

УДК 550.93:551.761:550.93:552.51:551.3(477.75)+621.384.83

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ЧЕНКСКИХ ПЕСЧАНИКОВ – ВКЛАД В СТРАТИГРАФИЮ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА¹

© 2024 г. Н. Б. Кузнецов^{1,*}, А. В. Страшко^{1,2}, Т. В. Романюк²,
А. М. Никишин³, Д. В. Московский³, А. С. Новикова¹,
А. С. Дубенский^{1,4}, К. Г. Ерофеева¹, В. С. Шешуков¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Химический факультет, Москва, Россия

*e-mail: kouznikbor@mail.ru

Поступила в редакцию 14.07.2023 г.

После доработки 03.09.2023 г.

Принята к публикации 09.10.2023 г.

Представлены первые результаты U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из песчаников ченкской толщи, выделяемой в сводном стратиграфическом разрезе киммерид Горного Крыма. Среди dZr из песчаников ченкской толщи доминируют зерна каменноугольно-триасового возраста. Сопоставление полученных ранее наборов U–Pb возрастов dZr из разновозрастных и разномациональных толщ киммерид Горного Крыма позволило выявить определенные закономерности изменения во времени провенанс-сигнала и, соответственно, питающих провинций, продуктами эрозии которых сложены песчаники этих толщ. Сопоставление полученного набора U–Pb возрастов dZr из ченкских песчаников с аналогичными данными по песчаникам из верхнетриасово-юрских толщ киммерид Горного Крыма показало, что провенанс-сигналы ченкских песчаников и верхнетриасовых–нижнеюрских флишевых толщ кардинально различаются, но при этом провенанс-сигналы ченкских песчаников и песчаников средне-верхнеюрских грубообломочных толщ сходны. Для dZr из песчаников ченкской толщи характерны параметры распределения значений Th/U промежуточные между таковыми из песчаников флишевых толщ и из песчаников грубообломочных толщ. Это согласуется с высказанными предположениями о стратиграфическом положении ченкской толщи между верхнетриасовыми–нижнеюрскими флишевыми и средне-верхнеюрскими грубообломочными толщами. В целом полученные изотопно-геохронологические и геохимические данные и некоторые особенности внутреннего строения dZr из песчаников ченкской толщи можно использовать как сильный аргумент в пользу ее интерпретации как самостоятельной стратиграфической единицы с возрастом не древнее средней юры. Сходство характеристик dZr из песчаников ченкской толщи с таковыми из песчаников средней и верхней юры ставит под сомнение сопоставление ченкской толщи с рядом литологически схожих толщ юго-западных районов Горного Крыма, относимых на основе фаунистических находок к нижней юре.

Ключевые слова: Черноморский регион, верхний триас, юра, палеогеография

DOI: 10.31857/S0869592X24030031, **EDN:** CWAUIA

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие в практике геологических исследований нашли активное применение результаты “массового” U–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из обломочных пород, прежде всего из песчаников. Этот

метод позволяет получить ранее недоступную надежную информацию о возрасте и других характеристиках кристаллических комплексов – первичных источников изученных dZr. Получаемые возрастные определения dZr из песчаников в комплексе с другой информацией позволяют идентифицировать первичные источники вещества для изученных толщ и определить или хотя бы наметить положение питающих провинций. Отдельные геологические структуры, крупные коровые блоки или даже большие части континентов

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X24030031 для авторизованных пользователей.

могут обладать совокупностью типичных и/или даже уникальных возрастных и вещественных характеристик участвующих в их строении кристаллических комплексов, которые определяют провенанс-сигнал объекта. Сопоставление наборов значений возраста dZr из толщ разного возраста и/или географического положения внутри одного региона (одного осадочного бассейна) позволяет проследить эволюцию поставляющих эти зерна питающих провинций во времени и пространстве. Все это существенно насыщает палеотектонические и палеогеографические реконструкции изучаемого региона (осадочного бассейна) объективной информацией. В некоторых случаях результаты изучения dZr могут помочь уточнить стратиграфическую позицию фаунистически немых толщ и использоваться для стратиграфических корреляций, для прояснения первичной тектонической природы коровых блоков и других результатов, которые невозможно получить традиционными геологическими исследованиями.

К настоящему времени уже опубликованы результаты изучения dZr из некоторых стратиграфических образований Горного Крыма. Так, в работе (Nikishin et al., 2015) представлены суммарные результаты U–Pb датирования dZr из набора проб песчаников, попадающих в стратиграфический интервал от средней юры до неогена. В работах (Никишин и др., 2016; Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019; Романюк и др., 2020) приведены результаты изучения dZr из песчаников средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ. В работах (Никишин и др., 2020; Кузнецов и др., 2022a) представлены результаты U–Pb изотопного датирования dZr , характеризующих песчаники из таврической и эскиординской серий.

В настоящей статье, которая фактически является продолжением вышеупомянутых работ, представлены результаты U–Pb изотопного датирования dZr из песчаников ченкской толщи, принимающей участие в строении киммерийского структурного комплекса Горного Крыма. Эти результаты сопоставлены с аналогичными данными по другим толщам киммерид Горного Крыма с целью уточнения стратиграфического положения ченкской толщи и проведения палеогеографических реконструкций для Горного Крыма.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ КИММЕРИЙСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО КРЫМА И ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩЕ

Геологическое строение п-ова Крым охарактеризовано в большом количестве публикаций (см. обзорные работы Мазарович, Милеев, 1989; Никишин и др., 2006, 2020; Nikishin et al., 2015; Милеев и др., 2006; Okay, Nikishin, 2015; Фиколина и др.,

2019 и ссылки в этих работах). Здесь выделяют два региона: Степной Крым (фрагмент эпигерцинской Скифской плиты) и Горный Крым (рис. 1). Последний является киммерийской складчатой областью, вовлеченной в альпийский орогенез.

В строении Горного Крыма выделяют два структурно-тектонических этажа: нижний (киммерийский), представленный складчатым комплексом, и верхний (синальпийский), слагающий осадочный чехол. Осадочные и вулканогенно-осадочные образования киммерийского структурного комплекса слагают видимые на современном эрозионном срезе структуры основания моноклинально залегающих синальпийских меловых и палеоценовых толщ Горного Крыма.

Киммерийский структурный комплекс обнажен в пределах Первой гряды Крымских гор и слагает структурное основание моноклинали Второй гряды Крымских гор, сложенной синальпийским структурным комплексом. Последний состоит из залегающих моноклинально меловых и кайнозойских толщ, которыми сложены верхние элементы структуры Второй гряды и Третья гряда Крымских гор.

Складчатый комплекс нижнего структурного этажа Горного Крыма представлен неравномерно деформированными и дислоцированными осадочными, реже вулканогенно-осадочными и вулканическими толщами, относимыми к стратиграфическому интервалу от верхов триаса до верхов юры, а возможно, и самых низов нижнего мела. Этот структурный комплекс был сформирован в ходе нескольких этапов деформации, во время которых были образованы разнообразные складчатые и покровно-надвиговые структуры.

В разрезе киммерийского складчатого комплекса Горного Крыма выделяют 5 серий: эскиординскую, таврическую, карадагскую, судакскую и яйлинскую (см. детали в Рудько и др., 2019). Серии, как правило, имеют тектонические взаимоотношения. Образования эскиординской и таврической серий считают практически разновозрастными, в то время как прочие серии в сводном стратиграфическом разрезе киммерийского комплекса Горного Крыма надстраивают друг друга (Милеев и др., 2006).

В тектоническом отношении в киммерийском структурном комплексе Горного Крыма выделяют две структурные зоны, имеющие различное строение: Горно-Крымскую и Лозовскую (Славин, 1989; Панов, 2002). Последнюю из них в некоторых работах называют зоной смятия (Милеев и др., 1997) или зоной Симферопольского меланжа (Юдин, 1993).

Выделяемые во внутреннем строении киммерийского комплекса верхнетриасово-нижнеюрские (или верхнетриасово-ааленские) толщи, сложенные преимущественно осадочными породами, на основании выявленных литологических особенностей строения фрагментов их разрезов разделены на две близкие

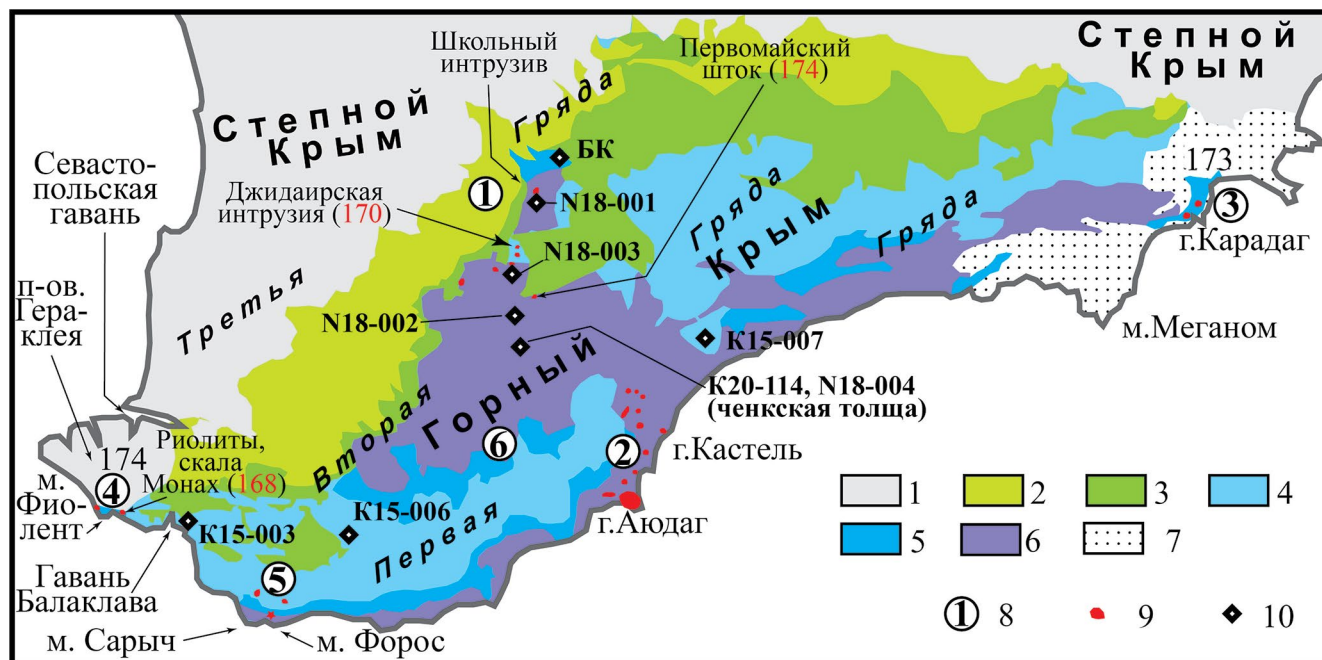


Рис. 1. Геологическая схема Горного Крыма (Nikishin et al., 2015; Кузнецов и др., 20226), с упрощениями, добавлениями. 1–3 – синальпийский структурный комплекс: 1 – верхнекайнозойские толщи осадочных терригенно-глинисто-карбонатных пород, слагающие Третью гряду Крымских гор и верхние части разреза регионов Скифской плиты, попадающих в пределы Степного Крыма; 2 – верхнемеловые и нижнекайнозойские толщи осадочных глинисто-карбонатных и карбонатных пород, слагающие верхние части разреза Второй гряды Крымских гор; 3 – нижнемеловые толщи осадочных терригенных пород, слагающие нижние части разреза Второй гряды Крымских гор; 4–6 – киммерийский структурный комплекс: 4 – верхнеюрские (верхнеюрско-берриасские) толщи карбонатных, карбонатно-обломочных и терригенных грубообломочных (конгломератов) пород, слагающие вершинные платообразные части Первой гряды Крымских гор; 5 – среднеюрские толщи вулканогенных, вулканогенно-осадочных, терригенных (конгломераты, песчаники) пород и угленосные толщи, слагающие склоны Первой гряды Крымских гор; 6 – верхнетриасово-нижнеюрские флишевые толщи – таврическая и эскиординская серии, слагающие структурное основание Первой и Второй гряд Крымских гор; 7 – карбонатно-глинисто-терригенные толщи, охватывающие стратиграфический интервал келловей–неоген, развитые на востоке Крымских гор; 8 – магматические ареалы (1 – Бодрак-Первомайский, 2 – Аюдаг-Кастель, 3 – Карадаг, 4 – Фиолент-Гераклея, 5 – Сарыч-Форос-Олива, 6 – Верхняя Кача); 9 – среднеюрские магматиты (для некоторых объектов цифрами даны возрасты в млн лет, красный шрифт – U–Pb датирование, черный шрифт – Ag–Ag или K–Ag датирование); 10 – положение мест отбора проб песчаников из триасовых и юрских толщ киммерийского структурного комплекса Горного Крыма, для которых на сегодняшний день известны результаты датирования зерен детритового циркона.

по возрасту или разновозрастные серии – таврическую и эскиординскую² (Васильева, 1952; Муратов, 1959; Короновский, Милеев, 1974; Мазарович, Милеев, 1989; Милеев и др., 1997; Панов и др., 2001, 2009). Кроме того, в строении киммерид участвуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы средней и верхней юры, разделенные на ряд свит и толщ – бодракскую, битакскую, бешуйскую и др. (Моисеев, 1929; Муратов, 1959; Славин, Чернов, 1981; Романов и др., 1987; Мазарович, Милеев, 1989; Никишин и др., 2016). Упрощенная сводная (обобщенная) стратиграфическая схема триасово-юрских флишевых и юрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма показана на рис. 2.

² Не путать с одноименной верхнетриасово-нижнеюрской толщей кварцевых песчаников, выделенной А.С. Моисеевым (1932) в районе села Лозовое (бывш. название Эски-Орда) в южном пригороде Симферополя.

Таврическая серия – это мощный комплекс глубоководных дистальных флишевых образований с очень четко проявленной ритмичностью. Породы таврической серии интенсивно дислоцированы. Сколько-нибудь полных, протяженных и слабо нарушенных разрезов серии неизвестно. В породах таврической серии обнаружены лишь редкие палеонтологические находки, которые позволяют вполне обоснованно считать, что сводный стратиграфический разрез серии охватывает интервал от верхнего триаса до верхов нижней юры (Васильева, 1952; Муратов, 1959), а возможно, и до аалена (до низов средней юры), так как недавно стали известны требующие проверки сведения о том, что верхи верхнетаврической свиты могут включать низы средней юры (Панов и др., 2009; Аркадьев, Федорова, 2018). Верхнетриасовая часть разреза таврической серии показана на геологических картах и сводных региональных стратиграфических схемах (колонках) как

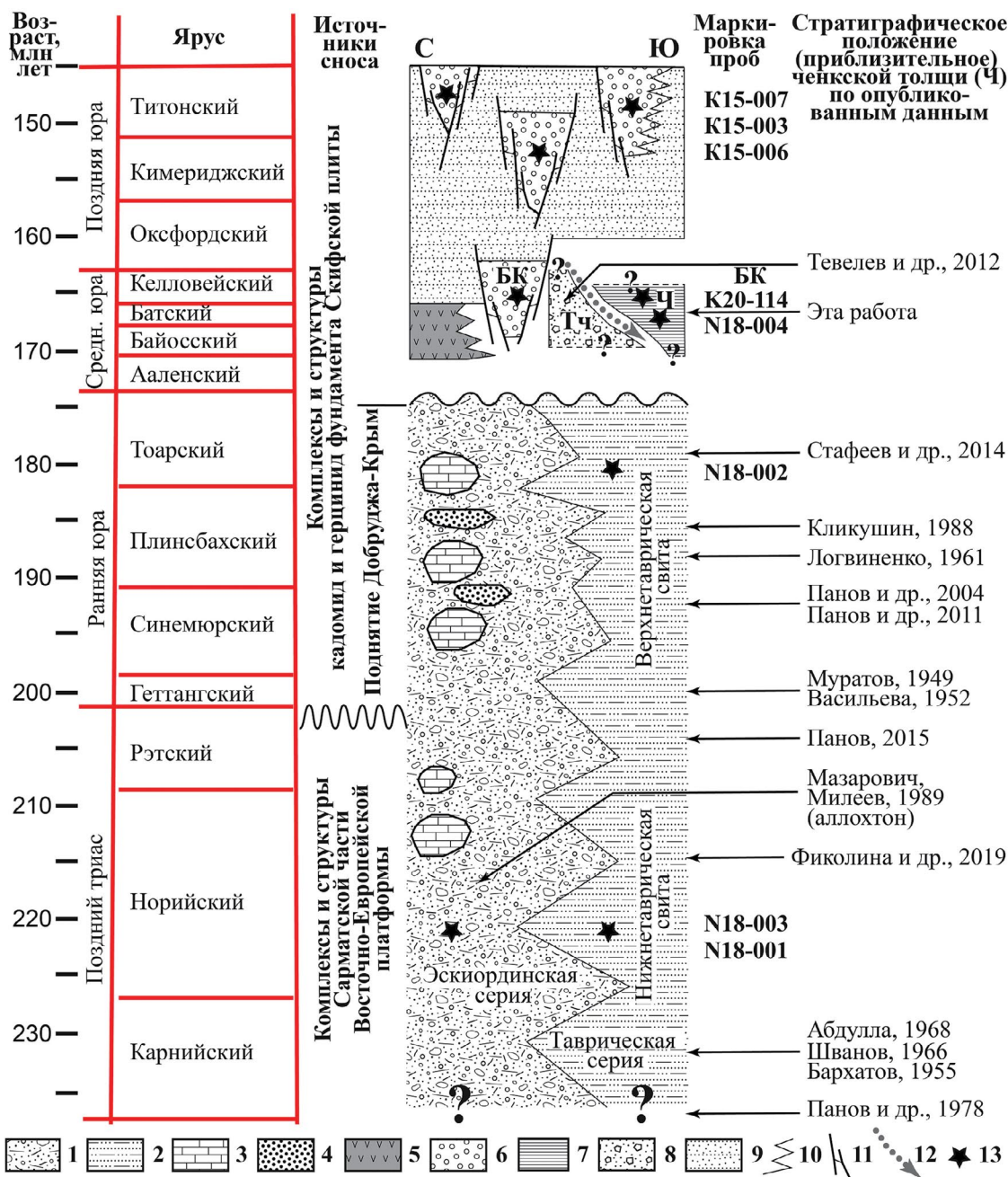


Рис. 2. Концептуальная упрощенная обобщенная стратиграфическая схема триасово-юрских флишевых и юрских грубо-обломочных толщ Горного Крыма по (Nikishin et al., 2015), с упрощениями и изменениями.

Выделение нижнетаврической и верхнетаврической свит в таврической серии по (Панов и др., 2011; Стафеев и др., 2014). Геологическая шкала по (International ..., 2020). Ч – ченкская толща, БК – битакские конгломераты, Тч – темир-чаирская толща. Справа от разреза стрелками и надписями показаны имеющиеся в литературе примерные оценки стратиграфического положения ченкской толщи.

1 – эскиординская серия; 2 – таврическая серия; 3, 4 – блоки (пластовые отторженцы), олистолиты и олистоплаки в олистостромах эскиординской серии: 3 – каменноугольных, пермских и триасовых известняков; 4 – триасовых(?) и юрских песчаников; 5 – вулканогенные и туфогенные образования района мыса Фиолент, Трудолюбовка (бодракская свита), пос. Форос, горного массива Карадаг (карадакская серия); 6 – песчаные и грубокластические (конгломератовые) аллювиальные, дельтовые и мелководно-морские отложения, местами с прослоями углей, сформированные в небольших тектонически ограниченных пулл-апарт суббассейнах и в дельтах гильбертова типа; 7 – ченкская толща; 8 – темир-чаирская толща; 9 – нерасчлененные образования шельфа, мелководных бассейнов и прибрежных зон; 10 – фациальные переходы; 11 – тектонические ограничения суббассейнов; 12 – поверхность тектоногравитационного надвига в основании ченкско-го тектоногравитационного покрова; 13 – приблизительная стратиграфическая привязка проб на U–Pb датирование dZr, номер пробы указан в колонке “Маркировка проб”. Положение мест отбора проб см. рис. 1.

Рис. 3. Геологическая схема стратотипического региона ченкской толщи (а) и геологические разрезы по линиям 1–1' (б) и 2–2' (в).

При составлении схемы использованы материалы из (Панов и др., 1978, 2009; Милеев и др., 1989; Никитин, Болотов, 2006; Тевелев и др., 2012; Стафеев и др., 2014), а также собственные полевые наблюдения авторов.

1 — верхнетаврическая свита таврической серии (флиш); 2 — темир-чаирская хаотическая толща, состоящая из черных тектонизированных алевроаргиллитов, в которых незакономерно размещены разноразмерные блоки и пластовые отторженцы верхнетаврической свиты, ченкской толщи и других пород, в том числе нижнепермских известняков (Мартовская глыба); 3 — ченкская толща (песчаники с прослоями аргиллитов); 4 — нижнемеловые песчаные известняки и известковистые песчаники; 5 — разломы (на геологических разрезах показаны вертикальными, поскольку нет никаких объективных данных, чтобы оценить направления и углы их наклона); 6 — точки наблюдения, в которых задокументированы обнажения: (а) флиша верхнетаврической свиты, (б) песчаников ченкской толщи, (в) пород, участвующих в строении хаотической темир-чаирской толщи, расслаивающей верхнетаврический флиш и ченкские песчаники; 7 — места находок палеонтологических остатков: а — флоры (Королев, 1988), б — фауны (Кликушин, 1988), в — споро-пыльцевых остатков (Тевелев и др., 2012); 8 — места отбора проб (с указанием их номеров) для выделения и последующего U–Pb датирования зерен детритового циркона.

нижнетаврическая свита (Муратов, 1959; Панов и др., 2001 и ссылки в этих работах) или крымская свита (Фиколина и др., 2019). При этом нижнеюрскую (или нижнеюрско-ааленскую) часть разреза таврической серии показывают на геологических картах и сводных региональных стратиграфических схемах как верхнетаврическую свиту (Муратов, 1959; Панов и др., 2001; Панов, 2015; Никишин, 2020) или эскиординскую свиту (Геология..., 1984).

Эскиординская серия (в понимании Мазаровича и Милеева (1989), Никишина и др. (2006), Панова и др. (2001, 2009); Никитина и Болотова (2006) и Никишина (2020)) сложена чередованием глин, аргиллитов, алевроаргиллитов, аргиллитов и песчаников. Некоторые стратиграфические уровни серии имеют хаотическое строение и могут быть определены как олистостромы. На основании существующих биостратиграфических данных эскиординскую серию считают возрастным аналогом таврической серии (Васильева, 1952; Муратов, 1959; Короновский, Милеев, 1974; Мазарович, Милеев, 1989; Панов и др., 2001, 2009; Никишин и др., 2006; Никишин, 2020). Отметим, что значительную часть толщ, традиционно относимых к эскиординской серии, В.В. Юдин считает частью симферопольского меланжа и в схему литостратиграфического расчленения Горного Крыма эскиординскую серию (свиту) предлагает не включать (Юдин, Зайцев, 2020).

К настоящему времени накоплено достаточное количество разнообразных данных, свидетельствующих о том, что породы эскиординской серии формировались в обстановках бровки шельфа и верхней части борта (склона) осадочного бассейна, в глубоководной части которого шло накопление пород таврической серии (Милеев и др., 2006, с. 30; Никишин и др., 2006, с. 15; Никишин, 2020). Эти представления нашли подтверждение в сходстве возрастных наборов dZr из песчаников верхнетриасовых уровней разреза таврической и эскиординской серий (Никишин и др., 2020).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ

В пределах полей развития верхнетриасово-среднеюрских пород киммерийского комплекса Второй гряды Горного Крыма на локальных участках выделяют толщу, сложенную преимущественно песчаниками, — ченкскую толщу (свиту) (Панов и др., 1978, 2011; Мазарович, Милеев, 1989; Тевелев и др., 2012; Стафеев и др., 2014 и ссылки в этих работах). Стратотипическая местность ченкской толщи расположена на обращенных к долине р. Марта (правого верхнего притока р. Кача) юго-восточных склонах плато Обсерватория, на котором расположен пос. Научный (рис. 3). Название толщи происходит от наименования горы Ченка (выс. 496 м). Между южной бровкой плато Обсерватория и правым бортом долины нижнего течения р. Марта на вершинах и в верхних частях склонов локальных водораздельных поднятий, разделяющих глубокие овраги — Кертмель, Обсерваторский, Глыбовый и Лестничий, по которым текут правые притоки р. Марта, фрагментарно обнажены зеленоватые и буровато-серые полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломератоподобные породы, расслоенные маломощными, часто линзовидными слоями темно-серых алевролитов и черных аргиллитов. Все эти породы относят к ченкской толще.

История изучения толщи песчаников, развитой на правобережье нижнего течения р. Марта, насчитывает многие десятилетия.

Первые, весьма общие сведения о песчаниках, относимых сейчас к ченкской толще, приведены в работах еще 50-х годов XX в. Эти сведения были получены в связи с исследованиями, во-первых, таврической серии, ее структурных и литологических особенностей, а во-вторых, строения Качинского поднятия (антиклинория).

В работе Л.Б. Васильевой (1952) песчаники, по-видимому, именно этой толщи были сопоставлены со слюдистыми песчаниками, развитыми в долине р. Б. Салгир, отнесенными к верхнетриасово-нижнеюрской эскиординской свите

этом на основании ряда приведенных аргументов в пользу расчленения сводного разреза “таврической формации” на верхнетриасовую таврическую свиту и верхнеюрскую эскиординскую свиту, песчаники, развитые на правом берегу нижнего течения р. Марта, были отнесены к низам разреза “таврической формации” как предположительно наиболее древние образования, слагающие ядро опрокинутой к юго-западу антиклинали (Бархатов, 1955).

В работе (Логвиненко и др., 1961) отмечено, что песчаники с гравием и галькой, распространенные на правом берегу р. Марта выше с. Верхоречья и к которым приурочена глыба пермских известняков (Мартовская глыба), соответствуют эскиординскому горизонту, а следовательно, верхам таврической серии (нижнеюрской части ее сводного разреза).

Несколько позднее толща (мощность до 600 м), развитая между плато Обсерватория и долиной Марты и сложенная массивными (до 5–6 м) пластами среднезернистых песчаников, была отнесена к первой и второй пачкам, выделяемым В.Н. Швановым (1966) в сводном разрезе верхнетриасово-нижнеюрской таврической серии. При этом было показано, что эта толща песчаников слагает ядро опрокинутой к юго-западу Бодракско-Мартовской антиклинали (см. рис. 2 в работе (Абдулла, 1968)).

Во второй половине 70-х годов XX в. Д.И. Панов, изучая юго-восточные окрестности плато Обсерватория, также пришел к выводу, что фрагментарно обнаженные здесь серо-зеленые и зеленовато-бурые (“табачные”) существенно кварцевые песчаники, слагающие массивные слои, падающие на север-северо-восток под углом 30°–50°, следует выделять как “ченкскую свиту” мощностью не менее 600 м (Панов и др., 1978). Позднее этот исследователь оценивал мощность ченкской свиты в 250–300 м (Панов, 2015). При этом в целом было подтверждено высказанное в работе (Абдулла, 1968) мнение о том, что ченкская свита залегает “в основании видимого разреза триас-нижнеюрских отложений” и слагает опрокинутую к юго-западу антиклинальную складку (см. рис. 2 в работе (Панов и др., 1978)), сопряженную с выделяемой севернее Прохладненской синклиналью. При этом резкое отличие ченкской “свиты” от флишевых толщ, а также ее предположительно более древний возраст позволили вообще исключить ее из сводного разреза таврической серии. На основании стратиграфических корреляций и понимания того, что песчаники ченкской “свиты” структурно и стратиграфически подстилают “типичную таврическую серию”, в работе (Панов и др., 1978) ченкская толща/свита была отнесена к верхам среднего триаса—низам верхнего триаса. При этом контакты ченкской свиты с верхнетаврической свитой были интерпретированы как согласные, а сама

ченкская свита отнесена к проксимальной фации флиша, сформированной на раннем этапе развития осадочного бассейна (Панов и др., 1978).

В работе (Кликушин, 1988) описаны остатки позднеплинсбахских криноидей *Seirocrinus laevisutus* Romp. прекрасной сохранности, обнаруженные в аргиллитовом флише в долине р. Марта. В связи с тем, что, как было принято считать тогда, ченкская толща налегает на фрагмент флишевого разреза, охарактеризованного этими палеонтологическими находками, ченкскую толщу стали относить к верхнетаврической свите.

В 1989 г. в публикациях (Милеев и др., 1989; Мазарович, Милеев, 1989) была высказана и аргументирована гипотеза, в соответствии с которой ченкская толща, вновь отнесенная к верхнему триасу, залегает на подстилающем ее аргиллитовом флише верхнетаврической свиты в виде тектонического покрова (аллохтонной пластины).

Позднее на основании сравнения результатов анализа глинистых минералов из нескольких образцов, отобранных из ченкской толщи и нижнетаврической свиты, было показано их высокое сходство (Панов и др., 2004). В соответствии с этими новыми данными и представлениями о залегании ченкской толщи в ядре антиклинали, ченкская толща была помещена на уровень синемюра—нижнего плинсбаха и была интерпретирована как существенно песчаный проксимальный флиш, согласно подстилающий турбидиты верхнетаврической свиты (Панов и др., 2004).

В работе (Панов и др., 2011) с ченкской толщей сопоставлены литологически схожие образования, известные на нескольких локальных участках в междуречье Бодрак—Альма, например на хр. Азыпсырт (“толща Азыпсырта”). Кроме того, в приведенной в этой публикации хроностратиграфической схеме (см. рис. 1 в работе (Панов и др., 2011)) ченкская свита сопоставлена с развитой на отдельных участках в пределах Южнобережной зоны Горного Крыма (Массандровская горка в районе Ялты, Золотой пляж между Ялтой и Ливадией и др. места) свитой “моховых камней”, сложенной в основном песчаниками, содержащими линзы карбонатных пород с раннеюрской фауной, и согласно надстраивающей разрезы нижнетаврической свиты.

Первая попытка исследовать палинокомплексы в породах ченкской толщи не увенчалась успехом (Панов, 2015). Получить скудные, но позволяющие выполнить предварительную интерпретацию данные удалось лишь группе под руководством А.В. Тевелева (Тевелев и др., 2012). Основной чертой полученного спорово-пыльцевого комплекса оказалось высокое содержание в нем спор *Classopollis*. На основе сопоставления палинокомплексов был предположен батско-келловейский (среднеюрский) возраст пород, вмещающих этот

комплекс, и было предложено поместить ченкскую толщу в сводной стратиграфической последовательности разреза киммерид Горного Крыма выше верхнетаврической свиты. Кроме того, было высказано предположение о том, что ченкская толща была сформирована в дистальной части эстуария крупной реки (Тевелев и др., 2012).

Другая интерпретация ченкской толщи была предложена А.Н. Стафеевым с соавторами (2014). Контакты толщи ченкских песчаников с верхнетаврическим флишем были интерпретированы как согласные, а сама толща песчаников в сводном стратиграфическом разрезе киммерид Горного Крыма помещена внутрь верхнетаврической свиты. При этом песчаники были интерпретированы как фациальный элемент внутреннего строения верхнетаврического флиша, не представляющий собой самостоятельного стратиграфического подразделения (Стафеев и др., 2014). В этой же работе приведен подробный анализ глинистых минералов в породах ченкской толщи и показано, что смена ассоциации этих минералов в разрезе происходит внутри ченкской толщи, а не на ее контактах с флишем. При сравнении с данными, приведенными в работе (Тевелев и др., 2012), оказалось, что наибольшее сходство обнаруживают ассоциации глинистых минералов из ченкской толщи и плинсбахско-тоарской части верхнетаврической свиты. В работе (Стафеев и др., 2014) была также аргументирована идея о том, что ченкская толща — это реликт лопасти дельты крупной реки (Палео-Дона), и на основании переинтерпретации ранее выявленного в породах ченкской толщи спорово-пыльцевого комплекса (Тевелев и др., 2012) предложен плинсбахско-тоарский возраст ченкской свиты.

В завершение обзора отметим, что совсем недавно на подготовленной к изданию Государственной геологической карте миллионного масштаба ченкская толща рассмотрена в ранге свиты и отнесена к верхнему триасу (Фиколина и др., 2019).

Таким образом, вплоть до настоящего времени в понимании стратиграфического положения ченкской толщи консенсус отсутствует.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ И ХАРАКТЕРА ЕЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ С ОКРУЖАЮЩИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Ченкская толща распространена на обращенном к долине р. Марта южном склоне плато Обсерватория, на котором расположен пос. Научный. Поле развития пород ченкской толщи за исключением участков, на которых она контактирует с базальными уровнями син-альпийского

структурного комплекса, слагающими собственное плато Обсерватория, расположено среди полей развития пород, принимающих участие в сложении киммерийского структурного комплекса. Хороших, полных и представительных разрезов ченкской толщи на южных склонах плато Обсерватория неизвестно. Фрагментарные обнажения пород ченкской толщи приурочены к верхним частям крутых склонов оврагов Обсерваторский и Глыбовый, а также их притоков.

Во внутреннем строении ченкской толщи ряд исследователей выявляет грубую ритмичность (Панов и др., 1978, 2004; Тевелев и др., 2012; Стафеев и др., 2014): табачные или иногда светло-серые грубо- и среднезернистые песчаники массивного облика или с грубой косою слоистостью (рис. 4) переходят вверх по разрезу ритмов в тонкопараллельно-слоистые серо-зеленые мелкозернистые песчаники и алевропесчаники, которые в самых верхах ритмов переходят в невыдержанные линзовидные слои серо-зеленых алевроаргиллитов. Исходя из этого, ченкскую толщу трактуют либо как проксимальный флишоид (Панов и др., 2004; Панов, 2015), либо как отложения дельтовой равнины и фронта дельты (Стафеев и др., 2014), либо как отложения дистальной части эстуария (Тевелев и др., 2012).

Песчаники ченкской толщи сложены практически неокатанным обломочным материалом, представленным в основном зернами кварца (см. рис. 6); в алевролитах и алевроаргиллитах рассеяны фрагменты обугленных тканей высших растений.

Достоверных палеонтологических находок в породах ченкской толщи до сих пор не найдено. Единственной макропалеонтологической находкой является отпечаток листа папоротника *Cladophlebis*, позволяющий отнести эти отложения к мезозою (Королев, 1988; Панов, 2015). Как упоминалось выше, в работе (Тевелев и др., 2012) приведены весьма скудные палинологические данные, не позволяющие выполнить надежную биостратиграфическую интерпретацию. Отметим лишь, что в полученном этими исследователями спорово-пыльцевом комплексе доминируют споры *Classopollis*, что не исключает батско-келловейский (среднеюрский) возраст пород, вмещающих этот палинокомплекс. По нашему мнению, этот палинокомплекс характеризует не собственно ченкскую толщу, а подстилающую ее толщу (мы предлагаем называть ее темир-чаирской толщей) с хаотическим стилем внутреннего строения (см. ниже). Кроме этого, других биостратиграфических сведений о возрасте ченкской толщи нет. Поэтому ее возраст и стратиграфическое положение до сих пор можно считать достоверно не установленными.

На севере поля развития пород ченкской толщи в типовом районе ее распространения она резко (без признаков постепенного перехода)



Рис. 4. Примеры фрагментарных обнажений ченкских песчаников массивного облика (слева — т.н. K20-111: 44°43'8.35" с.ш., 34° 2'39.64" в.д.) и песчаников с грубой косою слоистостью (справа, т.н. K20-114: 44°42'57.17" с.ш., 34° 0'42.35" в.д.).

контактирует с флишем верхнетаврической свиты (см. рис. 3). Мы интерпретируем этот резкий переход как тектонический контакт ченкской толщи и верхнетаврической свиты — контакт по крутому разлому (сбросу) с поднятым северо-восточным крылом.

В нижних частях южного, обращенного к р. Марта склона плато Обсерватория между толщей ченкских песчаников и флишем верхнетаврической свиты нами установлен комплекс хаотического строения и невыдержанной мощности. Во внутреннем строении этого комплекса участвуют закономерно распределенные в пространстве пластовые отторженцы и разноразмерные блоки, в которых представлены фрагменты разреза ченкской толщи и реже флиша верхнетаврической свиты, а также других пород, в том числе нижнепермских известняков (Мартовская глыба). В целом из-за недостаточной обнаженности района хаотическое строение этого комплекса может быть распознано с большим трудом и только на отдельных локальных участках. В частности, такой характер внутреннего строения этого комплекса установлен в нижней части правого борта долины р. Марта на небольшом хорошо обнаженном скальном участке, в центральной части которого расположена точка с координатами 44°42'5.46" с.ш., 34°01'30.63" в.д. (точка наблюдения K21-192). Из поймы р. Марта этот холмистый, безлесный, хорошо обнаженный участок выглядит так, как будто бы в его пределах развит хаотический комплекс. Непосредственно в пределах этого участка скального борта долины это ощущение становится только сильнее. Видны разноразмерные, протяженностью от нескольких десятков метров до 1 м и менее, тупо заканчивающиеся пластовые отторженцы и глыбы грубозернистых табачных песчаников,

иногда с глинисто-карбонатным цементом и внутренним косослоистым строением. Глыбы и пластовые отторженцы погружены в зеленовато-серый алевроаргиллитовый матрикс, облекающий глыбы и пластовые отторженцы по периметру (рис. 5).

На других участках развития хаотического комплекса из-за недостаточной обнаженности детали его внутреннего строения видны не так хорошо. Чаще всего хаотическое строение комплекса можно распознать лишь по косвенным признакам — по элювиальным развалам, представленным закономерно перемешанными разноразмерными обломками песчаников, сходных как с песчаниками ченкской толщи, так и с песчаниками нижних элементов флишевых ритмов из разреза верхнетаврической свиты, грубозернистых гравелитов и пермских известняков среди высыпок, состоящих из обломков древесной размерности зелено-серых алевроаргиллитов. В целом хаотический комплекс залегает полого, расслаивая ченкскую толщу и верхнетаврическую свиту, и представляет собой, по нашему мнению, тектонизированный олистостром, имеющий переменную мощность от нескольких десятков метров до нуля. Если наша интерпретация соотношений ченкской толщи и нижнетаврической свиты (налегание ченкской толщи на верхнетаврическую свиту через олистостром) корректна, то геологическое тело, сложенное песчаниками ченкской толщи, следует понимать как тектоно-гравитационный покров.

В дальнейшем мы предлагаем именовать этот хаотический комплекс батско-келловейской темир-чаирской толщей, по наименованию урочища Темир Чаир, в пределах которого расположена значительная часть поля развития пород этого комплекса. Батско-келловейский возраст этой толщи условно



Рис. 5. Полевые фотографии, иллюстрирующие строение хаотического комплекса (темир-чаирской толщи), структурно подстилающего ченкскую толщу.

может быть принят по выделенному в слагающих его породах (Тевелев и др., 2012) спорово-пыльцевому комплексу, в котором доминируют споры *Classopollis*.

ОПИСАНИЕ МЕСТ ОТБОРА ПРОБ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ ДЛЯ U–Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА И МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Из песчаников ченкской толщи, сложенных практически неокатанным обломочным материалом, представленным в основном зернами кварца (рис. 6), нами было отобрано две пробы для выделения зерен детритового циркона с целью их последующего изучения и U–Pb изотопного датирования. Обе пробы (N18-004 и K20-114) отобраны на южном склоне плато Обсерватория. Одна проба N18-004 отобрана в точке с координатами

44°42'51.9" с.ш., 34°00'32.06" в.д., расположенной в 10 м восточнее ЛЭП на дне одной из небольших промоин. Вторая проба K20-114 отобрана в точке с координатами 44°42'57.2" с.ш., 34°00'42.3" в.д., расположенной в 100 м восточнее ЛЭП, из обнажения (рис. 4, слева) на склоне, спускающемся к правому борту верховий оврага Обсерваторский (рис. 3а).

Пробы N18-004 и K20-114 отобраны из табачных плитчатых грубокослоистых несортированных песчаников, в сложении которых участвует обломочный материал от грубозернистой до алевритовой размерности, при некотором преобладании средне- и мелкозернистого материала. Текстура в шлифе массивная (рис. 6). Порода состоит из обломков (85–90%) и цемента (10–15%). Обломки в основном угловатые и угловато-окатанные. По составу обломочной части породы можно отнести к мезомиктовой. Обломочный материал представляет собой кристаллокласты (75–90%) и литокласты (10–25%).

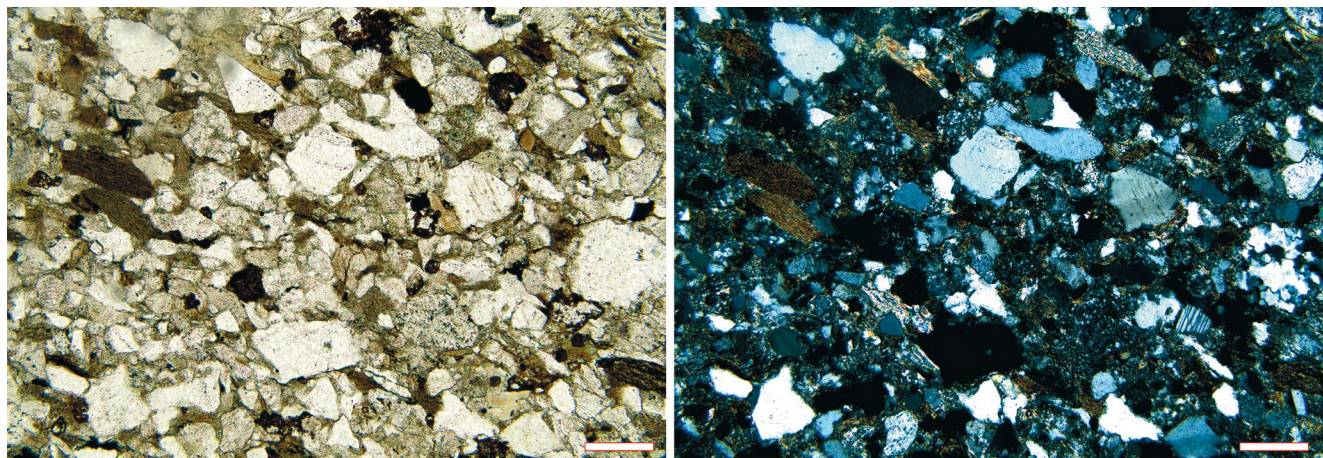


Рис. 6. Микрофотографии песчаников ченкской толщи (шлиф К20-114). Слева николи параллельные, справа скрещенные. Длина масштабной линейки 200 мкм.

Кристаллокласты — обломки кварца (60–70%), КПШ (~10%), плагиоклаза (~10%), мусковита (~5%). Присутствует сравнительно большое количество зерен циркона, не превышающее 1%. Литокласты — обломки метаморфических (щепковидные обломки глинистых сланцев, изометричные окатанные обломки кварцитов, ~10%) и осадочных (кремни, ~5–10%) пород. Цемент пленочный глинистый, в малых количествах поровый хлоритовый и кварцевый. Присутствуют признаки цементации вдавливанием.

Пробы (N18-004 и K20-114) ченкских песчаников начальным весом около 1.5 кг каждая были раздроблены вручную в чугунной ступе без применения механических дробилок до обломков размером менее 0.25 мм с использованием одно-разовых капроновых сит. Измельченный материал был отмучен в проточной водопроводной воде, просушен, разделен в тяжелой (~2.95 г/см³) жидкости ГПС-В и подвергнут магнитной сепарации. Из немагнитной части тяжелой фракции вручную

с использованием бинокля были случайным образом выбраны зерна детритового циркона. Эти зерна были имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы вручную до половины типичного размера зерен.

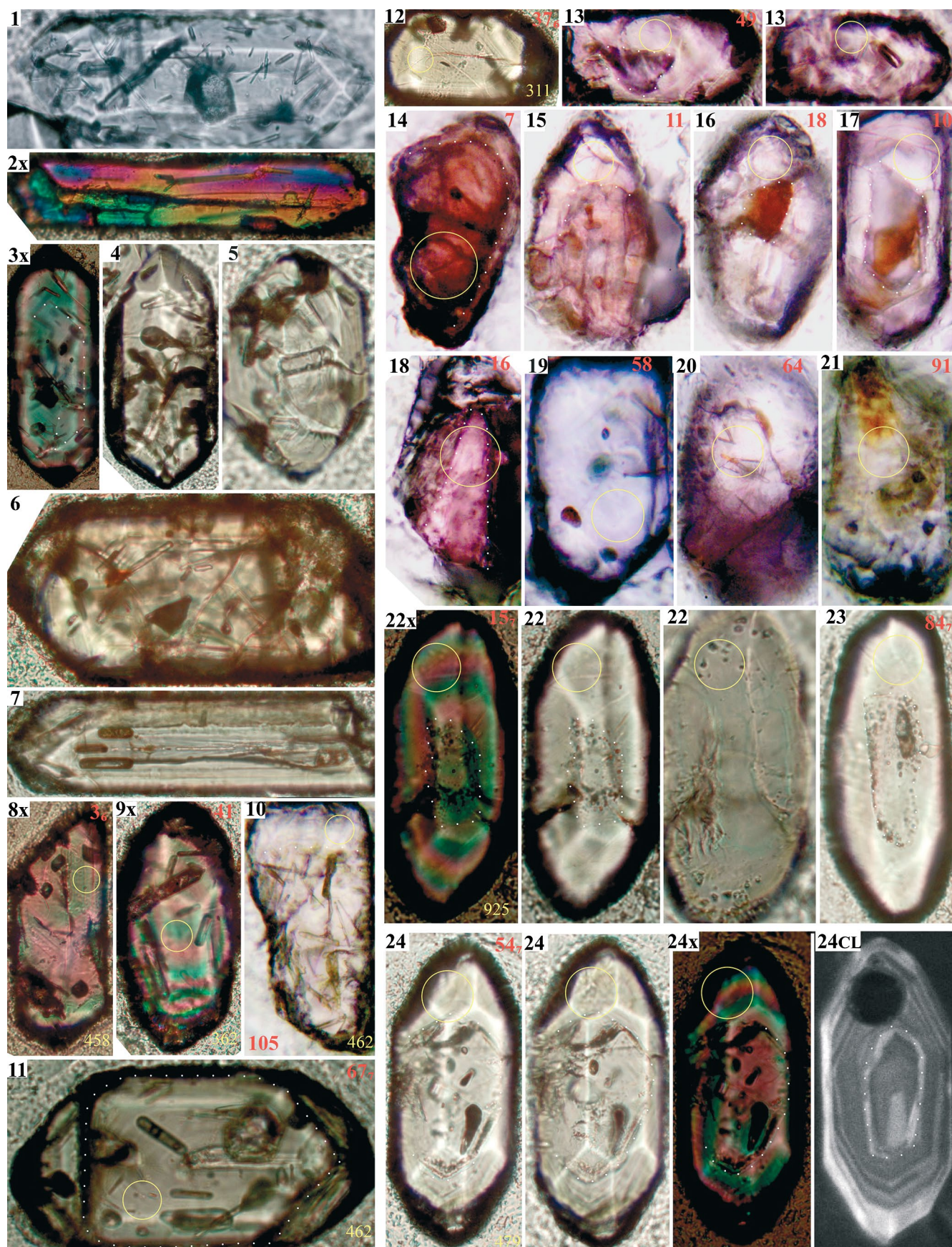
РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ

Зерна были изучены с использованием оптического поляризационного микроскопа и электронного сканирующего микроскопа в режиме катодной люминесценции (катодолуминесцентные (CL) изображения) (рис. 7–9). Известно, что изображения, полученные в режиме катодной люминесценции, дают лишь изображение поверхностного слоя кристалла, в нашем случае — полированных поверхностей dZr. Для того, чтобы выявить особенности внутреннего строения изучаемых dZr, установить наличие/отсутствие в них трещин

Рис. 7. Монтаж оптических и CL-изображений изученных зерен детритового циркона из ченкской толщи.

Для каждого изображения в левом верхнем углу черным цветом указан его номер, индекс “х” означает, что изображение получено при скрещенных николях; индекс “CL” — в катодных лучах. В правом верхнем углу красным цветом указан номер анализа: без индекса — из пробы N18-004, с индексом 6 или 7 (номер шашки) — из пробы K20-114. Для некоторых зерен показаны от двух до четырех изображений (либо в параллельных и скрещенных николях, либо с разной глубиной фокусировки, либо в катодных лучах). Если был произведен пробоотбор, то положение кратера лазерной абляции показано желтым кружком (диаметр 25 мкм). В случаях, когда для зерна была получена кондиционная датировка, рядом с изображением этого зерна приведен его возраст в млн лет. Белыми точечными линиями намечены видимые древние ядра зерен циркона или границы между разнородными частями.

1–7 — зерна с настолько сложной внутренней структурой, что в них не удалось подобрать пригодных для анализа областей диаметром 25 мкм без очевидных нарушений и/или включений, и поэтому пробоотбора в этих зернах не было; 8–11 — зерна со сложным строением, для которых тем не менее получены кондиционные U–Pb датировки; 12 — зерно с зонами нарушений (красные полосы), по которым происходило относительное смещение вещества (см. также изображение 6 на этом рисунке и изображения 6, 26 и 79 на рис. 8); 13, 22, 24 — изображения с разной глубиной фокусировки, показывающие существенно иное строение разноточных частей зерна; 13–18 — специфические зерна с включениями красноватого цвета (пояснения см. в разделе “Провенанс-сигнал ченкской свиты”); 19–21, 6 — зерна с включениями разного цвета; 22–24 — включения с мелкими пузырьками (?газ).



и иных дефектов, а также инородных включений, расположенных под полированной поверхностью, нами получены оптические изображения dZr с использованием поляризационного (петрографического) микроскопа. Для всех изученных dZr сделаны серии микрофотографий с разной глубиной фокусировки, начиная от фокусировки на верхней отполированной поверхности зерна и далее вниз вплоть до фокусировки на нижнюю, соприкасающуюся с эпоксидной смолой поверхность зерна.

Анализ микрофотографий таких серий с углубляющейся фокусировкой позволяет выявлять детали не только в приповерхностных, но и в глубинных частях зерна (рис. 7, изображения 13, 22 и 24; рис. 8, изображения 4 и 13). Включения, трещины, зоны нарушений и другие особенности очень хорошо видны в оптических изображениях. При этом дефекты и мелкие детали внутреннего строения зерен циркона чаще всего вообще не проявлены на CL-изображениях (рис. 7, изображение 24; рис. 8, изображения 1, 6, 7, 15, 24, 25, 26, 34, 35, 41, 62, 72 и др.) Иногда анализ CL-изображений помогает выделять древние ядра циркона (рис. 8, изображения 9, 13, 25, 26, 28, 31, 32, 47 и 72; рис. 9, изображения 1, 3, 5, 7, 12).

Среди изученных нами dZr из песчаников ченкской толщи присутствуют зерна как с очень высокой (рис. 8, изображения 11, 15, 28, 63), так и с очень низкой (рис. 8, изображения 34, 35, 62) светимостью в катодных лучах. Есть dZr, для которых на CL-изображениях четко проявлена осцилляторная зональность (рис. 8, изображения 11, 12, 15, 18 и 63), и есть dZr с полным ее отсутствием (рис. 8, изображение 62 и ядро в изображении 72).

Зерна циркона из песчаников ченкской толщи демонстрируют широкий спектр степени окатанности. Заметную долю составляют практически неокатанные кристаллы (рис. 7, изображения 4 и 5; рис. 8, изображения 11, 12, 19, 56 и 105), большинство зерен слабо-, средне- и сильноокатанные, лишь редкие единичные зерна полностью окатанные.

В обеих изученных пробах (и в пробе N18-004, и в пробе K20-114) лишь редкие dZr представляют собой правильные кристаллы (рис. 8, изображения 12 и 15). Большинство dZr — это или части таких кристаллов, или зерна, изначально имеющие очень сложное внутреннее строение, вплоть до бесформенных образований (рис. 8, изображения 16, 47, 51 и 53).

Большинство изученных нами dZr из песчаников ченкской толщи содержат многочисленные включения разной природы, каналы течения вещества и трещины, различные по цвету, размеру, форме и другим деталям. Часто можно наблюдать включения игольчатой формы, которые, скорее всего, представляют собой микрокристаллы

апатита. Во многих зернах видны ядра и обрамляющие их каймы.

Среди всего разнообразия изученных нами dZr из песчаников ченкской толщи можно выделить группу как минимум из 6 зерен красноватого цвета. Все они из пробы N18-04. Детальный анализ этой группы приведен далее, в разделе “Провенанс-сигнал ченкской свиты”. Других групп зерен циркона, сходных по внешнему облику или другим характеристикам, выделить не удалось.

Многочисленные включения, ядра кристаллов и обрамляющие их каймы, а также разнообразные нарушения (трещины и метамиктные зоны) в dZr из песчаников ченкской толщи — это свидетельства сложной истории формирования и преобразования этих зерен. При этом метаморфических преобразований самих песчаников, из которых отобраны пробы K20-114 и N18-004, не зафиксировано. Это означает, что изученные dZr попали уже измененными в песчаный осадок, при литификации которого были образованы песчаники ченкской толщи.

Для U–Pb изотопного датирования в dZr предварительно были намечены области диаметром 25 мкм без видимых нарушений (без трещин и метамиктных зон) и минеральных включений. Для более чем 10% зерен таких областей наметить не удалось (рис. 7, изображения 1–7). Но при этом в двух зернах удалось выполнить пробоотбор в двух точках (рис. 10а, 10б).

МЕТОДИКА U–Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА И ПЕРВИЧНОЙ ОБРАБОТКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

U–Pb изотопное датирование dZr из проб K20-114 и N18-004 выполнено методом LA-ICP-MS в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Описание аппаратуры, а также технология измерений, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в работе (Никишин и др., 2020). Обработка первичных аналитических данных выполнена с помощью коммерческой компьютерной программы GLITTER (Griffin et al., 2008), приобретенной ГИН РАН, и программы Isoplot/Ex (Ludwig, 2012; Vermeesch, 2012, 2018), размещенной в свободном доступе.

Калибровка изотопных измерений проводилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 (Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006), качество анализа оценивалось путем последовательного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 2004; Yuan et al., 2008) и Plesoviče (Sláma et al., 2008) с аттестованными по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значениями возраста. Для циркона GJ-1, 91500 и Plesoviče в ходе измерений

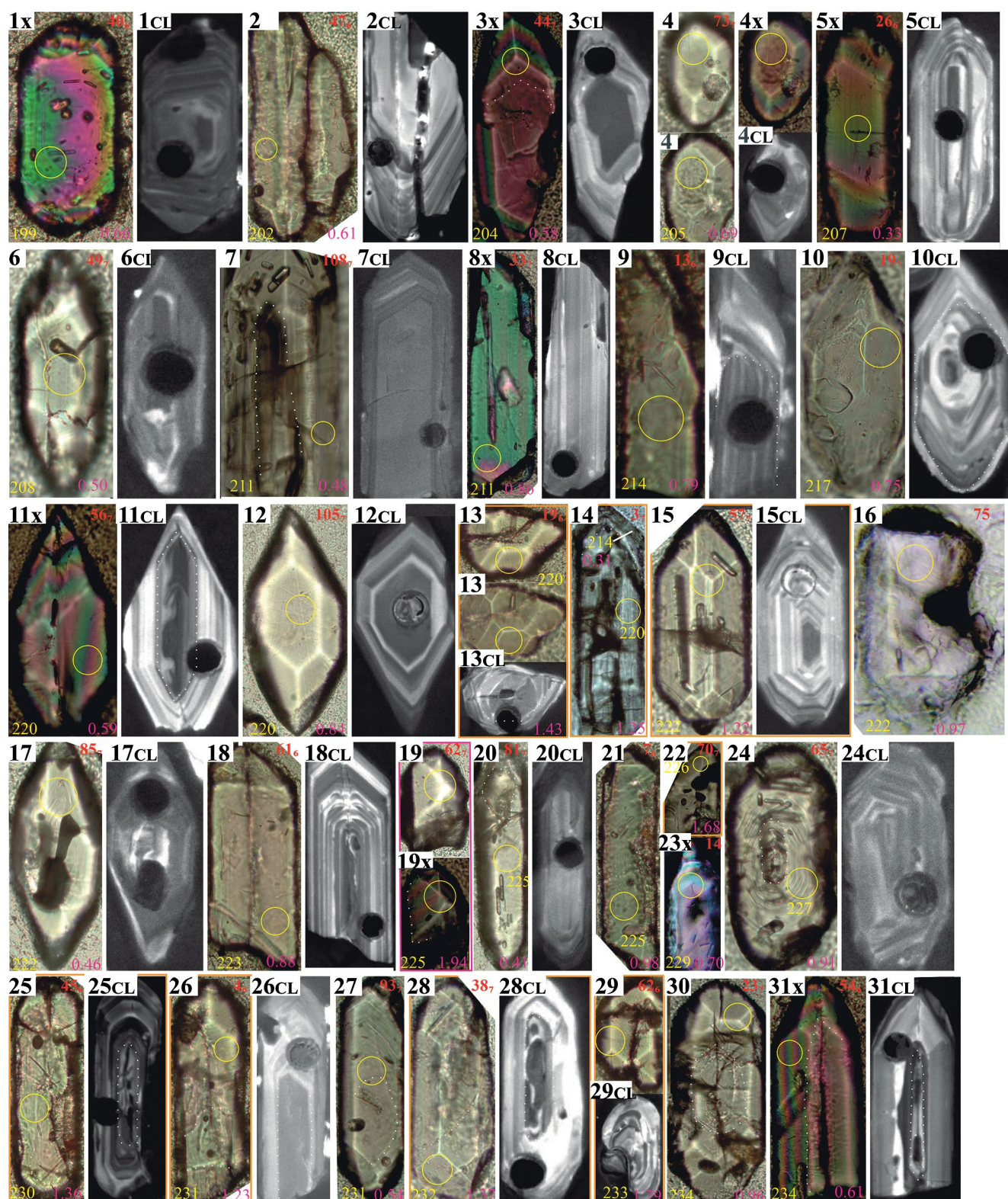


Рис. 8. Монтж оптических и CL-изображений изученных зерен детритового циркона, для которых получены триас-позднекаменноугольные возрасты. Порядок возрастания возрастов слева направо и сверху вниз.

Усл. обозначения см. рис. 7. Дополнительно для каждого изображения в правом нижнем углу малиновым цветом показано значение Th/U отношения, изображения с повышенными величинами Th/U обведены рамкой, цвет рамки: при $1.0 < \text{Th}/\text{U} < 1.5$ – оранжевый, при $1.5 < \text{Th}/\text{U} < 2.0$ – малиновый, при $2.0 < \text{Th}/\text{U}$ – лилово-синий. Для dZr на изображениях 14 и 64 получено два возраста, а для dZr на изображении 70 – три возраста, пояснения см. в тексте. Изображение 70 – см. также на рис. 11е, 11ж и 11з.

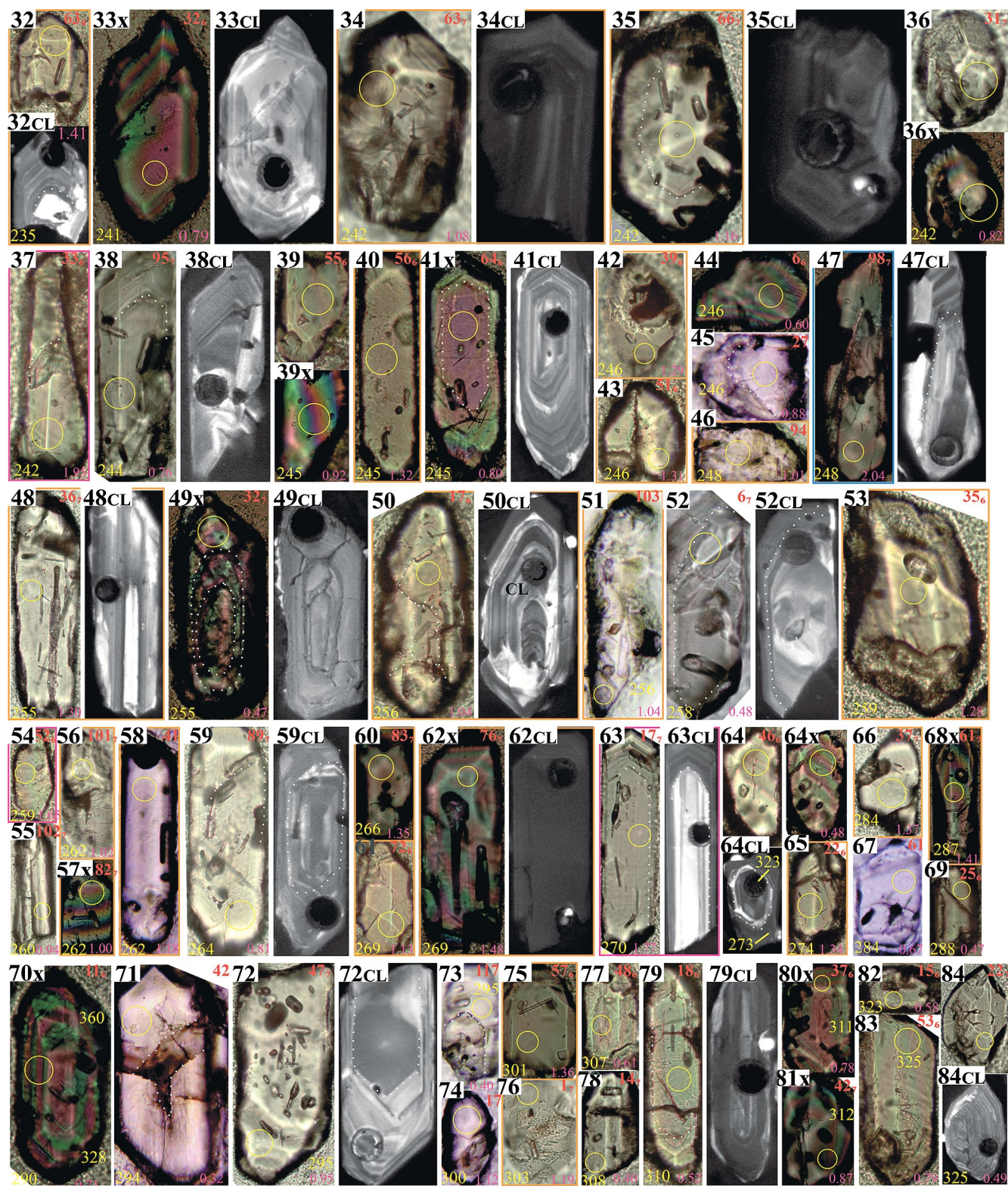


Рис. 8. Окончание.

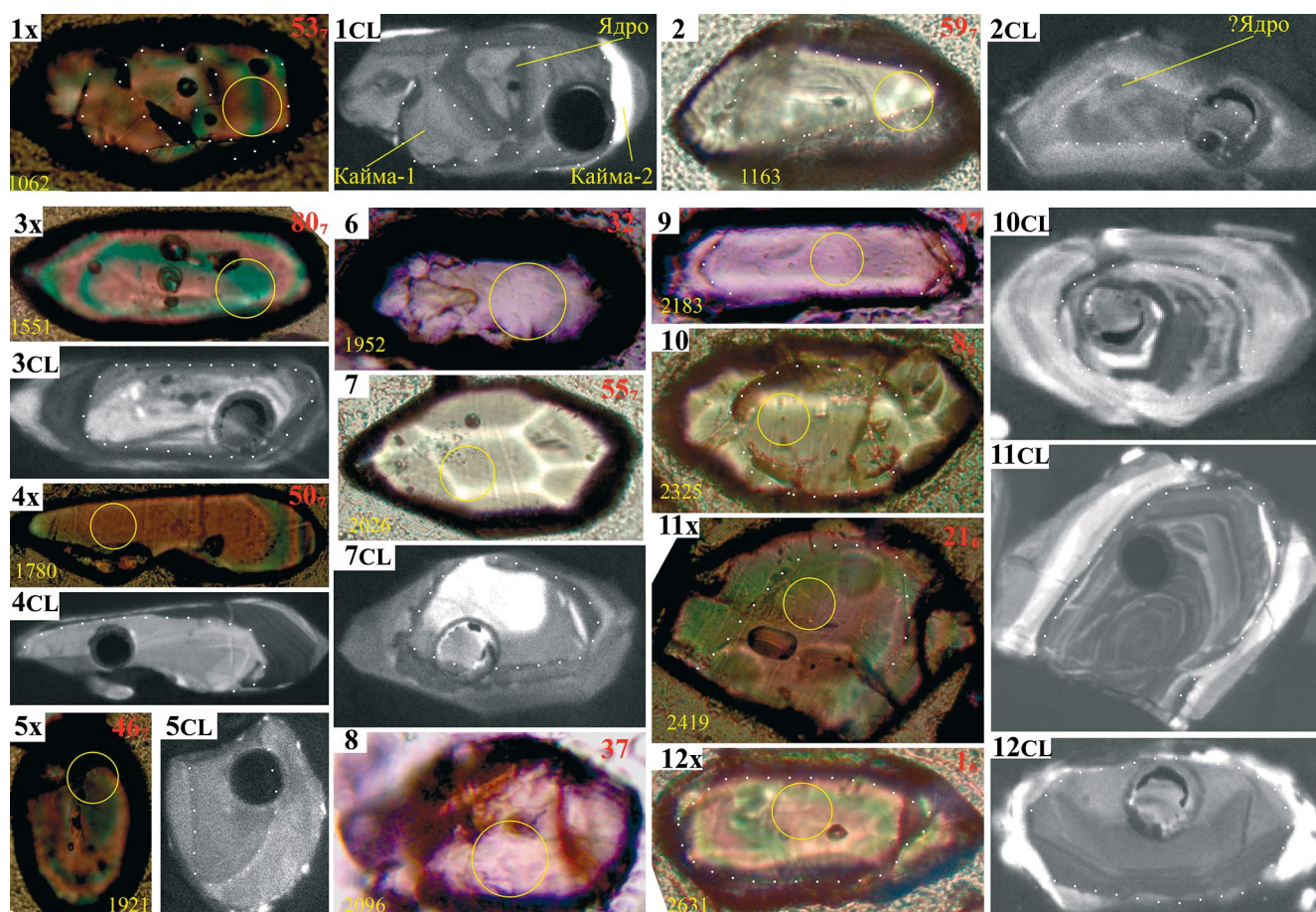


Рис. 9. Монтанж оптических и CL-изображений изученных зерен детритового циркона, для которых получены возрасты древнее 1 млрд лет. Порядок возрастания возрастов слева направо и сверху вниз. Условные обозначения см. рис. 7, 8.

получены средневзвешенные оценки возраста ($\pm 2\sigma$) 600.5 ± 1.2 ($n = 59$), 1074 ± 35 ($n = 12$) и 335 ± 8 ($n = 11$) млн лет соответственно. Эти значения в пределах ошибки измерения соответствуют аттестованным по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ средневзвешенным значениям возраста ($\pm 2\sigma$) 601.9 ± 0.4 , 1063.5 ± 0.4 и 337.2 ± 0.1 млн лет, полученным методом CA-ID-TIMS (Horstwood et al., 2016).

Для характеристики степени дискордантности анализов нами использованы величины D1 и D2, которые рассчитаны по формулам:

$$D1 = 100\% \times (\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1),$$

$$D2 = 100\% \times (\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1).$$

Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) использованы только анализы (кондиционные датировки), удовлетворяющие трем условиям: (1) $-10\% < D1$ и $D2 < 10\%$, (2) аналитическая ошибка измерений обеспечивает

точность оценки возраста < 50 млн лет и (3) поправка на общий свинец меняет возраст < 50 млн лет. С учетом рекомендаций (Gehrels, 2012), для датировок моложе 1 млрд лет принят возраст, рассчитанный по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, а для более древних – по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.

Компьютерная программа GLITTER, предназначенная для обработки первичных аналитических данных, дает возможность видеть графическое представление количества поступающих на датчики ионов ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th и ^{238}U в процессе измерений, т.е. развертку во времени количества поступающих на датчики перечисленных ионов по мере проникновения луча лазера вглубь аналитического препарата. Датчики анализируют продукты испарения, поступающие последовательно из все более и более глубоко расположенных частей зерна. Мы называем эту развертку во времени аналитическим сигналом (аналитической записью). GLITTER дает возможность “вырезать” из полученного аналитического сигнала любую его часть и таким образом получить изотопную

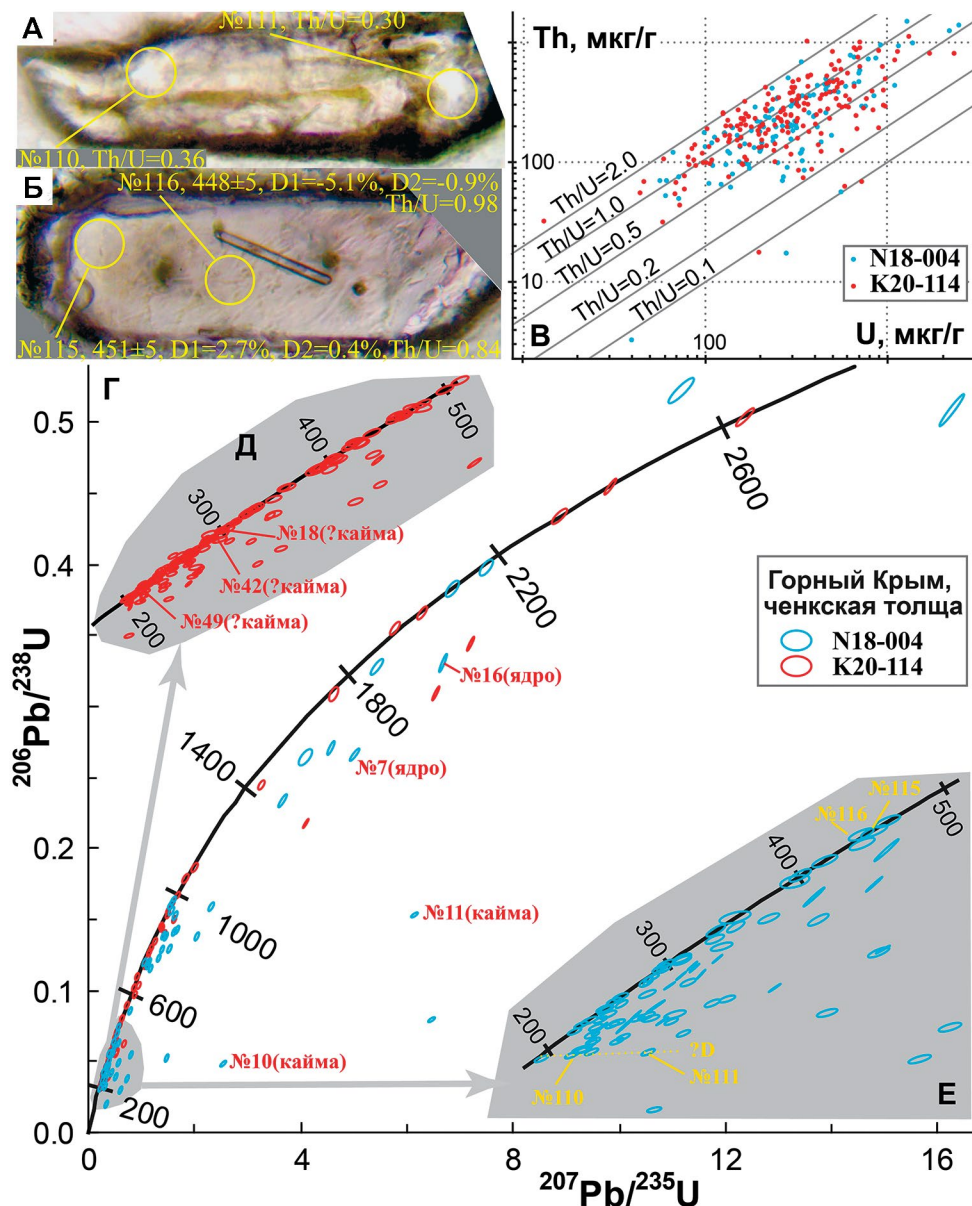


Рис. 10. Результаты изучения зерен детритового циркона из песчаников ченкской толщи, пробы N18-004 и K20-114. (а, б) — оптические изображения зерен детритового циркона, в которых сделано по два пробоотбора, желтые кружки — положения кратеров абляции; (в) — диаграмма содержания Th и U в изученных зернах; (г) — диаграмма с конкордией результатов изучения U—Pb изотопной системы зерен. Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов. Красным шрифтом отмечены номера анализов для специфических зерен с включениями красноватого цвета (см. рис. 7, изображения 13—18 и пояснения в тексте). В виде врезок (д, е) на сером фоне показаны увеличенные фрагменты конкордии 200—500 млн лет. На рис. 10е желтым цветом отмечены номера анализов для зерен, показанных на рис. 10а, 10б.

датировку, соответствующую “вырезанной” части аналитического сигнала. Начальные части аналитического сигнала соответствуют той части зерна циркона, которая расположена сразу под его верхней приполированной поверхностью, конечные части — более глубинным, удаленным от полированной поверхности частям этого зерна. Если зерно циркона в аналитическом препарате приполировано примерно до середины, то начальные части

аналитического сигнала чаще всего соответствуют ядру зерна циркона, а конечные — оболочке.

РЕЗУЛЬТАТЫ U—Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

В пробе N18-04 изучение U—Pb изотопной системы выполнено для 117 зерен детритового

циркона (Дополнительные материалы_табл. 1), а в пробе K20-114 — для 183 зерен (Дополнительные материалы_табл. 2). Почти для всех анализов характерна очень высокая вариабельность аналитического сигнала, что свидетельствует о сильной вещественной неоднородности изученных частей dZr и/или о наличии в них невидимых включений, нарушений и т.п. Для значительного количества анализов кондиционные датировки удалось получить только по части аналитической записи. Для более чем двух третей анализов в пробе N18-04 и для половины анализов в пробе K20-114 получить конкордантные возрастные значения даже по небольшому фрагменту аналитической записи так и не удалось, фигуративные точки для таких анализов на диаграмме с конкордией расположены на значительном удалении от линии конкордии (рис. 10г).

Для одного из анализов запись оказалась неинтерпретируемой. Только 3 датировки получены по полной записи, 1 датировка — по центральной части (?ядро), а остальные 22 — по конечной части (?оболочки).

В двух зернах пробоотборы сделаны в двух частях кристалла (рис. 10а, 10б). В одном случае оценки возраста совпали в пределах ошибок — анализы № 115 и № 116 (рис. 10б), в другом — были получены дискордантные значения — анализы № 110 и № 111 (рис. 10а). Отметим, что в последнем случае если через фигуративные точки для анализов на диаграмме с конкордией удалось провести линию и интерпретировать ее как дискордию (? D), то ее нижнее пересечение с конкордией соответствует приблизительно 0.2 млрд лет (рис. 10е).

Максимальный полученный возраст циркона 2183 ± 12 млн лет ($D1 = 1.0\%$, $D2 = 0.5\%$), минимальный — 222 ± 2 млн лет ($D1 = 9.0\%$, $D2 = 0.5\%$). Ввиду малого количества кондиционных датировок (26 значений) ярких пиков на КПВ не получено. Лишь два пика (296 и 400 млн лет) поддержаны более чем 3 измерениями (рис. 11в, 11г).

В пробе K20-114 для зерна a11(ABC-6) (рис. 11е–11з) аналитическая запись отчетливо распалась на три части, по которым последовательно от начала к концу записи получены конкордантные значения 290 ± 3 ($D1 = 2.1\%$, $D2 = 0.3\%$, $Th/U = 0.71$), 328 ± 4 ($D1 = 0.9\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 0.90$), 360 ± 3 ($D1 = -0.6\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 0.67$) млн лет. Эти три части аналитической записи различаются и по величине Th/U . На оптическом изображении зерна в скрещенных николях отчетливо видно внутреннее ядро и его оболочка (рис. 11з, “Ядро” и “Кайма-1”), а также два игольчатых включения (рис. 11з, “И”) и как минимум два округлых включения. Ядро и округлые включения видны и на изображениях в параллельных николях (рис. 11ж). На изображениях этого зерна отчетливо видна удлинённая особенность

(она показана пунктирной линией на рис. 11е и 11ж), прослеженная практически через все зерно по специфическому зелено-оранжевому узору на изображении в параллельных николях (рис. 11ж, 11з; “ш” — шлифовка) и выделяемая белесым фоном в скрещенных николях. Похожие детали иногда видны и на изображениях других зерен (рис. 8, изображения 11, 44 и 62; рис. 9, изображение 24). Мы интерпретируем их как игру света (интерференцию), создаваемую сочетанием поверхности шлифовки зерна и граней кристалла. Однако на CL-изображении (рис. 11е) видна только кристаллографическая зональность зерна и не просматриваются никакие особенности его внутреннего строения, видимые в оптических изображениях. Поэтому мы интерпретируем все особенности зерна, видимые на его оптических изображениях, как глубинные, присущие внутренним (не выходящим на поверхность полировки) частям этого зерна. В кратер лазерной абляции могло попасть только очень малое количество материала из ядра зерна, а основной объем выжженного материала определенно принадлежал другим его частям. Поэтому мы интерпретируем три возраста 290 ± 3 , 328 ± 4 и 360 ± 3 млн лет, полученные по трем фрагментам аналитической записи dZr a11, как возрасты трех последовательных оболочек — Каймы-3, Каймы-2 и Каймы-1 соответственно, а возраст ядра, по-видимому, древнее 360 млн лет.

Для двух зерен получено по два возрастных значения. То, что эти значения соответствуют ядрам и каймам, подтверждают изображения зерен циркона (рис. 8, изображения 14 и 64), а также различия Th–U отношений.

Анализ a46(ABC-6): ядро 323 ± 3 ($D1 = -0.9\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 0.48$) и оболочка 273 ± 2 ($D1 = -0.4\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 0.66$) млн лет.

Анализ a3(ABC-7): ядро 220 ± 2 ($D1 = 6.8\%$, $D2 = 0.5\%$, $Th/U = 0.31$) и оболочка 214 ± 2 ($D1 = -0.5\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 1.25$) млн лет. В данном случае возрасты ядра и оболочки различаются незначительно, но Th/U отношения очень существенно.

Всего для пробы K20-114 получено 133 кондиционные датировки. Максимальный (наиболее древний) полученный возраст 2631 ± 10 млн лет ($D1 = 0.0\%$, $D2 = 0.0\%$), минимальный (наиболее молодой) — 199 ± 2 млн лет ($D1 = 1.0\%$, $D2 = 0.0\%$).

ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ Th И U И АНАЛИЗ ВЕЛИЧИН Th/U В ПРОАНАЛИЗИРОВАННЫХ ЗЕРНАХ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

В dZr из песчаников ченкской толщи зафиксированы содержания Th от 17.4 до 1119.0 мкг/г и U от 13.2 до 2329.5 мкг/г; при этом величины Th/U

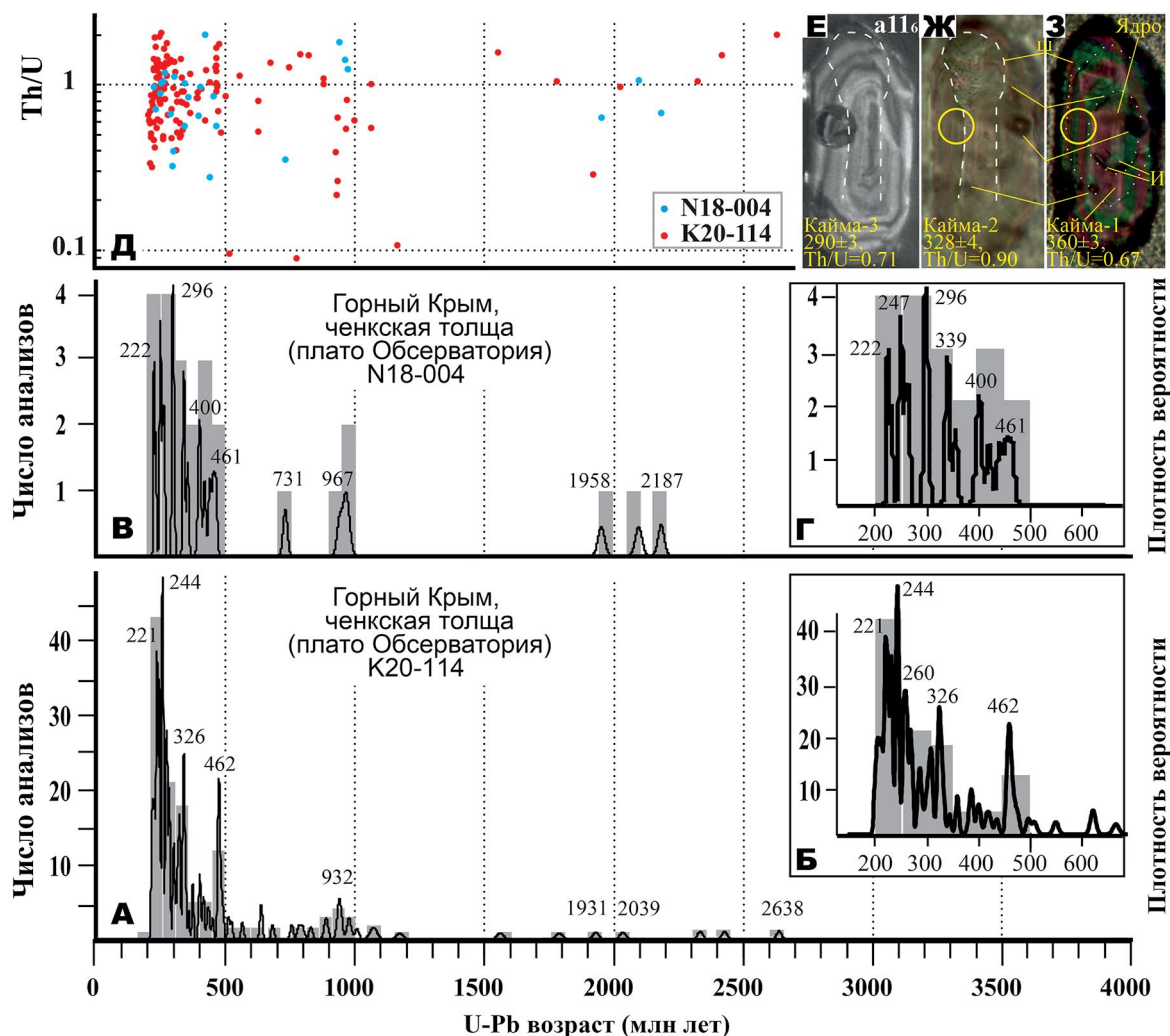


Рис. 11. Гистограммы и кривые плотности вероятности U–Pb возрастов (а–г) и распределение Th/U отношений (д) для изученных зерен детритового циркона из песчаников ченкской толщи, пробы K20-114 (а, б) и N18-004 (в, г). В виде врезок (б, г) показаны увеличенные фрагменты графиков (а, в) для интервалов 200–600 млн лет. На рис. 11е, 11ж, 11з показаны оптические и CL-изображения зерна циркона со сложным внутренним строением. Пояснения см. в тексте.

варьируют в диапазоне от 0.09 до 2.78 (рис. 10в). Для более чем половины проанализированных dZr (57.4%) зафиксированы величины Th/U в пределах 0.1–1.0 (причем преимущественно в пределах 0.5–1.0), которые принято считать статистически присущими магматогенному циркону из кремнекислых и средних пород (Hoskin, Schaltegger, 2003; Kirkland et al., 2015; Rubatto, 2017). Одновременно присутствует существенное количество dZr (42.6%) с более высокими отношениями Th и U, попадающими в интервал от 1.0 до 2.0 и даже (в редких случаях) превышающими 2.0. Такие значения часто фиксируют в цирконе из меланократовых (мафических) пород (Kaczmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011) и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений (Wanless et al., 2011). Шесть анализов показали

значения Th/U около 0.1 или ниже. Такие низкие значения Th/U считают статистически свойственными метаморфогенным кристаллам циркона. Так, в работе (Skublov et al., 2012) показано, что циркону из эклогитов часто присущи пониженные (<0.1) величины Th/U и пониженные абсолютные содержания Th (3 мкг/г и ниже) и U (100 мкг/г и ниже), а также некоторые другие особенности содержания РЗЭ. При этом нельзя не отметить, что пониженные (<0.1) величины Th/U редко, но фиксируют в цирконе из магматических пород, например в очень редких (“экзотических”) породных комплексах ультранизкотемпературных гранитоидов (Harrison et al., 2007).

Зафиксированная нами в песчаниках ченкской толщи высокая доля зерен с повышенными (>1) величинами Th/U (рис. 12) может означать, что среди первичных источников dZr из песчаников

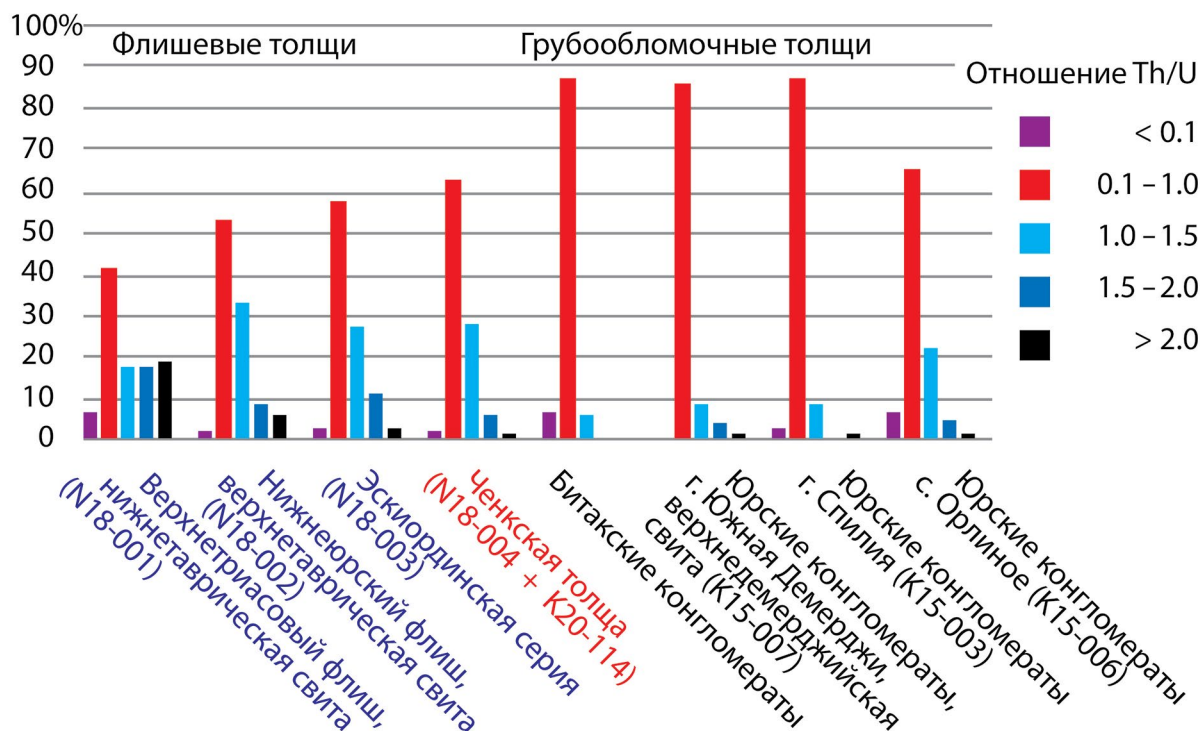


Рис. 12. Гистограммы, иллюстрирующие распределение величин Th/U в зернах детритового циркона из песчаников ченкской толщи и из обломочных пород некоторых других изученных на сегодняшний день верхнетриасовых–нижнеюрских флишевых и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма.

ченкской толщи были широко представлены меланократовые (мафические) породы и/или метаморфические породы высоких температур, низких и средних давлений.

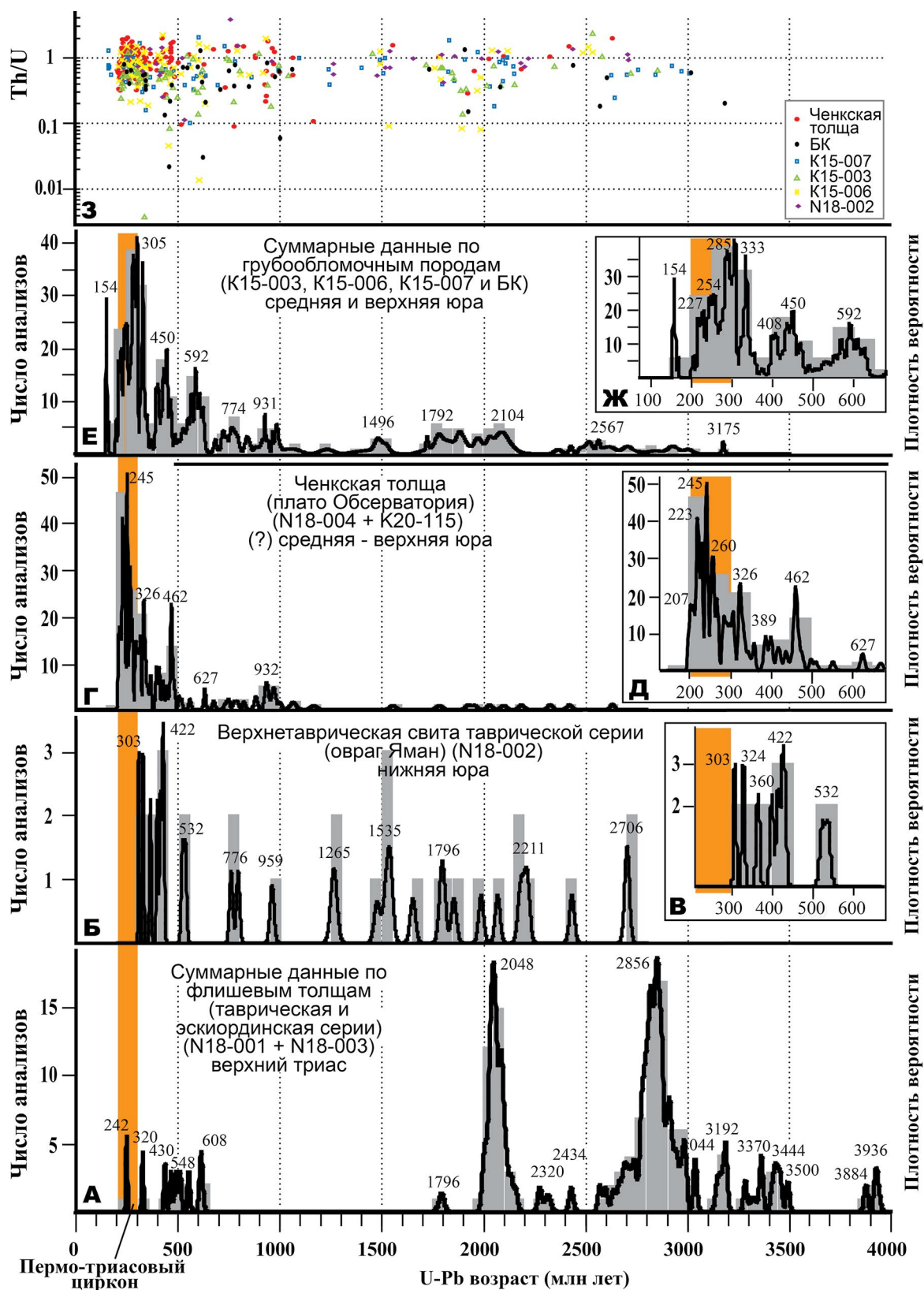
Каких-либо очевидных закономерностей между U–Pb возрастом dZr из песчаников ченкской толщи и величинами Th/U для этих зерен (рис. 11д) не обнаружено.

ПРОВЕНАНС-СИГНАЛ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ

Сравнение полученных наборов возрастов dZr из песчаников ченкской толщи для проб N18-004 и K20-114 показывает, что эти наборы очень схожи в общем (рис. 11), а также в некоторых деталях: фактически совпали пиковые значения 221 и 222, 244 и 247, а также 462 и 461 млн лет. Применение теста Колмогорова–Смирнова (Guynn, Gehrels, 2010) с вероятностью 95% подтверждает визуальное сходство количественно (полученные параметры теста Колмогорова–Смирнова $P = 0.247$ при пороговом значении 0.05) и позволяет утверждать, что наборы статистически неразличимы. Нет видимых отличий и по содержаниям Th и U (рис. 10в, 11д). Все это дает основания использовать суммарные данные по пробам N18-004 и K20-114 для статистических характеристик ченкской толщи.

Всего по этим двум пробам было получено 159 кондиционных датировок (26 для пробы N18-004 и 133 для пробы K20-114), которые использованы для построения суммарной гистограммы и КПВ (рис. 13г, 13д). В полученном таким образом суммарном наборе датировок dZr доминирует группа (более 60%) с возрастными, плотно сконцентрированными в промежутке от 200 до 400 млн лет (каменноугольно-триасовый возрастной интервал). Датировки этой группы формируют на КПВ очень яркие сближенные пики 207, 223, 245 и 260 млн лет и отдельный (несколько обособленный) пик 326 млн лет. Вне каменноугольно-триасового возрастного интервала выявлено только 3 пика — один яркий 462 млн лет и два второстепенных 627 и 932 млн лет. Остальные датировки рассеяны по временной шкале и не образуют каких-либо групп. Не выявлено видимых закономерностей в распределении величин Th/U в проанализированных зернах циркона в зависимости от их возраста (красные точки на рис. 13з). Здесь следует заметить, что подобных различий на диаграмме соотношения Th/U и U–Pb возраста циркона не выявлено не только для изученных dZr из песчаников ченкской толщи, но и для dZr из пород юрских грубообломочных толщ Горного Крыма (рис. 13з).

Анализ монтажа изображений (отсортированных в порядке от более молодых к более древним) dZr с каменноугольно-триасовыми возрастными



из песчаников ченкской толщи (рис. 8) не выявил каких-либо очевидных групп dZr со схожим обилием или другими особенностями. Можно

отметить только, что среди dZr с возрастом моложе 220 млн лет не зафиксировано dZr с повышенными Th—U отношениями.

Рис. 13. Гистограммы и кривые плотности вероятности U–Pb возрастов (а–ж) и распределение Th–U отношений (з) для изученных зерен детритового циркона из песчаников верхнетриасовых флишевых толщ (а), нижнеюрских флишевых толщ (б), ченкской толщи (г) и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ (е). В виде врезок (в, д, ж) показаны увеличенные фрагменты графиков (б, г, е соответственно) для интервалов 200–600 млн лет. Данные для БК (битакские конгломераты), K15-007, K15-006 и K15-003 взяты из (Романюк и др., 2020); N18-004 и K20-114 – настоящая работа; N18-001, N18-003 – из Никишин и др., 2020; N18-002 – из Кузнецов и др., 2022а.

В пробе N18-04 выявлены специфические dZr красноватой окраски (рис. 7, изображения 13–18; рис. 8, изображение 71). Окраску зернам придают либо крупные “древние” ядра красного цвета (рис. 7, изображения 14, 15 и 18), либо крупные включения красного цвета (рис. 7, изображения 13, 16 и 17; рис. 8, изображение 71). Определения в этих зернах возрастов для двух ядер дали сильно дискордантные значения, при этом полученные результаты свидетельствуют о древнем (как минимум древнее неопротерозоя) возрасте красных ядер (рис. 7 и 10, анализы № 7 и 16). Попытки определить возрасты двух кайм (рис. 7, 10; анализы № 10 и 11) дали сильно дискордантные неинтерпретируемые значения. При этом в анализе № 42 для оболочки был получен кондиционный возраст 294 млн лет, а в анализах № 18 и 49 были получены значения, которые, хотя и не удовлетворяют критериям кондиционных датировок, все же позволяют дать приблизительную оценку возраста формирования кайм – около 300 млн лет (№ 18) и 225 млн лет (№ 49). Таким образом, можно утверждать, что специфический красноватый циркон из какого-то источника заведомо древнее неопротерозоя был вовлечен в разрушение и переработку с обрастанием этих зерен каймами около рубежей 225 и 300 млн лет.

Отметим также, что все dZr из песчаников ченкской толщи с полученными кондиционными датировками старше неопротерозоя после своего возникновения определенно испытали последующие изменения. Так, в структуре зерна, для которого получен возраст 1062 ± 14 млн лет (рис. 9, изображение 1), выделено ядро и две каймы – внутренняя и внешняя. Возраст получен для внутренней каймы. В зерне, показанном на рис. 9 (изображение 2), кратер прободоотбора захватил и ядро, и кайму, тем не менее анализ показал приемлемые параметры дискордантности: 1163 ± 14 млн лет ($D1 = 5.5\%$, $D2 = 1.9\%$). Это может означать, скорее всего, что возрасты ядра и каймы не сильно различаются. Во всех зернах, для которых определены более древние возрасты (рис. 9, изображения 3–12), за исключением двух (изображения 6 и 8), датировки получены по ядрам кристаллов (зерен). Два исключения – это небольшие умеренно окатанные неправильной формы зерна, которые представляют собой небольшие фрагменты крупных кристаллов. По изображениям этих зерен составить даже приблизительное представление о структуре полного кристалла невозможно. Однако сильно изменчивый аналитический сигнал для этих двух анализов, полученный во время U–Pb датирования,

определенно свидетельствует об изотопной неоднородности изученного материала. Конкордантное значение возраста удалось получить только по заключительной части аналитической записи.

Таким образом, в ченкской толще не выявлено dZr древнее неопротерозоя, которые бы попали в ченкские песчаники, не испытав вторичных преобразований. Это означает, что в песчаники ченкской толщи зерна циркона из кристаллических комплексов с возрастом древнее неопротерозоя попадали не напрямую (dZr первого цикла седиментации), а только в результате рециклинга. Следовательно, маловероятно, что в строении питающих провинций, продукты эрозии которых попадали в ченкскую толщу напрямую (без рециклинга), участвовали кристаллические комплексы древнее неопротерозоя.

Сложное строение изученных dZr из песчаников ченкской толщи, наличие в зернах многочисленных инородных включений, многослойных кайм вокруг древних цирконовых ядер, большая доля сильно дискордантных датировок – это все свидетельства многоэтапной эволюции изученных dZr, иногда их неоднократного участия в гидротермально-метаморфическо-магматических процессах. Некоторые dZr сохранили отчетливые свидетельства даже 3 этапов изменений. Например, в зерне, показанном на рис. 11е–11з, идентифицированы ядро и три каймы. Возраст по крайней мере некоторых из этих событий, судя по приблизительному возрасту формирования кайм красноватых зерен dZr, составляет около 225 и 300 млн лет. А для анализов № 110 и № 111 в пробе N18-04 по оценке, основанной на нижнем пересечении дискордии и конкордии около 200 млн лет, эти события происходили во временном интервале пермь–триас. При этом в переработку были вовлечены зерна циркона как с палеозойскими (11е–11з), так и с более молодыми (вплоть до триасовых) возрастaми, т.е. зерна с возрастом чуть древнее возраста переработки (рис. 8, изображение 14).

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ПЕРВИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ СНОСА И ВЕРОЯТНЫЕ ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ

Полученный набор возрастов dZr из песчаников ченкской толщи свидетельствует о том, что доминирующими первичными источниками обломочного материала, аккумулированного в виде этих

песчаников, были кристаллические комплексы с возрастом 200–355 млн лет (каменноугольно-триасовый возрастной интервал), а второстепенными — кристаллические комплексы с возрастом 400–500 млн лет (раннепалеозойский возрастной интервал). Остальные первичные источники материала можно характеризовать как примесные — резко подчиненные.

Первичными источниками небольших количеств древних **мезопротерозойских, палеопротерозойских и архейских dZr** могли быть кристаллические комплексы как фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП), так и древних фрагментов Пери-Гондванских террейнов. При этом наиболее вероятно, что эти зерна попали в ченкскую толщу не напрямую, а за счет неоднократного рециклирования.

Потенциальными первичными источниками единичных dZr с **ранненеопротерозойскими** (900–1000 млн лет) и **средненеопротерозойскими возрастами** (700–720 млн лет) также могли быть очень разные по происхождению и географической локации комплексы. Например, это могли быть комплексы из очень удаленного от Крыма региона, расположенного на севере западного обрамления ВЕП, — из Свеко-Норвежской области. По оценкам (Bogdanova et al., 2008; Andersen et al., 2009), в строении этой области участвуют кристаллические образования, верхний возрастной предел которых — средний неопротерозой. Удаленность Свеко-Норвежской области от современного региона Крыма допускает попадание эрозионного материала из этой области в ченкские песчаники только за счет очень длительной транспортировки речными системами и многократного рециклирования. Потенциальными первичными источниками dZr с ранне- и средненеопротерозойскими возрастами могли быть также кристаллические комплексы, участвующие в строении северной части Африки и Аравии. Известно, что в современной структуре этот макро-регион (иногда его именуют Арабо-Нубийский щит) представляет собой коллаж ранне- и средненеопротерозойских островных дуг, сформированных в Мозамбикском океане, скученных в криогении, а затем аккретированных в эдиакарии к Сахарскому кратону, что сформировало северную периферию Гондваны — Пери-Гондванскую окраину (Avigad et al., 2016 и ссылки в этой работе). В последующем (в палеозое и мезозое) части этой окраины Гондваны были отторгнуты от нее, с образованием многочисленной группы так называемых Пери-Гондванских террейнов. Часть этих террейнов на рубеже палеозоя и мезозоя оказалась вовлечена в строение южного складчатого обрамления ВЕП, представляющего собой сейчас фундамент эпигерцинской Скифской плиты — молодой платформы (Кузнецов, Романюк, 2021).

Наличие во внутренней структуре dZr ядер и оболочек с разными возрастами, многочисленными разнообразными инородными включениями свидетельствует о многоэтапной эволюции изученных dZr, иногда об их неоднократном участии в гидротермально-метаморфическо-магматических событиях триас-каменноугольного возраста (см. раздел “Провенанс-сигнал ченкской толщи”). Геодинамическая эволюция Пери-Гондванских террейнов, участвующих в строении герцинского фундамента Скифской молодой платформы, включает тектономагматические события такого возраста, поэтому, по нашему мнению, комплексы Арабо-Нубийского щита — наиболее вероятный источник dZr с ранненеопротерозойскими (900–1000 млн лет) и средненеопротерозойскими возрастами (700–720 млн лет).

Первичными источниками **поздненеопротерозойских и раннепалеозойских dZr** в песчаниках ченкской толщи могли служить кристаллические комплексы Пери-Гондванских террейнов (кадомиды и авалониды), вовлеченных в строение герцинид южного обрамления ВЕП — в строение фундамента эпигерцинской Скифской плиты (молодой платформы) в результате аккреционно-коллизийных событий (Кузнецов, Романюк, 2021). Пик со значением 462 млн лет на КПВ возрастов dZr из песчаников ченкской толщи (рис. 13г), по-видимому, фиксирует одно из таких аккреционно-коллизийных событий.

Первичными источниками dZr с **каменноугольно-пермскими** возрастами, выявленных в песчаниках ченкской толщи, могли быть местные региональные и локальные источники. Магматические и метаморфические комплексы с каменноугольно-пермскими возрастами в большом количестве известны в Черноморско-Балканско-Анатолийско-Кавказском регионе (Sunal et al., 2008; Meinhold et al., 2010; Georgiev et al., 2012; Ustaomer et al., 2012, 2016; Kaygusuz et al., 2016; Peytcheva et al., 2018).

Однако первичные источники многочисленных **триасовых dZr**, зафиксированных в ченкской толще, не очевидны. В Причерноморье известны лишь редкие кристаллические комплексы с триасовыми возрастами (270–200 млн лет). Прежде всего, это массивы триасовых гранитоидных комплексов Северной Добруджи (Savu, 2012), а также триасовые дифференцированные вулканические серии восточного Предкавказья (Tikhomirov et al., 2004). Остальные известные проявления триасовой магматической активности — это либо очень редкие и малообъемные тела пород кремнекислого или среднего состава, либо тела, сложенные породами основного или ультраосновного состава, для которых циркон не является типичным минералом и не встречается в них в сколько-нибудь значимых количествах. Это, например, кварцевые долериты с возрастом 210 млн лет, установленные бурением

около поселка Северный в Степном Крыму (Спиридонов и др., 1990). В Понтидах распознаны реликты триасовых магматических комплексов, соотносимых с образованиями океанических островов, гор и плато (Genc, 2004; Sayit et al., 2010), а также голубые сланцы и эклогиты (Okay, Nikishin, 2015), являющиеся индикаторами гипотетической триасовой субдукционной зоны. Присутствие dZr триасового возраста характерно для уже изученных посттриасовых толщ Горного Крыма (Nikishin et al., 2015; Романюк и др., 2020) и других осадочных толщ Причерноморья, что поддерживает идею существования триасовой вулканической дуги в Черноморском регионе (Okay, Nikishin, 2015). Возможно, что объемные триасовые кристаллические комплексы, сформированные в этой гипотетической триасовой вулканической дуге, захоронены в настоящее время в Черноморской впадине. Однако пока подтверждения существования этой дуги другими методами нет.

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

К настоящему времени верхнетриасово-нижнеюрские флишевые и средне-верхнеюрские грубообломочные толщи киммерийского структурного комплекса Горного Крыма в достаточной степени охарактеризованы результатами изотопного U–Pb датирования dZr. Все эти материалы сведены на рис. 13.

В работе (Никишин и др., 2020) представлены результаты для двух проб, характеризующих песчаники из верхнетриасовых флишевых толщ: для нижнетаврической свиты (верхнетриасовая часть таврической серии, проба N18-001) и салгирской толщи (верхнетриасовая часть эскиординской серии, проба N18-003). Высокая степень сходства спектров распределений возрастов dZr из этих проб является основанием рассматривать суммарные данные по двум пробам (рис. 13а).

В работе (Кузнецов и др., 2022а) представлены результаты для пробы, характеризующей нижнеюрскую часть таврической серии, — для верхнетаврической свиты, проба N18-002 (рис. 13б, 13в).

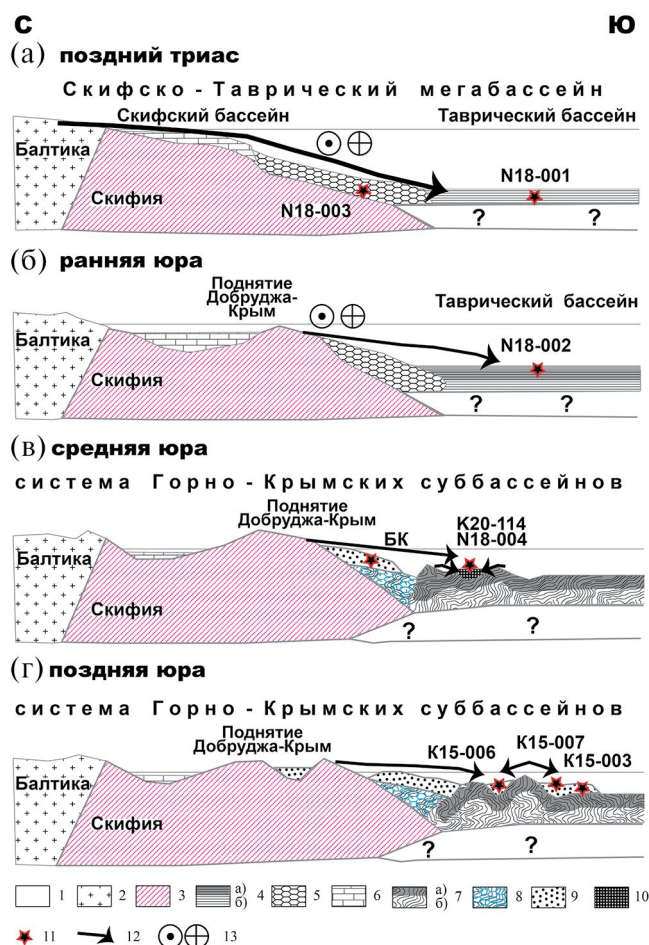
В работе (Романюк и др., 2020) обобщены результаты датирования dZr из песчаников средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ, распространенных в 4 локациях Горного Крыма (рис. 1). Высокая степень сходства возрастных характеристик основных популяций dZr в этих пробах является основанием рассматривать суммарные данные по этим четырём пробам (рис. 13е, 13ж).

Сопоставление провенанс-сигналов из толщ разного возраста, формационной принадлежности

и литологического состава, принимающих участие в строении киммерийского структурного комплекса Горного Крыма, показало их существенное различие. А это, очевидно, является отражением происходивших в позднем триасе—юре кардинальных изменений источников обломочного материала, слагающего песчаники из разрезов этих толщ.

В позднем триасе—юре осадочные бассейны, комплексы выполнения которых экспонированы в настоящее время в Горном Крыму, были расположены непосредственно на южной (здесь и далее современные координаты) континентальной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии (Балтийской части палеоконтинента Аркт-Лавразия). В позднем триасе здесь был расположен обширный Скифско-Таврический мегабассейн (рис. 14а). В его северной части, приближенной к южной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии, — в Скифском осадочном бассейне — шло накопление преимущественно мелководных отложений. Этот бассейн с юга был сочленен с Таврическим осадочным бассейном — глубоководной областью, в которой происходила флишевая седиментация. В обломочной компоненте флиша доминируют продукты разрушения кристаллических комплексов фундамента юго-западной (Сарматской) части ВЕП — аналогов кристаллических комплексов, обнаженных сейчас в пределах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Терригенный материал поступал в Таврический осадочный бассейн транзитом через Скифский осадочный бассейн. На временном рубеже, близком к границе позднего триаса и ранней юры, обломочный материал, снесенный с ВЕП, перестал поступать в Таврический осадочный бассейн, а начал поступать в него материал, первичным источником которого были кристаллические комплексы Гондваны, а также океанические комплексы океанов Рейк и Палео-Тетис (рис. 14б). Это означает, что в ранней юре на южной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии произошла кардинальная смена палеогеографической ситуации. Скифско-Таврический мегабассейн в том виде, в каком он был в позднем триасе, прекратил существование. В его северной части, т.е. в том месте, где в позднем триасе был расположен Скифский осадочный бассейн, возникло поднятие Добруджа-Крым. При этом в глубоководной части Скифско-Таврического мегабассейна (в Таврическом осадочном бассейне) существенных изменений обстановок седиментации не произошло. В ранней юре в Таврическом осадочном бассейне унаследованно продолжил развитие глубоководный бассейн с флишевой седиментацией.

На рубеже ранней и средней юры или в самом начале средней юры осадконакопление в Таврическом осадочном бассейне было завершено, а сформированные в нем верхнетриасовые и нижнеюрские толщи испытали деформации. Позднее,



в средней и поздней юре, на основании, в состав которого в том числе входили и дислоцированные комплексы Таврического осадочного бассейна, произошло заложение и развитие системы Горно-Крымских суббассейнов (рис. 14в, 14г). Обломочный материал, аккумулированный в средней юре в этих суббассейнах, имел в основном местное (региональное) происхождение, в средней–поздней юре появился новый источник сноса, поставивший в эти суббассейны dZr с пермско-триасовыми возрастами.

Таким образом, в поздне триасовое–юрское время на южной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии происходили существенные палеотектонические и палеогеографические перестройки (Okay, Nikishin, 2015), сопровождавшиеся кардинальными изменениями направлений седиментационных потоков, поставивших материал в осадочные бассейны, в которых шло накопление обломочных толщ, участвующих в настоящее время в сложении киммерийского структурного

Рис. 14. Концептуальная схема эволюции палеобассейнов, реликты выполнения которых экспонированы в настоящее время в Горном Крыму.

1 – вода; 2 – ВЕП (Балтика); 3 – Скифская платформа (Скифия) с герцинским фундаментом, в который имплантированы Пери-Гондванские (кадомские и авалонские) террейны; 4 – таврическая серия, подразделяемая на верхнетаврическую (а) и нижнетаврическую (б) свиты; 5 – эскиординская серия; 6 – терригенно-глинисто-карбонатные толщи; 7 – деформированные породы таврической серии: верхнетаврической (а) и нижнетаврической (б) свит; 8 – деформированные породы эскиординской серии; 9 – грубо-обломочные толщи; 10 – ченкская и подстилающая ее темир-чаирская толщи; 11 – места отбора проб и их номера на U–Pb датирование обломочного циркона; 12, 13 – седиментационные потоки: 12 – с прилегающих склонов, 13 – вдольбереговой разнос.

(а) Поздний триас. В обширном Скифско-Таврическом мегабассейне шло накопление: маломощных терригенно-глинисто-карбонатных толщ в приближенной к континенту мелководной части мегабассейна; эскиординской серии в обстановках континентального склона; нижнетаврической свиты таврической серии в обстановках нижней части континентального склона и континентального подножия. (б) Ранняя юра. Поднятие Добруджа-Крым отделило глубоководную часть Скифско-Таврического мегабассейна в отдельный Таврический бассейн, в котором образовалась верхнетаврическая свита. Поступление в этот бассейн эрозионных продуктов ВЕП стало невозможно. (в) Рубеж ранней и средней юры или самое начало средней юры. Накопленные в Таврическом осадочном бассейне верхнетриасовые и нижнеюрские толщи испытали деформации. Позднее, в средней и поздней юре, на основании, сложенном этими дислоцированными комплексами, произошло заложение одного из Горно-Крымских суббассейнов, в котором в средней юре накопились битакская и ченкская толщи (пробы N18-004 и K20-114). (г) Поздняя юра. Накопление грубообломочных средне- и верхнеюрских толщ в системе Горно-Крымских суббассейнов, провенанс-сигнал которых представлен пробами K15-003, K15-006 и K15-007.

комплекса Горного Крыма (Кузнецов и др., 2022а). В поздне триасовое время в этих седиментационных потоках доминировали продукты разрушения древнего кристаллического фундамента юго-западной части ВЕП, поставлявшие палеопротерозойские и архейские dZr. Кроме того, происходило минимальное добавление местного и удаленного материала, содержащего dZr мезозойского, палеозойского и эдиакарского возрастов (Никишин и др., 2020), в том числе, по-видимому, и за счет вдольберегового разноса. В ранней юре седиментационные потоки стали приносить обломочный материал, содержащий преимущественно dZr с мезопротерозойскими и нетипичными для ВЕП позднепротерозойскими (кадомско-авалонскими) возрастными, а также dZr с триас-каменноугольными возрастными метаморфического и/или метасоматического преобразования. Первичными источниками таких зерен были кристаллические комплексы, сформированные в пределах северных периферических частей Гондваны (Пери-Гондванские террейны),

а также комплексы периокеанических зон океанов Реик и Палео-Тетис, участвующие в настоящее время в структуре герцинского фундамента Скифской и Мизийской плит, Большого Кавказа, Балкан и Анатолийского п-ова (Окау, Ториз, 2016). В средней и поздней юре в седиментационных потоках, поставивших материал, аккумулярованный в грубообломочных и, реже, флишеидных и песчано-глинистых толщах Горного Крыма, стал преобладать местный материал, представленный dZr неопротерозойского, палеозойского и раннемезозойского возраста. Таким образом, накопленные данные об изменениях характера распределения возрастов dZr в песчаниках из разрезов толщ, слагающих киммерийский структурный комплекс Горного Крыма, статистически надежно фиксируют увеличение роли местного материала в породах из толщ стратиграфического интервала от верхнего триаса к верхней юре. Более того, в средней и поздней юре появился новый источник, служивший поставщиком зерен циркона пермско-триасового возраста (~300–200 млн лет), которые не зафиксированы в обломочных породах из более ранних толщ.

Вторичными источниками всех dZr могли быть осадочные породы, в которые dZr попали либо напрямую за счет разрушения первичных источников (циркон первого цикла седиментации), либо за счет рециклинга из более древних осадочных толщ.

Сопоставление провенанс-сигнала ченкской толщи (рис. 14г, 14д) с провенанс-сигналом флишевых толщ таврической и эскиординской серий (рис. 14а–14в) показывает, что эти сигналы кардинально различаются. Так, в песчаниках ченкской толщи dZr с архейскими и протерозойскими возрастными представлены минимально, а доминируют пермо-триасовые dZr (зафиксировано более 100 зерен с такими возрастными), тогда как в песчаниках из всех проб, отобранных из флишевых толщ, встречено всего только одно зерно с возрастом 242 млн лет, а архейские и палеопротерозойские dZr доминируют. При этом пермо-триасовые dZr в значительных количествах присутствуют в песчаниках из средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма (рис. 14е, 14ж). Таким образом, по источникам сноса песчаники ченкской толщи имеют сильное сходство с песчанистыми породами из средне-верхнеюрских грубообломочных толщ, но кардинально отличны от песчаников из верхнетриасовых и нижнеюрских флишевых толщ киммерид Горного Крыма. На этом основании можно заключить, что ченкская толща была сформирована не в Таврическом бассейне, а в одном из Горно-Крымских суббассейнов, и ее возраст не древнее средней юры. Это означает, что ченкскую толщу следует рассматривать либо как обособленную самую верхнюю часть верхнетааврической свиты, либо как

самостоятельное стратиграфическое подразделение, надстраивающее верхнетааврическую свиту.

Наш вывод о среднеюрском возрасте ченкской толщи соответствует результатам изучения зерен циркона методом фишен-трек, изложенным в работе (Соловьев, Рогов, 2010). В этой работе, в частности, показано, что фишен-трековые оценки возраста остывания до температуры ~200°C единичных магматогенных зерен циркона из ченкской толщи образуют частотный максимум со значением около рубежа средней и поздней юры (178.9±9.1 млн лет). Эту возрастную оценку условно можно интерпретировать как нижнее ограничение времени формирования ченкской толщи.

Сопоставление гистограмм распределений величин Th/U в изученных на сегодняшний день dZr из песчаников верхнетриасовых–нижнеюрских флишевых пород и средне-верхнеюрских грубообломочных пород Горного Крыма (рис. 12) показывает, что для песчаников из флишевых толщ характерна относительно пониженная доля dZr со значениями Th/U в интервале 0.1–1.0 (которые типичны для магматогенного циркона из кремнекислых и средних гранитоидных пород) и более высокое количество dZr с Th/U > 1.5 (которые типичны для магматогенного циркона из мафических пород), по сравнению с песчаниками из юрских грубообломочных толщ. Для песчаников ченкской толщи получены промежуточные параметры распределения значений Th/U в изученных зернах циркона. Это согласуется с высказанным выше предположением о том, что ченкская толща в стратиграфическом сводном разрезе киммерид Горного Крыма занимает положение между верхнетриасово–нижнеюрскими флишевыми и средне-верхнеюрскими грубообломочными толщами (рис. 2).

Наши данные в целом поддерживают и дополняют новыми деталями интерпретацию стратиграфической позиции ченкской толщи, впервые предложенную в работе (Тевелев и др., 2012). Прежде всего, наши данные и основанные на них выводы соответствуют изложенным в работе (Тевелев и др., 2012) представлениям о батско-келловейском возрасте ченкской толщи, т.е. о том, что ее возраст не моложе среднеюрского.

Далее, в работе (Тевелев и др., 2012) аргументировано аллохтонное залегание ченкской толщи по отношению к верхнетааврической свите и ее формирование в дистальной части эстуария крупной реки. В этой связи можно отметить, что в работах (Барабошкин, Пискунов, 2010; Пискунов и др., 2012; Рудько, 2014) было показано, что верхнедемерджийская свита, распространенная на западном склоне г. Южная Демерджи, была сформирована в обстановке дельты гильбертова типа, которая устанавливается в тех местах впадения горных рек в осадочные бассейны, где происходят быстрые знакопеременные тектонические движения

(Postma, 1990; Breda et al., 2007; Longhitano, 2008). Возраст верхнедемерджийской свиты по результатам датирования 5 самых молодых dZr из нее (проба K15-007 взята из песчаников верхнедемерджийской свиты) определен как конец киммериджа—титон (Рудько и др., 2018, 2019), а провенанс-сигнал верхнедемерджийской свиты схож с провенанс-сигналами трех других изученных грубообломочных толщ Горного Крыма (Романюк и др., 2020).

Если развить идею, представленную в работе (Тевелев и др., 2012), и принять в расчет наши новые данные, то можно предположить, что ченкская свита была сформирована в одном из Горно-Крымских суббассейнов (рис. 14в). Река поставляла в этот бассейн обломочный материал, содержащий dZr с широким спектром возрастов, включая преобладающие пермо-триасовые. А локальные источники, расположенные в бортах суббассейна (скорее всего, это были небольшие реликты структур, сложенных древними осадочными толщами), поставляли dZr с повышенными величинами Th—U отношений. При этом ченкская толща представляет собой самые нижние преимущественно песчаные слои дельтовых накоплений, сформированных тогда, когда в самых низовьях реки, приносившей обломочный материал, из которого сложены эти песчаники, еще не было активных тектонических движений, а устье этой реки еще не приобрело черты дельты гильбертова типа. В конце средней юры и в поздней юре, когда такие движения стали происходить, началась трансформация устья реки в дельту гильбертова типа. Выше ченкской толщи могли быть сформированы слои, сложенные грубообломочными образованиями, аналогичными конгломератам верхнедемерджийской свиты, слагающим одноименную гору в районе Алушты, гору Спилія в районе Балаклавы и т.п. Таким образом, выше ченкских песчаников могли быть отложены грубообломочные образования, аналогичные средне- и верхнеюрским грубообломочным толщам, провенанс-сигнал которых представлен пробами БК, K15-003, K15-006 и K15-007 (рис. 14г). При этом в стратотипической местности ченкской толщи эти надченкские грубообломочные толщи попали в разрыв при образовании Качинского поднятия и в современной структуре киммерид Горного Крыма не сохранились.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье представлены результаты U—Pb изотопного датирования dZr из песчаников ченкской толщи и выполнено сопоставление ее провенанс-сигнала с таковыми, полученными по другим объектам киммерид Горного Крыма. Вместе с другими геологическими данными это позволило сделать следующие выводы.

(1) В ченкской толще не зафиксировано dZr с возрастными древнее неопротерозоя, которые бы попали в ченкскую толщу, не испытав вторичного преобразования. Это означает, что в песчаники ченкской толщи циркон из кристаллических комплексов с возрастом древнее неопротерозоя попал не напрямую, а только в результате рециклинга. Следовательно, маловероятно, что в питающей провинции для ченкской толщи были древние кристаллические комплексы, продукты эрозии которых могли попасть в ченкскую толщу напрямую (зерна циркона первого цикла седиментации).

(2) Сложное строение dZr, многочисленные инородные включения, наличие многослойным кайм вокруг древних цирконовых ядер, большая доля сильнодискордантных датировок для изученных dZr и другие характеристики циркона из песчаников ченкской толщи — это все свидетельства многоэтапной эволюции изученных dZr, иногда их неоднократного участия в гидротермально-метаморфическо-магматических событиях. По крайней мере некоторые из этих событий происходили во временном интервале пермь—триас. При этом в переработку были вовлечены как древние архейские и протерозойские dZr, так и более молодые, с возрастом вплоть до триаса, т.е. чуть древнее возраста переработок.

(3) Питающие провинции, продуктами эрозии которых сложены песчаники ченкской толщи, а также песчаники верхнетриасовых и нижнеюрских флишевых толщ таврической и эскиординской серий, существенно различаются.

(4) Присутствие в песчаниках ченкской толщи значительного числа пермско-триасовых зерен циркона — это аргумент в пользу среднеюрского или даже более молодого возраста ченкской толщи.

(5) По особенностям провенанс-сигнала ченкскую толщу следует трактовать не как элемент внутреннего строения сводного разреза таврической серии, а либо как самостоятельное стратиграфическое подразделение (предпочтительнее), либо как обособленную самую верхнюю часть верхнетаврической свиты.

(6) Сопоставление гистограмм, иллюстрирующих распределения величин Th—U отношений в dZr из песчаников изученных на сегодняшний день верхнетриасовых—нижнеюрских флишевых и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма, показывает, что для песчаников из флишевых толщ характерна относительно пониженная доля dZr со значениями Th/U в интервале 0.1–1.0 и более высокое количество dZr со значениями Th/U > 1.5, по сравнению с песчаниками из юрских грубообломочных толщ. Для ченкской толщи получены промежуточные параметры распределения величин Th/U, что согласуется с ее положением в сводном стратиграфическом разрезе киммерид Горного Крыма

между верхнетриасовыми–нижнеюрскими флишевыми и средне-верхнеюрскими грубообломочными толщами.

(7) Нижнее ограничение возраста ченкской толщи средней юрой ставит под сомнение ее корреляции с рядом литологически схожих толщ Юго-Западного Крыма, возраст которых на основе фаунистических находок принят как раннеюрский.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с планами исследований по теме гранта РНФ (№ 23-27-00409).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулла Д. Структура Качинского антиклинория (Горный Крым) // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр. 1968. № 18. С. 40–50.

Аркадьев В.В., Федорова А.А. Новые данные о возрасте таврической серии в бассейне р. Бодрак (юго-западный Крым) // Труды Крымской Академии наук. Симферополь: ИТ “Ариал”, 2018. С. 43–49.

Барабошкин Е.Ю., Пискунов В.К. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пакхал-Кая (Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 1. С. 17–25.

Бархатов Б.П. О соотношении между таврической и эскиординской свитами Горного Крыма // Вестн. Ленингр. ун-та. 1955. № 7. С. 123–135.

Васильева Л.Б. О стратиграфическом расчленении таврической формации Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. XXVII (5). С. 53–79.

Геология шельфа СССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Отв. ред. Тесленко Ю.В. Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.

Кликушин В.Г. О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 71–79.

Королев В.А. Первая находка ископаемого растения в отложениях таврической серии (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1988. № 2. С. 81–82.

Короновский Н.В., Милеев В.С. О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1974. № 1. С. 80–87.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40. <https://doi.org/10.31857/S0016853X2104010X>.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Никишин А.М., Страшко А.В., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М., Новикова А.С., Московский Д.В. Источники сноса верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма

по результатам U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022а. Т. 30. № 4. С. 52–75. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22040056>.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С. Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U–Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах) // Записки Горного института. 2022б. Т. 255. С. 435–447. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.37>.

Логвиненко Н.В., Карпова Т.В., Шапошников Д.П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков: Изд-во Харьковского ун-та, 1961. 400 с.

Мазарович О.А., Милеев В.С. (Ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.

Милеев В.С., Вишневский Л.Е., Фролов Д.К. Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 5–79.

Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 17–21.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.

Моисеев А.С. О Бешуйском каменноугольном месторождении в Крыму // Материалы по общей и прикладной геологии. Серия работ по углю. Вып. 100. Л.: Геологический комитет, 1929. С. 1–40.

Моисеев А.С. О фауне и флоре триасовых отложений долины р. Салгир в Крыму // Изв. Всесоюзн. геолого-разведочного объединения. 1932. LI. Вып. 39. С. 1–14.

Моисеев А.С. Новые данные о верхнем триасе Северного Кавказа и Крымской АССР // Докл. АН СССР. 1939. Т. 23. № 8. С. 816–817.

Муратов М.В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран // Тектоника СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 2. 510 с.

Муратов М.В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.

Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. Ч. 2. 110 с.

Никишин А.М. Крым. Практика по полевым методам геологических исследований (дистанционная). М.: КДУ, Добросвет, 2020. 1064 с.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копачев Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма

- (учебное пособие по Крымской практике). М.: Изд-во МГУ, 2006. 60 с.
- Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р., Худoley А.К., Рубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 20–27.
- Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–32.
- Панов Д.И. Стратиграфия триасовых и ниже-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 3. С. 13–25.
- Панов Д.И. Ченкская свита (нижняя юра) юго-западного Крыма: проблемы стратиграфического положения и возраста // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 4. С. 31–41.
- Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В., Илькевич Д.Г. Новые данные по геологии триасовых и нижеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1978. № 1. С. 47–55.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижеюрских отложений Горного Крыма // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Сборник докладов III Международной конференции “Крым-2001”. Крым, Гурзуф, 17–21 сентября 2001 г. Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. С. 127–134.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 2. С. 21–31.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Косоруков В.Л., Камзолкин В.А., Пикулик Е.А., Шиханов С.Е. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас–лейас) Качинского поднятия Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. № 5. С. 52–73.
- Панов Д.И., Панченко И.В., Косоруков В.Л. Нижнетаврическая свита (верхний триас) на Качинском поднятии Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 2. С. 13–21.
- Пискунов В.К., Рудько С.В., Барабошкин Е.Ю. Строе и условия формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 5. С. 7–23.
- Романов Л.Ф., Тесленко Ю.В., Яновская Г.Г. Ааленские органические остатки из угленосных отложений Бешуйских копей в Крыму (биофациальный аспект) // Биостратиграфия, палеонтология осадочного чехла Украины. Киев: Наукова думка, 1987. С. 86–90.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изотопно-геохронологического изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. № 3. С. 453–473.
- Рудько С.В. Литология проградационных структур в верхнеюрских–нижнемеловых отложениях Горного Крыма. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2014. 235 с.
- Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. Строе и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // Докл. АН. 2018. Т. 483. № 3. С. 306–309.
- Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019536-61>.
- Славин В.И. Геологическое развитие Крыма в мезозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 6. С. 24–37.
- Славин В.И., Чернов В.Г. Геологическое строение битакской свиты (тоар–средняя юра) в Крыму // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 7. С. 24–33.
- Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–133.
- Соловьев А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 74–82.
- Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 40–48.
- Тевелев А.В., Коварская В.Е., Татаринова Д.С. Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 14–24.
- Фиколина Л.А., Белецкий С.В., Белокрыс О.А., Деренюк Д.Н., Краснорудская С.И., Обшарская Н.Н., Король Б.И., Ивакин М.Н., Шевчук Н.В., Дяченко Л.Н., Аверина В.Н., Пересадыко И.Н., Пупышева В.Г., Севастьянова В.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000. Третье поколение. Сер. Скифская. Лист L-36 – Симферополь. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 979 с.
- Шванов В.Н. Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геология и география. 1966. Вып. 1. № 6. С. 153–156.

- Юдин В.В. Симферопольский меланж // Докл. АН. 1993. Т. 333. № 2. С. 250–252.
- Юдин В.В., Зайцев Б.А. Проблема эскиординской свиты в Крыму // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. Отв. ред. Захаров В.А. Ред. Рогов М.А., Щепетова Е.В., Ипполитов А.П. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 262–276.
- Andersen T., Graham S., Sylvester A.G. The geochemistry, Lu–Hf isotope systematics, and petrogenesis of Late Mesoproterozoic A-type granites in south-western Fennoscandia // Can. Mineral. 2009. V. 47. P. 1399–1422.
- Avigad D., Abbo A., Gerdes A. Origin of the Eastern Mediterranean: Neotethys rifting along a cryptic Cadomian suture with Afro-Arabia // Geol. Soc. Am. Bull. 2016. V. 128. № 7–8. P. 1286–1296.
- Breda A., Mellere D., Massari F. Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy) // Sediment. Geol. 2007. V. 200. P. 31–55. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.02.008>.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. № 1–2. P. 23–45.
- Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 18. P. A158.
- Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, Chapter 2. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Blackwell Publishing Ltd., 2012. P. 47–62.
- Genc S.C. A Triassic large igneous province in the Pontides, northern Turkey: geochemical data for its tectonic setting // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 22. P. 503–516.
- Georgiev S., von Quadt A., Heinrich C.A., Peytcheva I., Marchev P. Time evolution of a rifted continental arc: integrated ID-TIMS and LA-ICP-MS study of magmatic zircons from the Eastern Srednogorie, Bulgaria // Lithos. 2012. V. 154. P. 53–67.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Can. Short Course. 2008. V. 40. P. 308–311.
- Guynn J., Gehrels G.E. Comparison of detrital zircon age distributions in the K-S test. Tucson: University of Arizona, Arizona LaserChron Center, 2010. 16 p.
- Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.B. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // Geology. 2007. V. 35. № 7. P. 635–638. <https://doi.org/10.1130/G23505A.1>.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostandards Geoanalytical Res. 2016. V. 40. № 1. P. 311–332.
- Hoskin P.W., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. № 1. C. 27–62.
- International Chronostratigraphic Chart. Int. Commission on Stratigraphy. 2020 (<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.pdf>).
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 155. № 3. P. 295–312.
- Kaygusuz A., Arslan M., Sipahi F., Temizel I. U–Pb zircon chronology and petrogenesis of Carboniferous plutons in the northern part of the Eastern Pontides, NE Turkey: constraints for Paleozoic magmatism and geodynamic evolution // Gondwana Res. 2016. V. 39. P. 327–346.
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. № 212–215. P. 397–414.
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Int. J. Earth Sci. 2019. V. 108. № 7. P. 2407–2428.
- Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gärtner A., Sagawe A. Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions – A case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb–LA-ICP-MS detrital zircon ages // Lithos. 2011. V. 123. № 1–4. P. 188–203.
- Longhitano S.G. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy) // Sediment. Geol. 2008. V. 210. P. 87–110. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.07.004>
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2012. № 5. 75 p.
- Meinhold G., Kostopoulos D., Frei D., Himmerkus F., Reichmann T. U–Pb LA-SF-ICP-MS zircon geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece: palaeotectonic constraints for Gondwana-derived terranes in the Eastern Mediterranean // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2010. V. 99. № 4. P. 813–832.

- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubsova E.V.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2015. V. 428. P. 241–264.
- Okay A.I., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Int. Geol. Rev.* 2015. V. 57. № 5–8. P. 1051–1076. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Okay A., Topuz G.* Variscan orogeny in the Black Sea region // *int.j. earth sci.* 2016. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1395-z>.
- Peytcheva I., Tacheva E., von Quadt A., Nedialkov R.* U–Pb zircon and titanite ages and Sr–Nd–Hf isotope constraints on the timing and evolution of the Petrohan-Mezdrea pluton (Western Balkan Mts, Bulgaria) // *Geologica Balcanica*. 2018. V. 47. № 2. P. 25–46.
- Postma G.* Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis // *Coarse Grained Deltas*. Eds. Colella A., Prior D.B. Int. Assoc. Sedimentol. 1990. V. 10. Spec. Publ. P. 13–27. <https://doi.org/10.1002/9781444303858.CH2>.
- Rubatto D.* Zircon: the metamorphic mineral // *Rev. Mineral. Geochem.* 2017. V. 83. № 1. P. 261–295.
- Savu H.* The North Dobrogea granite province: petrology and origin of its rocks // *Rev. Roum. Géologie*. 2012. V. 56. № 1–2. P. 3–15.
- Sayit K., Goncuoglu M.C., Furman T.* Petrological reconstruction of Triassic seamounts/oceanic islands within the Palaeotethys: geochemical implications from the Karakaya subduction/accretion Complex, Northern Turkey // *Lithos*. 2010. V. 119. P. 501–511.
- Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G.* General relations in the trace-element composition of zircons from eclogites with implications for the age of eclogites in the Belomorian mobile belt // *Petrology*. 2012. V. 20. № 5. P. 427–449.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.* Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
- Sunal G., Satir M., Natal'in B., Toraman E.* Paleotectonic position of the Strandja Massif and surrounding continental blocks based on zircon Pb–Pb age studies // *Int. Geol. Rev.* 2008. V. 50. P. 519–545.
- Tikhomirov P.L., Chalot-Prat F., Nazarevich B.P.* Triassic volcanism in the Eastern Fore-Caucasus: evolution and geodynamic interpretation // *Tectonophysics*. 2004. V. 381. P. 119–142.
- Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F.* Ion Probe U–Pb dating of the Central Sakarya basement: a peri-Gondwana terrane intruded by late Lower Carboniferous subduction/collision related granitic rocks // *Turkish J. Earth Sci. Black Sea Spec. Iss.* 2012. V. 21. P. 905–932.
- Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F., Gerdes A.* Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey // *Int. J. Earth Sci.* 2016. V. 105. P. 7–38.
- Vermeesch P.* On the visualisation of detrital age distributions // *Chem. Geol.* 2012. V. 312–313. P. 190–194.
- Vermeesch P.* IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 1479–1493.
- Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I., Wallace P.J., Grimes C.B., Klein E.M.* Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers // *Chem. Geol.* 2011. V. 287. № 1–2. P. 54–65.
- Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli R., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.F.* Further characterization of the 91500 zircon crystal // *Geostandards Geoanalytical Res.* 2004. V. 28. P. 9–39.
- Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N., Zong C.-L., Gunther D., Fontaine G.H., Liu X.-M., Diwu C.-R.* Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // *Chem. Geol.* 2008. V. 247. P. 100–118.

Рецензенты В.В. Аркадьев,
В.П. Ковач, А.Б. Котов

The First Results of U–Th–Pb Isotopic Dating of Detrital Zircons from the Chenka Sandstones – a Contribution to the Stratigraphy of the Cimmerides of the Mountainous Crimea

**N. B. Kuznetsov^{a, #}, A. V. Strashko^a, T. V. Romanyuk^b, A. M. Nikishin^c,
D. V. Moskovsky^c, A. S. Novikova^a, A. S. Dubenskiy^{a, d},
K. G. Erofeeva^a, and V. S. Sheshukov^a**

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, Russia*

^d*Lomonosov Moscow State University, Chemical Faculty, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: kouznikbor@mail.ru*

The first results of U–Th–Pb isotope dating of detrital zircons (dZr) from the Chenka sandstones of the Cimmerides of the Mountainous Crimea are presented. Carboniferous–Triassic dZr dominate among dZr from Chenka sandstones. Analysis of previously obtained sets of dZr ages from the different-age and lithology formations of Cimmerides of the Mountainous Crimea has revealed the certain regularities in the change in time of the provenance signal and, accordingly, of the sources, the erosion products of which compose the studied formations. A comparison of the obtained of U–Pb ages of dZr from Chenka sandstones with similar data for sandstones from the Upper Triassic–Jurassic formations has shown that the provenance signals of the Chenka sandstones and Upper Triassic–Lower Jurassic flysch strata are different, but the provenance signals of the Chenka sandstones and Middle–Upper Jurassic coarse clastic strata are similar. Detrital zircons from the Chenka sandstones are characterized by the parameters of the distribution of Th/U values intermediate between those from sandstones of flysch strata and from sandstones of coarse-grained strata. In general, the obtained isotope-geochronological and geochemical data and some features of the internal structure of dZr from the Chenka sandstones can be used as a strong argument in favor of interpretation of Chenka sandstones as an independent stratigraphic unit with an age not older than the Middle Jurassic. The similarity of the characteristics of dZr from sandstones of the Chenka sandstones with those of Middle–Upper Jurassic coarse clastic sequences casts doubt on the correlations of the Chenka sandstones with a number of lithologically similar units of the southwestern regions of the Mountainous Crimea, specified as Early Jurassic in age based on faunal finds.

Keywords: Black Sea region, Upper Triassic, Jurassic, paleogeography