двумя PDP или KDE. Несовпадение площади вычисляется как $M = (\sum_{i=1}^n |f(i) - g(i)|) / 2$, где $f(i)$ и $g(i)$ – это PDP или KDE образцов один и два, соответственно, а

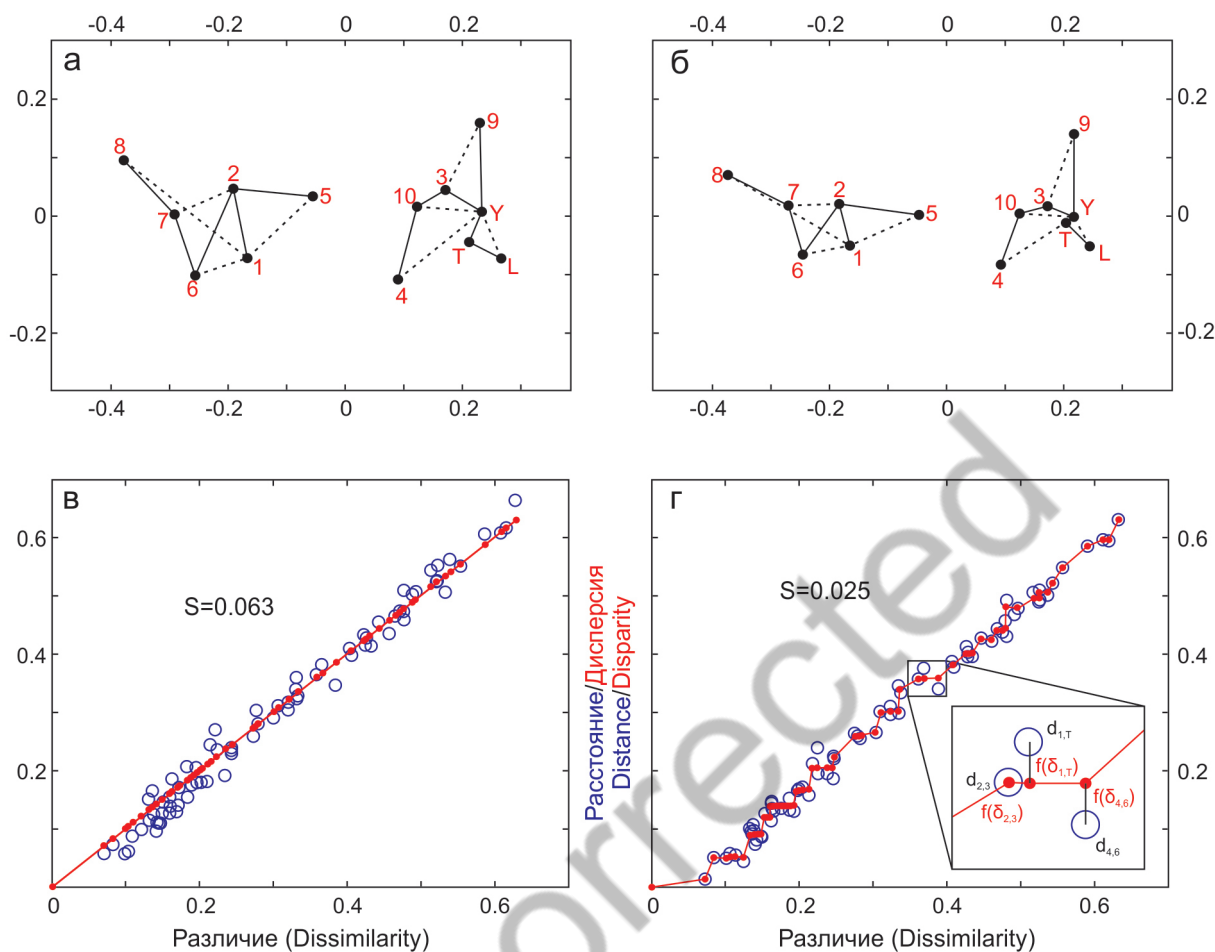


Рис. 7. Метрические (а) и неметрические (б) графики MDS с использованием величины KS-теста в качестве меры несходства. Сплошные линии обозначают ближайших соседей, пунктирные – вторых ближайших соседей. Номера образцов у каждой точки соответствуют таковым на рис. 6в. Метрические (в) и неметрические (г) диаграммы Шепарда для отображения результатов MDS (Vermesch, 2013).

Fig. 7. Metric (a) and non-metric (б) MDS plots using the KS effect size as a dissimilarity measure. Solid and dashed lines mark the closest and the second closest neighbours, respectively. The sample numbers at each point correspond to those in Fig. 6в. Metric (c) and non-metric (d) Shepard plots to display MDS results (Vermesch, 2013).

с образцами-накопителями, давая численное значение вклада разных источников в формируемую область накопления осадка. Алгоритм обеспечивает устойчивое и близкое сходство между факторизованными и известными источниками, когда количество образцов-накопителей более чем в три раза превышает количество образцов источника, а наборы данных образцов-накопителей внутренне отличаются и хорошо охарактеризованы (>150–225 точек данных) (Saylor et al., 2019).

Было проведено тестирование некоторых методов статистического сравнения двух выборок на основе синтетических и реальных данных (Saylor, Sundel, 2016). Результаты показали, что тесты KS

и Койпера имеют высокий уровень погрешности при размере выборки n от 25 до 10000, значения p чувствительны к незначительным вариациям в выборках, значения D и V более надежны, однако, чувствительны, скорее, к относительной пропорции возрастов, чем к среднему возрасту (моде). Коэффициент перекрестной корреляции хорошо работает при сравнении PDP графиков, но является слабым показателем при применении KDE или LA-KDE. Авторы (Saylor, Sundel, 2016) предлагают использовать PDP перекрестную корреляцию вместо коэффициентов D или V тестов KS и Койпера для построения MDS диаграмм. Коэффициенты similarity и likeness дают более хорошие ре-

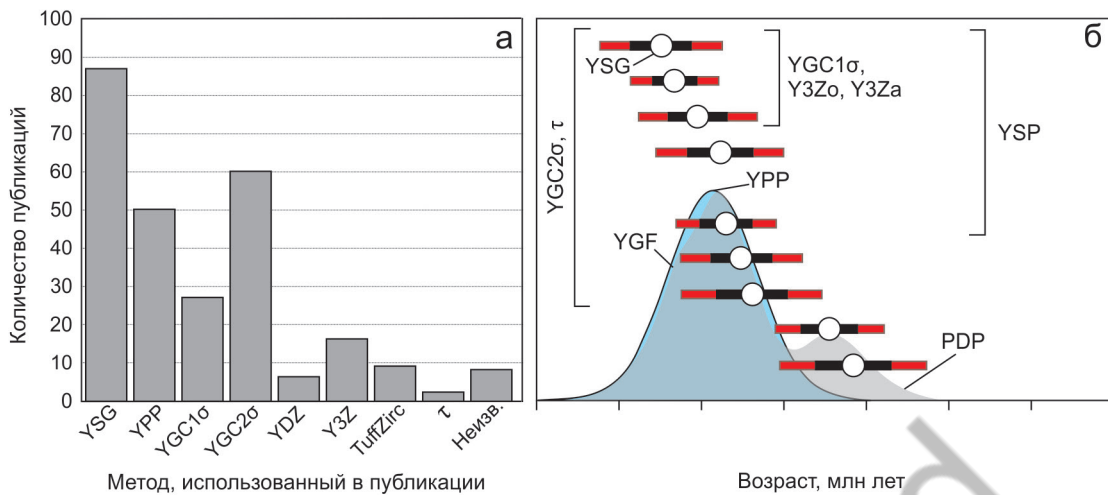


Рис. 8. а – распространение методов MDA, использованных в публикациях, с упрощениями по (Coutts et al., 2019). Методы: YSG – самое молодое зерно; YPP – самый молодой графический пик; YGC 1σ – самый молодой кластер зерен с неопределенностью 1σ; YGC 2σ – самый молодой кластер зерен с неопределенностью 2σ; YDZ – самый молодой детритовый циркон; Y3Z – средневзвешенное трех самых молодых цирконов; TuffZirc – алгоритм TuffZirc; τ – метод τ, взвешенное среднее дат, попадающих в самый молодой пик вероятности; Неизв. – неизвестный алгоритм выбора цирконов; б – различия в методах определения MDA на диаграмме распределения плотности вероятности. YGF – метод самого молодого гауссова пика (Nielsen et al., 2024).

Fig. 8. а – distribution of MDA methods used in publications, simplified after (Coutts et al., 2019). Methods: YSG – youngest single grain; YPP – youngest graphical peak; YGC 1s – youngest grain cluster at 1σ uncertainty; YGC 2s – youngest grain cluster at 2σ uncertainty; YDZ – youngest detrital zircon; Y3Z – weighted average of the youngest three zircons; TuffZirc – TuffZirc algorithm; τ – τ method, weighted average of the dates that fall within the youngest probability peak; Неизв. – unmixing algorithm applied to selection of zircons; б – differences in methods for determining MDA on the probability density plot. YGF – youngest Gaussian peak method (Nielsen et al., 2024).

зультаты, чем тесты KS и Койпера, но хуже, чем перекрестная корреляция. Также предпочтительнее использование PDP для сравнения, чем KDE или LA-KDE. Для устойчивого разграничения выборок по средним значениям p KS-теста необходима выборка с $n > 1000$, по тесту Койпера $n > 475$. При сравнении методом перекрестной корреляции необходима выборка $n > 300$ (для PDP), > 375 (KDE), > 475 (LA-KDE). Коэффициенты similarity и likeness достоверны при $n > 575$ (Saylor, Sundel, 2016). Использование статистического анализа для доказательства происхождения геологических образцов из одинаковых или различных источников должно сопровождаться пониманием процессов переноса и сортировки детритового материала, иначе может привести к заведомо ложным выводам (Ibanez-Mejia et al., 2018).

Оценка максимального возраста осадконакопления. Для определения максимального возраста осадконакопления (maximum depositional age, MDA) можно использовать циркон с самым молодым изотопным возрастом («самый молодой циркон») или подвыборку зерен циркона из поро-

ды, поскольку обломочная порода априори моложе составляющих ее компонентов (Fedо et al., 2003; Andersen, 2005). При некоторых геологических условиях перерыв между кристаллизацией циркона и его отложением в осадочном бассейне может быть незначительным (например, в бассейнах, прилегающих к островным дугам), а MDA детритового циркона может приблизительно соответствовать истинному возрасту осадконакопления стратиграфического интервала (Cawood et al., 2012). Ниже приводятся методы определения максимального возраста осадконакопления по детритовым цирконам.

1. Метод определения самого молодого зерна циркона (youngest single grain, YSG) наиболее распространен в литературе (рис. 8а). Он использует возраст и неопределенность самого молодого измеренного в образце зерна в качестве MDA. Если возраст самого молодого циркона в пределах неопределенности перекрывается с предыдущей по возрасту датировкой, то для большей точности в качестве MDA используют предпоследнюю датировку, а в качестве неопределенности – неопределенность самого молодого зерна (Dickinson, Gehrels, 2009).

2. Метод самого молодого пика (youngest graphical peak, YPP) на графике плотности вероятности возраста измеренной выборки, состоящей из двух или более зерен. При расчете MDA этим методом отсутствует неопределенность (Dickinson, Gehrels, 2009).

3. Метод самого молодого Гауссова пика (youngest Gaussian Function, YGF) на графике плотности вероятности возраста предполагает разложение самого молодого пика на составляющие с помощью аппроксимации нормального распределения Гаусса. При расчете MDA этим методом отсутствует неопределенность (Nielsen et al., 2024).

4. Метод самого молодого кластера зерен при 1σ или 2σ (youngest grain cluster at 1σ or 2σ uncertainty, YGC 1σ или YGC 2σ , соответственно). Самый молодой кластер зерен с неопределенностью 1σ или 2σ рассчитывается путем вычисления средневзвешенного, взвешенного по неопределенности возраста, двух или более самых молодых возрастов, перекрывающихся в пределах 1σ или 2σ , соответственно. Неопределенность рассчитанного MDA – это неопределенность средневзвешенного возраста (Dickinson, Gehrels, 2009). Перекрывающаяся подвыборка должна быть ограничена самым молодым верхним пределом неопределенности, который может быть связан или не связан с самой молодой датой (Coutts et al., 2019).

5. Метод самого молодого детритового циркона (youngest detrital zircon, YDZ) использует алгоритм в Isoplot (Ludwig, 2012), который применяет метод Монте-Карло для определения MDA и неопределенности на основе выбранной пользователем подвыборки возрастов. В каждой симуляции входные данные корректируются таким образом, чтобы они были моложе или старше на случайно выбранную величину их неопределенности. Записывается самая молодая полученная дата, и процесс повторяется примерно 10000 раз (Ludwig, 2012). В качестве MDA используется мода полученного распределения, а асимметричное распределение принимается в качестве неопределенности (Dickinson, Gehrels, 2009). В расчет должны быть включены возрасты в пределах диапазона неопределенности 5σ от самого молодого зерна, чтобы гарантировать, что учитываются все датировки, способные повлиять на окончательный возраст (Coutts et al., 2019).

6. Метод TuffZirc 6+. Алгоритм TuffZirc изначально был разработан для определения возраста отложений пепла и рассчитан на ввод 12–20 датировок (Ludwig, Mundil, 2002). TuffZirc сна-

чала проверяет данные на наличие «дат с высокой степенью неопределенности», которые могут исказить расчет. Затем находится наибольшая подвыборка дат, которая дает вероятность соответствия >0.05 (Ludwig, Mundil, 2002), что показывает соответствие входных данных минимальному критерию получения из родительской популяции одного возраста в пределах 95 % доверительного интервала. Затем алгоритм вычисляет медианный возраст этой подвыборки дат, который принимается за MDA. Неопределенность MDA определяется асимметричным распределением возрастов (Ludwig, Mundil, 2002).

7. Метод «трех самых молодых цирконов» (youngest three zircons, Y3Zo и Y3Za). Расчет MDA на основе средневзвешенного трех самых молодых цирконов осуществляется одним из двух методов. К ним относятся средневзвешенное трех самых молодых возрастов циркона, которые перекрываются в пределах неопределенности (обычно 2σ) (Y3Zo), или взвешенное среднее трех самых молодых возрастов циркона, присутствующих в образце (Y3Za). Выбор трех возрастов, используемых в Y3Zo, должен соответствовать тем же критериям, что и метод YGC 2σ , однако усредняются только три самые молодые перекрывающиеся датировки. Неопределенность MDA, рассчитанная этими методами, представляет собой неопределенность средневзвешенного (Coutts et al., 2019).

8. Метод τ (Barbeau et al., 2009) вычисляет средневзвешенное, взвешенное с учетом неопределенности возраста, всех возрастов, попадающих между минимумами вероятности самого молодого пика, состоящего из заданного числа зерен, на графике плотности вероятности. Количество датировок, необходимых для того, чтобы пик считался значимым, варьирует в зависимости от исследования, используют как минимум две даты, чтобы соответствовать методу YPP. Неопределенность MDA — это неопределенность взвешенного среднего (Coutts et al., 2019).

9. Метод самой молодой статистической популяции (youngest statistical population, YSP) вычисляет MDA как средневзвешенное самой молодой подвыборки из двух или более зерен, дающих среднеквадратичное взвешенное отклонение (mean square of weighted deviates, MSWD) ~ 1 , что указывает на пропорциональность разброса возрастов и неопределенности измерений. Для идентификации используемой подвыборки датировок рассчитывается MSWD двух самых молодых зерен.

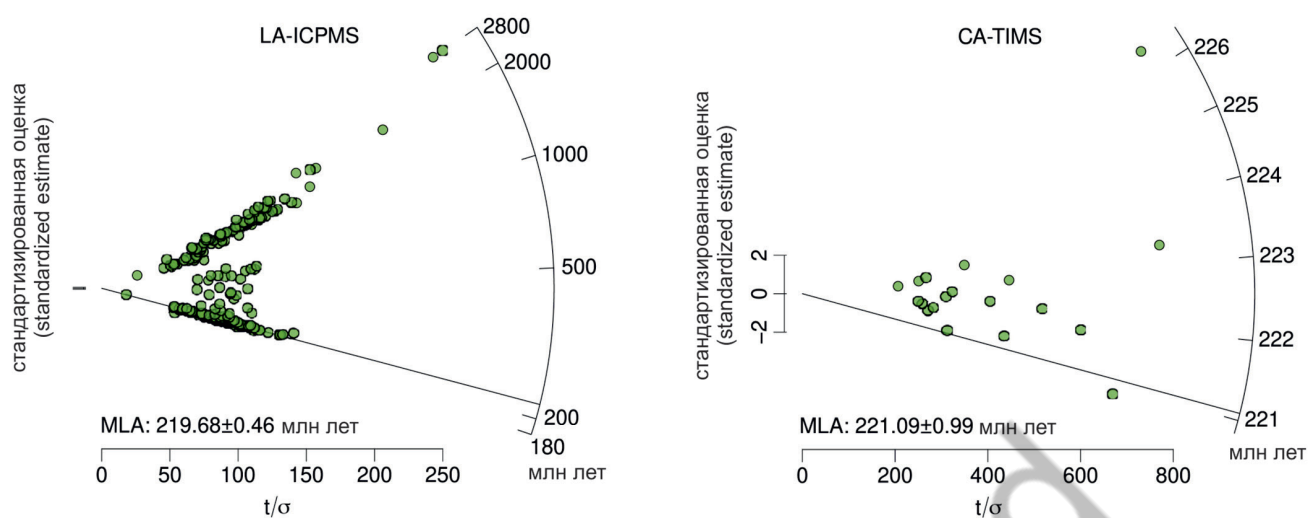


Рис. 9. Радиальные графики распределения возрастов, построенные в IsoplotR (Vermeesch, 2018) и определение максимального возраста осадконакопления методом MLA для LA-ICP-MS и CA-TIMS анализов. Оценки неопределенности представлены в виде 95 % доверительных интервалов Стьюдента. Оценки MLA совпадают с точностью до 0.6 %, несмотря на различия в размере выборки и аналитической точности между наборами данных (Vermeesch, 2021).

Fig. 9. Radial age distribution plots made in IsoplotR (Vermeesch, 2018) and determination of the maximum depositional age by the MLA method for the LA-ICP-MS and CA-TIMS data. Uncertainty estimations are reported as studentised 95 % confidence intervals. The MLA estimates agree to within 0.6 % despite the great differences in sample size and analytical precision between the two datasets (Vermeesch, 2021).

Если значение приемлемо (т. е. <1), добавляется одно или несколько дополнительных зерен до тех пор, пока рассчитанное значение MSWD не превысит 1. Средневзвешенное значение подвыборки, дающей MSWD ~ 1 , используется в качестве MDA. Неопределенность MDA равна неопределенности средневзвешенного (Coutts et al., 2019).

10. Метод максимально правдоподобного возраста (maximum likelihood age, MLA) использует статистический алгоритм максимального правдоподобия (maximum likelihood estimation, MLE) для расчета MDA и неопределенности на базе IsoplotR (Vermeesch, 2018). Метод применим для любого размера выборки и не требует искусственного подбора «подходящих» зерен. Графически результаты представляются с помощью радиальных графиков распределения возраста (рис. 9). Оценка неопределенности рассчитывается как 95 % доверительный интервал для распределения Стьюдента (Vermeesch, 2021).

В работе (Coutts et al., 2019) протестированы методы определения максимального возраста осадконакопления (кроме YGF и MLA) с помощью компьютерного моделирования случайных выборок из крупной синтетической популяции цирконов ($N = 25000$). Наиболее успешными и точными являются

метод самого молодого отдельного зерна (YSG), метод самого молодого детритового циркона (YDZ) и взвешенное среднее трех самых молодых зерен (Y3Z). Однако они могут вычислять более молодые значения MDA, чем истинный возраст осадконакопления, если получены из популяций с большим количеством цирконов, близких к возрасту осадконакопления, или из больших выборок ($n > 300$). Кроме того, эти методы наиболее подвержены получению ошибочных значений MDA из-за загрязнения в полевых или лабораторных условиях или из-за нарушений U–Pb систематики самого молодого циркона. Более консервативные методы, дающие точные значения MDA и менее подверженные загрязнению или потере свинца, включают метод самого молодого кластера зерен с неопределенностью 1σ или 2σ (YGC 1σ и YGC 2σ) и метод самой молодой статистической популяции (YSP). Возраст, рассчитанный этими методами, с меньшей вероятностью будет моложе истинного возраста осадконакопления (Coutts et al., 2019). На рис. 8б приведено графическое сопоставление методов определения MDA.

Более поздние испытания методов определения MDA на основе датирования одних и тех же цирконов методами LA-ICP-MS и CA-TIMS, дающими разный уровень неопределенности, показали

несогласованность итоговых значений MDA. Практически во всех методах оценки CA-TIMS дают более древние MDA, чем оценки LA-ICP-MS, и только алгоритм MLA решает эту проблему. Также отмечена относительно хорошая согласованность значений MDA по методам YPP и TuffZirc, но метод YPP не дает оценки неопределенности (Veermesch, 2021).

Программное обеспечение. Широко распространенный инструмент для обработки и визуализации геохронологических данных – Isoplot, впервые разработанный в 1985 г., является удобным и многофункциональным, однако, далеко не единственным приложением. В таблице 1 электронного приложения приведен перечень наиболее цитируемых программ, созданных для обработки результатов датирования детритовых цирконов, в том числе методами статистического анализа как для единичных образцов, так и для больших наборов данных. Часть приложений имеет открытый программный код на языках Python, R, Java.

РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЦИРКОНАХ

Накопление геохронологических данных по детритовым цирконам показало, что даже тщательно отобранные и проанализированные зерна могут иметь конкордантный возраст, не соответствующий геологической обстановке (например, Palenova et al., 2019; Kuper et al., 2024; Слабунов, 2025). Изменение состава циркона происходит не только при высокоградном метаморфизме, но и в условиях гидротермально-метасоматических преобразований пород. В условиях низкоградного метаморфизма терригенных пород при температуре ~250 °C на детритовом цирконе кристаллизуются пористые каймы, сложенные микрокристаллами (до 3 мкм) циркона, иногда в ассоциации с ксенотимом, которые могут быть использованы для датирования метаморфических процессов (Rasmussen, 2005). Поэтому интерпретировать результаты, особенно резко выбивающиеся из общепринятой геологической истории развития исследуемого района, следует с осторожностью. Для получения дополнительной информации можно привлекать данные по составу редких и редкоземельных элементов в цирконе, изотопию Lu-Hf, O и др.

Редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) в цирконе используются для интерпретации его происхождения и оказывают огромную помощь в изучении источников сноса терригенного материала,

а в некоторых случаях играют ключевую роль в интерпретации геохронологических данных по цирконам, в том числе в определении максимального возраста осадконакопления (например, Kuper et al., 2024, Паленова и др., 2025). В настоящее время разрабатываются подходы для классификации детритовых цирконов по содержанию в них РЗЭ и редких элементов, в том числе по их принадлежности к определенным геотектоническим обстановкам, типам магматических пород, типам гранитоидов. Ниже приводится обзор некоторых подходов к определению происхождения циркона.

Происхождение циркона. Циркон кристаллизуется в магматических и метаморфических условиях, а основные индикаторы его происхождения – содержание РЗЭ и Th/U отношение. Так, для магматических цирконов типично $Th/U > 0.1$ (Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Kirkland et al., 2015) с широкими вариациями Th/U от ~ 0.2–1.0 в кимберлитах (Konzett et al., 1998) до ~6 в граносиенитах (Bodorkos et al., 2008) и 9000 в карбонатах Кольского полуострова (Amelin, Zaitsev, 2002). Метаморфические цирконы, как правило, характеризуются низким Th/U (< 0.1), что объясняется одновременным образованием монацита или более высокой подвижностью U относительно Th в метаморфических породах (Kohn, Kelly, 2018). Исключение составляют цирконы, кристаллизовавшиеся в супрасолидусных условиях ультраметаморфизма раньше монацита, в них отношение Th/U составляет > 0.1 (Yakymchuk et al., 2018).

Спектры РЗЭ в магматических и метаморфических цирконах имеют ряд характерных черт (рис. 10а, б). Магматические цирконы содержат низкие концентрации легких РЗЭ (ЛРЗЭ) (содержание La < 1 г/т по (Zhong et al., 2023)), высокие – тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ), в них наблюдаются положительная Ce и отрицательная Eu аномалии, последняя проявлена не всегда. Интенсивности Ce и Eu аномалий связаны с окислительно-восстановительными характеристиками расплава: Ce^{4+} и Eu^{3+} предпочтительнее входят в структуру циркона, чем Ce^{3+} и Eu^{2+} (Hoskin, Schaltegger, 2003). В метаморфических цирконах, сокристаллизующихся с гранатом, наблюдается снижение содержания ТРЗЭ. Одновременная с цирконом или более ранняя кристаллизация монацита может приводить к дополнительному обеднению циркона ЛРЗЭ и к еще более крутому наклону нормализованного спектра. Увеличение Eu аномалии в метаморфическом цирконе показывает его рост за счет непрерывного плавления и сокри-

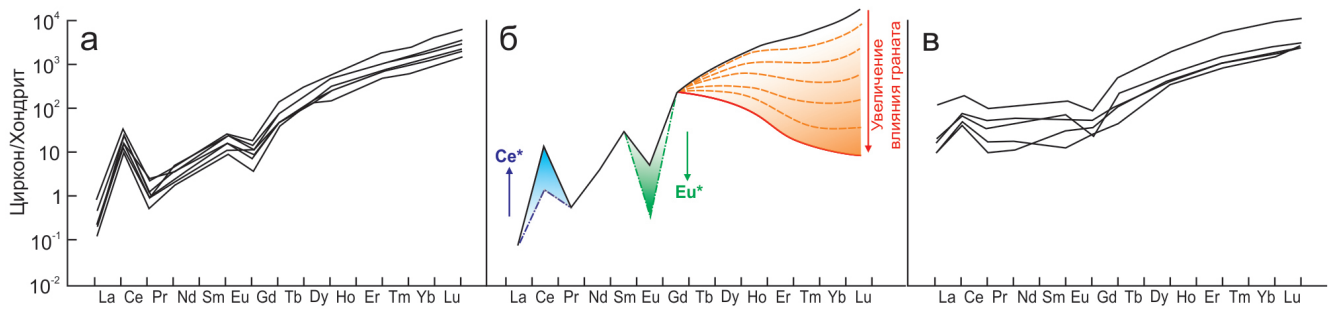


Рис. 10. Спектры распределения РЗЭ, нормированные на хондрит, в магматических (Pelleter et al., 2007) (а), метаморфических (Kohn, Kelly, 2018) (б) и гидротермально измененных (в) (Pelleter et al., 2007) цирконах.

Fig. 10. Chondrite-normalized REE patterns in igneous (a) (Pelleter et al., 2007), metamorphic (Kohn, Kelly, 2018) (б) and hydrothermal altered (Pelleter et al., 2007) (в) zircons.

сталлизации с плагиоклазом в мигматитах. Циркон из эклогитовой фации имеет слабо отрицательную аномалию Eu за счет высвобождения последнего из плагиоклаза, неустойчивого в этих условиях (Kohn, Kelly, 2018).

При гидротермально-метасоматических преобразованиях вмещающих пород цирконы подвергаются вторичным изменениям, особенно частично метамиктные или трещиноватые зерна. Для гидротермально-измененных цирконов характерно повышенное содержание суммы РЗЭ, ЛРЗЭ (рис. 10в), а также некогерентных элементов – Ca, Al, Fe (Sun et al., 2021). Для разделения магматических и гидротермально-измененных цирконов используются диаграммы La (г/т) vs. (Sm/La)_N и (Sm/La)_N vs. Ce/Ce* (рис. 11а, б, Hoskin, 2005). Загрязнение анализа апатитом, титанитом, монацитом, ксенотимом и алланитом из включений в магматическом цирконе смещает фигуративные точки на этих диаграммах в сторону поля гидротермально-измененных цирконов (рис. 11в, г, Zhong et al., 2018). Еще один критерий разделения удобен в использовании, поскольку не требует построения диаграмм: у гидротермально-измененных цирконов выполняется неравенство $LREE - I = (Dy/Nd) + (Dy/Sm) < 30$ (Bell et al., 2016).

Разделение магматических цирконов. Содержание редких элементов в цирконе используется для определения типа материнской породы, основные дискриминационные диаграммы для широкого спектра магматических пород предложены в работах (Belousova et al., 2002; Grimes et al., 2015). Однако использование этих диаграмм для детритовых цирконов с неизвестным источником дает противоречивые результаты. Типохимизм циркона также используют для определения типа исходных грани-

тов, например, предложена диаграмма Ce/U–Th/U для разделения гранитов I- и S- типа, а также переходных разновидностей (рис. 12а; Roberts et al., 2024).

Разработаны бинарные диаграммы, отражающие геодинамическую обстановку кристаллизации магматического циркона. Например, графики U/Yb–Hf (г/т) или U/Yb–Y (г/т) разделяют составы цирконов, образовавшихся на континентальной и океанической коре (рис. 12б, в; Grimes et al., 2007), а диаграммы Nb/Hf–Th/U и Hf/Th–Th/Nb – цирконы из внутриплитных (анорогенных) и дуговых (орогенных) обстановок (рис. 12г, д; Yang et al., 2012).

Еще один способ определения геодинамической обстановки образования детритовых цирконов предполагает расчет коэффициента корреляции r_{Dz} между значениями Eu минимума $x = Eu/Eu^*$ и отношением средних нормированных содержаний ЛРЗЭ и ТРЗЭ $y = \overline{LREE}_N / \overline{HREE}_N$, где $\overline{LREE}_N = (La_N + Ce_N + Pr_N + Nd_N + Sm_N + Eu_N) / 6$, $\overline{HREE}_N = (Gd_N + Tb_N + Dy_N + Ho_N + Er_N + Yb_N + Lu_N) / 7$ по формуле: $r_{Dz} = \frac{\sum(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sqrt{\sum(x-\bar{x})^2 * \sum(y-\bar{y})^2}}$ (Hu et al., 2024), где $(x - \bar{x})$ и $(y - \bar{y})$ – отклонения от среднего арифметического для Eu аномалии и для отношения средних нормированных содержаний ЛРЗЭ и ТРЗЭ, соответственно. Полученное значение r_{Dz} в конвергентных обстановках выше (0.53–0.85), чем в коллизионных (0.12–0.51). Конвергентные обстановки также могут давать низкие r_{Dz} (0.28–0.55), если присутствует вклад мантийного плюма, расположенного под перекрывающей плитой зоны субдукции (Hu et al., 2024).

Зависимость распределения РЗЭ в цирконе от состава материнской породы, выраженную экспоненциальным уравнением, предложено исполь-

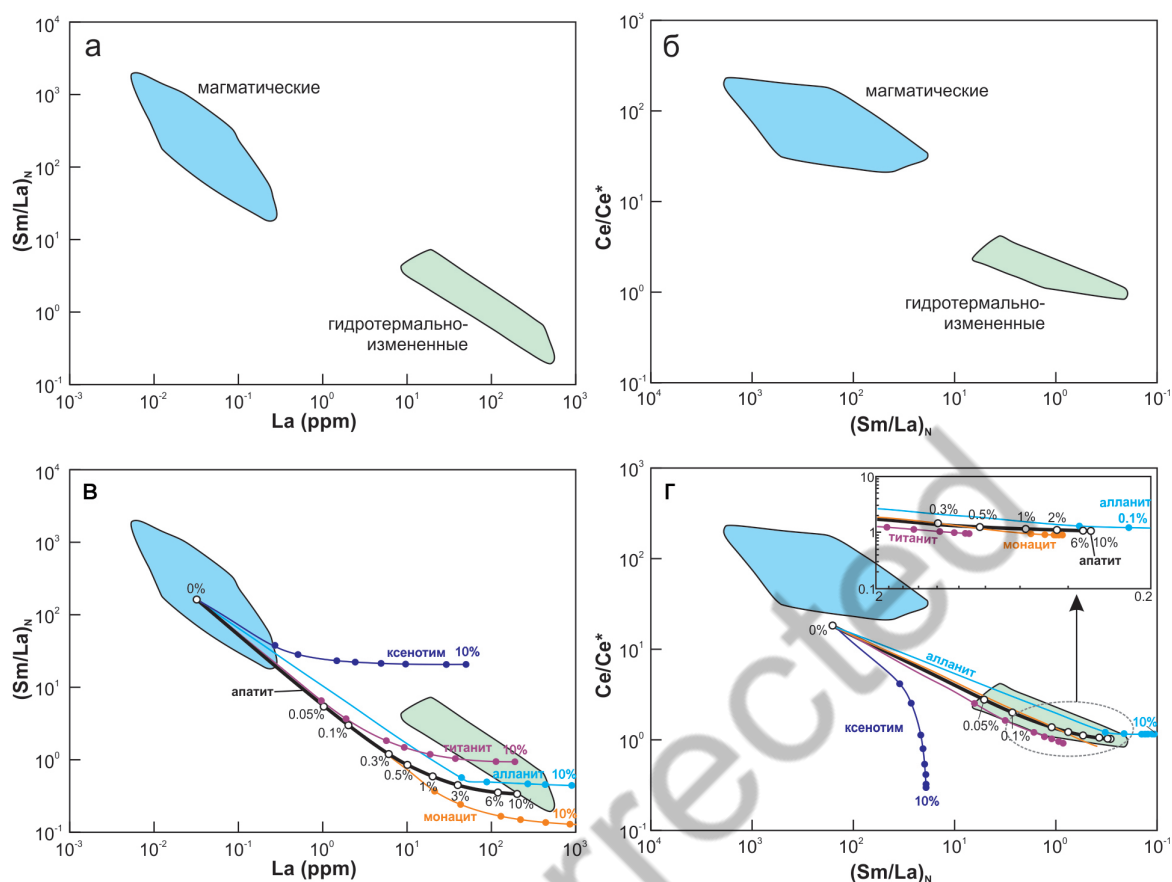


Рис. 11. Дискриминационные диаграммы (а, б) для магматических и гидротермально-измененных цирконов (Hoskin, 2005) и тренды изменения состава магматических цирконов при захвате включений апатита, монацита, ксенотима, титанита и алланита (в, г), с упрощениями по (Zhong et al., 2018). На трендах точками показано содержание примесей в анализе.

Fig. 11. Discrimination diagrams (a, б) for igneous and hydrothermally altered zircons (Hoskin, 2005) and compositional trends of igneous zircons when capturing the apatite, monazite, xenotime, titanite, and allanite inclusions (в, г), simplified after (Zhong et al., 2018). The points on the trends indicate the trace element content of in analysis.

зовать в качестве оценки концентрации РЗЭ в исходной породе. Метод может быть применим для магматического циркона, связанного с континентальной корой, в том числе детритового (Charman et al., 2016).

Новейшие исследования геохимии циркона касаются возможностей использования методов машинного обучения для создания многофакторных моделей дискриминации цирконов из различных источников. Эти исследования используют алгоритмы случайного леса (random forest, RF), метода опорных векторов (support vector machine, SVM) и многослойного перцептрона (multilayer perceptron, MLP). Разработано приложение ZirconIASClassifier, использующее содержания Ce, Eu, Ho, Nb, Ta, Th и U и отношения Th/U, U/Yb, Ce/Ce* и Eu/Eu* в цирконе для определения I-, S- или A-типа исходных

гранитов по трем алгоритмам RF, SVM и MR (Zhong et al., 2023). Обращаем внимание, авторы приводят свою формулу для расчета значений Ce/Ce* и Eu/Eu*, доступную в файле дополнительных материалов к статье (Zhong et al., 2023). Свободный доступ к приложению открыт по ссылке <https://github.com/ShihuaZhong/CTMP2023ZirconIASClassifier>.

Алгоритмы RF и SVM использованы для разработки более общей модели дискриминации циркона из магматических (кислых, средних, основных, кимберлитов, карбонатитов, нефелиновых сиенитов), метаморфических и гидротермальных пород по содержанию РЗЭ, Th, U, Y, Nb, Hf, P и Sc. Для гранитов предложена модель определения I-, S-, A- и M-типа по составу циркона (Itano, Sawada, 2024). По ссылке https://github.com/keitaitano/Zrn_classification/tree/main доступен код на языке программирования R.

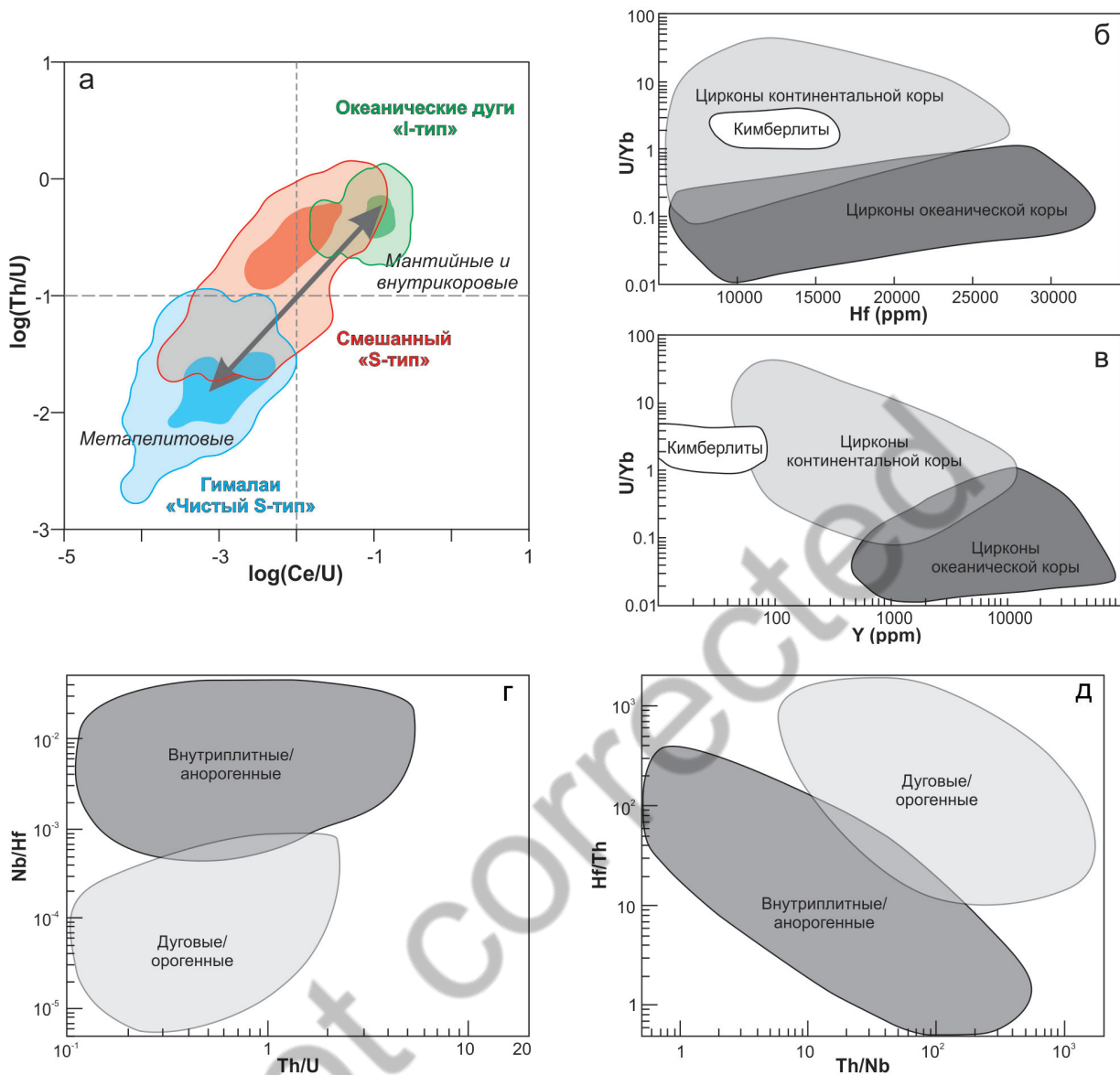


Рис. 12. Дискриминационные диаграммы состава магматических цирконов из: а – гранитов I- и S-типов (Roberts et al., 2024); б, в – пород континентальной и океанической коры (Grimes et al., 2007); г, д – орогенных и анорогенных обстановок (Yang et al., 2012).

Fig. 12. Discrimination diagrams of composition of igneous zircons from: a – I- and S-type granites (Roberts et al., 2024); б, в – rocks of continental and oceanic crust (Grimes et al., 2007); г, д – orogenic and anorogenic settings (Yang et al., 2012).

Геотермометр «Ti-в-цирконе». Зависимость содержания Ti в цирконе от температуры его кристаллизации используется в качестве геотермометра:

$$\log(Ti_{ppm}) = (6.01 \pm 0.03) - \frac{5080 \pm 30}{T(K)} \quad (\text{Watson et al., 2006})$$

для магматических (Fu et al., 2008) и метаморфических (Rubatto, 2017) пород, а в некоторых случаях и для уточнения происхождения детритовых цирконов (Kuper et al., 2024). Важно учитывать, что геотермометр разработан для циркона в равновесии с кварцем и рутилом и при отсутствии

последних, а также при давлении, отличающемся от экспериментальных 10 кбар, должны вводиться поправки (Аранович и др., 2013). Усовершенствованные варианты геотермометра вводят в уравнение значения активностей SiO_2 и TiO_2 в расплаве:

$$\left[\log(Ti_{ppm}) + \log a_{SiO_2} - \log a_{TiO_2} \right] = (5,711 \pm 0,072) - \frac{4800 \pm 86}{T(K)} \quad (\text{Ferry, Watson, 2007})$$

и учитывают влияние давления на распределение Ti в позициях Si и Zr:

$$\log(Tif) = 5.84(7) - \frac{4800(86)}{T(K)} - 0.12(1)P - 0.0056(15)P^3 - \log(aSiO_2^{Q/coesite}) + \log(aTiO_2^{rutile})$$

где $f = 1/(1 + 10^{-(3.37(13) - 0.77(5)P)})$ – доля Ti в позиции Si, P – давление в ГПа, в скобках даны неопределенности на уровне 1σ (Crisp et al., 2023).

При использовании этого геотермометра следует учитывать, что концентрации Ti в цирконе, как правило, не превышают 20 г/т, иногда достигая 50 г/т в породах основного состава, а при анализе используют изотоп ^{49}Ti (Fu et al., 2008). Л.Я. Аранович и др. (2013) показали также, что изменчивость вычисленной Ti-in-zircon температуры может быть вызвана вариациями отношений активностей кремнезема и оксида титана при взаимодействии с кислыми флюидами, что следует учитывать для измененных пород.

Zr-Hf геотермометр. Альтернативой для Ti-in-zircon геотермометра является предложенный Л.Я. Арановичем и Н.С. Бортниковым (2018) Zr-Hf геотермометр, учитывающий распределение Zr и Hf между кислым расплавом (m) и цирконом (s):

$$T(K) = \frac{1531}{\ln K_d + 0.883}, \text{ где } K_d = \frac{X_{Zr}^s * X_{Hf}^m}{X_{Zr}^m * X_{Hf}^s}$$

– коэффициент распределения Zr и Hf между расплавом и цирконом, а X_j^i – содержание j -ого компонента в фазе i , г/т. При расчетах содержание Zr в цирконе принималось постоянным и равным 480000 г/т. Геотермометр не зависит от содержания главных оксидов в расплаве, а также от активностей SiO_2 и TiO_2 , кроме того, позволяет оценивать температуру при отделении более дифференцированных порций расплава (Аранович, Бортников, 2018). Использование Zr-Hf геотермометра для изучения детритовых цирконов, по-видимому, возможно при проверке гипотезы принадлежности циркона к определенным магматическим комплексам.

ДРУГИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНА

Lu-Hf изотопная система. В основе Lu-Hf геохронологии лежит β -распад изотопа ^{176}Lu до ^{176}Hf с периодом полураспада около 35 млрд лет. Lu-Hf изотопная система показывает историю химической дифференциации силикатных расплавов: исходное отношение Lu/Hf в первичной Земле и хондритах меняется при частичном плавлении верхней мантии, которое истощает остаточную мантию по содержанию Hf и, соответственно, обогащает по содержанию Lu. По отношению $^{176}Hf/^{177}Hf$ опреде-

ляют тип геохимических резервуаров: в хондритах $\epsilon Hf = [(^{176}Hf/^{177}Hf)_t / (^{176}Hf/^{177}Hf)_{chondrites} - 1] \times 10^4 = 0$, в обедненной мантии – $\epsilon Hf > 0$, в обогащенной коре – $\epsilon Hf < 0$ (Kinny, Maas, 2003).

Циркон – один из важнейших концентраторов Hf в горных породах, имеет низкое отношение Lu/Hf ~ 0.002 и $^{176}Lu/^{177}Hf < 0.0005$, поэтому изменением $^{176}Hf/^{177}Hf$ отношения в цирконе можно пренебречь (Kinny, Maas, 2003). Следовательно, циркон эффективно сохраняет исходное отношение $^{176}Hf/^{177}Hf$, обеспечивая запись изотопного состава Hf в среде его источника на момент кристаллизации. Это отношение используют либо для определения модельного возраста Hf, либо, если возраст циркона известен по данным независимого U-Pb датирования, определения начального значения ϵHf относительно эталонной кривой эволюции изотопов Hf для нефракционированной Земли в целом. Таким образом, изотопный состав Hf в цирконе может быть использован в качестве геохимического индикатора происхождения вмещающей породы (Kinny, Maas, 2003).

При исследовании детритовых цирконов Lu-Hf изотопная система в сочетании с U-Pb данными позволяет различать ювенильную, по существу, мантийную кору данного возраста ($\epsilon Hf > 0$, модельный возраст Hf близок к возрасту кристаллизации) и современную ей, образованную в результате переплавления более древней коры ($\epsilon Hf < 0$, модельный возраст Hf древнее возраста кристаллизации) (Kinny, Maas, 2003). Результаты позволяют проверять принадлежность циркона к потенциальным источникам, дифференцировать разновозрастные источники и их металлогеническую специализацию, обосновывать участие удаленных террейнов в осадконакоплении и уточнять геодинамические реконструкции (например, Howard et al., 2009; Li et al., 2014; Kovach et al., 2023).

Изотопия кислорода. Изотопный состав кислорода в магматическом цирконе дает представление о внутрикоревой переработке и взаимодействии коры и мантии. Значение $\delta^{18}O$ в цирконе и оливине из примитивных пород мантийного происхождения составляет $5.3 \pm 0.6 \text{ ‰}$ (Valley, 2003). Высокотемпературные изменения пород понижают значения $\delta^{18}O$ относительно мантийных, тогда как низкотемпературные – увеличивают. Поэтому содержание $\delta^{18}O$ в магматических цирконах выше мантийного связывают с ассимиляцией и плавлением осадочного материала (Spencer et al., 2022). Как правило, в детритовых цирконах данные по изотопному составу

ву кислорода применяют в совокупности с Lu-Hf геохронологией, что позволяет исследовать эволюцию земной коры (например, Wang et al., 2009). В работе (Spencer et al., 2022) показано, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в детритовом цирконе, в целом, выше, чем в цирконе из невыветрелых магматических пород и отражают, по большей части, эволюцию верхней коры, тогда как ϵHf не зависит от фракционирования в земной коре.

БАЗЫ ДАННЫХ ПО ДЕТРИТОВЫМ ЦИРКОНАМ

Накопленные геохронологические и геохимические данные по детритовым цирконам собраны в базы данных, многие из которых выставлены в открытом доступе или доступны после регистрации. Часть из них собрана в конкретных научных организациях, другая имеет национальный характер, но также разработаны глобальные базы данных, в том числе с возможностью выбора конкретного региона исследования. Нередко зарегистрированные пользователи имеют возможность внесения своих данных в существующую базу. В новейшие системы интегрирован интерфейс визуализации геохронологических и геохимических данных (Boone et al., 2022; Zhang et al., 2023), также существуют попытки совмещения базы данных с возможностями AI (artificial intelligence) моделей (Li et al., 2025). В таблице 2 электронного приложения приведен перечень основных баз данных, содержащих информацию о детритовых цирконах и не только.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В России интерес к изучению детритовых цирконов высок (например, Кожевникова, Скублов, 2010; Чумаков и др., 2011; Powerman et al., 2015; Диденко и др., 2018; Gladkochub et al., 2019; Kovach et al., 2023). U-Pb изотопное датирование цирконов методами LA-ICP-MS проводится в Институте Карпинского и Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург), Геологическом институте РАН, Институте геохимии и аналитической химии РАН и Институте физики Земли РАН (г. Москва), Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ), Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск), Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург), Казанском (При-

волжском) федеральном университете (г. Казань) (Kovach et al., 2023; Иванов и др., 2025; Летникова и др., 2025); ID-TIMS – в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН и Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты), SHRIMP – Институте Карпинского. Современные подходы к интерпретации результатов исследования детритовых цирконов лучше всего работают на крупных выборках и при условии систематического изучения стратиграфических единиц. Тем не менее, постепенное накопление разрозненных данных с последующим их объединением и анализом открывает возможности для серьезных палеогеографических и геодинамических построений. Первый этап – создание собственной материально-технической базы для датирования, по-видимому, постепенно реализуется. Дальнейшее развитие требует создания и накопления общей, желательно открытой, базы данных по геохронологии, геохимии и другой геологической информации, либо занесения своих данных в уже разработанные глобальные базы.

ЛИТЕРАТУРА

- Аранович Л.Я., Бортников Н.С. (2018) Новый Zr-Hf геотермометр для магматических цирконов. *Петрология*, 26 (2), 109–115. <https://doi.org/10.7868/S0869590318020012>
- Аранович Л.Я., Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В., Антонов А.В. (2013) Циркон из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами. *Петрология*, 21 (1), 4–19. <https://doi.org/10.7868/S0869590313010044>
- Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. (2013) Ранние этапы развития палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона. *Геология и геофизика*, 54 (10), 1472–1490.
- Диденко А.Н., Ото Ш., Голозубов В.В., Архипов М.В., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Нагата М., Ямамото К. (2018) Геохронология детритовых цирконов альбских песчаников силасинской и кемской свит Сихотэ-Алиньского орогена: геодинамические следствия. *Доклады Академии наук*, 481 (4), 418–421. <https://doi.org/10.31857/S086956520001822-7>
- Иванов А.В., Брянский Н.В., Ефремова У.С., Гладкочуб Е.А., Каримов А.А., Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Хубанов В.Б., Семенова Д.В., Карпов А.В., Родионов Н.В., Давыдов В.Г., Ларионов А.Н., Вотяков С.Л., Червяковская

- М.В., Червяковский В.С., Панкрушина Е.А., Мандрыгина Д.А., Куликова А.В., Миннебаев К.Р., Жанг Л.-Л. (2025) Российский межлабораторный опыт U-Pb локального датирования образца циркона с известным возрастом. *Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений в металлогенических провинциях Евразии*. Москва, ИГЕМ РАН, 66–68.
- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. (2025) Вопросы представления результатов U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона. *Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений в металлогенических провинциях Евразии*. Москва, ИГЕМ РАН, 77–78.
- Кожевников В.Н., Скублов С.Г. (2010) Детритовые цирконы из архейских кварцитов маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты. *Доклады Академии наук*, 430(5), 681–685.
- Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Иванов А.В., Школьник С.И., Летникова А.Ф., Булгакова Д.Д., Колесов К.К. (2025) Позднерифейская провинция высококалийного вулканизма юга-запада Сибирской платформы и ее рудоносный потенциал. *Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений в металлогенических провинциях Евразии*. Москва, ИГЕМ РАН, 95–97.
- Паленова Е.Е., Артемьев Д.А., Эккерманн Г., Юдовская М.А., Будяк А.Е. Цирконы михайловской свиты (Тонодское поднятие, Бодайбинский район Иркутской области): возраст, происхождение. *Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений в металлогенических провинциях Евразии*. Москва, ИГЕМ РАН, 122–125.
- Слабунов А.И. (2025) Опыт геохронологических исследований метаморфизованных осадков (на примере полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса). *Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений в металлогенических провинциях Евразии*. Москва, ИГЕМ РАН, 191–193.
- Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. (2011) Вендский возраст верхней части патомского комплекса Средней Сибири: U-Pb LA-ICPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 19 (2), 115–119.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М., Мир, 590 с.
- Amelin Y., Zaitsev A.N. (2002) Precise geochronology of phosphates and carbonates: the critical role of U-series disequilibrium in age interpretations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 2399–2419. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00831-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00831-1)
- Anderson T. (2005) Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216, 249–270. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.013>
- Barbeau D.L., Olivero E.B., Swanson-Hysell N.L., Zahid K.M., Murray K.E., Gehrel G.E. (2009) Detrital-zircon geochronology of the eastern Magallanes Foreland basin: implications for Eocene kinematics of the Northern Scotia arc and drake passage. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 489–503. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.014>
- Bell E.A., Boehnke P., Harrison T.M. (2016) Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 191, 187–202. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2016.07.016>
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119, 457–466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>
- Bodorkos S., Wingate M.T.D., Kirkland C.L. (2008) 174736: Granofelsic metasyenogranite, Mount Fanny; geochronology dataset 717. Compilation of Geochronology Data. Geological Survey of Western Australia, 4.
- Boone S.C., Dalton H., Pren, A., Kohlmann F., Theile M., Gréau Y., Florin G., Noble W., Hodgekiss S.A., Ware B., Phillips D. (2022) AusGeochem: an open platform for geochemical data preservation, dissemination and synthesis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 46 (2), 245–259. <https://doi.org/10.1111/ggr.12419>
- Botev Z.I., Grotowski J.F., Kroese D.P. (2010) Kernel density estimation via diffusion. *Annals of Statistics*, 38, 2916–2957. <https://doi.org/10.1214/10-AOS799>
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. (2012) Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40, 875–878. <https://doi.org/10.1130/G32945.1>
- Chapman J.B., Gehrels G.E., Ducea M.N., Giesler N., Pullen A. (2016) A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon. *Chemical Geology*, 439, 59–70. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.014>
- Compston W., Williams I.S., Clement S.W. (1982) U-Pb ages within single zircons using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *30th American Society Mass Spectrometry Conference*, Honolulu, 593–595.

- Condon D., Schoene B., Schmitz M., Schaltegger U., Ickert R.B., Amelin Y., Augland L.E., Chamberlain K.R., Coleman D.S., Connelly J.N., Corfu F., Crowley J.L., Davies J.H.F.L., Denyszyn S.W., Eddy M.P., Gaynor S.P., Heaman L.M., Huyskens M.H., Kamo S., Kasbohm J., Keller C.B., MacLennan S.A., McLean N.M., Noble S., Ovtcharova M., Paul A., Ramezani J., Rioux M., Sahy D., Scoates J.S., Szymanowski D., Tapster S., Tichomirova M., Wall C.J., Wotzlaw J.-F., Yang C., Yin Q.-Z. (2024) Recommendations for the reporting and interpretation of isotope dilution U-Pb geochronological information. *GSA Bulletin*, 136 (9/10), 4233–4251. <https://doi.org/10.1130/B37321.1>
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon textures. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469–500. [https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0016\\$05.00](https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0016$05.00)
- Coutts D.S., Matthews W.A., Hubbard S.M. (2019) Assessment of widely used methods to derive depositional ages from detrital zircon populations. *Geoscience Frontiers*, 10 (4), 1421–1435. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.11.002>
- Crisp L.J., Berry A.J., Burnham A.D., Miller L.A., Newville M. (2023) The Ti-in-zircon thermometer revised: The effect of pressure on the Ti site in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 360, 241–258. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.04.031>
- Dickinson W.R., Gehrels G.E. (2009) U-Pb ages of detrital zircons in Jurassic eolian and associated sandstones of the Colorado plateau: evidence for transcontinental dispersal and intraregional recycling of sediment. *GSA Bulletin*, 121, 408–433. <https://doi.org/10.1130/B26406.1>
- Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. (2003) Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 277–303. [https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0010\\$05.00](https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0010$05.00)
- Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Frei D., Gerdes A. (2009) Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261, 261–270. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.07.025>
- Fu B., Page F.Z., Cavosie A.J., Fournelle J., Kita N.T., Lackey J.S., Wilde S.A., Valley J.W. (2008) Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 197–215. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0281-5>
- Gehrels G. (2012) Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities. *Tectonics of sedimentary basins: recent advances, first edition*. Blackwell Publishing Ltd., 47–62. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch2>
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. (2019) U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Research*, 65, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007>
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J. (2007) The trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35, 643–646. <https://doi.org/10.1130/G23603A.1>
- Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E. (2015) “Fingerprinting” tectonomagmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170, 46. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3>
- Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. (2012) $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals. *Science*, 335 (6076), 1610–1614. <https://doi.org/10.1126/science.1215507>
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 637–648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 27–62. [https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0002\\$05.00](https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0002$05.00)
- Howard K.E., Hand M., Barovich K.M., Reid A., Wade B.P., Belousova E.A. (2009) Detrital zircon ages: Improving interpretation via Nd and Hf isotopic data. *Chemical Geology*, 262, 277–292. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.029>
- Hu P.-Y., Zhai Q.-G., Cawood P.A., Weinberg R.F., Zhao G.-C., Zhou R.-J., Tang Y., Liu Y.-M. (2024) Detrital zircon REE and tectonic settings. *Lithos*, 480–481, 107661. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107661>
- Ibañez-Mejía M., Pullen A., Pepper M., Urbani F., Ghoshal G., Ibañez-Mejía J.C. (2018) Use and abuse of detrital zircon U-Pb geochronology – A case from the Río Orinoco delta, eastern Venezuela. *Geology*, 46, 1019–1022. <https://doi.org/10.1130/G45596.1>
- Ireland T.R., Williams I.S. (2003) Considerations in Zircon Geochronology by SIMS. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 215–242. [https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0008\\$05.00](https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0008$05.00)
- Itano K., Sawada H. (2024) Revisiting the geochemical classification of zircon source rocks using a machine learning approach. *Mathematical Geosciences*, 56, 1139–1160. <https://doi.org/10.1007/s11004-023-10128-z>
- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C., Essling A.M. (1971) Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Physical Review*, C4(5), 1889–1906.

- Kinny P.D., Maas R. (2003) Lu–Hf and Sm–Nd isotope systems in zircon. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 327–341. <https://doi.org/1529-6466/03/0053-0012>\$05.00
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. (2015) Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, 212–215, 397–414. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
- Kohn M.J., Kelly N.M. (2018) Petrology and geochronology of metamorphic zircon. *Microstructural geochronology: planetary records down to atom scale*. Geophysical Monograph 232, first edition, 35–61. <https://doi.org/10.1002/9781119227250.ch2>
- Konzett J., Armstrong R.A., Sweeney R.J., Compston W. (1998) The timing of MARID metasomatism in the Kaapvaal mantle: an ion probe study of zircons from MARID xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 133–145. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00073-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00073-9)
- Kosler J., Sylvester P.J. (2003) Present trends and the future of zircon in U–Pb geochronology: laser ablation ICPMS. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 243–275. <https://doi.org/1529-6466/03/0053-0009>\$05.00
- Kovach V., Adamskaya E., Kotov A., Podkovyrov V., Tolmacheva E., Gladkochub D., Sklyarov E., Velikoslavinsky S., Plotkina Yu., Skovitina T., Wang K.-L., Lee H.-Y., Gorokhovskiy B. (2023) Age of provenance for the Palaeoproterozoic Kamen Group, Udokan Complex: Newly recognised Palaeoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton. *Precambrian Research*, 396, 107158. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107158>
- Kovarik A.F., Adams N.I. (1932) A new determination of the disintegration constant of uranium by the method of counting α -particles. *Physical Review*, 40, 718–726.
- Kuper K.M., Armstrong R., Kirkland C.L., Olierook H.K.H., Clark C., Evans K. (2024) Implications of high-grade metamorphism on detrital zircon data sets: A case study from the Fraser Zone, Western Australia. *Chemical Geology*, 647, 121918. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121918>
- Lana C., Farina F., Gerdes A., Alkmmim A., Gonçalves G.O., Jardim A.C. (2017) Characterization of zircon reference materials via high precision U–Pb LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 32, 2011–2023. <https://doi.org/10.1039/C7JA00167C>
- Larsen E.S., Keevil N.B., Harrison H.C. (1952) Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1045–1052.
- Li X.-H., Li Z.-X., Li W.-X. (2014) Detrital zircon U–Pb age and Hf isotope constrains on the generation and reworking of Precambrian continental crust in the Cathaysia Block, South China: A synthesis. *Gondwana Research*, 25, 1202–1215. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.01.003>
- Li K., Hu X., Chai R., Yang J., Xue W., Yingdi P., Fang C., Anlin M., Hu H., Guo Q., Yang W., Hu L., Qi L., Chen G., Sun G., Zhang S., Deng T., Li K., Biao G. (2025) OneDZ: A Global Detrital Zircon Database and Implications for Constructing Giant Geoscience Database. *Earth System Science Data*, Open Access. <https://doi.org/10.5194/essd-2025-157>
- Ludwig K.R. (2012) Isoplot v. 3.75. Ageochronological toolkit for Microsoft Excel. Vol. 5. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 1–75.
- Ludwig K.R., Mundil R. (2002) Extracting reliable U–Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 66 (Suppl. 1), 461.
- Mattinson J.M. (2005) Zircon U–Pb chemical abrasion (“CATIMS”) method; combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220, 47–66. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.03.011>
- Morton A., Clauoé-Long J.C., Berge C. (1996) SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea. *Journal of the Geological Society*, 153, 915–929. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.6.0915>
- Nielsen R., Sundell K., Saylo J.E. (2024) DZTOOLBOX.COM, a Web App for Quantitative Detrital Geochronology Analysis. *GSA Connects 2024 Meeting in Anaheim*, California, 56, 405479. <https://doi.org/10.1130/abs/2024AM-405479>
- Nemchin A.A., Cawood P.A. (2005) Discordance of the U–Pb system in detrital zircons: Implication for provenance studies of sedimentary rocks. *Sedimentary Geology*, 182, 143–162. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.07.011>
- Palenova E.E., Yudovskaya M.A., Frei D., Rodionov N.V. (2019) Detrital zircon U–Pb ages of Paleo- to Neoproterozoic black shales of the Baikal-Patom Highlands in Siberia with implications to timing of metamorphism and gold mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 174, 37–58. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2018.10.022>
- Parrish R.R., Noble S.R. (2003) Zircon U–Th–Pb geochronology by isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 183–213. <https://doi.org/1529-6466/03/0053-0007>\$05.00
- Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Féraud G. (2007) Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit — Morocco). *Chemical Geology*, 245, 135–161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026>
- Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. (2021) A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool ‘Dezirteer’ along with the suggested universal workflow. *Chemical Geology*, 583, 120437. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120437>
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. (2015) Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. *Precambrian Research*, 267 (1), 39–71. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.015>

- Puetz S.J., Spencer C.J., Condie K.C., Roberts N.M. (2024) Enhanced U-Pb detrital zircon, Lu-Hf zircon, $\delta^{18}\text{O}$ zircon, and Sm-Nd whole rock global databases. *Scientific Data*, 11, 56. <https://doi.org/10.1038/s41597-023-02902-9>
- Pullen A., Ibanez-Mejia M., Gehrels G.E., Ibanez-Mejia J.C., Pecha M. (2014) What happens when n=1000? Creating large-n geochronologic datasets with LA-ICPMS for geologic investigations. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 29, 971–980. <https://doi.org/10.1039/C4JA00024B>
- Rasmussen B. (2005) Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at 250 °C. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 146–155. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0006-y>
- Roberts N.M.W., Yakymchuk C., Spencer C.J., Keller C.B., Tapster S.R. (2024) Revisiting the discrimination and distribution of S-type granites from zircon trace element composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 633, 118638. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2024.118638>
- Rodriguez-Corcho A.F., Rojas-Agramonte Y., Barrera-Gonzalez J.A., Marroquin-Gomez M.P., Bonilla-Correa S., Izquierdo-Camacho D., Delgado-Balaguera S.M., Cartwright-Buitrago D., Muñoz-Granados M.D., Carantón-Mateus W.G., Corrales-García A., Laverde-Martinez A.F., Cuervo-Gómez A., Rodriguez-Ruiz M.A., Marin-Jaramillo J.P., Salazar-Cuellar N., Esquivel-Arenales L.C., Daroca M.E., Carvajal A.S., Perea-Pescador A.M., Solano-Acosta J.D., Diaz S., Guillen A., Bayona G., Cardona-Molina A., Eglinton B., Montes C. (2021) The Colombian geochronological database (CGD). *International Geology Review*, 1–35. <https://www.tandfonline.com/loi/tigr20>
- Rubatto D. (2017) Zircon: the metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 83, 261–295. <http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2017.83.09>
- Sanchez G., Halpin J.A., Gard M., Hasterok D., Stål T., Raimondo T., Peters S., Burton-Johnson A. (2021) PetroChron Antarctica: A geological database for interdisciplinary use. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22, 2021GC010154. <https://doi.org/10.1029/2021GC010154>
- Saylor J.E., Jordan J.C., Sundell K.E., Wang X., Wang S., Deng T. (2018) Topographic growth of the Jishi Shan and its impact on basin and hydrology evolution, NE Tibetan Plateau. *Basin Research*, 30 (3), 544–563. <https://doi.org/10.1111/bre.12264>
- Saylor J.E., Sundell K.E. (2016) Quantifying comparison of large detrital geochronology data sets. *Geosphere*, 12 (1), 203–220. <https://doi.org/10.1130/GES01237.1>
- Saylor J.E., Sundell K.E., Sharman G.R. (2019) Characterizing sediment sources by non-negative matrix factorization of detrital geochronological data. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 46–58. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.044>
- Schaltegger U., Schmitt A.K., Horstwood M.S.A. (2015) U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology*, 402, 89–110. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.028>
- Schoene B., Crowley J.L., Condon D.J., Schmitz M.D., Bowring S.A. (2006) Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U–Pb data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 426–445. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.09.007>
- Sharman G.R., Sharman J.P., Sylvester Z. (2018) detritalPy: A Python-based toolset for visualizing and analyzing detrital geochronologic data. *The Depositional Record*, 4, 202–215. <https://doi.org/10.1002/dep2.45>
- Shimazaki H., Shinomoto S. (2010) Kernel bandwidth optimization in spike rate estimation. *Journal of Computational Neuroscience*, 29, 171–182. <https://doi.org/10.1007/s10827-009-0180-4>
- Sircombe K.N. (2000) Quantitative comparison of large sets of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1593–1616. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00388-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00388-9)
- Sircombe K.N. (2004) AGEDISPLAY: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers and Geosciences*, 30 (1), 21–31. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2003.09.006>
- Sircombe K.N., Hazelton M.L. (2004) Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. *Sedimentary Geology*, 171, 91–111. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.012>
- Slama J., Košler J. (2012) Effects of sampling and mineral separation on accuracy of detrital zircon studies. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13, Q05007. <https://doi.org/10.1029/2012GC004106>
- Snelling A. (2017) Determination of the decay constants and half-lives of uranium-238 (^{238}U) and uranium-235 (^{235}U), and the implications for U-Pb and Pb-Pb radioisotope dating methodologies. *Answers Research Journal*, 10, 1–38. www.answersingenesis.org/arj/v/238U235UBU-Pb_Pb-Pb_radioisotopeDatingBmethodologies.pdf
- Spencer C.J., Cavosie A.J., Morrell T.R., Lu G.M., Liebmann J., Roberts N.M.W. (2022) Disparities in oxygen isotopes of detrital and igneous zircon identify erosional bias in crustal rock record. *Earth and Planetary Science Letters*, 577, 117248. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117248>
- Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M. (2016) Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, 7, 581–589. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>
- Steiger R.H., Jäger E. (1977) Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- Sun Y., Wu L., Jiao Y., Rong H., Zhang F. (2021) Alteration and elements migration of detrital zircons from the Daying uranium deposit in the Ordos Basin, China. *Ore*

- Geology Reviews*, 139, 104418. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104418>
- Sundell K.E., Saylor J.E. (2017) Unmixing detrital geochronology age distributions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18 (8), 2872–2886. <https://doi.org/10.1002/2016GC006774>
- Sundell K., Saylor J.E., Pecha M. (2019) Provenance and recycling of detrital zircons from Cenozoic Altiplano strata and the crustal evolution of western South America from combined U-Pb and Lu-Hf isotopic analysis. *Andean Tectonics*, 363–397. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00014-9>
- Tera F., Wasserburg G.J. (1972) U-Th-Pb systematic in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 281–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8)
- Tilton G.R., Davis G.L., Wetherill G.W., Aldrich L.T. (1957) Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites. *Transactions American Geophysical Union*, 38, 360–371. <https://doi.org/10.1029/TR038i003p00360>
- Tilton G.R., Patterson C., Brown H., Inghram M., Hayden R., Hess D., Larsen E. (1955) Isotopic composition and distribution of lead, uranium and thorium in a Precambrian granite. *GSA Bulletin*, 66 (9), 1131–1148. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1955\)66\[1131:ICADOL\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1955)66[1131:ICADOL]2.0.CO;2)
- Valley J.W. (2003) Oxygen isotopes in zircon. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 343–385. [https://doi.org/1529-6466/03/0053-0013\\$05.00](https://doi.org/1529-6466/03/0053-0013$05.00)
- Vermeesch P. (2009) RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, 44 (4), 409–410.
- Vermeesch P. (2012) On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 312–313, 190–194. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.0210>
- Vermeesch P. (2013) Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 341, 140–146. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.010>
- Vermeesch P. (2018) IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9, 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Vermeesch P. (2021) Maximum depositional age estimation revisited. *Geoscience Frontiers*, 12, 843–850. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.008>
- Vermeesch P., Resentini A., Garzanti E. (2016) An R package for statistical provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 336, 14–25. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.009>
- Voice P.J. (2010) The global detrital zircon database: Quantifying the timing and rate of crustal growth. PhD thesis. Blacksburg, Virginia, 273 p.
- Wang C.Y., Campbell I.H., Allen C.M., Williams I.S., Eggins S.M. (2009) Rate of growth of the preserved North American continental crust: Evidence from Hf and O isotopes in Mississippi detrital zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 712–728. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.037>
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Wetherill G.W. (1956) Discordant uranium-lead ages. *International Transactions of the American Geophysical Union*, 37, 320–326. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>
- Wilk M.B., Gnanadesikan R. (1968) Probability plotting methods for the analysis of data. *Biometrika*, 55 (1), 1–17. <https://doi.org/10.1093/biomet/55.1.1>
- Wooden J.L., Mazdab F.K., Barth A.P. (2007) Using the temperature and compositional characteristics of zircon and sphene to better understand the petrogenesis of Mesozoic magmatism in the Transverse Ranges, California. *Proceedings of the Ores and Orogenesis Conference*, Tucson, AZ, 154.
- Wu Y., Fang X., Ji J. (2023) A global zircon U–Th–Pb geochronology database. *Earth System Science Data Discussions*, 1–20. <https://doi.org/10.5194/essd-2023-20>
- Xie L.W., Zhang Y.B., Zhang H.H., Sun J.F. Wu F.Y. (2008) In situ simultaneous determination of trace elements, U-Pb and Lu-Hf isotopes in zircon and baddeleyite. *Chinese Science Bulletin*, 53 (10), 1565–1573. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0086-y>
- Yakymchuk C., Kirkland C.L., Clark C. (2018) Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 36, 715–737. <https://doi.org/10.1111/jmg.12307>
- Yang J., Cawood P.A., Du Y., Huang H., Huang H., Tao P. (2012) Large igneous province and magmatic arc sourced Permian–Triassic volcanogenic sediments in China. *Sedimentary Geology*, 261–262, 120–131. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.018>
- Zhang B., Liu S., Zhang C. (2023) EaDz: A web-based, relational database for detrital zircons from East Asia. *Computers and Geosciences*, 171, 105288. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2022.105288>
- Zhang H., Lu H., Xu X., Liu X., Yang T., Stevens T., Bird A., Xu Z., Zhang T., Lei F., Feng H. (2016) Quantitative estimation of the contribution of dust sources to Chinese loess using detrital zircon U–Pb age patterns. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121, 2085–2099. <https://doi.org/10.1002/2016JF003936>
- Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, 314–315, 646–657. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029>
- Zhong S.H., Liu Y., Li S.Z., Bindeman I.N., Cawood P.A., Seltmann R., Niu J.H., Guo G.H., Liu J.Q. (2023) A machine learning method for distinguishing detrital zircon provenance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178, 35. <https://doi.org/10.1007/s00410-023-02017-9>

REFERENCES

- Amelin Y., Zaitsev A.N. (2002) Precise geochronology of phosphates and carbonates: the critical role of U-series disequilibrium in age interpretations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 2399–2419. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00831-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00831-1)
- Anderson T. (2005) Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216, 249–270. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.013>
- Aranovich L.Y., Bortnikov N.S. (2018) New Zr-Hf geothermometer for magmatic zircons. *Petrology*, 26 (2), 115–120. <https://doi.org/10.1134/S0869591118020029>
- Aranovich L.Y., Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Zinger T.F., Antonov A.V. (2013) Zircon in gabbroids from the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge, Markov Deep, 6° N: correlation of geochemical features with petrogenetic processes. *Petrology*, 21 (1), 1–15. <https://doi.org/10.1134/S0869591113010025>
- Barbeau D.L., Olivero E.B., Swanson-Hysell N.L., Zahid K.M., Murray K.E., Gehrel G.E. (2009) Detrital-zircon geochronology of the eastern Magallanes Foreland basin: implications for Eocene kinematics of the Northern Scotia arc and Drake passage. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 489–503. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.014>
- Bell E.A., Boehnke P., Harrison T.M. (2016) Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 191, 187–202. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2016.07.016>
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119, 457–466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>
- Bodorkos S., Wingate M.T.D., Kirkland C.L. (2008) 174736: Granofelsic metasyenogranite, Mount Fanny; geochronology dataset 717. Compilation of Geochronology Data. Geological Survey of Western Australia, 4.
- Boone S.C., Dalton H., Pren A., Kohlmann F., Theile M., Gréau Y., Florin G., Noble W., Hodgekiss S.A., Ware B., Phillips D. (2022) AusGeochem: an open platform for geochemical data preservation, dissemination and synthesis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 46 (2), 245–259. <https://doi.org/10.1111/ggr.12419>
- Botev Z.I., Grotowski J.F., Kroese D.P. (2010) Kernel density estimation via diffusion. *Annals of Statistics*, 38, 2916–2957. <https://doi.org/10.1214/10-AOS799>
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. (2012) Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40, 875–878. <https://doi.org/10.1130/G32945.1>
- Chapman J.B., Gehrels G.E., Ducea M.N., Giesler N., Pullen A. (2016) A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon. *Chemical Geology*, 439, 59–70. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.014>
- Chumakov N.M., Kapitonov I.N., Semikhatov M.A., Leonov M.V., Rud'ko S.V. (2011) Vendian age of the upper part of the Patom Complex in Middle Siberia: U/Pb LA-ICPMS dates of detrital zircons from the Nikol'skoe and Zherba Formations. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 19 (2), 233–237. <https://doi.org/10.1134/S0869593811020043>
- Compston W., Williams I.S., Clement S.W. (1982) U–Pb ages within single zircons using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *30th American Society Mass Spectrometry Conference*, Honolulu, 593–595.
- Condon D., Schoene B., Schmitz M., Schaltegger U., Ickert R.B., Amelin Y., Augland L.E., Chamberlain K.R., Coleman D.S., Connelly J.N., Corfu F., Crowley J.L., Davies J.H.F.L., Denyszyn S.W., Eddy M.P., Gaynor S.P., Heaman L.M., Huyskens M.H., Kamo S., Kasbohm J., Keller C.B., MacLennan S.A., McLean N.M., Noble S., Ovtcharova M., Paul A., Ramezani J., Rioux M., Sahy D., Scoates J.S., Szymanowski D., Tapster S., Tichomirova M., Wall C.J., Wotzlaw J.-F., Yang C., Yin Q.-Z. (2024) Recommendations for the reporting and interpretation of isotope dilution U–Pb geochronological information. *GSA Bulletin*, 136 (9/10), 4233–4251. <https://doi.org/10.1130/B37321.1>
- Corfu F., Hancher J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon textures. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469–500. [https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0016\\$05.00](https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0016$05.00)
- Coutts D.S., Matthews W.A., Hubbard S.M. (2019) Assessment of widely used methods to derive depositional ages from detrital zircon populations. *Geoscience Frontiers*, 10 (4), 1421–1435. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.11.002>
- Crisp L.J., Berry A.J., Burnham A.D., Miller L.A., Newville M. (2023) The Ti-in-zircon thermometer revised: The effect of pressure on the Ti site in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 360, 241–258. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.04.031>
- Dickinson W.R., Gehrels G.E. (2009) U–Pb ages of detrital zircons in Jurassic eolian and associated sandstones of the Colorado plateau: evidence for transcontinental dispersal and intraregional recycling of sediment. *GSA Bulletin*, 121, 408–433. <https://doi.org/10.1130/B26406.1>
- Didenko A.N., Otoh S., Golozubov V.V., Arkhipov M.V., Kudymov A.V., Peskov A.Yu., Nagata M., Yamamoto K. (2018) Detrital zircons from the Albian sandstone of the Silasa and Kema Formations (Sikhote-Alin Orogen): U–Pb age and geodynamic implications. *Doklady Earth Sciences*, 481, 1000–1003. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18080032>

- Faure G. (1989) Principles of isotope geology. Moscow, Mir, 590 p. (in Russian)
- Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. (2003) Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 277–303. [https://doi.org/1529-6466/03/0053-0010\\$05.00](https://doi.org/1529-6466/03/0053-0010$05.00)
- Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Frei D., Gerdes A. (2009) Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261, 261–270. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.07.025>
- Fu B., Page F.Z., Cavosie A.J., Fournelle J., Kita N.T., Lackey J.S., Wilde S.A., Valley J.W. (2008) Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 197–215. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0281-5>
- Gehrels G. (2012) Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities. *Tectonics of sedimentary basins: recent advances, first edition*. Blackwell Publishing Ltd., 47–62. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch2>
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. (2019) U–Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Research*, 65, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007>
- Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Motova Z.L., Kornilova T.A., Pisarevsky S.A., Nicoll G. (2013) Early evolution of the Paleasian Ocean: LA-ICP-MS dating of detrital zircon from Late Precambrian sequences of the southern margin of the Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics*, 54 (10), 1150–1163. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.002>
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hangehøj K., Schwartz J.J. (2007) The trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35, 643–646. <https://doi.org/10.1130/G23603A.1>
- Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E. (2015) “Fingerprinting” tectonomagmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170, 46. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3>
- Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. (2012) $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals. *Science*, 335 (6076), 1610–1614. <https://doi.org/10.1126/science.1215507>
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 637–648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 27–62. [https://doi.org/1529-6466/03/0053-0002\\$05.00](https://doi.org/1529-6466/03/0053-0002$05.00)
- Howard K.E., Hand M., Barovich K.M., Reid A., Wade B.P., Belousova E.A. (2009) Detrital zircon ages: Improving interpretation via Nd and Hf isotopic data. *Chemical Geology*, 262, 277–292. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.029>
- Hu P.-Y., Zhai Q.-G., Cawood P.A., Weinberg R.F., Zhao G.-C., Zhou R.-J., Tang Y., Liu Y.-M. (2024) Detrital zircon REE and tectonic settings. *Lithos*, 480–481, 107661. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107661>
- Ibañez-Mejia M., Pullen A., Pepper M., Urbani F., Ghoshal G., Ibañez-Mejia J.C. (2018) Use and abuse of detrital zircon U–Pb geochronology – A case from the Río Orinoco delta, eastern Venezuela. *Geology*, 46, 1019–1022. <https://doi.org/10.1130/G45596.1>
- Ireland T.R., Williams I.S. (2003) Considerations in Zircon Geochronology by SIMS. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 215–242. [https://doi.org/1529-6466/03/0053-0008\\$05.00](https://doi.org/1529-6466/03/0053-0008$05.00)
- Itano K., Sawada H. (2024) Revisiting the geochemical classification of zircon source rocks using a machine learning approach. *Mathematical Geosciences*, 56, 1139–1160. <https://doi.org/10.1007/s11004-023-10128-z>
- Ivanov A.V., Bryansky N.V., Efremova U.S., Gladkochub E.A., Karimov A.A., Mikheeva E.A., Demonterova E.I., Dubensky A.S., Erofeeva K.G., Khubanov V.B., Semenova D.V., Karpov A.V., Rodionov N.V., Davydov V.G., Larionov A.N., Votyakov S.L., Chervyakovskaya M.V., Chervyakovsky V.S., Pankrushina E.A., Mandrygina D.A., Kulikova A.V., Minnebaev K.R., Zhang L.-L. (2025) Russian interlaboratory experience of U–Pb local dating of a zircon sample with a known age. *Materialy IX Rossiyskoy konferentsii po izotopnoy geokhronologii. Sootnoshenie vremeni obrazovaniya magmaticsikh formatsiy i rudnykh mestorozhdeniy v metallogenicheskikh provintsiyakh Evrazii (Materials of the IX Russian Conference on Isotope Geochronology. Relationship between the Formation Time of Igneous Complexes and Ore Deposits in Eurasia Metallogenic Provinces)*. Moscow, IGEM RAN, 66–68. (in Russian).
- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C., Essling A.M. (1971) Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Physical Review*, C4(5), 1889–1906.
- Kinny P.D., Maas R. (2003) Lu–Hf and Sm–Nd isotope systems in zircon. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 327–341. [https://doi.org/1529-6466/03/0053-0012\\$05.00](https://doi.org/1529-6466/03/0053-0012$05.00)
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. (2015) Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, 212–215, 397–414. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>

- Kohn M.J., Kelly N.M. (2018) Petrology and geochronology of metamorphic zircon. *Microstructural geochronology: planetary records down to atom scale*. Geophysical Monograph 232, first edition, 35–61. <https://doi.org/10.1002/9781119227250.ch2>
- Konzett J., Armstrong R.A., Sweeney R.J., Compston W. (1998) The timing of MARID metasomatism in the Kaapvaal mantle: an ion probe study of zircons from MARID xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 133–145. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00073-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00073-9)
- Kosler J., Sylvester P.J. (2003) Present trends and the future of zircon in U-Pb geochronology: laser ablation ICPMS. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 243–275. [https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0009\\$05.00](https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0009$05.00)
- Kovach V., Adamskaya E., Kotov A., Podkovyrov V., Tolmacheva E., Gladkochub D., Sklyarov E., Velikoslavinsky S., Plotkina Yu., Skovitina T., Wang K.-L., Lee H.-Y., Gorokhovskiy B. (2023) Age of provenance for the Palaeoproterozoic Kemen Group, Udokan Complex: Newly recognised Palaeoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton. *Precambrian Research*, 396, 107158. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107158>
- Kovach V.P., Salnikova E.B., Kotov A.B. (2025) Presentation of results of U-Th-Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon. *Materialy IX Rossiyskoy konferentsii po izotopnoy geokhologii. Sootnoshenie vremeni obrazovaniya magmaticheskikh formatsiy i rudnykh mestorozhdeniy v metallogenicheskikh provintsiyakh Evrazii (Materials of the IX Russian Conference on Isotope Geochronology. Relationship between the Formation Time of Igneous Complexes and Ore Deposits in Eurasia Metallogenic Provinces)*. Moscow, IGEM RAN, 77–78. (in Russian).
- Kovarik A.F., Adams N.I. (1932) A new determination of the disintegration constant of uranium by the method of counting α -particles. *Physical Review*, 40, 718–726.
- Kozhevnikov V.N., Skublov S.G. (2010) Detritic zircons from the Archean quartzites of the Matlakhta Greenstone Belt of the Karelian Craton: Hydrothermal alterations, mineral inclusions, and isotope age. *Doklady Earth Sciences*, 430 (2), 223–227. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10020170>
- Kuper K.M., Armstrong R., Kirkland C.L., Olierook H.K.H., Clark C., Evans K. (2024) Implications of high-grade metamorphism on detrital zircon data sets: A case study from the Fraser Zone, Western Australia. *Chemical Geology*, 647, 121918. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121918>
- Lana C., Farina F., Gerdes A., Alkmim A., Gonçalves G.O., Jardim A.C. (2017) Characterization of zircon reference materials via high precision U–Pb LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 32, 2011–2023. <https://doi.org/10.1039/C7JA00167C>
- Larsen E.S., Keevil N.B., Harrison H.C. (1952) Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1045–1052.
- Letnikova E.F., Izokh A.E., Ivanov A.V., Shkolnik S.I., Letnikova A.F., Bulgakova D.D., Kolesov K.K. (2025) Late Riphean province of high-K volcanism in the southwest Siberian platform and its ore-bearing potential. *Materialy IX Rossiyskoy konferentsii po izotopnoy geokhologii. Sootnoshenie vremeni obrazovaniya magmaticheskikh formatsiy i rudnykh mestorozhdeniy v metallogenicheskikh provintsiyakh Evrazii (Materials of the IX Russian Conference on Isotope Geochronology. Relationship between the Formation Time of Igneous Complexes and Ore Deposits in Eurasia Metallogenic Provinces)*. Moscow, IGEM RAN, 95–97. (in Russian).
- Li X.-H., Li Z.-X., Li W.-X. (2014) Detrital zircon U–Pb age and Hf isotope constrains on the generation and reworking of Precambrian continental crust in the Cathaysia Block, South China: A synthesis. *Gondwana Research*, 25, 1202–1215. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.01.003>
- Li K., Hu X., Chai R., Yang J., Xue W., Yingdi P., Fang C., Anlin M., Hu H., Guo Q., Yang W., Hu L., Qi L., Chen G., Sun G., Zhang S., Deng T., Li K., Biao G. (2025) OneDZ: A Global Detrital Zircon Database and Implications for Constructing Giant Geoscience Database. *Earth System Science Data*, Open Access. <https://doi.org/10.5194/essd-2025-157>
- Ludwig K.R. (2012) Isoplotv. 3.75. Ageochronological toolkit for Microsoft Excel. Vol. 5. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 1–75.
- Ludwig K.R., Mundil R. (2002) Extracting reliable U–Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 66 (Suppl. 1), 461.
- Mattinson J.M. (2005) Zircon U–Pb chemical abrasion (“CATIMS”) method; combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220, 47–66. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.03.011>
- Morton A., Clauoé-Long J.C., Berge C. (1996) SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Staffjord Formation, North Sea. *Journal of the Geological Society*, 153, 915–929. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.6.0915>
- Nielsen R., Sundell K., Saylo J.E. (2024) DZTOOLBOX.COM, a Web App for Quantitative Detrital Geochronology Analysis. *GSA Connects 2024 Meeting in Anaheim, California*, 56, 405479. <https://doi.org/10.1130/abs/2024AM-405479>
- Nemchin A.A., Cawood P.A. (2005) Discordance of the U–Pb system in detrital zircons: Implication for provenance studies of sedimentary rocks. *Sedimentary Geology*, 182, 143–162. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.07.011>
- Palenova E.E., Artemyev D.A., Eckermann G., Yudovskaya M.A., Budyak A.E. Zircons of the Mikhailovskaya Formation (Tonod Uplift, Bodaibo district of the Irkutsk region): age and origin. *Materialy IX Rossiyskoy konferentsii po izotopnoy geokhologii. Sootnoshenie*

vremeni obrazovaniya magmaticallykh formatsiy i rudnykh mestorozhdeniy v metallogenicheskikh provintsiyakh Evrazii (Materials of the IX Russian Conference on Isotope Geochronology. Relationship between the Formation Time of Igneous Complexes and Ore Deposits in Eurasia Metallogenic Provinces). Moscow, IGM RAN, 122–125. (in Russian).

Palenova E.E., Yudovskaya M.A., Frei D., Rodionov N.V. (2019) Detrital zircon U–Pb ages of Paleo- to Neoproterozoic black shales of the Baikal-Patom Highlands in Siberia with implications to timing of metamorphism and gold mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 174, 37–58. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.10.022>

Parrish R.R., Noble S.R. (2003) Zircon U–Th–Pb geochronology by isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 183–213. [https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0007\\$05.00](https://doi.org/10.1529-6466/03/0053-0007$05.00)

Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. (2021) A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool ‘Dezirteer’ along with the suggested universal workflow. *Chemical Geology*, 583, 120437. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120437>

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Féraud G. (2007) Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit — Morocco). *Chemical Geology*, 245, 135–161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026>

Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. (2015) Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. *Precambrian Research*, 267 (1), 39–71. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.015>

Puetz S.J., Spencer C.J., Condie K.C., Roberts N.M. (2024) Enhanced U–Pb detrital zircon, Lu–Hf zircon, $\delta^{18}\text{O}$ zircon, and Sm–Nd whole rock global databases. *Scientific Data*, 11, 56. <https://doi.org/10.1038/s41597-023-02902-9>

Pullen A., Ibanez-Mejia M., Gehrels G.E., Ibanez-Mejia J.C., Pecha M. (2014) What happens when n=1000? Creating large-n geochronologic datasets with LA-ICPMS for geologic investigations. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 29, 971–980. <https://doi.org/10.1039/C4JA00024B>

Rasmussen B. (2005) Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at 250 °C. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 146–155. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0006-y>

Roberts N.M.W., Yakymchuk C., Spencer C.J., Keller C.B., Tapster S.R. (2024) Revisiting the discrimination and distribution of S-type granites from zircon trace element composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 633, 118638. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2024.118638>

Rodriguez-Corcho A.F., Rojas-Agramonte Y., Barrera-Gonzalez J.A., Marroquin-Gomez M.P., Bonilla-Correa S., Izquierdo-Camacho D., Delgado-Balaguera S.M.,

Cartwright-Buitrago D., Muñoz-Granados M.D., Carantón-Mateus W.G., Corrales-García A., Laverde-Martinez A.F., Cuervo-Gómez A., Rodríguez-Ruiz M.A., Marin-Jaramillo J.P., Salazar-Cuellar N., Esquivel-Arenales L.C., Daroca M.E., Carvajal A.S., Perea-Pescador A.M., Solano-Acosta J.D., Diaz S., Guillen A., Bayona G., Cardona-Molina A., Eglinton B., Montes C. (2021) The Colombian geochronological database (CGD). *International Geology Review*, 1–35. <https://www.tandfonline.com/loi/tigr20>

Rubatto D. (2017) Zircon: the metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 83, 261–295. <http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2017.83.09>

Sanchez G., Halpin J.A., Gard M., Hasterok D., Stål T., Raimondo T., Peters S., Burton-Johnson A. (2021) PetroChron Antarctica: A geological database for interdisciplinary use. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22, 2021GC010154. <https://doi.org/10.1029/2021GC010154>

Saylor J.E., Jordan J.C., Sundell K.E., Wang X., Wang S., Deng T. (2018) Topographic growth of the Jishi Shan and its impact on basin and hydrology evolution, NE Tibetan Plateau. *Basin Research*, 30 (3), 544–563. <https://doi.org/10.1111/bre.12264>

Saylor J.E., Sundell K.E. (2016) Quantifying comparison of large detrital geochronology data sets. *Geosphere*, 12 (1), 203–220. <https://doi.org/10.1130/GES01237.1>

Saylor J.E., Sundell K.E., Sharman G.R. (2019) Characterizing sediment sources by non-negative matrix factorization of detrital geochronological data. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 46–58. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.044>

Schaltegger U., Schmitt A.K., Horstwood M.S.A. (2015) U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology*, 402, 89–110. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.028>

Schoene B., Crowley J.L., Condon D.J., Schmitz M.D., Bowring S.A. (2006) Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U–Pb data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 426–445. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.09.007>

Sharman G.R., Sharman J.P., Sylvester Z. (2018) detritalPy: A Python-based toolset for visualizing and analyzing detrital geochronologic data. *The Depositional Record*, 4, 202–215. <https://doi.org/10.1002/dep2.45>

Shimazaki H., Shinomoto S. (2010) Kernel bandwidth optimization in spike rate estimation. *Journal of Computational Neuroscience*, 29, 171–182. <https://doi.org/10.1007/s10827-009-0180-4>

Sircombe K.N. (2000) Quantitative comparison of large sets of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1593–1616. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00388-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00388-9)

Sircombe K.N. (2004) AGEDISPLAY: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability

- density distributions. *Computers and Geosciences*, 30 (1), 21–31. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2003.09.006>
- Sircombe K.N., Hazelton M.L. (2004) Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. *Sedimentary Geology*, 171, 91–111. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.012>
- Slabunov A.I. (2025) Experience of geochronological studies of metamorphosed sediments: example of banded ferruginous quartzites of the Kostomuksha greenstone belt. *Materialy IX Rossiyskoy konferentsii po izotopnoy geokhologii. Sootnoshenie vremeni obrazovaniya magmaticheskikh formatsiy i rudnykh mestorozhdeniy v metallogenicheskikh provintsiyakh Evrazii (Materials of the IX Russian Conference on Isotope Geochronology. Relationship between the Formation Time of Igneous Complexes and Ore Deposits in Eurasia Metallogenic Provinces)*. Moscow, IGM RAN, 191–193. (in Russian).
- Slama J., Košler J. (2012) Effects of sampling and mineral separation on accuracy of detrital zircon studies. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13, Q05007. <https://doi.org/10.1029/2012GC004106>
- Snelling A. (2017) Determination of the decay constants and half-lives of uranium-238 (^{238}U) and uranium-235 (^{235}U), and the implications for U-Pb and Pb-Pb radioisotope dating methodologies. *Answers Research Journal*, 10, 1–38. www.answersingenesis.org/arj/v/238U235UBU-Pb_Pb-Pb_radioisotopeDatingBmethodologies.pdf
- Spencer C.J., Cavosie A.J., Morrell T.R., Lu G.M., Liebmann J., Roberts N.M.W. (2022) Disparities in oxygen isotopes of detrital and igneous zircon identify erosional bias in crustal rock record. *Earth and Planetary Science Letters*, 577, 117248. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117248>
- Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M. (2016) Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, 7, 581–589. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>
- Steiger R.H., Jäger E. (1977) Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- Sun Y., Wu L., Jiao Y., Rong H., Zhang F. (2021) Alteration and elements migration of detrital zircons from the Daying uranium deposit in the Ordos Basin, China. *Ore Geology Reviews*, 139, 104418. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104418>
- Sundell K.E., Saylor J.E. (2017) Unmixing detrital geochronology age distributions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18 (8), 2872–2886. <https://doi.org/10.1002/2016GC006774>
- Sundell K., Saylor J.E., Pecha M. (2019) Provenance and recycling of detrital zircons from Cenozoic Altiplano strata and the crustal evolution of western South America from combined U-Pb and Lu-Hf isotopic analysis. *Andean Tectonics*, 363–397. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00014-9>
- Tera F., Wasserburg G.J. (1972) U-Th-Pb systematic in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 281–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8)
- Tilton G.R., Davis G.L., Wetherill G.W., Aldrich L.T. (1957) Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites. *Transactions American Geophysical Union*, 38, 360–371. <https://doi.org/10.1029/TR038i003p00360>
- Tilton G.R., Patterson C., Brown H., Inghram M., Hayden R., Hess D., Larsen E. (1955) Isotopic composition and distribution of lead, uranium and thorium in a Precambrian granite. *GSA Bulletin*, 66 (9), 1131–1148. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1955\)66\[1131:ICADOL\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1955)66[1131:ICADOL]2.0.CO;2)
- Valley J.W. (2003) Oxygen isotopes in zircon. *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 343–385. [https://doi.org/10.1029/1529-6466/03/0053-0013\\$05.00](https://doi.org/10.1029/1529-6466/03/0053-0013$05.00)
- Vermeesch P. (2009) RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, 44 (4), 409–410.
- Vermeesch P. (2012) On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 312–313, 190–194. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.0210>
- Vermeesch P. (2013) Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 341, 140–146. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.010>
- Vermeesch P. (2018) IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9, 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Vermeesch P. (2021) Maximum depositional age estimation revisited. *Geoscience Frontiers*, 12, 843–850. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.008>
- Vermeesch P., Resentini A., Garzanti E. (2016) An R package for statistical provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 336, 14–25. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.009>
- Voice P.J. (2010) The global detrital zircon database: Quantifying the timing and rate of crustal growth. PhD thesis. Blacksburg, Virginia, 273 p.
- Wang C.Y., Campbell I.H., Allen C.M., Williams I.S., Eggins S.M. (2009) Rate of growth of the preserved North American continental crust: Evidence from Hf and O isotopes in Mississippi detrital zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 712–728. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.037>
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Wetherill G.W. (1956) Discordant uranium-lead ages. *International Transactions of the American Geophysical Union*, 37, 320–326. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>
- Wilk M.B., Gnanadesikan R. (1968) Probability plotting methods for the analysis of data. *Biometrika*, 55 (1), 1–17. <https://doi.org/10.1093/biomet/55.1.1>

- Wooden J.L., Mazdab F.K., Barth A.P. (2007) Using the temperature and compositional characteristics of zircon and sphene to better understand the petrogenesis of Mesozoic magmatism in the Transverse Ranges, California. *Proceedings of the Ores and Orogenesis Conference*, Tucson, AZ, 154.
- Wu Y., Fang X., Ji J. (2023) A global zircon U–Th–Pb geochronology database. *Earth System Science Data Discussions*, 1–20. <https://doi.org/10.5194/essd-2023-20>
- Xie L.W., Zhang Y.B., Zhang H.H., Sun J.F. Wu F.Y. (2008) In situ simultaneous determination of trace elements, U–Pb and Lu–Hf isotopes in zircon and baddeleyite. *Chinese Science Bulletin*, 53 (10), 1565–1573. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0086-y>
- Yakymchuk C., Kirkland C.L., Clark C. (2018) Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 36, 715–737. <https://doi.org/10.1111/jmg.12307>
- Yang J., Cawood P.A., Du Y., Huang H., Huang H., Tao P. (2012) Large igneous province and magmatic arc sourced Permian–Triassic volcanogenic sediments in China. *Sedimentary Geology*, 261–262, 120–131. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.018>
- Zhang B., Liu S., Zhang C. (2023) EaDz: A web-based, relational database for detrital zircons from East Asia. *Computers and Geosciences*, 171, 105288. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2022.105288>
- Zhang H., Lu H., Xu X., Liu X., Yang T., Stevens T., Bird A., Xu Z., Zhang T., Lei F., Feng H. (2016) Quantitative estimation of the contribution of dust sources to Chinese loess using detrital zircon U–Pb age patterns. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121, 2085–2099. <https://doi.org/10.1002/2016JF003936>
- Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, 314–315, 646–657. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029>
- Zhong S.H., Liu Y., Li S.Z., Bindeman I.N., Cawood P.A., Seltmann R., Niu J.H., Guo G.H., Liu J.Q. (2023) A machine learning method for distinguishing detrital zircon provenance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178, 35. <https://doi.org/10.1007/s00410-023-02017-9>

Информация об авторах

Паленова Екатерина Евгеньевна – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; palenova@mineralogy.ru

Востретьцов Вадим Игоревич – инженер-исследователь, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; vostretswadim@gmail.com

Information about the authors

Ekaterina E. Palenova – Candidate of Geological-Mineralogical Sciences, Scientific Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia; palenova@mineralogy.ru

Vadim I. Vostretsov – Engineer–Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia; vostretswadim@gmail.com