

УДК 550.93:553.83

ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА: U/Pb LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЕ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА ИЗ СКВАЖИНЫ СЕВЕРНАЯ

© 2015 г. А. В. Соловьев^{1,6}, А. В. Зайончек^{1,2}, О. И. Супруненко², Х. Брекке³, Дж. И. Фалеиде⁴,
Д. В. Рожкова¹, А. И. Хисамутдинова¹, Н. М. Столбов², Дж. К. Хоуриган⁵

¹Геологический институт РАН

119017 Москва, Пыжьевский пер., 7; E-mail: fission-track@mail.ru

²Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
190 121 Санкт-Петербург, Английский проспект, 1

³Норвежский нефтяной директорат, Ставангер, Норвегия

⁴Университет Осло, Норвегия

⁵Университет Калифорнии, Санта-Круз, США

⁶ОАО "Росгеология"

117246 Москва, ул. Херсонская, 43, корп. 3

Поступила в редакцию 08.04.2013 г.

Проведен морфологический анализ и U/Pb LA-ICP-MS датирование обломочного циркона (400 определенных возраста) из 4 образцов керна триасовых отложений, вскрытых скважиной Северная (остров Грэм-Белл, архипелаг Земля Франца-Иосифа). Показано, что в источниках сноса преобладали высокоглиноземистые граниты. По данным U/Pb LA-ICP-MS датирования циркона, реконструирована эволюция источников сноса в северной части Баренцевоморского региона. Главным источником кластического материала для Северо-Баренцевоморского осадочного бассейна в среднем–позднем триасе являлись породы Уральского складчатого пояса. Терригенный материал, по-видимому, также поступал с Восточно-Европейского кратона (Балтика), тиманид, Таймыра и образованный Сибирского плюма. Основной снос происходил с юга, юго-востока. От начала среднего к концу позднего триаса влияние неопротерозойских источников систематически убывает, а каледонских возрастает.

DOI: 10.7868/S0024497X15020056

Архипелаг Земля Франца-Иосифа является одним из ключевых объектов для реконструкции истории триасового осадконакопления на севере Баренцевоморского региона (рис. 1). Эти исследования имеют как научное, так и прикладное значение в связи с наличием значительных запасов углеводородов в Баренцевом море. Реконструкция возраста и состава источников сноса обломочного материала для триасовых отложений Арктики является актуальной задачей, активно обсуждаемой в научной литературе в последнее десятилетие [Miller et al., 2006; Pease et al., 2007; Петров, 2010; Vue et al., 2011; Omma et al., 2012; Miller et al., 2013; Vue, Andersen, 2013]. Определение возраста единичных зерен прецизионными геохронологическими методами открывает новые возможности для изучения терригенных пород. Циркон – минерал, широко распространенный в обломочных породах и весьма устойчивый к выветриванию и разрушению. Для датирования отдельных обломочных зерен циркона применен U/Pb LA-ICP-MS метод [Gehrels, 2011; и др.]. Их морфология несет важную информацию об ис-

точниках сноса [Zircon, 2003], а типоморфизм [Purín, 1980; Velousova et al., 2006] позволяет определить физико-химические условия (температура, давление, агпаитность) образования размываемых комплексов. В данной работе проведено комплексное изучение возраста, типоморфизма и внутреннего строения зерен обломочного циркона для характеристики источников сноса и проведения региональных палеогеографических реконструкций.

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА

Изучению шельфа арктических морей в последнее время уделяется большое внимание. Мезозойские отложения в пределах Баренцевоморского региона изучены достаточно хорошо по материалам параметрического и морского бурения [Граumberг и др., 1985; Бро и др., 1989]. На суше триасовые отложения изучены на архипелаге Шпицберген [Пчелина, 1985; Mørk, 1999], на островах Медвежий и Надежды [Пчелина, 1985], на

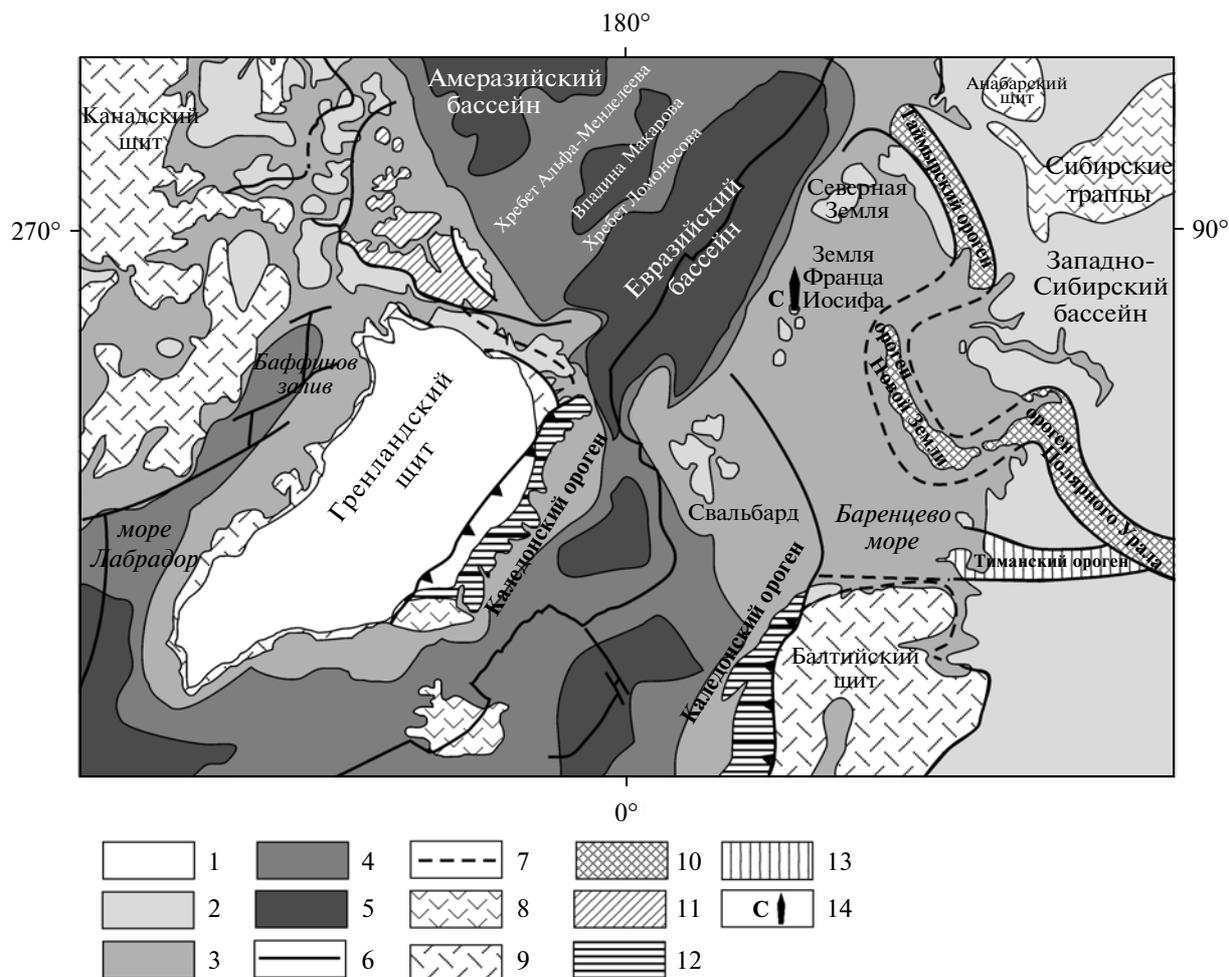


Рис. 1. Схема тектонического строения Западной Арктики [Omna et al., 2011].

1 – ледники Гренландии; 2 – суша; 3–5 – глубины моря, м: 3 – 0–400, 4 – 400–3500, 5 – >3500; 6 – тектонические границы; 7 – предполагаемые тектонические границы; 8 – поля базальтов и вулканические пояса (≤ 252 млн лет); 9 – докембрийские щиты; 10–13 – орогены: позднепалеозойский–раннемезозойский Герцинский (Уральский), 11 – раннепалеозойский Элсмирский, 12 – раннепалеозойский Каледонский, 13 – неопротерозойский–кембрийский Тиманский; 14 – расположение скважины Северная на острове Грэм-Белл, архипелаг Земля Франца-Иосифа.

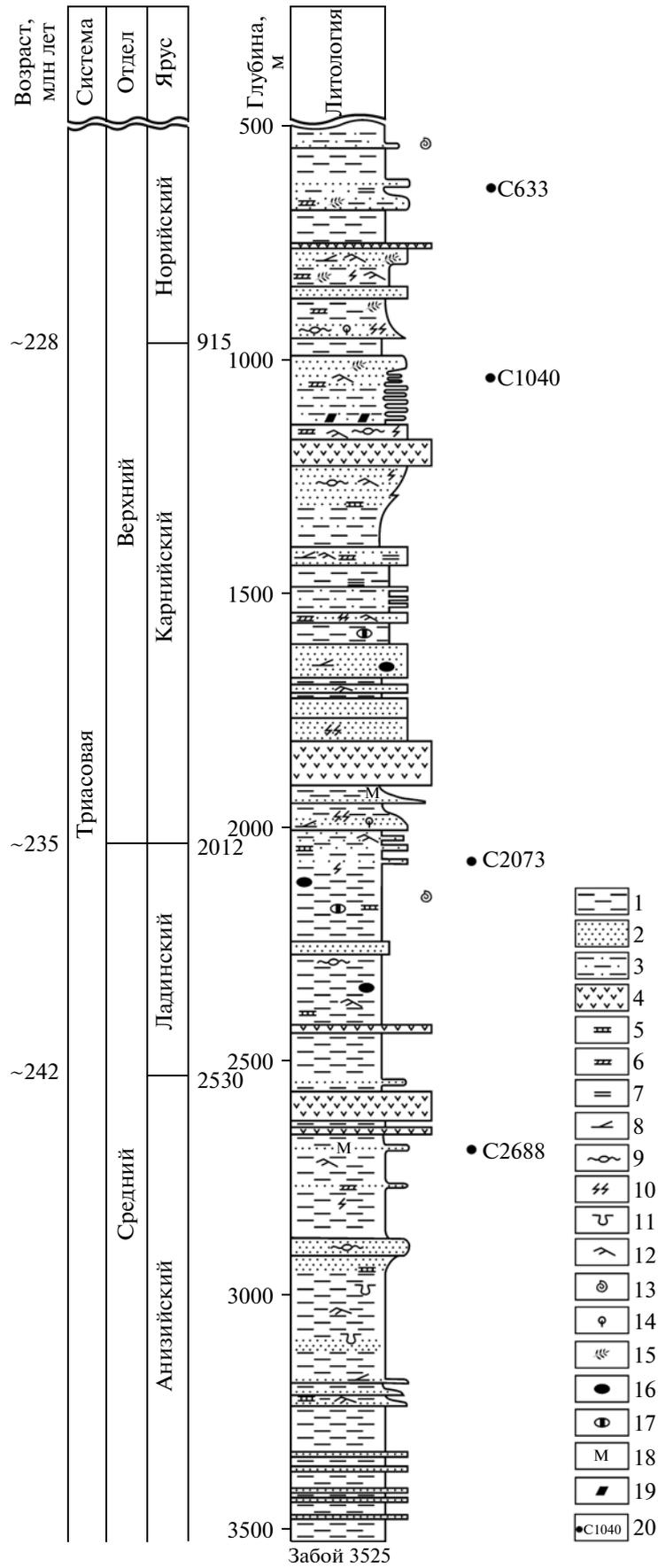
западе архипелага Новая Земля [Устрицкий, 1981], в скважинах параметрического бурения на архипелаге Земля Франца-Иосифа [Преображенская и др., 1985]. Триасовые отложения норвежской части Баренцева моря изучены по морским скважинам [Bugge, Fanavoll, 1995; Mørk, 1999]. Мощность триасовых отложений варьирует от 690 до более чем 3800 м [Басов и др., 2009]. В пределах Баренцевоморского региона триасовые отложения представлены терригенными разнофа-

циальными осадками с прослоями и конкрециями карбонатов.

В 70-е годы прошлого века на островах архипелага Земля Франца-Иосифа были пробурены три параметрические скважины – Нагурская, Северная и Хейса [Граммберг и др., 1985]. Северная скважина заложена на острове Грэм-Белл архипелага Земля Франца-Иосифа и достигла глубины 3523 м, но не вышла из отложений триасового возраста [Преображенская и др., 1985; Dyrvik et al., 1998].

Рис. 2. Фрагмент разреза скважины Северная, архипелаг Земля Франца-Иосифа [Преображенская и др., 1985; Dyrvik et al., 1998] с изменениями.

1–4 – породы: 1 – аргиллиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – изверженные; 5–6 – тип цемента: 5 – кальцитовый, 6 – доломитовый; 7–12 – текстуры пород: 7 – слоистая, 8 – перекрестно-косая, 9 – бугристо-перекрестная косая, 10 – следы биотурбации, 11 – текстура нагрузки, 12 – знаки ряби; 13 – фауна, 14 – растительный детрит, 15 – растительные останки; 16–17 – конкреции: 16 – пиритовые, 17 – сидеритовые; 18 – слюда; 19 – уголь; 20 – номера образцов, отобранных для анализа зерен обломочного циркона.



Скважиной Северная вскрыты породы верхнего и среднего триаса (см. рис. 1, 2). В верхнетриасовой толще выделены глинисто-алевритовые отложения норийского и рэтского ярусов и преимущественно песчано-алевритовые карнийского яруса с прослоями углистых пород и линзами каменных углей [Граumberг и др., 1985]. В среднетриасовой толще преобладают алеврито-глинистые разности ладинского и анизийского ярусов. Скважина вскрыла шесть интрузивных тел мощностью от 5 до 87 м (см. рис. 2). Изверженные породы представлены долеритами, микродолеритами, микропегматитовыми габбро и оливинowymi габбро-долеритами [Граumberг и др., 1985]. В разрезе скважины на различных стратиграфических уровнях присутствуют песчаники (см. рис. 2), что позволило отобрать образцы для анализа тяжелой фракции и детального исследования зерен обломочного циркона. Образцы зерна были взяты с разных глубинных и стратиграфических уровней (см. рис. 2).

Образец С2688 отобран с глубины 2688 м из песчаников, возраст которых определен как Т₂ (верхний анизий); образец С2073 (песчаник) – с глубины 2073 м из обломочных пород с возрастом Т₂ (верхний ладин); образец С1040 – с глубины 1040 м из псаммитов поздне-триасового возраста (Т₃ – верхний карний) [Преображенская и др., 1985, Dyrvik et al., 1998]; образец С633 (алевропесчаник) – с глубины 633 м, а возраст отложений принят как Т₃ (верхний норий).

Образцы представляют собой средне-крупнозернистые полимиктовые песчаники, по составу соответствующие полевошпат-кварцевым (обр. С2688) и кварц-полевошпатовым грауваккам (обр. С1040), состоят из кварца (30–40%), полевых шпатов (25–35%), обломков пород (15–40%), слюды (5%), органического вещества (5%) и аксессуарных минералов. Встречаются как хорошо окатанные зерна кварца, так и зерна неправильной формы, границы зерен корродированы. Преобладает монокристаллический кварц с прямым, реже волнистым угасанием, встречается поликристаллический кварц, он всегда плохо окатан, с волнистым и мозаичным угасанием. Полевые шпаты представлены плагиоклазом и микроклином. Форма кристаллов таблитчатая, реже изометричная. Встречаются сдвойникованные кристаллы и зерна с четко выраженной микроклиновой решеткой, а также редкие сростки полевых шпатов и кварца. Обломки горных пород представлены кварцитами с характерным микрокристаллическим обликом, вулканидами с фельзитовой структурой, фрагментами девитрифицированного вулканического стекла. Вулканиды и стекло нередко вторично изменены, по ним развит мелкочешуйчатый глинистый агрегат. Биотит и мусковит встречаются в виде слабоизогнутых,

вторично измененных листочков до 0.7 мм в длину. Часто они располагаются в межзерновом пространстве, огибая зерна кварца и полевых шпатов. Аксессуарные минералы представлены зернами циркона округлой и призматической формы. Цемент составляет от 10 до 20% площади шлифа и имеет смешанный состав. Карбонатный цемент замещения развит по плагиоклазам, глинисто-карбонатный цемент характерен для всего песчаника, отдельно встречается области цементирования матриксом, состоящим из мелких обломков плагиоклаза, кварца, глинистых минералов, карбоната и девитрифицированного вулканического стекла. Цемент поровый, контурный, распределен в породе пятнисто.

Тонкослоистый алевропесчаник (обр. С633) состоит из кварца (85%), полевых шпатов (7%), вторично измененных обломков пород (5%), мусковита (3%). Кварц представлен слабоокатанными, реже округлыми монокристаллическими зернами с прямым угасанием. В зернах практически отсутствуют газово-жидкие включения и трещины, поликристаллические кристаллы кварца не встречаются. Полевые шпаты на 95% состоят из таблитчатых несдвойникованных зерен плагиоклаза без вторичных изменений, микроклин редок. Слабдеформированные листочки мусковита с высокой интерференционной окраской и четкими трещинами спайности часто ориентированы параллельно слоистости. Аксессуарные минералы представлены редкими зернами циркона. Обломки пород, вероятно, являются вулканическими стеклами. Цемент слагает до 40% площади шлифа и представлен глинисто-карбонатным агрегатом, местами вторичным хлоритом, с неравномерным пятнистым распределением органического материала. Слоистость обусловлена неравномерным полосчатым распределением глинистого вещества. Цемент алевропесчаника смешанного типа: сплошной неравномерный, открытый поровый, местами базальный.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералы тяжелой фракции

Выделение минералов тяжелой фракции проводилось по стандартной методике в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН. Анализ минералов тяжелой фракции показал присутствие в пробах широкого спектра минералов (табл. 1, рис. 3). Минералы-индикаторы сиалических пород (циркон, апатит, рутил, турмалин), мафических (шпинель, ильменит, лейкоксен), минералы-космополиты (анатаз, брукит, гранат, монацит, магнетит, сульфиды, сфалерит, ставролит, амфибол, хлорит, слюда, карбонат, гидроксиды железа, биотит) были объединены в группы. Полученные данные не позволяют вы-

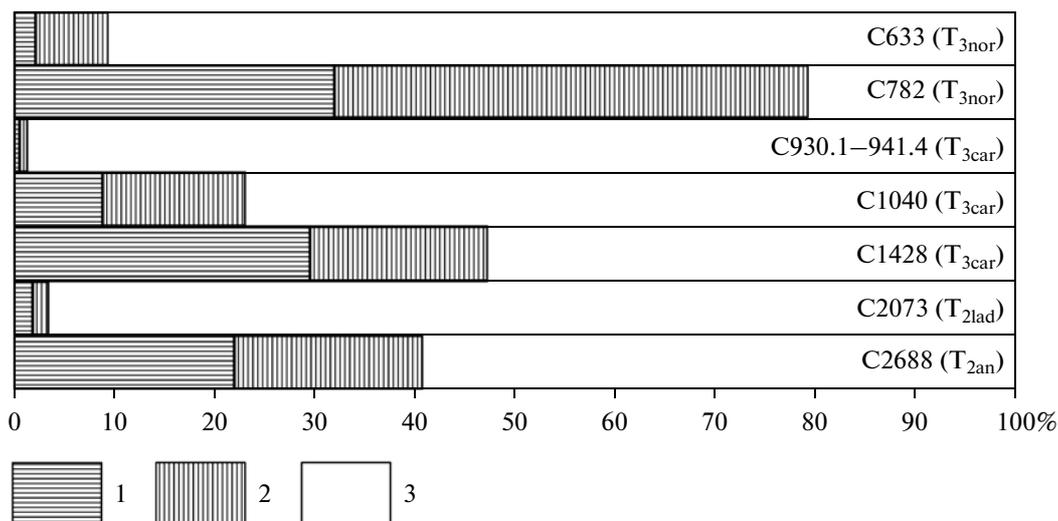


Рис. 3. Распределение минералов тяжелой фракции в песчаниках скважины Северная. Минералы-индикаторы источников сноса: 1 – сиалических пород (циркон, апатит, рутил, турмалин); 2 – мафических пород (шпинель, ильменит, лейкоксен); 3 – минералы-космополиты (анатаз, брукит, гранат, монацит, магнетит, сульфиды, сфалерит, ставролит, амфибол, хлорит, слюда, карбонат, гидроксиды железа, биотит).

явить четкого тренда или доминирования одного из источников сноса. Для образцов C782, C1428, C2688 характерно значительное количество минералов-индикаторов размыва пород кислого и основного состава, причем в равных соотношениях. В ряде образцов (C633, C930–941.4, C1040) большое количество вторичных минералов – сидерита (C633) и гидроксидов железа (C930–941.4, C1040), что указывает на значительное преобразование пород.

Морфология зерен обломочного циркона

Анализ и подсчет морфологических типов проводились только по идиоморфным зернам, содержание которых составляет 10–30% от всех зерен циркона. Подсчет проводился с использованием стереомикроскопа Meiji ZOOM серии RZ-B, позволяющего получать четкое изображение с высоким разрешением и без искажения при увеличении до 300X. Для удобства подсчета исходная классификация кристаллов циркона [Purín, 1980] модифицирована. В группы объединялись морфологические типы со сходным строением без учета коэффициента удлинения, каждая из объединенных групп носит название по левому верхнему морфологическому типу в классификации [Purín, 1980] (табл. 2, рис. 4).

В образце C2688 присутствует бесцветный, бледно-розовый, желтовато-розовый циркон. Часть зерен циркона имеют “оплавленные”, корродированные поверхности, большинство зерен с гладкими, блестящими гранями. В некоторых зернах отмечаются мелкие включения, которые при значительных скоплениях придают минералу

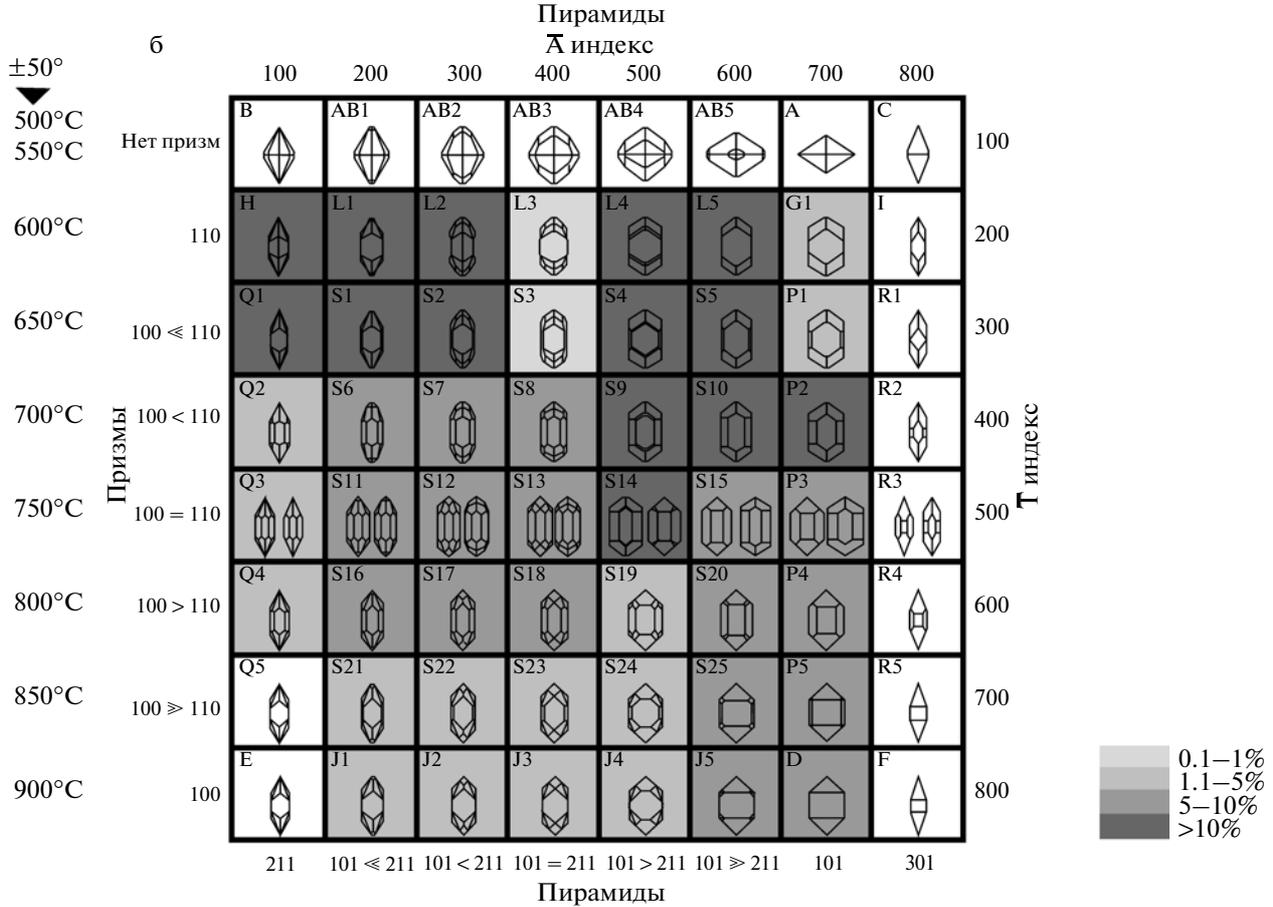
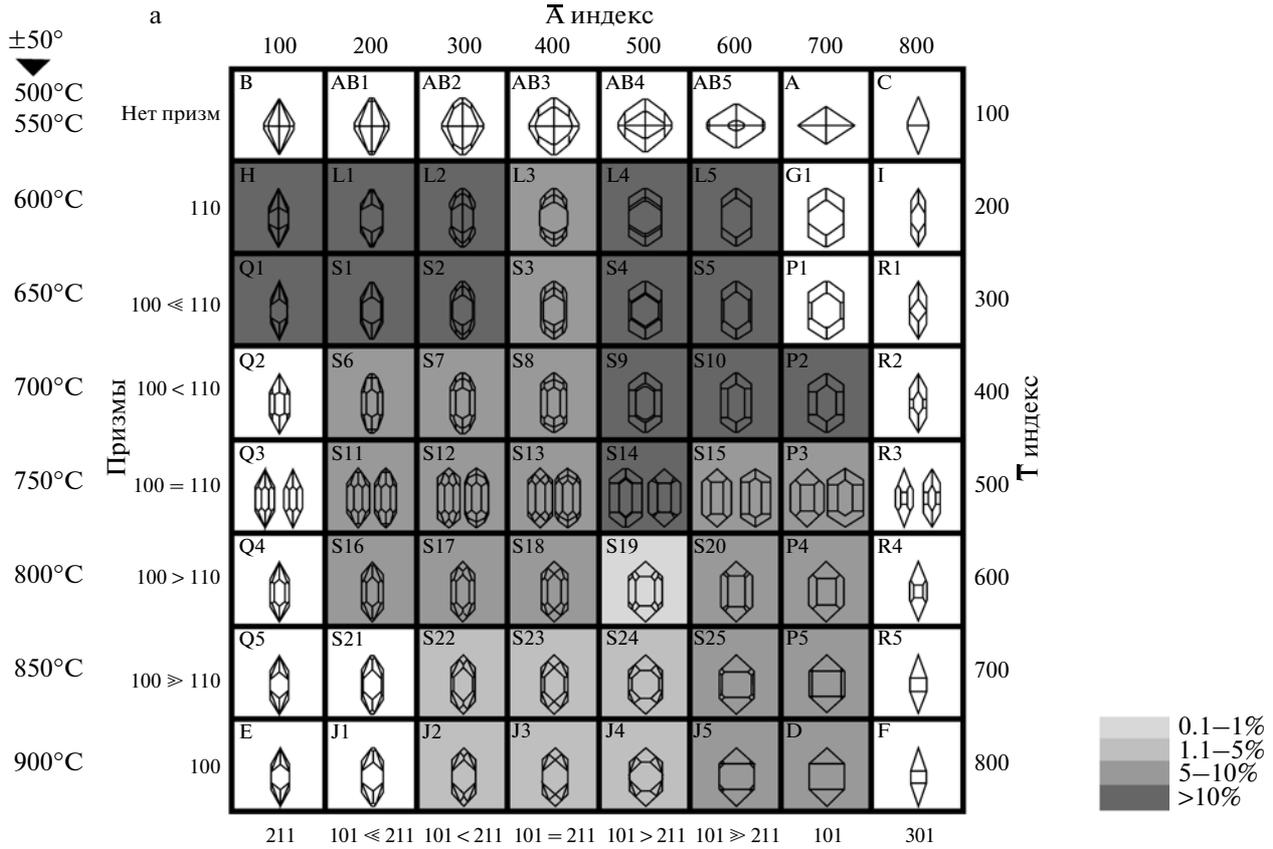
сероватый оттенок. В отдельных кристаллах наблюдаются вроски коричнево-черного игольчатого рутила (?). Идиоморфные частицы составляют 20–30% от всех зерен циркона (см. табл. 2, рис. 4а).

Образец C2073 содержит бесцветный, бледно-желтый, бледно-розовый циркон. Отмечаются зерна (2–3%) вулканического происхождения с коэффициентом удлинения 3–5, бесцветные, бледно-желтые, без видимых включений. Встречаются редкие прозрачные цирконы с ядрами неясных очертаний. Некоторые кристаллы содержат включения черного, иногда игольчатого минерала, вероятно, рутила. Количество идиоморфных зерен – 10–15% (см. табл. 2).

В образце C1040 содержание циркона весьма незначительно, поэтому подсчет производился по ограниченному числу зерен (см. табл. 2).

В образце C633 циркон прозрачный, преобладают зерна бледно-желтого, желтого и бледно-оранжевого цвета, встречаются бесцветные. В кристаллах циркона отмечаются точечные включения черного минерала. Идиоморфные зерна составляют 20–25% (см. табл. 2, рис. 4б).

В результате анализа кристалломорфологии установлено, что во всех пробах доминирует циркон морфологических типов H, L1, L4, S6, S7, S9, S15, S25. Согласно диаграмме [Belousova et al., 2006], циркон этих типов характерен для: H и L1 – высокоглиноземистых гранитов S-типа, L4 – гибридных монзонитов и щелочных гранитов, S6 и S7 – известково-щелочных гранитов, S9 – загрязненных субщелочных и щелочных гранитов, S15 – субщелочных и щелочных серий гранитов I-типа, S25 – щелочных гранитоидов I-типа и толеитовых гранитов. Проведенный анализ поз-



воляет утверждать, что источниками сноса циркона были гранитоиды различных типов. Во всех образцах резко преобладают идиоморфные кристаллы из высокоглиноземистых гранитов (Н и L1) – 32–42%.

U/Pb датирование циркона методом лазерной абляции (LA-ICP-MS)

Лаборатория лазерной абляции в университете Калифорнии (г. Санта-Круз, UCSC) оборудована ICP-MS спектрометром Element XR с высоким разрешением магнитного сектора и установкой лазерной абляции Photon Machines Analyte.H с эксимерным лазером с длиной волны 193 нм и камерой Helex-2. Испаренное вещество проходит по внутренней тefлоновой трубке диаметром 4 мм. Энергия вспышки лазера ATLEX – 4.5 мДж. Контроль плотности энергии обеспечивает калибруемый аттенуатор.

При подготовке лабораторной шашки зерна обломочного циркона наносились рядами на двустороннюю липкую ленту с помощью шаблона из пленки. В центре шашки устанавливались кристаллы стандартов SL2 (563 млн лет [Gehrels et al, 2008]) и Plesovice (337 млн лет [Slama et al., 2008]). Затем зерна помещались в кольцевой ограничитель и заливались эпоксидной смолой Struers Eporfix. Затвердевшая шашка обрезалась на токарном станке до нужного размера. Поверхность шашки с зернами циркона полировалась наждачной бумагой с зерном 1500, а затем полировальными пастами Struers с зерном 9 и 3 мкм на полировальной машине LaboPol. Катодолюминесцентные изображения получены в микроаналитическом центре Стенфордского университета (<http://shrimprg.stanford.edu/>) на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600 с катодолюминесцентным детектором.

Четыре первичных стандарта SL2 [Gehrels et al, 2008] и четыре вторичных Plesovice [Slama et al., 2008] измерялись в начале и в конце каждой сессии. Измерения первичного стандарта проводились после каждого пятого зерна с неизвестным возрастом, совместно с вторичным стандартом после каждого десятого зерна с неизвестным возрастом. Согласно протоколу измерений, 15 зерен циркона вторичного стандарта использовались для контроля качества и точности анализа для каждых 100 зерен циркона с неизвестным возрастом. Полученные данные обрабатывались в приложении Iolite для Igor Pro [Paton et al., 2010]. Принималось, что алгоритм экспоненциального

удаления трендов, основанный на фракционировании стандартов, является более надежным, чем обработка данных методами линейной регрессии, “ratio-of-means” или “mean-of-ratios”. В частности, отдавалось предпочтение методу удаления трендов, потому что неизвестные, демонстрирующие различный тип фракционирования стандартов, поддерживают временной тренд после коррекции, что приводит к более высокому стандартному отклонению, когда сигнал усредняется. Таким образом, оценка точности – это разница в поведении стандартов и зерен с неизвестным возрастом в результате абляции.

Синхронизация и воспроизводимое очищение системы на Helex-2 давали возможность автоматической интеграции, основанной на фиксированных промежутках времени без изменений для 90% типичных образцов. Области интеграции могут изменяться, если зерно “прожжено” лазером насквозь, что выражается в резком уменьшении сигнала во время работы лазера, или наблюдаемые пики ^{204}Pb намного превышают фоновые значения. Общий фон ^{204}Pb (Pb + Hg), как правило, составляет $\sim 300 \pm 10$ подсчетов в секунду. Исключая пики ^{204}Pb , связанные с зонами включений или высокого содержания U (высокая степень разрушения?), фоновые сигналы в среднем обычно меньше, чем установленный предел определения 3 стандартных отклонений. В этих случаях не применялась коррекция по ^{204}Pb , а вместо этого рассчитывался возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, скорректированный по ^{207}Pb .

Зерна обломочного циркона, выделенные из керны скважины Северная, датированы U/Pb LA-ICP-MS методом. Из каждого образца было датировано по 100 зерен. Построение графиков с конкордией [Wetherill, 1956] и Тера-Вассербурга [Tera, Wasserburg, 1972] проводилось с использованием программы ISOPLOT 3.0 [Ludwig, 2003] (рис. 5). Для анализа в расчет принимались только конкордантные зерна (рис. 5, 6). Возраст циркона во всех образцах распределен в широком возрастном диапазоне (см. рис. 6). Изученные песчаники содержат циркон мезозойского, палеозойского и докембрийского возраста в разных процентных соотношениях (см. рис. 6).

В песчанике (обр. C2688, верхний анизий) четко выделяются зерна циркона с возрастом 276.2 ± 1.4 млн лет ($\pm 2\sigma$, 7 зерен). В образце также присутствует циркон следующих возрастных интервалов – 280–300 млн лет, 320–360 с ярко выраженным пиком 343 млн лет, 590–790 с главным

←
Рис. 4. Морфологическая классификация кристаллов циркона [Pupin, 1980].

Показано содержание обломочного циркона различных морфологических типов в пробах песчаников: а – C2688, б – C633 (см. табл. 2). А индекс – отношение $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$ контролирует развитие цирконовых пирамид, Т индекс – температура влияет на развитие цирконовых призм.

Таблица 1. Анализ минералов тяжелой фракции из песчаников скважины Северная (архипелаг Земля Франца-Иосифа)

Номер образца*	Вес пробы (г)	Вес тяжелой фракции (мг)	Выход тяжелой фракции (%)	Содержание минералов (%) в тяжелой фракции																			
				Циркон	Апатит	Рутил	Анатаз	Брукит	Лейкоксен	Гранат	Монацит	Шпинель	Турмалин	Ильменит	Магнетит	Сульфиды	Сфалерит	Ставролит	Амфибол	Хлорит	Слюда	Карбонат	Гидроксиды железа
С633	830	10581.1	1.27	0.95	0.06	0.63	0.01	0.07	2.99	0.83	—	1.46	0.37	3.05	0.18	2.55	—	0.39	—	—	83.89	2.58	—
С782	1485	398.1	0.03	13.69	2.41	12.06	0.38	—	18.34	18.46	—	19.84	3.77	9.04	—	—	—	—	—	—	—	2.01	—
С930.1— 941.4	800	2051.0	0.26	0.22	0.26	0.10	0.01	0.02	0.75	0.02	—	0.07	0.05	—	—	0.01	—	—	—	—	—	98.49	—
С1040	670	1206.5	0.18	3.58	2.86	1.48	0.03	0.17	10.03	7.63	—	4.23	0.97	—	—	0.12	—	—	—	—	—	67.55	—
С1428	570	1012.5	0.18	8.26	13.73	5.37	0.86	—	13.04	5.19	—	4.59	2.04	—	—	—	—	—	—	—	—	0.28	—
С2073	1500	4988.3	0.33	0.33	0.72	0.46	0.01	—	1.35	0.35	—	0.25	0.37	—	—	3.75	0.04	—	—	—	—	4.01	—
С2688	550	1631.6	0.30	6.74	1.84	9.07	0.01	3.68	17.34	24.33	0.10	1.52	4.24	—	—	0.92	—	—	—	—	—	14.77	—

Примечание. * Номер образца соответствует глубине отбора пробы в скважине. Прочерк — минерал не обнаружен.

Таблица 2. Содержания цирконов различных морфологических типов [Purín, 1980] (%) в керне скважины Северная (архипелаг Земля Франца-Иосифа)

Номер образца*	Возраст	Морфологический тип																N
		H	L1	L3	L4	G1	I	Q2	S6	S7	S9	S15	S19	S21	S22	S24	S25	
C2688	T ₂ (верхний анизий)	12.7	24.1	5.4	11.3	0.0	0.0	0.0	5.4	6.7	12.7	9.4	0.7	0.0	1.3	2.9	7.4	149
C2073	T ₂ (верхний ладин)	9.4	22.6	2.2	2.9	0.0	1.4	3.6	7.3	8.0	9.4	8.7	0.0	1.4	4.3	2.9	15.9	138
C1040	T ₃ (верхний карний)	17.1	25.0	7.8	9.4	0.0	0.0	0.0	3.1	0.0	25.0	6.3	1.6	0.0	3.1	0.0	1.6	64
C633	T ₃ (верхний норий)	11.2	24.4	0.7	14.0	1.4	0.0	1.4	8.4	7.0	11.2	7.0	1.4	1.4	2.1	1.4	7.0	143

Примечание. * Номер образца соответствует глубине отбора пробы в скважине. N – количество подсчитанных зерен. Обозначения морфологических типов соответствуют объединенным полям: H = H + Q1, L1 = L1 + L2 + S1 + S2, L3 = L3 + S3, L4 = L4 + L5 + S4 + S5, G1 = G1 + P1, I = I + R1, Q2 = Q2 + Q3, S6 = S6 + S11, S7 = S7 + S8 + S12 + S13, S9 = S9 + S10 + S14, S15 = S15 + P3 + S20 + P4, S19 = S19, S21 = S21 + J1, S22 = S22 + S23 + J2 + J3, S24 = S24 + J4, S25 = S25 + P5 + J5 + D.

пиком 632 млн лет (см. рис. 6). В образце нет циркона древнее 800 млн лет.

В образце C2073 (верхний ладин) отмечено большое количество (48) дискордантных зерен. Конкордантный возраст циркона распределен в интервалах (млн лет): 240–250; 290–360; 440–690. Зерна циркона древнее 700 млн лет встречаются редко, отметим наличие незначительных пиков в 1424 и 1540 млн лет.

В песчанике (обр. C1040) присутствует циркон с возрастом 218.8 ± 6.4 млн лет ($\pm 2\sigma$, 3 зерна), который несколько отличается в сторону омоложения от возраста осадконакопления, определенно биостратиграфическими методами (T₃, верхний карний) [Преображенская и др., 1985, Duvík et al., 1998]. Это может являться поводом для пересмотра возраста данного стратиграфического интервала. Полученные данные позволяют предполагать синхронный осадконакоплению вулканизм (и/или магматизм) в обрамляющих структурах, который имел место в позднем триасе (норий). В образце присутствуют зерна циркона следующих возрастных интервалов: 220–245 с четко выраженным пиком 233 млн лет, 250–490 с пиками 259, 309, 345, 400, 460 млн лет (см. рис. 6). Циркон древнее 500 млн лет не образует статистически значимых пиков, за исключением пика 791 млн лет.

Образец C633 содержит значительное количество зерен циркона норийского возраста, по-видимому, близких к времени формирования песчаников. В распределении циркона выделяются интервалы: 220–235, 270–280, 310–315 млн лет, четко выражен пик 490–540 млн лет с максимумом 511 млн лет (см. рис. 6). Циркон древнее 600 млн лет не образует статистически значимых пиков, за исключением пика 1460–1530 млн лет.

Сопоставление возраста и морфологии циркона

Анализ морфологии зерен обломочного циркона был проведен также по изображениям, полученным при помощи катодолюминесцентного детектора, смонтированного на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600 (рис. 7). Четкой корреляции между морфологией кристаллов циркона и их возрастом не установлено. Так, например, преобладающие в пробах идиоморфные зерна, характерные для высокоглиноземистых гранитов (H и L1) [Belousova et al., 2006], имеют широкий возрастной диапазон (рис. 8).

ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В изученных образцах резко преобладают зерна циркона палеозойского и мезозойского возраста, в значительном количестве встречаются неопротерозойские, мезо- и палеопротерозойские присутствуют в незначительном количестве, архейские фактически отсутствуют.

В образцах из скважины Северной (архипелаг Земля Франца-Иосифа) содержится только 2 зерна архейского возраста (>2.5 млрд лет), значит источники сноса архейского возраста не играли никакой роли в накоплении триасовых отложений в данном регионе.

Циркон палео- и мезопротерозойского возраста (2.5–1.0 млрд лет) отсутствует в песчаниках анизийского возраста (обр. C2688). В заметном количестве (15%) он появляется только в ладинских отложениях (обр. C2073) (1.8–1.6 и 1.4–1.5 млрд лет). В карнии (обр. 1040) роль этих источников ослабевает (3%) и вновь возрастает в нории (обр. 633) (13%) (см. рис. 6). Источником сноса зерен циркона палео- и мезопротерозойского возраста, скорее всего, являлся Восточно-Европейский кратон (Балтика) [Patchett, Kuovo,

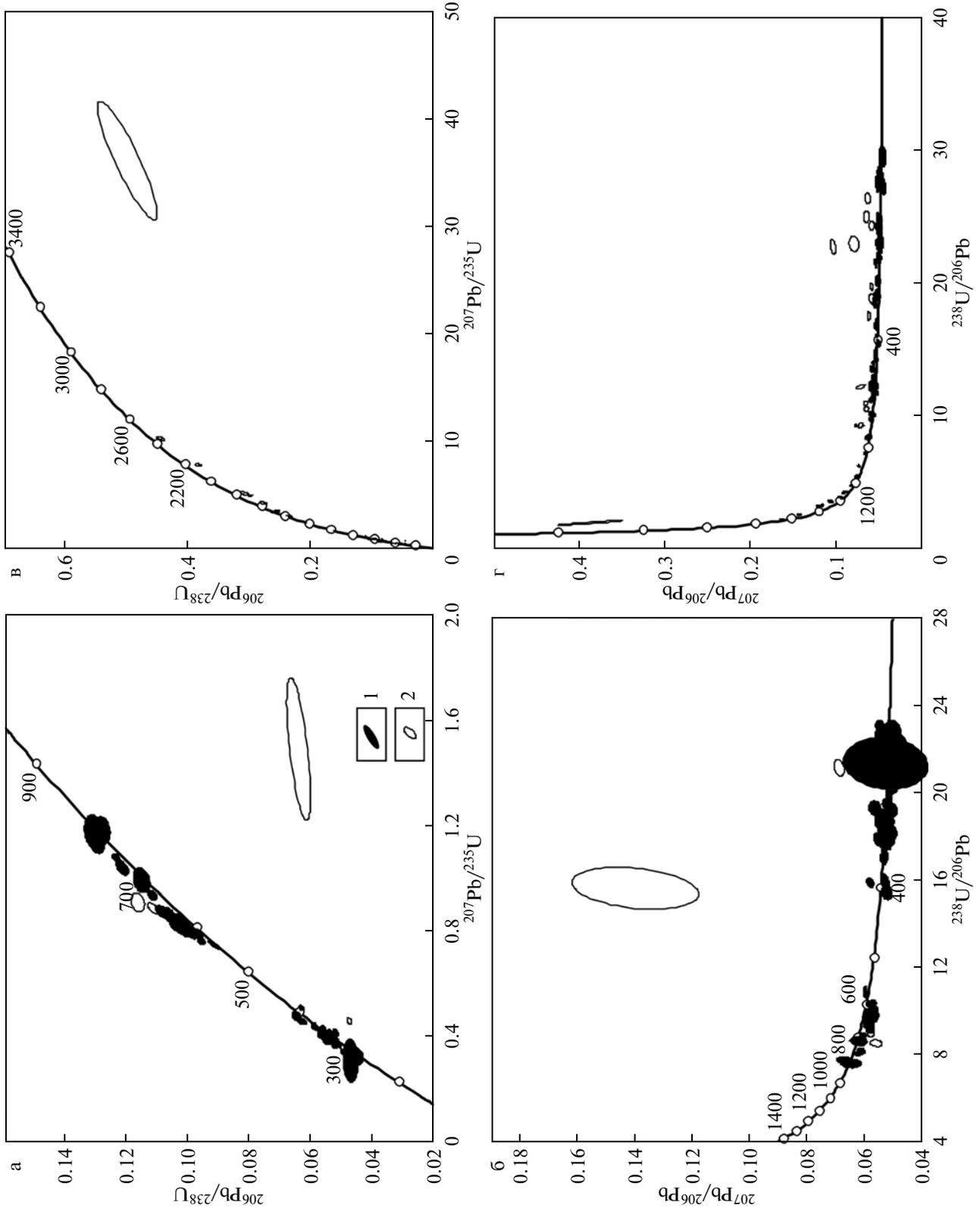


Рис. 5. Графики изотопных данных для образцов: С2688 (а – с конкордией, б – Тера-Вассербурга), С633 (в – с конкордией, г – Тера-Вассербурга). Размеры эллипсов отражают ошибку измерения отношений $\pm 2\sigma$. 1 – конкордантные определения, 2 – дискордантные.

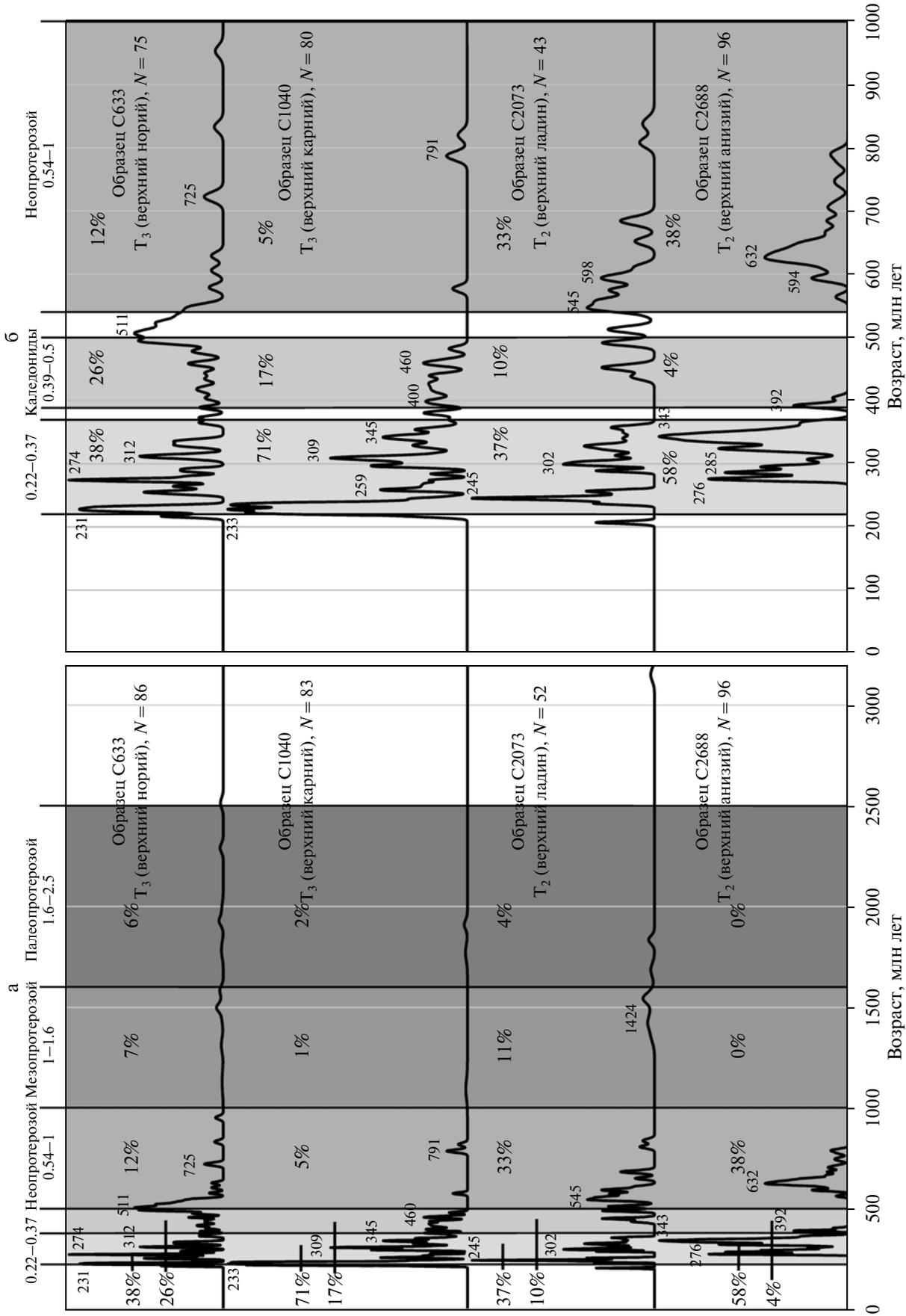


Рис. 6. Нормализованные графики плотности вероятности (частоты встречаемости) обломочного циркона в образцах из скважины Северная в координатах: а – 0–3200 млн лет, б – 0–1000 млн лет. N – количество датированных конкордантных зерен, проценты – количество датированных конкордантных зерен от общего числа датированных зерен.

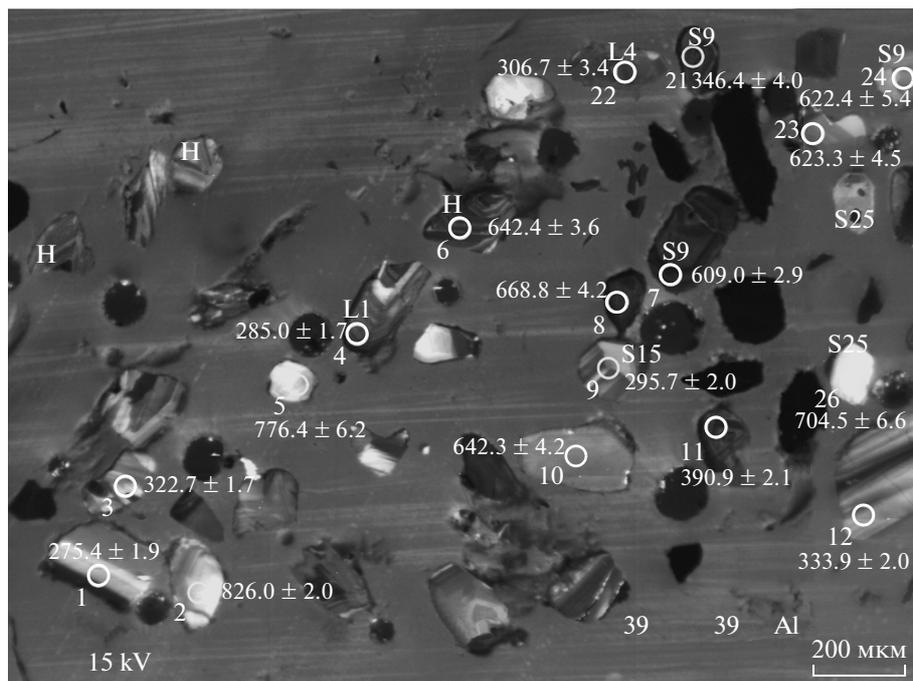


Рис. 7. Катодолуминесцентные изображения зерен обломочного циркона из пробы C2688. Кружками показаны точки определения возраста для конкордантных зерен, цифра — номер датированного зерна. Возраст приведен с ошибкой $\pm 1\sigma$. Морфологические типы кристаллов, по [Pupin, 1980].

1986; Bogdanova et al., 2008; Bingen, Soll, 2009], хотя циркон этого возрастного диапазона известен и на севере Лаврентии [Henriksen et al., 2000]. Отметим, что Балтика является более предпочтительной областью сноса, так как на территории Лаврентии не известны цирконы с возрастными 1.48–1.64 млрд лет, присутствующие в образцах скважины Северная.

Гренвильские (1.14–0.9 млрд лет) источники не оказали влияния на триасовое осадконакопление, так как в образцах из скважины Северная содержится только 3 зерна циркона данного возраста [Bogdanova et al., 2008; Lorenz et al., 2012].

Неопротерозойские (1.0–0.54 млрд лет) зерна циркона поступали в осадок в значительном количестве в анизии (0.8–0.56 млрд лет) (38%) и ладине (0.84–0.54 млрд лет) (33%), фактически исчезают в карнии (5%) и вновь появляются в нории (12%). Источники неопротерозойского циркона широко развиты в обрамлении Баренцева моря вдоль восточного фронта Полярного Урала, на Новой Земле, в Скандинавии и на Шпицбергене [Kuznetsov et al., 2010]. Неопротерозойские магматические породы, связанные с тиманским орогенезом, являются существенным источником циркона этого возраста в Баренцевоморском регионе [Larionov et al., 2004; Pease, 2011]. Источники с возрастом 630–615 млн лет известны в центральной зоне Таймыра [Pease, Vernikovskiy, 2000], зерна обломочного циркона вендского возраста (650 млн лет) обнаружены в северной зоне Таймыра

[Pease, Scott, 2009], гранитоиды этого возраста характерны также для западной части Сибирского кратона [Vernikovskiy et al., 2003]. Основными областями сноса неопротерозойских зерен циркона в образцах скважины Северная, на наш взгляд, являются Полярный Урал и, вероятно, Новая Земля и Таймыр.

Количество циркона, связанного с каледонским (500–390 млн лет) этапом, закономерно увеличивается от анизии (400–390 млн лет – 4%), ладина (500–440 млн лет – 10%), карнии (480–390 млн лет – 17%) к нории (500–390 млн лет – 26%). Таким образом, каледонские комплексы постепенно выводились в область эрозии, начиная с среднего триаса, и играли существенную роль при размыве в позднем триасе. Зерна циркона с возрастом 500–480 млн лет могут быть связаны с размывом магматических пород, сформированных на заключительной стадии Тиманской орогении [Gee et al., 2000; Kuznetsov et al., 2007] или образовавшихся при рифтинге ордовикской пассивной окраины Урала [Puchkov, 1997]. На островах архипелага Северная Земля (490–410 млн лет [Lorenz et al., 2007]) и на Шпицбергене (470–410 млн лет [Muhre et al., 2008; Pettersson et al., 2010]) известны магматические и метаморфические породы, формирование которых происходило в каледонское время.

Циркон возрастного интервала 370–220 млн лет образует наиболее значимый пик во всех образцах: анизий (370–270 млн лет – 58%), ладина (360–

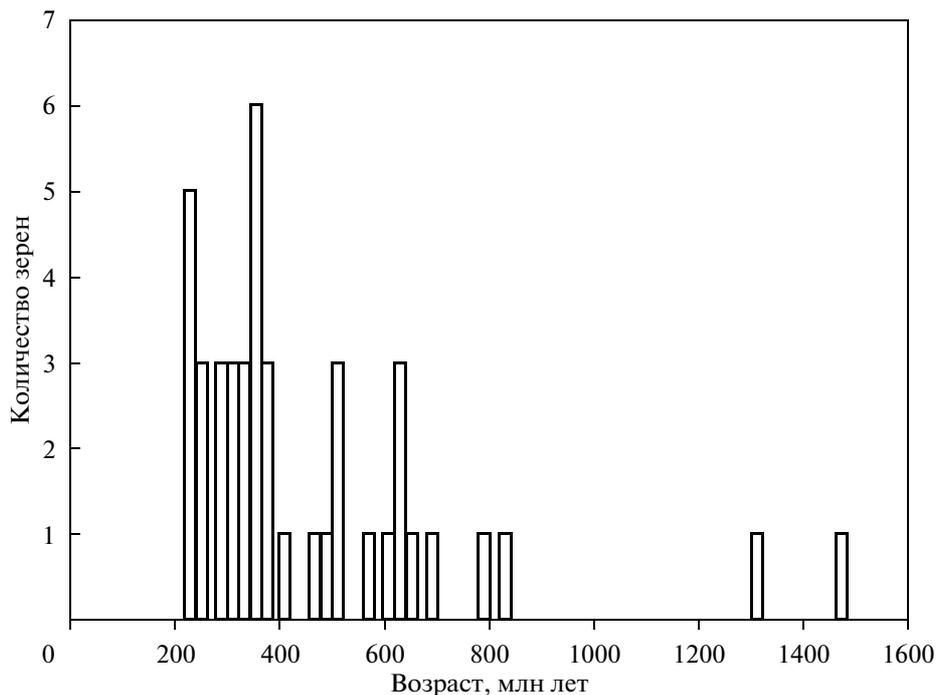


Рис. 8. Гистограмма встречаемости зерен обломочного циркона морфологических типов H и L1 [Purín, 1980], характерных для высокоглиноземистых гранитов, в образцах скважины Северная (архипелаг Земля Франца-Иосифа).

270 и 270–240 млн лет – 37%), карний (370–270 и 270–220 млн лет – 71%), норий (370–270 и 270–220 млн лет – 38%). Циркон возрастного интервала от 370 до 300, а возможно, и до 270 млн лет связан с магматизмом герцинского (уральского) этапа, проявления которого известны на Полярном Урале и на Таймыре [Zonenshain et al., 1990; Brown et al. 2006; Pease, 2011]. Источниками наиболее молодых зерен циркона (250–220 млн лет), по-видимому, являются магматические породы и вулканиты, связанные с Сибирским плюмом и известные на Таймыре [Vernikovskiy et al., 2003; Walderhaug et al., 2005], Сибирском кратоне [Reichow et al., 2009] и в скважинах на севере Западной Сибири [Сараев и др., 2009; Никишин и др., 2011].

По результатам датирования обломочного циркона из скважины Северная можно реконструировать эволюцию источников сноса для северной части Баренцевоморского региона в среднем–позднем триасе.

В среднем триасе (верхний анизий) доминирует снос терригенного материала с герцинских структур Полярного Урала. Из этих источников в бассейн поступают зерна циркона с возрастом 370–270 млн лет. Вторым по значению были источники неопротерозойского циркона (800–560 млн лет), которыми, по-видимому, могли быть породы восточного фронта Полярного Урала, возможно, Новой Земли, северной и цен-

тральной зон Таймыра. Обломочный материал поступал с юга, юго-востока.

К концу среднего триаса (верхний ладин) герцинские (360–270 млн лет) и неопротерозойские (840–540 млн лет) породы остаются главными источниками циркона, но их влияние несколько ослабевает. В это время добавляется новый его источник, связанный с размывом пермтриасовых магматических и вулканических пород (250–220 млн лет). Возрастает снос с каледонских структур, зерна циркона с возрастом 500–440 млн лет могли поступать как с юга (поздние Тиманиды, Полярный Урал), так и с востока (архипелаг Северная Земля). Снос с запада (архипелаг Шпицберген) менее вероятен. В конце среднего триаса в область эрозии выводятся и являются источниками сноса палео- и мезопротерозойские породы Восточно-Европейского кратона (Балтики).

В начале позднего триаса (верхний карний) усиливается размыв магматических пород, связанных с Сибирским плюмом (250–220 млн лет), поступает обломочный материал с герцинских (370–270 млн лет) и каледонских (480–390 млн лет) структур. Палео-, мезо- и неопротерозойские комплексы фактически не размываются.

В конце триаса (верхний норий) уменьшается эрозия пород с возрастом 250–220 млн лет и герцинских (370–270 млн лет) источников, возрастает влияние каледонских (500–390 млн лет) комплексов. Усиливается размыв палео-, мезо- и неопротерозойских пород.

Таким образом, главным поставщиком обломочного материала в северную часть Баренцево-морского осадочного бассейна в среднем-позднем триасе являлись структуры Уральского складчатого пояса. Некоторое влияние на осадконакопление, по-видимому, оказывали Восточно-Европейский кратон (Балтика), тиманиды, Таймыр и образования Сибирского плюма. Основной снос, по-видимому, происходил с юга, юго-востока. Влияние неопротерозойских источников систематически убывает, а каледонских возрастает от начала среднего к концу позднего триаса. На основании полученных данных можно констатировать, что терригенный материал, поступивший с Уральского складчатого пояса, достигает архипелага Земля Франца-Иосифа не позднее среднего триаса, в то время как эти осадки распространяются до Шпицбергена только в позднем триасе [Riis et al., 2008; Vue et al., 2011; Vue, Andersen, 2013]. Триасовые осадки архипелага Земли Франца-Иосифа отлагались в едином Северо-Баренцево-морском бассейне, и их формирование не было связано с эволюцией бассейна Сведруп.

Палеогеографические реконструкции для Баренцево-морского региона ранее были основаны главным образом на литологических, минералогических, биостратиграфических и сейсмических данных [Ронкина, Вишневская, 1981, 1982; Пчелина, 1985; Mørk, 1999; Kosteva, 2004; Petrov et al., 2008; Басов и др., 2009]. Высказывалось мнение о сносе обломочного материала в осадочный бассейн Земли Франца-Иосифа в триасе с севера, с Срединно-Арктической суши (хребет Ломоносова) [Ронкина, Вишневская, 1981, 1982; Kosteva, 2004]. Этот вывод не подтверждается полученными нами данными. Их комплексный анализ показал, что обломочный материал в Баренцево-морский бассейн поставляли Североземельское горное сооружение, Новоземельско-Уральская, Балтийская и Западно-Шпицбергенская палеосуши [Басов и др., 2009]. Полученные нами результаты U/Pb датирования зерен обломочного циркона хорошо согласуются с этими палеогеографическими реконструкциями [Басов и др., 2009]. В последнее время для тестирования палеогеографических реконструкций Арктических регионов используются данные U/Pb датирования обломочного циркона [Miller et al., 2006; Pease et al., 2007; Петров, 2010; Vue et al., 2011; Omma et al., 2012; Miller et al., 2013; Vue, Andersen, 2013]. Эти данные, наряду с представленными нами, позволили существенно уточнить источники сноса для триасовых отложений Баренцево-морского региона [Pease et al., 2007; Петров, 2010; Vue et al., 2011; Vue, Andersen, 2013]. Таким образом, U/Pb датирование обломочного циркона несет важную информацию об источниках сноса и позволяет корректировать региональные палеогеографические реконструкции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ морфологии кристаллов обломочно-го циркона из 4 образцов керна триасовых отложений, вскрытых скважиной Северная на архипелаге Земля Франца-Иосифа, показал, что в областях сноса преобладали высокоглиноземистые граниты, наряду с известково-щелочными, субщелочными и щелочными гранитоидами.

2. По данным U/Pb LA-ICP-MS датирования зерен обломочного циркона (400 определений возраста), реконструирована эволюция источников сноса для северной части Баренцево-морского региона в среднем-позднем триасе. В начале среднего триаса главными источниками обломочного материала являлись герцинские структуры Урала. Вторыми по значению были источники неопротерозойского циркона – комплексы Полярного Урала, возможно, Новой Земли, северной и центральной зон Таймыра. Обломочный материал поступал с юга, юго-востока. К концу среднего триаса герцинские и неопротерозойские источники сноса остаются главными, начинают размываться магматические породы, происхождение которых, скорее всего, связано с Сибирским плюмом (250–220 млн лет), и палео- и мезопротерозойские породы Восточно-Европейского кратона (Балтики). Возрастает снос со структур, для которых характерен каледонский возраст циркона. Возможными источниками являлись поздние Тиманиды, Полярный Урал, Северная Земля. В начале позднего триаса по-прежнему размываются породы, связанные с Сибирским плюмом, герцинские и каледонские структуры, фактически исчезает снос с палео-, мезо- и неопротерозойских структур. В конце триаса уменьшается эрозия Сибирских траппов и герцинских пород, возрастает влияние каледонских комплексов, а также усиливается значение размыва палео-, мезо- и неопротерозойских структур.

3. Главным источником кластического материала для северной части Баренцево-морского осадочного бассейна в среднем-позднем триасе являлись структуры Уральского складчатого пояса. Терригенный материал, по-видимому, также поставлялся с Восточно-Европейского кратона (Балтика), тиманид, Таймыра и пород Сибирского плюма. Основной снос происходил с юга, юго-востока. Влияние неопротерозойских источников систематически убывает, а каледонских возрастает от начала среднего к концу позднего триаса. Данные U/Pb датирования циркона показывают, что осадки, поступавшие с Уральского складчатого пояса, достигли архипелага Земли Франца-Иосифа не позднее среднего триаса и отлагались в едином Северо-Баренцево-морском бассейне.

Авторы признательны И.С. Ипатьевой (ГИН РАН) за помощь в получении и обработке дан-

ных, использованных в статье, а также А.В. Маслову за рецензию, которая помогла существенно улучшить статью.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Norwegian Petroleum Directorate, а также Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 и № 6, гранта РФФИ № 14-05-93092 Норв_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г. и др.* Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Т. 4. № 1. http://www.ngtr.ru/tub/2/3_2009.pdf
- Бро Е.Г., Пчелина Т.М., Преображенская Э.Н. и др.* Осадочный чехол Баренцевоморского шельфа по данным параметрического бурения на островах // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М.: Наука, 1989. С. 191–197.
- Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г. и др.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.
- Никишин В.А., Мальшев Н.А., Никишин А.М., Обметко В.В.* Позднепермско-триасовая система рифтов Южно-Карского осадочного бассейна // Вестник МГУ. Сер. геология. 2011. № 6. С. 3–9.
- Петров Е.О.* Условия формирования мезозойских отложений Баренцевоморского региона / Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 2010. 25 с.
- Преображенская Э.Н., Школа И.В., Корчинская М.В.* Стратиграфия триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения) // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1985. С. 5–15.
- Пчелина Т.М.* История триасового осадконакопления на Шпицбергене и прилегающем шельфе // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1985. С. 135–152.
- Ронкина З.З., Вишневецкая Т.Н.* Глаукофан в осадочных толщах западной части Советской Арктики // Советская геология. 1982. № 7. С. 90–93.
- Ронкина З.З., Вишневецкая Т.Н.* Минералогические критерии палеогеографических реконструкций для Карского седиментационного бассейна в юрско-меловое время // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 85–96.
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В.* Пермотриасовые вулканы колтогорско-уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 4–20.
- Устрицкий В.И.* Триасовые и верхнепермские отложения полуострова Адмиралтейства (Новая Земля) // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 55–65.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids // J. Petrology. 2006. V. 47. № 2. P. 329–353.
- Bingen B., Soll A.* Geochronology of magmatism in the Caledonian and Sveconorwegian belts of Baltica: synopsis for detrital zircon provenance studies // Norwegian J. of Geology. 2009. V. 89. P. 267–290.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. Precambrian Research. 2008. V. 160 № 1–2. P. 23–45.
- Brown D., Puchkov V., Alvarez-Marron J. et al.* Tectonic processes in the Southern and Middle Urals: an overview. European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London, Memoirs. 2006. V. 32. P. 407–419.
- Bue E.P., Andersen A., Andersen T., Solbakken R.T.* Provenance of Mesozoic sediments from Svalbard based on LA-MC-ICPMS analyses of clastic zircons: Preliminary results. 2011. ftp://ftp.ngu.no/pub/NGF_Wintermeeting/Til%20Hans%20Arne/EBCE/EBCE3+6/PGE3O_Bue_Edina_Pozer.pdf
- Bue E.P., Andersen A.* Constraining depositional models in the Barents Sea region using detrital zircon U-Pb data from Mesozoic sediments in Svalbard // Sediment Provenance Studies in Hydrocarbon Exploration and Production. Geological Society London. 2013. (in press)
- Bugge T., Fanavoll S.* The Svalis Dome, Barents Sea – a geological playground for shallow stratigraphic drilling // First Break. 1995. V. 13. № 6. P. 237–251.
- Dypvik H., Sokolov A., Pchelina T. et al.* The Triassic Succession of the Franz Josef Land, Stratigraphy and Sedimentology of three wells from Alexandra, Hayes and Graham Bell Islands. Geological Aspects of the Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea. The northern Barents Sea Geotraverse. Meddelelser № 151. Oslo: Norsk Polarinstittutt, 1998. P. 50–82.
- Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al.* New Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarforschung. 2000. V. 68. P. 161–170.11
- Gehrels G.* Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities // Recent Advances in Tectonics of Sedimentary Basins / Eds Busby C., Azor A. Wiley-Blackwell, 2011. P. 47–62.
- Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J.* Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. Q03017. doi: 10.1029/2007GC001805.
- Henriksen N., Higgins A.K., Kalsbeek F., Pulvertaft T.C.R.* Greenland from Archean to Quaternary // Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin. 2000. № 185. P. 2–12.
- Kosteva N.N.* The sources of denudation for the Barents Sea Mesozoic sedimentary provinces // Arctic Geology, Energy Resources and Environmental Challenges. NGF Abstract and Proceedings. 2004. № 2. P. 74–75.
- Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A. et al.* Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: implications

- for plate tectonic models // *Gondwana Research*. 2010. V. 17. P. 583–601. doi:10.1016/j.gr.2009.08.005.
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al.* Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // *Gondwana Research*. 2007. V. 12. P. 305–323. doi: 10.1016/j.gr.2006.10.005.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 69–74.
- Lorenz H., Gee D.G., Larionov A.N., Majka J.* The Grenville–Sveconorwegian orogen in the high Arctic // *Geological Magazine*. 2012. V. 149. № 05. P. 875–891. doi: 10.1017/S0016756811001130.
- Lorenz H., Gee D.G., Whitehouse M.J.* New geochronological data on Paleozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin // *Geological Magazine*. 2007. V. 144. P. 105–125.
- Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California. Spec. Pub. 4. 2003. 71 p.
- Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New Insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. V. 25. TC3013. doi: 10.1029/2005TC001830.
- Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V. et al.* Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // *Gondwana Research*. 2013. V. 23. Is. 4. P. 1631–1645. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.08.015
- Mørk M.B.E.* Compositional variations and provenance of Triassic sandstones from the Barents Shelf // *J. of Sedimentary Research*. 1999. V. 69. № 3. P. 690–710.
- Myhre P.I., Corfu F., Andresen, A.* Caledonian anatexis of Grenvillian crust: a U-Pb study of Albert I Land, NW Svalbard // *Norwegian Journal of Geology*. 2008. V. 89. P. 173–91.
- Omma J.E., Pease V., Scott R.A.* U-Pb SIMS zircon geochronology of Triassic and Jurassic sandstones on northwestern Heiberg Island, northern Sverdrup Basin, Arctic Canada, Arctic Petroleum Geology. London. Geological Society. Memoirs. 2011. V. 35. P. 559–566. doi: 10.1144/M35.37.
- Patchett J., Kuovo O.* Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of South Finland // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986. V. 92. P. 1–12.
- Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C. et al.* Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. Q0AA06, doi: 10.1029/2009GC002618.
- Pease V.* Eurasian orogens and Arctic tectonics: an overview. Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 35. P. 311–324. doi: 10.1144/M35.20.
- Pease V., Kosteva N., Tebenkov A. et al.* U-Pb zircon provenance of Late Triassic sandstone from Franz Josef Land // *Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway*. ICAM V. 2007. NGF IO-096. P. 123.
- Pease V., Scott R.A.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // *J. of the Geological Society of London*. 2009. V. 166. P. 1–10.
- Pease V., Vernikovskiy V.* The Tectono-Magmatic Evolution of the Taimyr Peninsula: Further Constraints from New Ion-Microprobe Data // *Polarforschung, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research and German Society of Polar Research*. 2000. V. 68. P. 171–178.
- Petrov O.V., Sobolev N.N., Koren T.N. et al.* Palaeozoic and Early Mesozoic evolution of the East Barents and Kara Seas sedimentary basins. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 2008. T. 88. № 4. C. 227–234.
- Puchkov V.N.* Structure and geodynamics of the Uralian orogen. *Orogeny Through Time* // *Geol. Soc. London. Sp. Publ.* 1997. V. 121. P. 201–236.
- Pettersson C.H., Pease V., Frei, D.* Detrital zircon-Pb ages of Silurian-Devonian sediments from NW Svalbard: A fragment of Avalonia and Laurentia? // *Journal of the Geological Society of London*. 2010. V. 167. P. 1019–1032. doi: 10.1144/0016-76492010-062.
- Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1980. V. 73. P. 207–220.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I. et al.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 277. P. 9–20.
- Riis F., Lundschiem B.A., Høy T. et al.* Evolution of the Triassic shelf in the northern Barents Region // *Polar Research*. 2008. V. 27. P. 318–337.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J. et al.* Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. V. 249. P. 1–35. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.
- Tera F., Wasserburg G.J.* U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1972. V. 14. P. 281–304.
- Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E. et al.* First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos*. 2003a. V. 66. P. 23–36.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B. et al.* Neoproterozoic accretion-collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*. 2003b. V. 375. P. 147–168.
- Walderhaug H.J., Eide E.A., Scott R.A. et al.* Paleomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology from the South Taimyr igneous complex, Arctic Russia: a Middle–Late Triassic magmatic pulse after Siberian flood-basalt volcanism // *Geophys. J. International*. 2005. V. 163. P. 501–517.
- Wetherill G.W.* Discordant uranium-lead ages // *Trans. Amer. Geophys.* 1956. Union 37. P. 320–326.
- Zircon* // *Review in Mineralogy and Geochemistry* / Eds Hanchar J.M., P.W.O. Hoskin. 2003. 500 p.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* Uralian fold-belt and Foldbelts of the Northeast USSR, Taimyr and the Arctic. *Geology of the USSR: a Plate-Tectonic Synthesis* // *American Geophysical Union. Geodynamics Series*. 1990. V. 21. P. 27–54, 121–146.